



ΑΡΙΣΤΟΤΕΛΕΙΟ ΠΑΝΕΠΙΣΤΗΜΙΟ ΘΕΣΣΑΛΟΝΙΚΗΣ
ΤΜΗΜΑ ΓΕΩΛΟΓΙΑΣ
ΤΟΜΕΑΣ ΓΕΩΛΟΓΙΑΣ

ΑΣΤΕΡΙΟΣ Β. ΑΥΓΕΡΙΝΑΣ
Πτυχιούχος M.Sc. Γεωλόγος

ΑΝΑΛΥΣΗ ΤΗΣ ΠΑΡΑΜΟΡΦΩΣΗΣ ΚΑΙ ΚΙΝΗΜΑΤΙΚΗ
ΤΗΣ ΠΕΛΑΓΟΝΙΚΗΣ ΖΩΝΗΣ
ΣΤΗ ΒΟΡΕΙΑ ΕΛΛΑΔΑ

ΔΙΔΑΚΤΟΡΙΚΗ ΔΙΑΤΡΙΒΗ

ΘΕΣΣΑΛΟΝΙΚΗ
2014



**ARISTOTLE UNIVERSITY OF THESSALONIKI
SCHOOL OF GEOLOGY
DEPARTMENT OF GEOLOGY**

**AVGERINAS ASTERIOS
M.Sc. Geologist**

**DEFORMATION AND KINEMATICS ANALYSIS OF THE
PELAGONIAN ZONE IN NORTHERN GREECE**

Ph.D. THESIS

**THESSALONIKI
2014**

ΑΣΤΕΡΙΟΣ Β. ΑΥΓΕΡΙΝΑΣ
Πτυχιούχος M.Sc. Γεωλόγος

ΑΝΑΛΥΣΗ ΤΗΣ ΠΑΡΑΜΟΡΦΩΣΗΣ ΚΑΙ ΚΙΝΗΜΑΤΙΚΗ
ΤΗΣ ΠΕΛΑΓΟΝΙΚΗΣ ΖΩΝΗΣ
ΣΤΗ ΒΟΡΕΙΑ ΕΛΛΑΔΑ

Υποβλήθηκε στο Τμήμα Γεωλογίας
Τομέας Γεωλογίας
Ημερομηνία Προφορικής Εξέτασης: 27^η Ιουνίου 2014

Τριμελής Συμβουλευτική Επιτροπή

Καθηγητής Αδαμάντιος Κίλιας, Επιβλέπων
Αναπληρωτής Καθηγητής Αντώνιος Κορωνάιος, Μέλος Τριμελούς Συμβουλευτικής
Ομότιμος Καθηγητής Δημοσθένης Μουντράκης, Μέλος Τριμελούς Συμβουλευτικής

Εξεταστική Επιτροπή

Καθηγητής Αδαμάντιος Κίλιας, Τμήμα Γεωλογίας Αριστοτελείου Πανεπιστημίου
Θεσσαλονίκης
Ομότιμος Καθηγητής Δημοσθένης Μουντράκης, Τμήμα Γεωλογίας Αριστοτελείου
Πανεπιστημίου Θεσσαλονίκης
Αναπληρωτής Καθηγητής Αντώνιος Κορωνάιος, Τμήμα Γεωλογίας Αριστοτελείου
Πανεπιστημίου Θεσσαλονίκης
Καθηγητής, Σπυρίδων Παυλίδης, Τμήμα Γεωλογίας Αριστοτελείου Πανεπιστημίου
Θεσσαλονίκης
Καθηγητής, Σπυρίδων Σκλαβούνος Τμήμα Γεωλογίας Αριστοτελείου Πανεπιστημίου
Θεσσαλονίκης
Καθηγητής, Γεώργιος Μιγκίρος, Τμήμα Αξιοποίησης Φυσικών Πόρων και Γεωργικής
Μηχανικής Γεωπονικού Πανεπιστημίου Αθηνών
Καθηγητής, Δημήτριος Παπανικολάου, Τμήμα Γεωλογίας και Γεωπεριβάλλοντος Εθνικού
και Καποδιστριακού Πανεπιστημίου Αθηνών

Αριθμός Παραρτήματος Επιστημονικής επετηρίδας Τμήματος Γεωλογίας Ν^ο

© Αστέριος Β. Αυγερινάς, 2014

Με επιφύλαξη παντός δικαιώματος. All right reserved.

ΑΝΑΛΥΣΗ ΤΗΣ ΠΑΡΑΜΟΡΦΩΣΗΣ ΚΑΙ ΚΙΝΗΜΑΤΙΚΗ ΤΗΣ ΠΕΛΑΓΟΝΙΚΗΣ ΖΩΝΗΣ
ΣΤΗ ΒΟΡΕΙΑ ΕΛΛΑΔΑ

ISBN:

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

(Ν. 5343/1932 202 παρ. 2)

ΠΕΡΙΕΧΟΜΕΝΑ

<u>ΠΡΟΛΟΓΟΣ</u>	1
<u>1. ΕΙΣΑΓΩΓΗ</u>	3
1.1 ΣΚΟΠΟΣ ΤΗΣ ΕΡΕΥΝΑΣ	3
1.2 ΓΕΩΓΡΑΦΙΚΗ ΤΟΠΟΘΕΤΗΣΗ ΚΑΙ ΓΕΝΙΚΑ ΓΕΩΜΟΡΦΟΛΟΓΙΚΑ ΧΑΡΑΚΤΗΡΙΣΤΙΚΑ ΤΗΣ ΠΕΡΙΟΧΗΣ ΕΡΕΥΝΑΣ	5
1.3 ΓΕΩΤΕΚΤΟΝΙΚΗ ΤΟΠΟΘΕΤΗΣΗ ΤΟΥ ΕΛΛΗΝΙΚΟΥ ΟΡΟΓΕΝΟΥΣ	8
1.4 ΟΙ ΕΛΛΗΝΙΔΕΣ ΓΕΩΤΕΚΤΟΝΙΚΕΣ ΖΩΝΕΣ	13
1.5 ΣΥΝΟΠΤΙΚΑ ΓΙΑ ΤΗΝ ΓΕΩΤΕΚΤΟΝΙΚΗ ΕΞΕΛΙΞΗ ΤΟΥ ΕΛΛΗΝΙΚΟΥ ΟΡΟΓΕΝΟΥΣ ΣΤΗΝ ΒΟΡΕΙΑ ΕΛΛΑΔΑ	18
1.6 ΓΕΩΛΟΓΙΚΗ ΤΟΠΟΘΕΤΗΣΗ ΚΑΙ ΓΕΩΤΕΚΤΟΝΙΚΗ ΕΞΕΛΙΞΗ ΤΗΣ ΠΕΛΑΓΟΝΙΚΗΣ ΖΩΝΗΣ ΚΑΙ ΤΗΣ ΖΩΝΗΣ ΑΕΙΟΥ ΣΤΟ ΕΛΛΗΝΙΚΟ ΟΡΟΓΕΝΕΣ ΣΤΗ ΒΟΡΕΙΑ ΕΛΛΑΔΑ	19
<u>2. ΓΕΩΛΟΓΙΚΗ ΚΑΙ ΤΕΚΤΟΝΙΚΗ ΔΟΜΗ ΤΗΣ ΟΡΟΣΕΙΡΑΣ ΤΟΥ ΔΥΤΙΚΟΥ ΒΟΡΑ</u>	26
2.1 ΑΠΟΨΕΙΣ ΓΙΑ ΤΗΝ ΓΕΩΛΟΓΙΑ ΤΗΣ ΠΕΡΙΟΧΗΣ ΕΡΕΥΝΑΣ	26
2.2 ΓΕΩΛΟΓΙΚΕΣ ΚΑΙ ΠΕΤΡΟΓΡΑΦΙΚΕΣ ΠΑΡΑΤΗΡΗΣΕΙΣ ΣΤΗΝ ΠΕΡΙΟΧΗ ΕΡΕΥΝΑΣ	32
A. ΑΝΑΤΟΛΙΚΗ ΠΕΛΑΓΟΝΙΚΗ ΖΩΝΗ	34
1. Κρυσταλλοσχιστώδες υπόβαθρο	34
I. Κατώτερη ενότητα	35
i. Σειρά των γενεσίων	35
ii. Σειρά των σχιστόλιθων	36
II. Ανώτερη ενότητα	36
i. Σειρά των γενεσιοσχιστόλιθων	36
ii. Σειρά των αμφιβολιτικών σχιστόλιθων	36
iii. Σειρά των σχιστόλιθων	36

III. Μαγματικές διεισδύσεις	38
2. Τριαδικοϊουρασικό ανθρακικό κάλυμμα	39
I. Κατώτερη ανθρακική σειρά.....	39
II. Ανώτερη ανθρακική σειρά.....	40
B. ΔΥΤΙΚΗ ΖΩΝΗ ΑΞΙΟΥ Ή ΖΩΝΗ ΑΛΜΩΠΙΑΣ.....	40
1. Ενότητα Λουτρά Αριδαίας.....	41
I. Κατώτερη μεταμορφωμένη σειρά (τεκτονικό mélange)	42
i. Γενεσιοσχιστολιθική σειρά.....	42
ii. Οφιόλιθοι.....	44
II. Ανώτερη επικλυσιογενής κλαστική σειρά.....	45
i. Βορειοδυτική κλαστική σειρά.....	45
ii. Βορειοανατολική κλαστική σειρά.....	48
2. Ενότητα Άννας.....	49
I. Κατώτερη κρυσταλλοσχιστώδης σειρά.....	49
i. Σειρά των γενεσίων.....	50
ii. Μετακροκαλοπαγή.....	50
iii. Σειρά σχιστόλιθων.....	51
II. Ανώτερη σχιστολιθική σειρά.....	51
i. Μεταφαιστιοϊζηματογενής σειρά.....	52
ii. Σειρά σχιστολίθων και μαρμάρων.....	53
3. Ενότητα Άνω Γαρέφι.....	54
I. Οφιόλιθοι.....	54
II. Φλυσχοειδής σειρά.....	56
Γ. ΑΝΩ ΚΡΗΤΙΑΚΟ ΕΠΙΚΛΥΣΙΓΕΝΕΣ ΚΑΛΥΜΜΑ.....	57
I. Ασβεστολιθική σειρά.....	57
II. Φλυσχική σειρά.....	58
<u>3. ΤΕΚΤΟΝΙΚΗ ΚΑΙ ΜΕΤΑΜΟΡΦΩΣΗ.....</u>	59
3.1 ΤΕΚΤΟΝΙΚΗ-ΚΙΝΗΜΑΤΙΚΗ ΑΝΑΛΥΣΗ ΚΑΙ ΔΙΑΧΩΡΙΣΜΟΣ ΤΕΚΤΟΝΙΚΩΝ	
 ΠΑΡΑΜΟΡΦΩΤΙΚΩΝ ΓΕΓΟΝΟΤΩΝ	59
3.1.1 D₁ γεγονός.....	61

3.1.2 D ₂ γεγονός.....	64
3.1.3 D ₃ γεγονός.....	72
3.1.4 D ₄ γεγονός.....	75
3.1.5 D ₅ γεγονός.....	80
3.1.6 D ₆ γεγονός.....	82
3.1.7 D ₇ γεγονός.....	84
3.2 ΣΧΕΣΗ ΜΕΤΑΜΟΡΦΩΣΗΣ-ΠΑΡΑΜΟΡΦΩΣΗΣ ΚΑΙ ΣΥΝΘΗΚΕΣ	
ΜΕΤΑΜΟΡΦΩΣΗΣ.....	88
<u>3.2.1 Ορυκτοχημεία.....</u>	<u>90</u>
3.2.1.1 Γρανάτες.....	90
3.2.1.2 Μαρμαρυγίες.....	102
3.2.1.2.A Λευκοί μαρμαρυγίες.....	103
3.2.1.2.B Βιοτίτες.....	110
3.2.1.3 Αμφίβολοι.....	112
3.2.1.4 Χλωρίτες.....	120
3.2.1.5 Χλωριτοειδείς.....	125
3.2.1.6 Άστριοι	126
3.2.1.7 Άλλα ορυκτά.....	129
<u>3.2.2 Γεωθερμοβαρομετρία.....</u>	<u>134</u>
3.2.2.1 Γεωθερμόμετρο γρανάτη – μοσχοβίτη.....	135
3.2.2.2 Γεωθερμόμετρο γρανάτη – χλωρίτη.....	136
3.2.2.3 Γεωθερμόμετρο μοσχοβίτη – παραγωνίτη.....	137
3.2.2.4 Γεωθερμόμετρο χλωρίτη – χλωριτοειδούς	138
3.2.2.5 Γεωθερμόμετρα χλωρίτη	138
3.2.2.6 Γεωβαρόμετρο σύστασης φεγγιτών.....	140
<u>3.2.3 Αποτελέσματα γεωθερμοβαρομετρίας.....</u>	<u>141</u>
<u>3.2.4 Σχέση παραμόρφωσης – μεταμόρφωσης και συνθήκες μεταμόρφωσης</u>	<u>147</u>
3.2.4.1 M ₁ – μεταμορφικό γεγονός.....	149
3.2.4.2 M ₂ -μεταμορφικό γεγονός.....	153
3.2.4.3 Νεώτερα γεγονότα.....	156
3.3 ΧΡΟΝΟΛΟΓΗΣΗ ΤΩΝ ΤΕΚΤΟΝΟ-ΜΕΤΑΜΟΡΦΙΚΩΝ ΓΕΓΟΝΟΤΩΝ.....	156

4. ΤΑ ΠΛΟΥΤΩΝΙΚΑ ΠΕΤΡΩΜΑΤΑ.....162

4.1 ΓΕΝΙΚΑ ΓΙΑ ΤΑ ΠΛΟΥΤΩΝΙΚΑ ΠΕΤΡΩΜΑΤΑ ΤΗΣ ΒΟΡΕΙΑΣ ΠΕΛΑΓΟΝΙΚΗΣ ΖΩΝΗΣ	162
4.2 ΠΕΤΡΟΓΡΑΦΙΑ – ΟΡΥΚΤΟΛΟΓΙΑ	163
4.3 ΓΕΩΧΗΜΕΙΑ	173
4.3.1 Κύρια στοιχεία	173
4.3.2 Ιχνοστοιχεία	178
4.4 ΣΥΝΘΗΚΕΣ ΚΡΥΣΤΑΛΛΩΣΗΣ	180
4.5 ΓΕΩΤΕΚΤΟΝΙΚΟ ΠΕΡΙΒΑΛΛΟΝ	183
4.6 ΓΕΝΕΣΗ ΚΑΙ ΕΞΕΛΙΞΗ ΤΟΥ ΜΑΓΜΑΤΟΣ	185
4.7 ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ ΓΙΑ ΤΑ ΠΛΟΥΤΩΝΙΚΑ ΠΕΤΡΩΜΑΤΑ ΤΟΥ ΔΥΤΙΚΟΥ ΒΟΡΑ	190

5. ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ ΓΙΑ ΤΗΝ ΤΕΚΤΟΝΟΜΕΤΑΜΟΡΦΙΚΗ ΕΞΕΛΙΞΗ ΤΗΣ ΠΕΛΑΓΟΝΙΚΗΣ ΖΩΝΗΣ ΚΑΙ ΤΗΣ ΖΩΝΗΣ ΤΟΥ ΑΞΙΟΥ ΣΤΟΝ ΧΩΡΟ ΤΟΥ ΔΥΤΙΚΟΥ ΒΟΡΑ.....192

5.1 ΤΕΚΤΟΝΙΚΟ ΠΕΡΙΒΑΛΛΟΝ ΚΑΙ P-T-t-d ΠΟΡΕΙΑ ΤΩΝ ΠΕΤΡΩΜΑΤΩΝ ΤΟΥ ΔΥΤΙΚΟΥ ΒΟΡΑ	192
5.2. ΣΥΖΗΤΗΣΗ ΓΙΑ ΤΗΝ ΓΕΩΔΥΝΑΜΙΚΗ ΕΞΕΛΙΞΗ ΚΑΙ ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ	200

ΕΛΛΗΝΙΚΗ ΠΕΡΙΛΗΨΗ	208
ΑΓΓΛΙΚΗ ΠΕΡΙΛΗΨΗ (SUMMARY)	212
ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ	215
ΠΑΡΑΡΤΗΜΑ Α: Φωτογραφίες υπαίθρου και μικροσκοπίου	246
ΠΑΡΑΡΤΗΜΑ Β: Πίνακες χημικών μικροαναλύσεων ορυκτών μεταμορφωμένων πετρωμάτων	285

ΠΑΡΑΡΤΗΜΑ Γ: Πίνακες χημικών μικροανάλυσεων ορυκτών πλουτωνικών

πετρωμάτων.....355

ΒΙΟΓΡΑΦΙΚΟ.....Ι

ΓΕΩΛΟΓΙΚΟΣ – ΤΕΚΤΟΝΙΚΟΣ ΧΑΡΤΗΣ

ΓΕΩΛΟΓΙΚΕΣ ΤΟΜΕΣ

ΠΡΟΛΟΓΟΣ

Η παρούσα διδακτορική διατριβή αναφέρεται στην «Ανάλυση της παραμόρφωσης και κινηματική της Πελαγονικής ζώνης στη βόρεια Ελλάδα» και συγκεκριμένα η περιοχή έρευνας εντοπίζεται στο δυτικό τμήμα της οροσειράς του Βόρα.

Το θέμα της διατριβής αυτής αποτελεί τη συνέχεια της ερευνητικής προσπάθειας του εργαστηρίου Γεωλογίας και Παλαιοντολογίας του Α.Π.Θ., που αντικείμενό της έχει την εξέταση της γεωλογικής και τεκτονικής δομής της Πελαγονικής ζώνης και το ρόλο της στη γεωτεκτονική εξέλιξη του ευρύτερου βόρειο Ελλαδικού χώρου. Μου ανατέθηκε στις 17-06-1999, αλλά λόγω απρόβλεπτων καταστάσεων στην ζωή μου (ευχάριστων και δυσάρεστων), η διατριβή ολοκληρώθηκε με καθυστέρηση αρκετών χρόνων.

Το μεράκι μου για την γεωλογία, αλλά σίγουρα και η τεράστια επιμονή του επιβλέποντα καθηγητή μου κ. Αδαμάντιου Κίλια, η παρόρμηση του συναδέλφου κ. Εμμανουήλ Κατριβάνου καθώς και η προτροπή-υπομονή-κατανόηση της συντρόφου μου τα τελευταία χρόνια Μαίρης, με οδήγησαν στην περάτωση της διατριβής αυτής και τους ευχαριστώ από τα βάθη της ψυχής μου.

Ακόμα μια φορά, θα ήθελα να ευχαριστήσω τον επιβλέποντα καθηγητή μου Αδαμάντιο Κίλια και για την άψογη συνεργασία που είχαμε καθώς και για την συνεχή επιστημονική υποστήριξη που μου παρείχε καθ' όλη την πορεία της διατριβής μου.

Θερμά επίσης να ευχαριστήσω το μέλος της τριμελούς συμβουλευτικής επιτροπής Αναπληρωτή Καθηγητή κ. Αντώνιο Κορωναίο για την αμέριστη βοήθεια που μου έδωσε να εντρυφήσω σε θέματα πετρολογίας και γεωχημείας.

Θέλω επίσης να ευχαριστήσω το τρίτο μέλος της τριμελούς συμβουλευτικής επιτροπής, Ομότιμο Καθηγητή κ. Δημοσθένη Μουντράκη, για τις πολύ χρήσιμες και εύστοχες επιστημονικές του παρατηρήσεις και υποδείξεις.

Θα ήθελα να ευχαριστήσω τα υπόλοιπα μέλη της εξεταστικής επιτροπής Καθηγητές κ. Σπυρίδων Παυλίδη, κ. Σπυρίδων Σκλαβούνο, κ. Γεώργιο Μιγκίρο και κ. Δημήτριο Παπανικολάου για την κριτική ανάγνωση της διατριβής μου και για τις πολύ χρήσιμες υποδείξεις τους.

Ιδιαίτερα θα ήθελα να ευχαριστήσω τον Καθηγητή κ. Σπυρίδων Σκλαβούνο για την καθοδήγησή του στο ηλεκτρονικό μικροσκόπιο (SEM), καθώς και την νυν Λέκτορα κ. Λαμπρινή Παπαδοπούλου και κ. Σταύρο Οικονομίδη για την εκτέλεση των μικροαναλύσεων.

Ευχαριστώ επίσης και τον Καθηγητή τον κ. Wolfgang Frisch του Ινστιτούτο Γεωλογίας του Πανεπιστημίου του Tübingen στη Γερμανία, για τις χρήσιμες συζητήσεις σε θέματα γεωλογίας και την για την πραγματοποίηση χημικών αναλύσεων πετρωμάτων και μικροαναλύσεων ορυκτών.

Θα ήθελα να ευχαριστήσω και τους πρώην παρασκευαστές του Τομέα Ορυκτολογίας-Πετρολογίας-Κοιτασματολογίας κ. Γεώργιο Μιχαηλίδη και κ. Δημήτριο Κατσίκια για την άμεση και άρτια κατασκευή των λεπτών και στιλπνών τομών που χρησιμοποιήθηκαν στην παρούσα διατριβή.

Ευχαριστώ θερμά όλους τους συναδέλφους γεωλόγους κατά την παρουσία μου στο Τμήμα Γεωλογίας για την πολύτιμη και πολύμορφη βοήθεια που μου παρείχαν σε όλα τα στάδια της παρούσας μελέτης.

Ιδιαίτερος θα ήθελα να ευχαριστήσω τον νυν Επίκουρο Καθηγητή κ. Μάρκο Τρανό για την ηθική του υποστήριξη όλα αυτά τα χρόνια. Επίσης ευχαριστώ τον Δρ κ. Βασίλειο Χαριστό για την βοήθειά του πάνω σε θέματα γεωθερμοβαρομετρίας καθώς και για τις πολύτιμες συζητήσεις μας.

Θα ήθελα να ευχαριστήσω τον Προϊστάμενο μου γεωπόνο κ. Ιωάννη Τσιμπλούλη, της Δ/ση Αγροτικών Υποθέσεων Θεσσαλίας της Αποκεντρωμένης Διοίκησης Θεσσαλίας Στερεάς Ελλάδας, για την υπομονή και κατανόηση που έδειξε στην τελευταία και επίπονη προσπάθεια συγγραφής της διατριβής αυτής, καθώς και την συνάδελφο Δρ. κ. Βασιλεία Αρτεμιάδου για την πολύτιμη βοήθειά της.

Τέλος, θέλω να εκφράσω την βαθιά μου ευγνωμοσύνη και αγάπη προς τους γονείς μου για όλα όσα μου πρόσφεραν μέχρι σήμερα και ιδιαίτερα στην μητέρα μου, στην μνήμη της οποίας αφιερώνεται και η παρούσα διδακτορική διατριβή.

1. ΕΙΣΑΓΩΓΗ

1.1 ΣΚΟΠΟΣ ΤΗΣ ΕΡΕΥΝΑΣ

Η έρευνα αυτή εντάσσεται στα πλαίσια μιας ευρύτερης έρευνας που ξεκίνησε εδώ και αρκετά χρόνια στο εργαστήριο Γεωλογίας και Παλαιοντολογίας του Αριστοτελείου Πανεπιστημίου Θεσσαλονίκης, που σκοπό έχει τη διερεύνηση των επιμέρους αλλά και γενικότερων προβλημάτων που αφορούν την τεκτονική και γεωλογική εξέλιξη του ευρύτερου ελληνικού χώρου.

Η ερευνητική αυτή προσπάθεια ξεκίνησε από τα μέσα της δεκαετίας του '70 με μία σειρά διδακτορικών διατριβών, που ασχολήθηκαν με την αναλυτική εξέταση της τεκτονικής δομής της Πελαγονικής ζώνης και της ζώνης του Αξιού, (περιοχή Λουτρακίου-Ορμάς της οροσειράς του Βόρα) από τον Μουντράκη (1976) και συνεχίστηκε με την έρευνα από τον Κίλια (1980) του ανατολικού τμήματος του Βαρνούντα (περιοχή βόρεια της Φλώρινας) και των δυτικών παρυφών του Καϊμακτσαλάν (περιοχή ανατολικά της Φλώρινας). Ακολούθησε η έρευνα της βόρειας Πελαγονικής από το ανατολικό της όριο με την ζώνη του Αξιού μέχρι το δυτικό με την Υποπελαγονική ζώνη από τον Μουντράκη (1983). Επίσης, εξετάστηκε η τεκτονική εξέλιξη της λεκάνης Φλώρινας-Βεγορίτιδας-Πτολεμαΐδας που βρίσκεται μεταξύ των οροσειρών Βόρα και Βέρνου από τον Παυλίδη (1985).

Στην συνέχεια, νεότερες έρευνες επικεντρώθηκαν στο δυτικό περιθώριο της Πελαγονικής ζώνης με την Υποπελαγονική ζώνη (οροσειρά Άσκιου) από τον Σπυρόπουλο (1992) και των εξωτερικών Ελληνίδων από τον Ζούρο (1993) στην περιοχή της ανατολικής Πίνδου στην βόρειο Ελλάδα.

Εκτός από τις έρευνες που γινόταν στον βορειοελλαδικό χώρο σε νοτιότερες περιοχές εξετάζονταν η γεωλογική δομή στο χώρο των Πιερίων (Kilias & Mountrakis 1985, Kilias & Chatsidimitriadis 1985) και Καμβουνίων-Αντιχασίων (Kilias & Mountrakis 1987).

Τα τελευταία χρόνια το εργαστήριο στράφηκε επίσης στην έρευνα γεωλογικών προβλημάτων, τα οποία έχουν ευρύτερη σημασία στην κατανόηση των μηχανισμών που λαμβάνουν χώρα κατά την εξέλιξη μίας ορογενετικής διαδικασίας. Μερικά από τα προβλήματα αυτά αφορούν την τοποθέτηση και την τεκτονική εξέλιξη των οφιολίθων τόσο στον Ελληνικό όσο και στον Αλβανικό χώρο (Mountrakis et al. 1993a,b, Mountrakis et al. 2001, Kilias et al. 2001, Θωμάϊδου 2009, Kilias et al. 2010), την εκταφή των πετρωμάτων

υψηλής πίεσης/χαμηλής θερμοκρασίας στην περιοχή του Ολύμπου-Όσσας (Κίλιας et al. 1991a, Kiliyas 1995, Kiliyas et al. 1995) και στην κεντρική Κρήτη (Φασουλάς 1995, Kiliyas et al. 1994, Fassoulas et al. 1994), την έρευνα της Περιοδοτικής ζώνης (Χατζηδημητριάδης 1990, Ιωαννίδης 1998, Tranos & Kiliyas 1999) και της ελληνικής ενδοχώρας (μάζες Ροδόπης και Σερβομακεδονικής) (Kiliyas & Mountrakis 1990, Tranos et al. 1993, Oladeji 1997, Kiliyas & Mountrakis 1998, Kiliyas et al. 1999, Φαλαλάκης 2004), την τεκτονική εξέλιξη μολассικών λεκανών στον χώρο της κεντρικής Ελλάδας (Vamvaka 2009), καθώς και την νέα τεκτονική (Pavlides & Mountrakis 1986,1990, Pavlides et al. 1990, Τρανός 1998). Τέλος κατά καιρούς έγινε προσπάθεια σύγκρισης των τεκτονικών γεγονότων και σύνδεσης των επιμέρους ορογενετικών διαδικασιών στο ελληνικό ορογενές (Mountrakis et al. 1983, 1987, Πάτρας et al. 1988, Κίλιας & Μουντράκης 1989, Kiliyas 1991, Μουντράκης 1994, Κίλιας 2001, Μουντράκης 2002, Kiliyas et al. 2002).

Για την συνέχιση αυτής της μακροχρόνιας και επίπονης προσπάθειας της ερευνητικής ομάδας του εργαστηρίου Γεωλογίας και Παλαιοντολογίας, επιλέχθηκε ως αντικείμενο της παρούσας διατριβής ο χώρος της οροσειράς του Βόρα κατά μήκος των συνόρων Ελλάδας-Π.Γ.Δ.Μ. συνόρων στην βορειοδυτική Μακεδονία.

Η οροσειρά του Βόρα, εκτός του ενδιαφέροντος που παρουσιάζει από γεωλογικής άποψης, παρουσιάζει ενδιαφέρον λόγω της ιδιαιτερότητας του συγκεκριμένου χώρου, καθόσον έχουν γραφτεί λίγες εργασίες και ελάχιστες διδακτορικές διατριβές. Στις λιγοστές εργασίες που έχουν γραφτεί (Mercier 1968, Μουντράκης 1976, 1983, Migiros & Galeos 1990, Ricou & Codfriaux 1991, Brown & Robertson 2002), οι συγγραφείς παρουσιάζουν διαφορετικές απόψεις, που σχετίζονται με την γεωλογία της περιοχής ή με την προέλευση και την τεκτονική τοποθέτηση των διαφόρων ενοτήτων που απαρτίζουν την οροσειρά.

Τα τελευταία χρόνια η εξέλιξη της τεκτονικής ανάλυσης, που συντελέστηκε κυρίως χάρη στην εφαρμογή της μικροτεκτονικής και η ανάπτυξη σύγχρονων μεθόδων ανάλυσης και επεξεργασίας της, μπόρεσαν να δώσουν απαντήσεις σε πολλά προβλήματα στα οποία οι κλασικές μέθοδοι της μακροτεκτονικής αδυνατούσαν.

Η παρούσα διατριβή ευελπιστεί με την εφαρμογή σύγχρονων μεθόδων τεκτονικής ανάλυσης, να αποδώσει όσο το δυνατόν καλύτερα την τεκτονική δομή, την κινηματική της παραμόρφωση και την εξέλιξη του δυτικού τμήματος της οροσειράς του Βόρα στον χώρο των εσωτερικών Ελληνίδων ζωνών. Η γεωλογική και τεκτονική έρευνα στο ανατολικό τμήμα

της οροσειράς του Βόρα, βρίσκεται αυτήν την περίοδο σε εξέλιξη, από τον συνάδελφο κ. Εμμανουήλ Κατριβάνο.

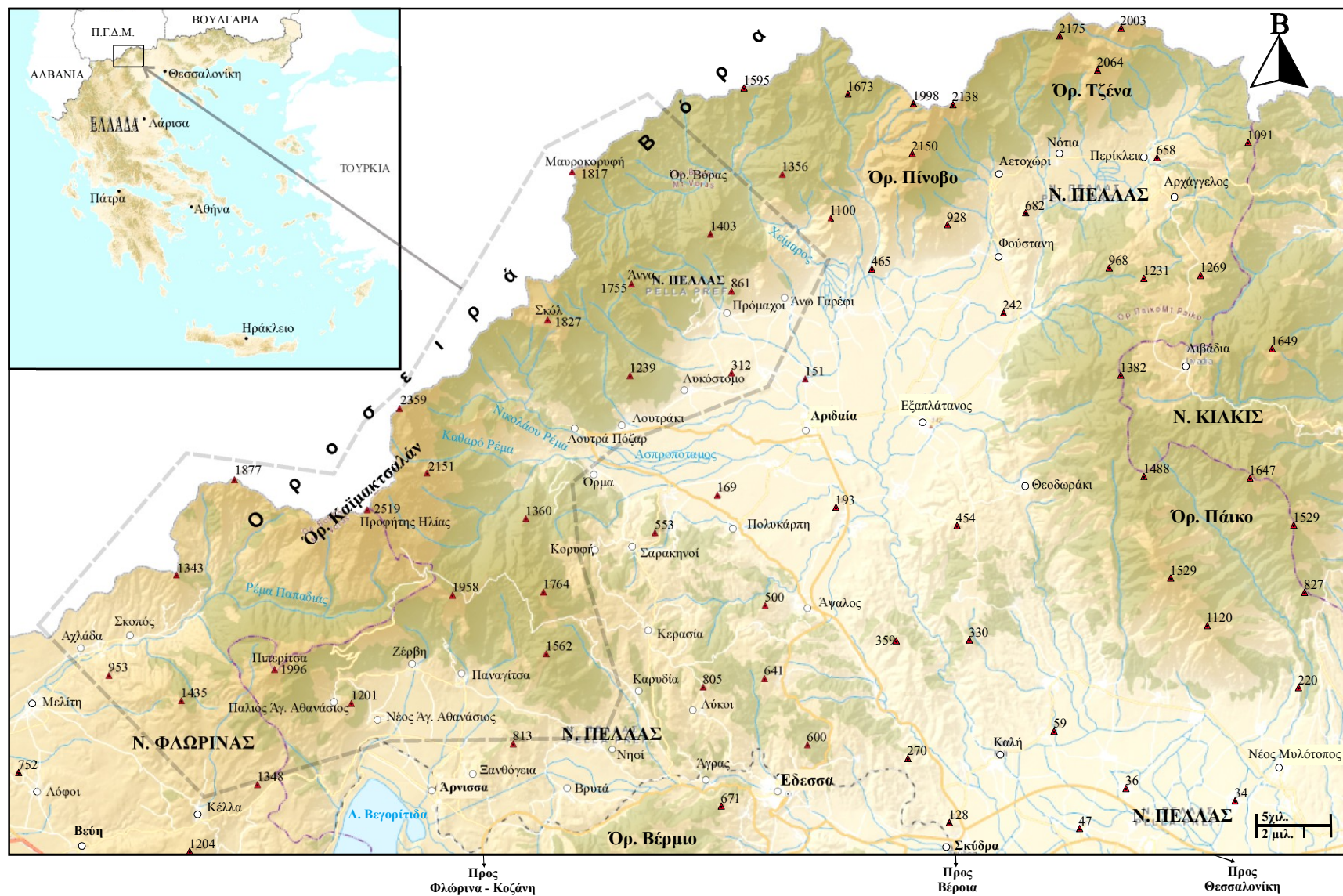
Η έρευνα βασίστηκε στην υπάρχουσα γεωλογική χαρτογράφηση σε κλίμακα 1:50.000 του Ι.Γ.Μ.Ε. και ιδιαίτερα στα φύλλα Βεύη (Ματαράγκας 1981), Άρνισσα (Mercier et al. 1988), Βιτολίστε (Γαλέος 1998) και Πρόμαχοι (Γαλέος et al. 2003) καθώς επίσης και στους γεωλογικούς χάρτες σε κλίμακα 1:20.000 και 1:100.000 του Μουντράκη (1976, 1983) αντίστοιχα. Στα παραπάνω φύλλα, η χαρτογράφηση συμπληρώθηκε κατά την εργασία υπαίθρου, δίνοντας τελικά έναν ενιαίο γεωλογικό και τεκτονικό χάρτη σε κλίμακα 1:50000 της περιοχής έρευνας.

Στην πορεία της διατριβής έγιναν υπαίθριες παρατηρήσεις σε πάρα πολλές θέσεις από τις οποίες συλλέχθηκαν πληροφορίες για την πετρογραφία, την τεκτονική και την παραμόρφωση των σχηματισμών. Οι παρατηρήσεις συνεχίστηκαν στο εργαστήριο τόσο σε μεσο-κλίμακα όσο και σε μικρο-κλίμακα με την κατασκευή περίπου 200 λεπτών και στιλπνών-λεπτών τομών για να μελετηθεί η σχέση της τεκτονικής με τη μεταμόρφωση.

Επίσης, η παρούσα διατριβή εντάσσεται σε μία γενικότερη έρευνα (τεκτονική ανάλυση και ραδιομετρικές γεωχρονολογήσεις) της βόρειας Πελαγονικής ζώνης και του δυτικού τμήματος της ζώνης του Αξιού στην βόρεια Ελλάδα και στην περιοχή της Π.Γ.Δ.Μ., σε συνεργασία με το Ινστιτούτο Γεωλογίας του Πανεπιστήμιο του Tübingen της Γερμανίας με επιστημονικούς υπεύθυνους τον Wolfgang Frisch (πανεπιστήμιο Tübingen) και Αδαμάντιο Κίλια (Α.Π.Θ.). Τα αποτελέσματα της γενικότερης αυτής έρευνας, κατά καιρούς έχουν δημοσιευθεί και ανακοινωθεί από τους Most et al. (2001), Αυγερινάς et al. (2001, 2004), Most (2003) και Kiliyas et al. (2010a,b), Koroneos et al. (2013).

1.2 ΓΕΩΓΡΑΦΙΚΗ ΤΟΠΟΘΕΤΗΣΗ ΚΑΙ ΓΕΝΙΚΑ ΓΕΩΜΟΡΦΟΛΟΓΙΚΑ ΧΑΡΑΚΤΗΡΙΣΤΙΚΑ ΤΗΣ ΠΕΡΙΟΧΗΣ ΕΡΕΥΝΑΣ

Η περιοχή έρευνας καταλαμβάνει το βόρειο και βορειοδυτικό τμήμα του νομού Πέλλας και το βορειοανατολικό άκρο του νομού Φλώρινας και αποτελεί μέρος του ορεινού συγκροτήματος του Βόρα (Σχ. 1). Συγκεκριμένα αποτελεί το δυτικό τμήμα της οροσειράς του Βόρα, η οποία εκτείνεται κατά μήκος των Ελληνοσκοπιανών συνόρων με τοξοειδή σχήμα και γενική ΑΒΑ-ΔΝΔ διάταξη. Ειδικότερα, η περιοχή έρευνας στα ανατολικά



Σχήμα 1: Γεωφυσικός χάρτης και τοποθέτηση της περιοχής έρευνας

οριοθετείται βόρεια από τα χωριά Άνω Γαρέφι, Πρόμαχοι και Λουτράκι, εκτείνεται δυτικά της Όρμας και Κερασιάς, ενώ στα νότια οριοθετείται βόρεια των χωριών Νησί, Παναγίτσα, Ζέρβη και Νέος Άγιος Αθανάσιος. Τέλος προς τα νοτιοδυτικά και βορειοανατολικά οριοθετείται αντίστοιχα από τα χωριά Αχλάδα και Κέλλη.

Στο δυτικό τμήμα της περιοχής περιλαμβάνεται ολόκληρος ο ορεινός όγκος του Καϊμακτσαλάν με μέγιστο υψόμετρο στην θέση Προφήτης Ηλίας (2519μ), ενώ πολλές κορφές φτάνουν ή ξεπερνούν τα 2000μ, όπως χαρακτηριστικά αυτή στην θέση Πιπερίτσα (1996μ). Το ανατολικό τμήμα περιλαμβάνει κορφές που δεν ξεπερνούν τα 2000μ με υψηλότερες κορυφές στις θέσεις Σοκόλ (1827μ), Μαυροκορυφή (1817μ) και Άννα (1755μ). Συμπερασματικά, η περιοχή έρευνας μπορεί να χαρακτηριστεί ως ορεινή, με απότομες μεταβολές του αναγλύφου.

Το υδρογραφικό δίκτυο είναι κατά κανόνα δενδριτικού τύπου και σχηματίζει στενές κοιλάδες χαρακτηριστικές ορεινού ανάγλυφου σχήματος V, οι οποίες στο σύνολό τους δεν χαρακτηρίζονται από μόνιμη ροή.

Στο ανατολικό τμήμα της περιοχής έρευνας το σημαντικότερο ρέμα που αναγνωρίζεται είναι το μεγάλο ρέμα “Χείμαρρος ή Ασπρόρεμα” (6^{ης} τάξης, κατά Strahler 1958) που χαρακτηρίζεται από μόνιμη ροή, το οποίο αποτελεί και το ανατολικό όριο της περιοχής έρευνας. Είναι το μεγαλύτερο ρέμα που διατρέχει το ορεινό συγκρότημα του Βόρα στο τμήμα αυτό, διαμορφώνοντας μια σημαντικής έκτασης υδρολογική λεκάνη με κατεύθυνση ροής προς τα ΑΒΑ και στη συνέχεια προς τα ΝΝΑ.

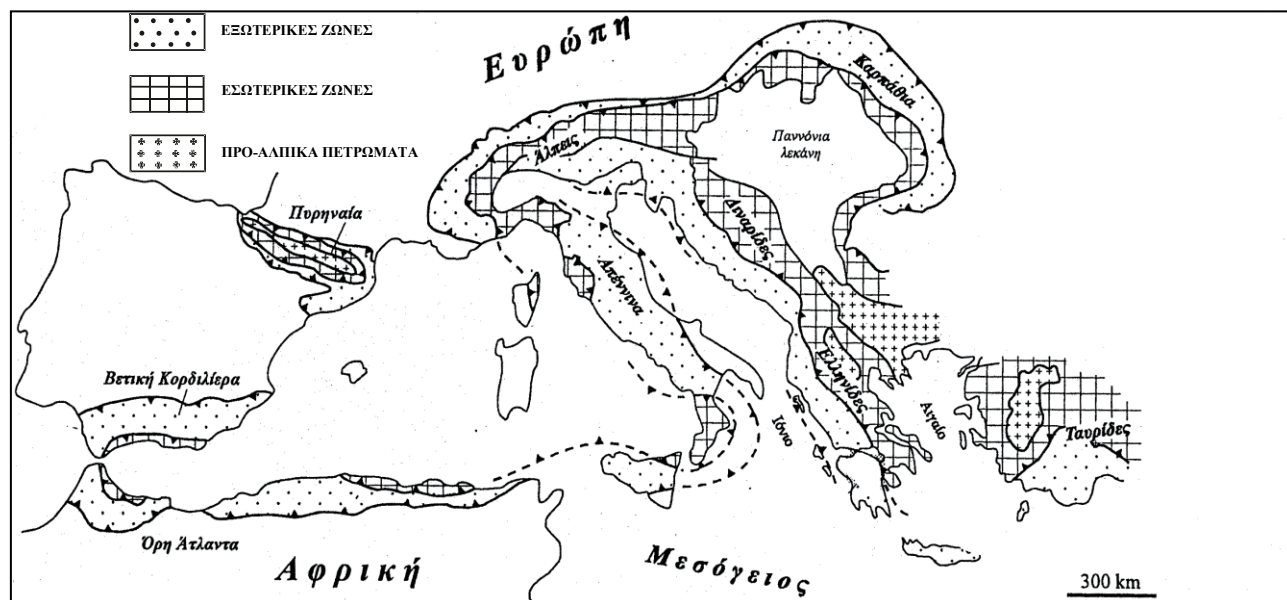
Στο κεντρικό τμήμα του ορεινού όγκου του Καϊμακτσαλάν το επιφανειακό νερό απάγεται προς την πεδιάδα της Αριδαίας με τα ρέματα (4^{ης} τάξης, κατά Strahler 1958) “Νικολάου”, “Καθαρό”, “Καπετάν Γαρέφι”, “Κασσάνδρεια” και το “Παλαιοχωράκι” με κατεύθυνση ροής προς τα ΝΑ-ΑΝΑ, τα οποία καταλήγουν στον ποταμό “Ασπροπόταμο”.

Στο δυτικό τμήμα δεσπόζει το μεγάλο ρέμα της Παπαδίας (5^{ης} τάξης, κατά Strahler 1958), το οποίο κόβει τον ορεινό όγκο του Καϊμακτσαλάν και έχει κατεύθυνση ροής προς τα Δ-ΔΝΔ και απάγει το επιφανειακό νερό προς την πεδιάδα της Φλώρινας. Στις νότιο-νοτιοανατολικές παρυφές του Καϊμακτσαλάν μικρότερα επιμήκη ρέματα καταλήγουν στη μικρή πεδιάδα της Άρνισσας, βορειοανατολικά της λίμνης Βεγορίτιδας, ενώ στις νοτιοδυτικές παρυφές, βορειοδυτικά της Κέλλης, όπου επικρατούν τα ανθρακικά πετρώματα, δεν υπάρχει ευδιάκριτο υδρογραφικό δίκτυο καθώς η σύσταση των πετρωμάτων δεν επιτρέπει την ανάπτυξή του. Χαρακτηριστικό γνώρισμα αυτού του υποτυπώδους

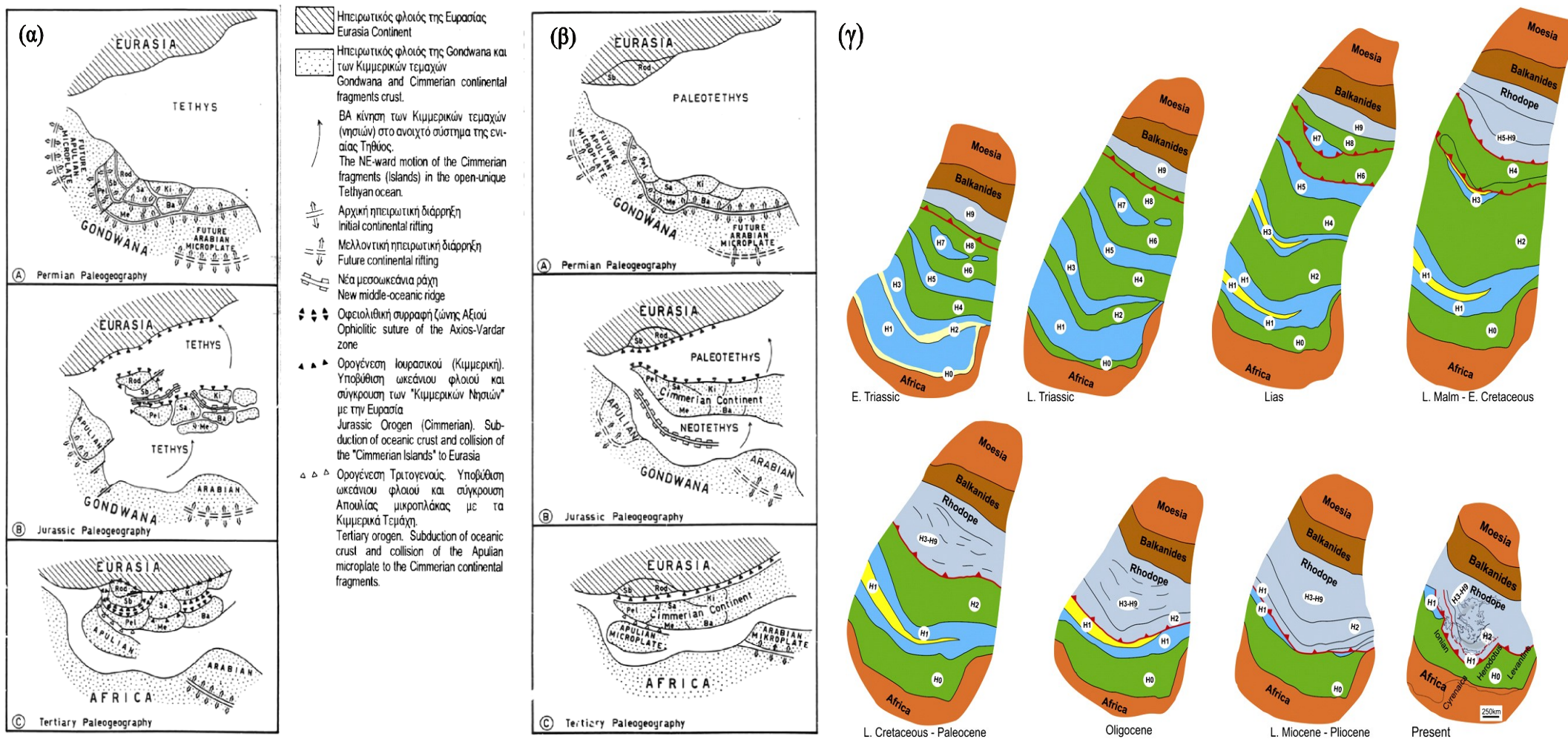
υδρογραφικού δικτύου είναι τα τυφλά ρέματα, τα οποία καταλήγουν σε μικροβυθίσματα (δολίνες) πιθανόν παλαιοκαρστικής προέλευσης. Επίσης χαρακτηριστικό της περιοχής αυτής είναι το χαμηλό ανάγλυφο, έτσι ώστε να μπορεί να χαρακτηριστεί ως ημιορεινή.

1.3 ΓΕΩΤΕΚΤΟΝΙΚΗ ΤΟΠΟΘΕΤΗΣΗ ΤΟΥ ΕΛΛΗΝΙΚΟΥ ΟΡΟΓΕΝΟΥΣ

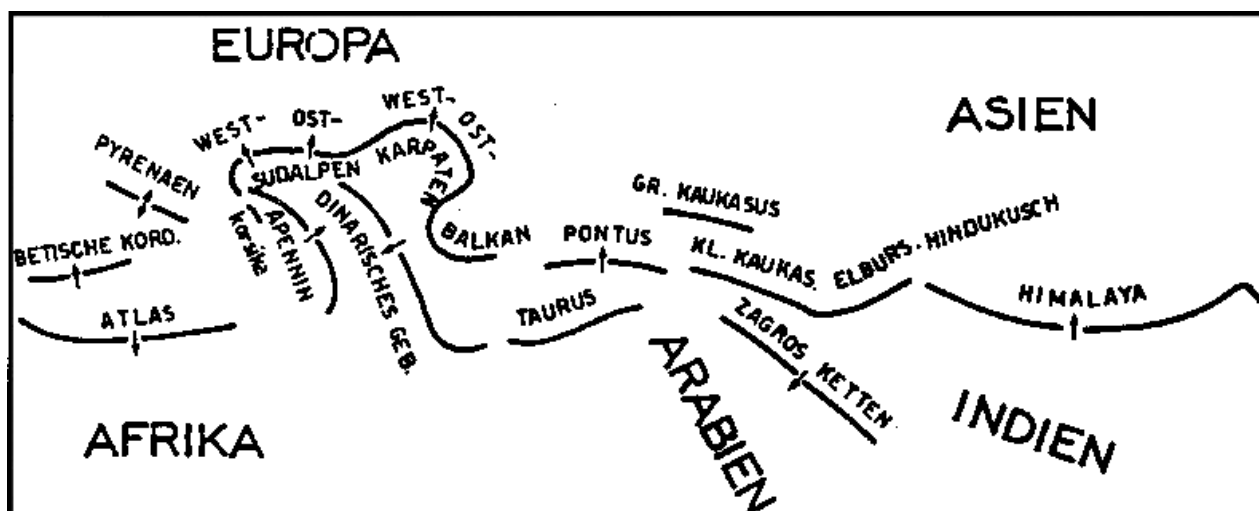
Η ευρύτερη περιοχή έρευνας εντάσσεται στις Ελληνίδες ζώνες οι οποίες αποτελούν το νοτιοανατολικό τμήμα του Αλπικού ορογενετικού συστήματος στην Ευρώπη και συγκεκριμένα σε αυτό της Ανατολικής Μεσογείου. (Σχ. 2) Το Αλπικό ορογενετικό σύστημα ή ορογενετικό σύστημα της Τηθύος (Τηθύς είναι ο μεγάλος ωκεανός που χώριζε κατά τη διάρκεια του Μεσοζωικού και μέρος του Καινοζωικού αιώνα τις δυο ηπείρους Ευρασία και Γκοντβάνα) (Σχ. 3), αποτελείται από μία αλυσίδα οροσειρών που αρχίζει από τα Πυρηναία και τις Βετικές οροσειρές στην Ισπανία και καταλήγει στα Ιμαλάια της Ινδίας και περιλαμβάνει δύο κλάδους (Σχ. 2). Ο βόρειος κλάδος αποτελείται από τις Βετικές οροσειρές, τα Πυρηναία, τις Δυτικές και βόρειες Άλπεις τα Καρπάθια, τις Βαλκανίδες, τις Ποντίδες, τον Καύκασο και στην συνέχεια από άλλες οροσειρές ανατολικότερα, καταλήγοντας στην οροσειρά των Ιμαλαίων και ο νότιος κλάδος περιλαμβάνει τις οροσειρές του Άτλαντα, των Απεννίνων, των νοτίων Άλπειων, τις Δυναρίδες, τις Ελληνίδες, τις Ταυρίδες, την



Σχήμα 2: Γενικευμένος γεωτεκτονικός χάρτης του Αλπικού ορογενούς στην περιοχή της νότιας Ευρώπης όπου φαίνονται οι εξωτερικές και οι εσωτερικές ζώνες του (σύνθετο σχήμα από Dewey et al. 1973, Smith & Woodcock 1982 και Coward & Dietrich 1989).



Σχήμα 3: (α) και (β) παλαιogeωγραφικά σκαριφήματα της ανατολικής Μεσογείου που απεικονίζουν την γεωδυναμική εξέλιξη (α) του συστήματος Παλαιοτηθύος – Νεοτηθύος – Κιμμερικής Ηπείρου και (β) σε ένα ανοιχτό – ενιαίο σύστημα «Τηθύος – Κιμμερικών νησιών» από το Πέρμιο μέχρι το Τριτογενές, Pel: Πελαγονική, Sa: Sakarya, Ki: Kirklareli, Ba: Bayburt (Μουντράκης 1994). (γ) παλαιogeωγραφικό σκαρίφημα του τμήματος της Τηθύος των Ελληνίδων από το Κάτω Τριαδικό μέχρι σήμερα (Papanikolaou, 2013). Τεκτονικά πεδία με ηπειρωτικό φλοιό (H1: Εξωτερική ανθρακική πλατφόρμα, H3: Εσωτερική ανθρακική πλατφόρμα, H5: Ανθρακική πλατφόρμα Πάικου – Λέσβου, H7: Ανθρακική πλατφόρμα Παγγαίου, H9: Υπόβαθρο Βερτίσκου – Σιδηρόνερο), με ωκεάνιο φλοιό (H2: Ωκεάνια λεκάνη Πίνδου, H4: Ωκεάνια λεκάνη Αξιού, H6: Ωκεάνια λεκάνη Λέσβου – Περιοδοπική, H8: Ωκεάνια λεκάνη Βόλβης – Ανατολικής Ροδόπης) και H0: Ιόνια λεκάνη (υπόλειμμα της Τηθύος στην ανατολική λεκάνη της μεσογείου).



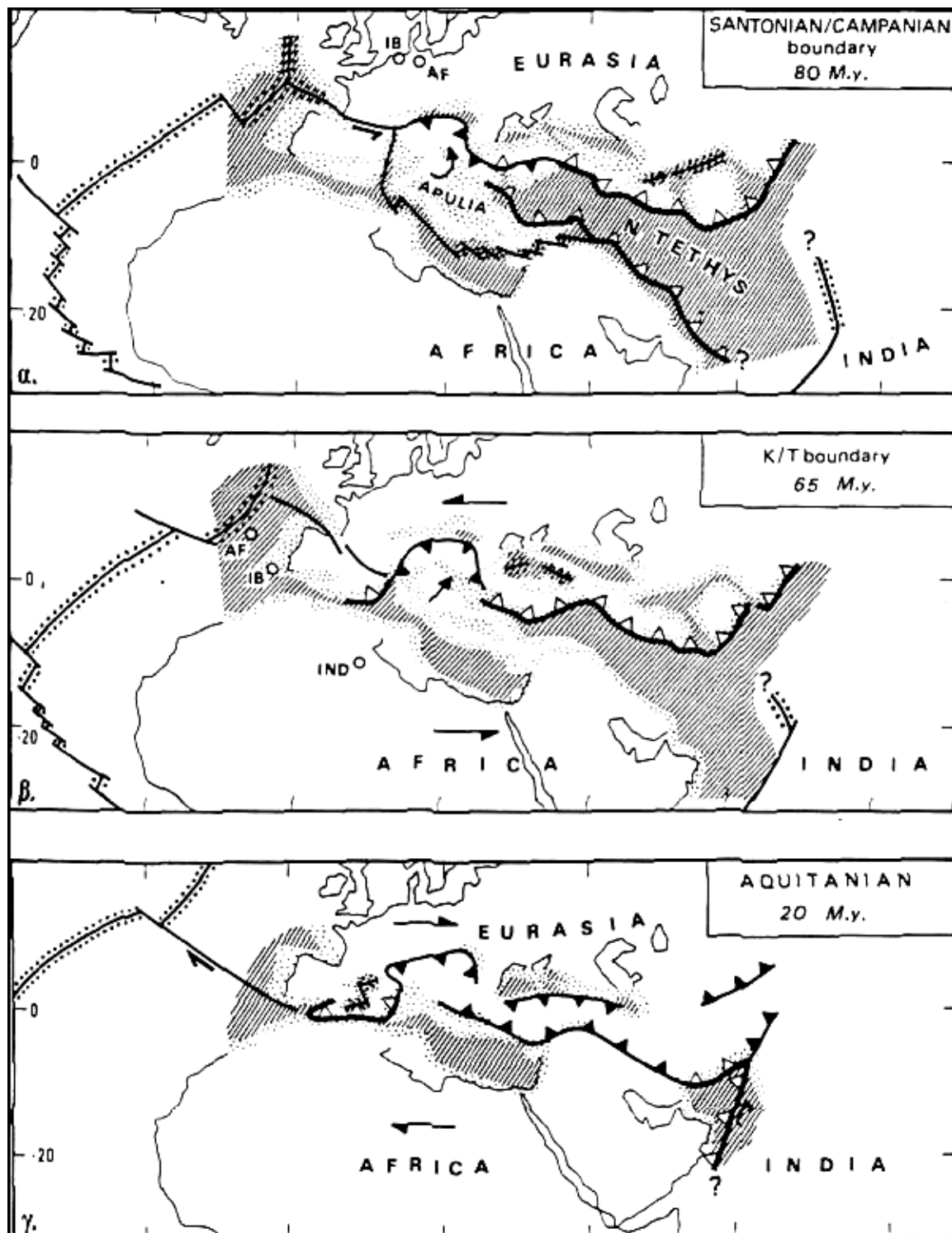
Σχήμα 4: Οι Αλπικές αλυσίδες οροσειρές κατά Faulp (1980)

οροσειρά του Ζάρκου και στην συνέχεια τμήματα άλλων οροσειρών έως τα Ιμαλάια (Σχ. 4).

Το Αλπικό και κατ' επέκταση το Ελληνικό ορογενές ήταν το αποτέλεσμα της εξέλιξης και καταστροφής του ωκεανού της Τηθύος (Σχ. 3) (Smith 1971, Dercourt 1972, Jacobshagen et al 1978). Ο χώρος αυτός από το Άνω Παλαιοζωικό μέχρι το Κάτω Ιουρασικό λειτούργησε ως Παλαιοτηθύς, και συνοδεύτηκε με την προς βορρά κίνηση της Κιμμερικής ηπείρου (τέμαχος της Γκοτβάνας) και την σύγκρουσή της με την Ευρασία (Dewey et al. 1973, Mountrakis et al. 1987b, Sengör 1984). Αποτέλεσμα της καταστροφής της Παλαιοτηθύος, είναι η 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 Γκοντβάνα (Σχ. 3β), ή κατά ορισμένους ερευνητές (Robertson & Dixon 1984, Vergely 1984, Stampfli & Borel 2001, Papanikolaou 2009) το σύνολο των ωκεάνιων λεκανών (Σχ. 3α και 3γ) μεταξύ της Απουλίας και της Ευρασίας. Με τη βύθιση της ωκεάνιας λιθόσφαιρας κάτω από το Ευρασιατικό περιθώριο, συντελέστηκε η καταστροφή του ωκεανού της Νεοτηθύος στο Άνω Κρητιδικό, δημιουργώντας τον νότιο κλάδο του αλπικού ορογενούς (Schmitt et al. 2008, Brown et Robertson 2004, Kiliyas et al. 2013).

Η θέση καθώς και η σχετική κίνηση της Απουλίας μικροπλάκας έπαιξε σημαντικό ρόλο στην εξέλιξη του νότιου κλάδου του Αλπικού ορογενούς και ιδιαίτερα του Ευρωπαϊκού τμήματος του (Dercourt et. al. 1986). Η Απουλία μικροπλάκα αποτελούσε τμήμα (περιθώριο) της Γκοτβάνας μέχρι το Κρητιδικό. Καθώς αποσπάστηκε από την τελευταία, αποτέλεσε ανεξάρτητο τέμαχος από τα 130 έως 80 εκ. χρόνια (Dercourt et. al. 1986). Από τα 80 εκ.

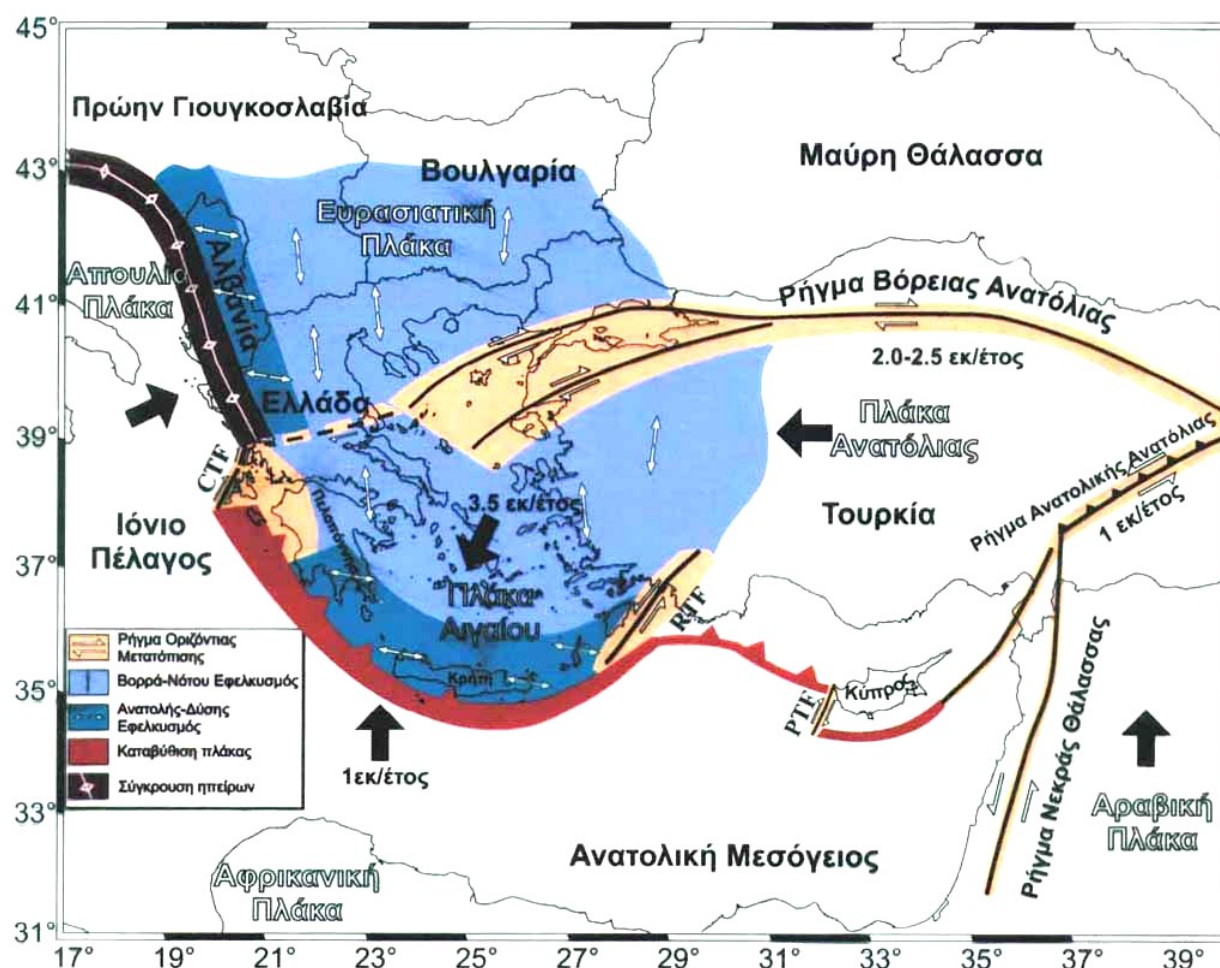
χρόνια και μετά συμπεριλήφθηκε πάλι σαν τέμαχος της Γκοτβάνας (Αφρικανικής πλάκας) (Σχ. 5).



Σχήμα 5: Απλοποιημένοι χάρτες που απεικονίζουν τις σχετικές κινήσεις θέσεις και κινήσεις των πλακών κατά την διάρκεια της Αλπικής ορογένεσης (Dercourt et al. 1986).

Κατά την διάρκεια του Κρητιδικού το βόρειο περιθώριο της Απουλίας ήταν σε πλήρη σύγκρουση με την Ευρασία. Παρόλο που η ίδια τεκτονική επηρέασε ολόκληρο τον νότιο ευρωπαϊκό κλάδο, ωστόσο στις Άλπεις βυθιζόταν το Ευρασιατικό τέμαχος ενώ στις Δυναρίδες και Ελληνίδες βυθιζόταν το Απούλιο. Σύμφωνα με τους Dercourt et. al. (1986) η κίνηση της Απουλίας ήταν αριστερόστροφη και η σύγκρουση μεταξύ Απουλίας και Ευρασίας ολοκληρώθηκε στο Μειόκαινο με την απόθεση των μολασσικών ιζημάτων, ενώ η σχετική κίνηση των δύο πλακών μεταβλήθηκε σε δεξιόστροφη (Σχ. 6).

Το σημερινό τεκτονικό πλαίσιο στην περιοχή της ανατολικής Μεσογείου διαμορφώνεται από τις σχετικές κινήσεις της Αραβικής μικροπλάκας προς βορρά (ρήγμα Νεκράς θάλασσας), της Ανατολίας μικροπλάκας προς τα ανατολικά (ρήγμα βόρειας Ανατολίας) και της Αφρικανικής πλάκας προς βορρά (τεκτονική τάφρος νοτίου Αιγαίου) (Σχ. 5).



Σχήμα 6: Χάρτης της Ανατολικής Μεσογείου που δείχνει την ενεργό γεωδυναμική κατάσταση, τις κινήσεις των μικρο-πλακών στην περιοχή και τη διαμόρφωση του Ελληνικού - Αιγαίου Τόξου και του Κυπριακού Τόξου (Παπαζάχος 2002: διαμορφωμένο από Papazachos et al. 1998).

1.4 ΟΙ ΕΛΛΗΝΙΔΕΣ ΓΕΩΤΕΚΤΟΝΙΚΕΣ ΖΩΝΕΣ

Οι Ελληνίδες οροσειρές, που αποτελούν τμήμα του νότιου κλάδου του αλπικού ορογενούς, ειδικότερα τοποθετούνται στο Διναροταυρικό τόξο, το οποίο διασχίζει όλη την Βαλκανική χερσόνησο και συνεχίζει στην Μικρά Ασία. Η ανάπτυξη του στην ηπειρωτική Ελλάδα είναι ΒΔ-ΝΑ, ενώ στο χώρο της Κρήτης και των Δωδεκανήσων κάμπτεται προς την Τουρκία στην διεύθυνση Α-Δ (Σχ. 7).

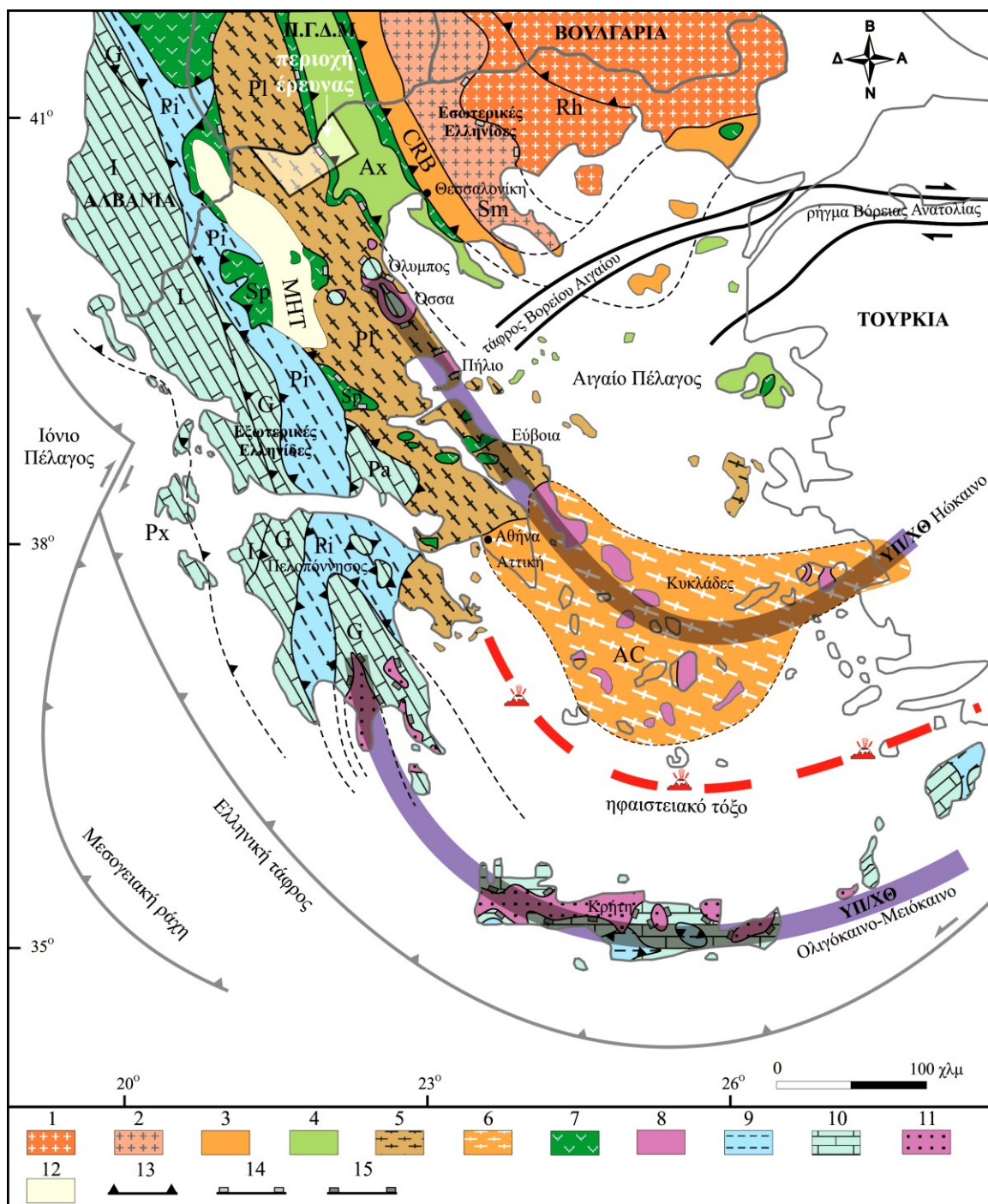
Η πρώτη διάκριση του Ελληνικού χώρου σε ισοπικές ζώνες έγινε από τους Renz (1940) και Aubouin (1959) με βάση παλαιογεωγραφικά κριτήρια, σύμφωνα με την τότε επικρατούσα θεωρία των γεωσυγκλίσεων.

Αργότερα με την επικράτηση της θεωρίας των λιθοσφαιρικών πλακών έγινε δυνατή η διαίρεση των Ελληνίδων με βάση γεωτεκτονικά κριτήρια (Σχ. 7). Η θέση και ο ρόλος που έπαιξε η κάθε ζώνη στην εξέλιξη του Αλπικού ορογενούς στην ανατολική Μεσόγειο αποτέλεσε την βάση για την διάκριση τους (Brunn 1956, Mercier 1968, Dürr et al. 1978, Jacobshagen et al., 1978, Mountrakis et al. 1983, Papanikolaou 1984).

Σύμφωνα λοιπόν με τους παραπάνω επιστήμονες, οι Ελληνίδες χωρίζονται στις εξής γεωτεκτονικές ζώνες και μάζες, που από ανατολικά προς τα δυτικά είναι:

1. την μάζα της Ροδόπης
2. την Σερβομακεδονική μάζα
3. την Περιοδοπική ζώνη
4. την ζώνη Αξιού
5. την Πελαγονική ζώνη
6. την Αττικοκυκλαδική ζώνη ή μάζα
7. την Υποπελαγονική ζώνη ή Ανατολικής Ελλάδας
8. την ζώνη Παρνασσού-Γκιώνας
9. την ζώνη Ωλονού – Πίνδου
10. την ζώνη Γαβρόβου-Τριπόλεως
11. την Αδριατικοϊόνιο ζώνη
12. την ζώνη Παξών ή Προαπούλια

Εκτός από τις παραπάνω, περιγράφονται σαν διακριτές γεωτεκτονικές ζώνες η ενότητα Ταλλαίων ορέων ή Πλακωδών ασβεστολίθων που πιθανόν ανήκει στην Αδριατικοϊόνιο και η ενότητα Φυλλιτών – χαλαζιτών που τοποθετείται ανάμεσα στην



Σχήμα 7: Γεωλογικός χάρτης που δείχνει τις κύριες γεωτεκτονικές ζώνες (τεκτονικά πεδία) στον Ελληνικό χώρο και στις γειτονικές περιοχές (ελαφρώς τροποποιημένο από Kiliyas et al. 2002). 1. Μάζα Ροδόπης (Rh), 2. Σερβομακεδονική (Sm) μάζα, 3. Περιροδοπική (CRB), 4. Ζώνη Αξιού (Ax) ζώνη, 5. Πελαγονική (PI) μάζα ή Πελαγονικό κάλυμμα, 6. Αττικο-κυκλαδική (AC) μάζα, 7. Οφιόλιθοι (Sp: Υποπελαγονική ζώνη), 8. Εσωτερική ΥΠ/ΧΘ μεταμορφική ζώνη, 9. Ζώνη Πίνδου (Pi), 10. Ζώνη Παρνασσού-Γκιώνας (Pa), Γαβρόβου-Τρίπολης (G), Αδριατικοϊόνιος (I) και ζώνη Παξών ή Προαπούλια (Px), 11. Εξωτερική ΥΠ/ΧΘ μεταμορφική ζώνη, 12. Μεσοελληνική μολασσική αύλακα (MHT), 13. Ηωκαινικές έως Μειοκαινικές επωθήσεις, μικρής γωνίας κανονικά ρήγματα αποκόλλησης: 14. Ολιγόκαινο έως Μειόκαινο και 15. Μειόκαινο.

ενότητα Πλακωδών ασβεστολίθων και στην ζώνη Γαβρόβου – Τριπόλεως (Bonneau 1973). Επίσης ξεχωριστή ζώνη αποτελεί και η ενότητα Βοιωτίας (Celet et al. 1976, Clement 1983) που πιθανόν αποτελεί τμήμα της Υποπελαγονικής.

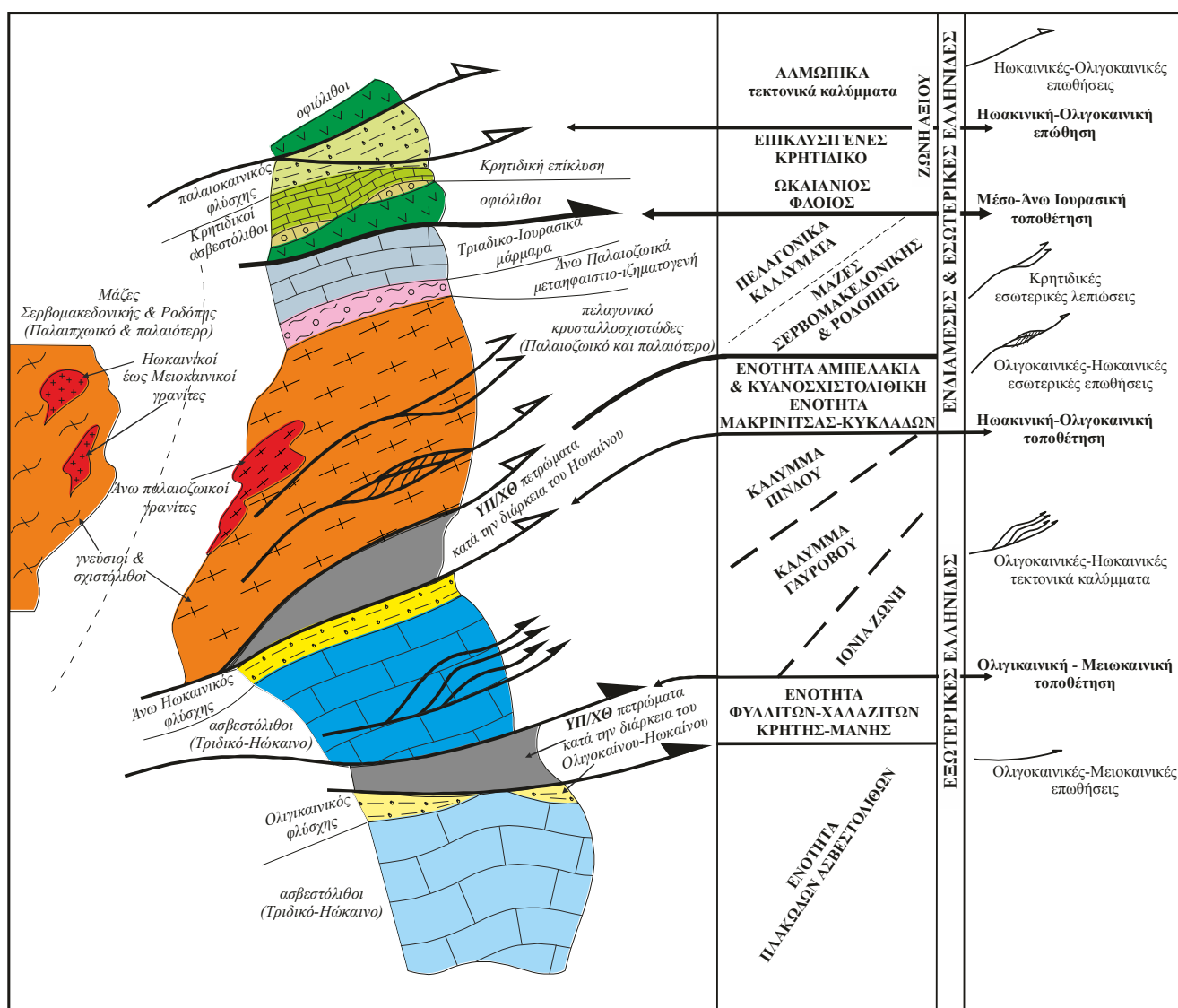
Μία διάκριση που έχει καθιερωθεί για τις Ελληνίδες, είναι η διαίρεση τους σε εσωτερικές και εξωτερικές γεωτεκτονικές ζώνες (Brunn 1956). Τις εξωτερικές αποτελούν οι πρώτες εφτά και τις εσωτερικές οι υπόλοιπες πέντε.

Το Ελληνικό ορογενές, ως τμήμα του ευρύτερου Αλπικού ορογενούς στον Ευρασιατικό χώρο, είναι στενά συνδεδεμένο με την συνεχή σύγκλιση της Αφρικανικής και Ευρασιατικής πλάκας κατά την περίοδο του Μεσοζωικού και Τριτογενούς.

Είναι φανερό ότι η τεκτονο-στρωματογραφική στήλη (Σχ. 8) των Ελληνίδων ζωνών (από Kiliyas et al. 2002) είναι το αποτέλεσμα της πολύπλοκης αλπικής και μεταλπικής τεκτονικής και αποτελείται στα ανώτερα τμήματά της από ωκεάνιες ακολουθίες και οφιόλιθους Μεσοζωικής ηλικίας της ζώνης Αξιού (Mercier 1968) και της Υποπελαγονικής/Πίνδου ζώνης (Μαρίνος 1956, Aubouin 1959, Fleury 1980, Migiros et al. 1993), οι οποίες βρίσκονται αντίστοιχα πάνω στο ανατολικό και στο δυτικό περιθώριο της Πελαγονικής. Οι ακολουθίες αυτές καλύπτονται επικλυσιγενώς από Κρητιδικά ανθρακικά πετρώματα καθώς και από Κρητιδικά-Παλαιογενή φλυσχικά ιζήματα.

Πιο κάτω τοποθετούνται τα καλύμματα της Πελαγονικής ζώνης (σύστημα Πελαγονικών καλυμμάτων) η οποία αποτελεί ένα προ-αλπικό ηπειρωτικό τέμαχος μέσα στο οποίο διεισδύουν μια σειρά Άνω Παλαιοζωικών πλουτωνικών σωμάτων. Στα Πελαγονικά καλύμματα ανήκουν μια ηφαιστειοκλαστική σειρά Περμοτριάδικης ηλικίας, καθώς και Τριαδικοϊουρασικά ανθρακικά πετρώματα, νηριτικής φάσης (Brumm 1956, Mercier 1968, Godfriaux 1968, Yarwood & Dixon 1977, Papanikolaou & Zambetakis-Lekkas 1980, Μουντράκης 1983, Mountrakis et al. 1987a, Σπυρόπουλος et al. 1992).

Ακολουθεί η εσωτερική κυανο-σχιστολιθική σειρά η οποία χαρακτηρίζεται από Παλαιοκαινικής έως Ηοκαινικής ηλικίας μεταμόρφωση υψηλής πίεσης-χαμηλής θερμοκρασίας (Godfriaux 1968, Schermer et al. 1989), που αναπτύσσεται κυρίως στην περιοχή Ολύμπου-Όσσας (Godfriaux 1968, Schermer et al. 1990, Kiliyas et al. 1991, Faupl 2002) αλλά και στην περιοχή των Κυκλάδων (Dürr et al. 1978, Andriessen et al. 1979, Papanikolaou 1984). Η υψηλή πίεσης αυτή σειρά αποτελεί την ζώνη συρραφής μεταξύ Εσωτερικών και Εξωτερικών Ελληνίδων.



Σχήμα 8: Τεκτονο-στρωματογραφική δομή και ηλικία του Ελληνικού ορογενούς (Κίλιας 2001).

Σε πιο κατώτερα καλύμματα βρίσκονται τα πετρώματα των εξωτερικών ζωνών με νηριτική έως πελαγική ιζηματογένεση και ιζηματογένεση φλύσχη, Τριαδικής έως Μειοκαινικής ηλικίας (Μαρίνος 1957, Aubouin 1959, Thiebault 1977, Fleury 1980).

Σε βαθύτερα τμήματα βρίσκεται η εξωτερική κυανοσχιστολιθική σειρά η οποία χαρακτηρίζεται από Ολιγοκαινικής-Μειοκαινικής ηλικίας μεταμόρφωση υψηλής πίεσης-χαμηλής θερμοκρασίας, η οποία εμφανίζεται σε Πελοπόννησο και Κρήτη (Seidel et al. 1982), και αποτελεί την ζώνη συρραφής των Εξωτερικών Ελληνίδων.

Η Σερβομακεδονική και η μάζα της Ροδόπης θεωρούνται ως την Ελληνική ενδοχώρα κατά την διάρκεια της Αλπικής ορογένεσης στον Ελληνικό χώρο (Jacobshagen 1986). Η τεκτονική τους δομή είναι πολύπλοκη και αποτελείται από ένα σύμπλεγμα πετρωμάτων που

έχουν μεταμορφωθεί πριν και κατά την διάρκεια της Αλπικής ορογένεσης σε συνθήκες υψηλής έως χαμηλής μεταμόρφωσης (Kockel & Walter 1965, Kroneberg et al. 1970, Papanikolaou & Panagopoulos 1981). Στο μεταμορφωμένο υπόβαθρο της Ροδοπικής και Σερβομακεδονικής μάζας κατά την εξέλιξη της Αλπικής ορογένεσης διεισδύουν συν και μετά κινηματικά Μεσοζωικά και Τριτογενή πυριγενή πετρώματα. Σύμφωνα με πρόσφατες μελέτες η μάζα της Ροδόπης αντιπροσωπεύει έναν Τριτογενή μεταμορφικό πυρήνα (Dinter & Royden 1993, Dinter 1998, Kiliyas et al. 1999).

Η Περιροδοπική ζώνη αντιπροσωπεύει την ηπειρωτική κατωφέρεια των ηπειρωτικών τεμαχών της Ροδόπης και Σερβομακεδονικής προς την ωκεάνια περιοχή της ζώνης Αξιού και αποτελείται από ηφαιστειοκλαστικές και ιζηματογενείς σειρές Τριαδικοϊουρασικής ηλικίας (Kaufmann et al. 1976, Kockel et al. 1977, Χατζηδημητριάδης 1990, Stais 1993).

Η Σερβομακεδονική και η Ροδοπική μάζα, η Περιροδοπική ζώνη, η εσωτερική κυανο-σχιστολιθική σειρά και το Πελαγονικό σύστημα καλυμμάτων αποτελούν το κύριο τμήμα των εσωτερικών Ελληνίδων.

Η Αττικοκυκλαδική μάζα (Katsikatsos 1977, Papanikolaou 1978, Wijbrans & McDougal 1988), αποτελείται κυρίως από πετρώματα υψηλής πίεσης αντίστοιχα με αυτά της εσωτερικής κυανοσχιστολιθικής ενότητας, τα οποία τοποθετούνται πάνω από μεταμορφωμένες ανθρακικές σειρές και επικαλύπτονται από πετρώματα ενός παλαιού κρυσταλλικού υποβάθρου. Υπολειμματικά οφιολιθικά πετρώματα και επικλυσιογενείς Κρητιδικοί ασβεστόλιθοι αποτελούν τα τεκτονικά ανώτερα τμήματά της. Επίσης μέσα στα πετρώματα της Αττικοκυκλαδικής διεισδύουν πλουτωνικά πετρώματα Μειοκαινικής ηλικίας. Η Αττικοκυκλαδική ζώνη σύμφωνα με ορισμένους συγγραφείς αποτελεί τη συνέχεια προς τα νοτιοανατολικά της Πελαγονικής ζώνης (Dürr et al. 1978), κατά άλλους όμως αποτελεί μια ανεξάρτητη, ετερογενούς σύστασης γεωτεκτονική ζώνη που συνεχίζεται στον χώρο της Μικράς Ασίας (Papanikolaou 1984). Νεότερες απόψεις ερμηνεύουν ένα μέρος της Αττικοκυκλαδικής μάζας ως Τριτογενή μεταμορφικό πυρήνα (Lister et al. 1984, Gautier & Brun 1993).

Η ενότητα Φυλλιτών-χαλαζιτών τέλος, αποτελεί ένα προ-αλπικό τέμαχος, χωρίς αλπική ιζηματογένεση, το οποίο κατά ορισμένους συγγραφείς αποτελεί το υπόβαθρο της ζώνης Γαβρόβου και κατά άλλους ανεξάρτητη γεωτεκτονική ενότητα. Η ενότητα Φυλλιτών-χαλαζιτών μαζί με αυτή των Πλακωδών ασβεστόλιθων ανήκουν στην εξωτερική κυανοσχιστολιθική σειρά (Seidel et al. 1982).

1.5 ΣΥΝΟΠΤΙΚΑ ΓΙΑ ΤΗΝ ΓΕΩΤΕΚΤΟΝΙΚΗ ΕΞΕΛΙΞΗ ΤΟΥ ΕΛΛΗΝΙΚΟΥ ΟΡΟΓΕΝΟΥΣ ΣΤΗΝ ΒΟΡΕΙΑ ΕΛΛΑΔΑ

Όπως αναφέρθηκε παραπάνω η Αλπική ορογένεση 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 το αποτέλεσμα της σύγκλισης και της τελικής σύγκρουσης της Απουλίας μικροπλάκας και της Ευρωπαϊκής πλάκας, που συνδέονται με το κλείσιμο του Ωκεανού της Τηθύος/Αξιού (Σχ. 3 και 5).

Οι ενδοωκεάνιες επωθήσεις στον ωκεανό της Τηθύος ξεκίνησαν στα τέλη του Κάτω Ιουρασικού (περίπου 180-170Ma), όπως αποδεικνύεται από τις χρονολογήσεις με την μέθοδο Ar/Ar των μεταμορφωμένων πελμάτων των οφιολίθων στην Ελλάδα και στον ευρύτερο Βαλκανικό χώρο (Roddick et al. 1979, Spray and Rodding 1980, Dimo-Lahitte et al. 2001).

Περίπου στο όριο του Μέσου-Ανώτερου Ιουρασικού (Bernoulli και 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) οι οφιολίθοι μαζί με τις ωκεάνιες ακολουθίες, επωθούνται και τοποθετούνται πάνω στο σύστημα των Πελαγονικών καλυμμάτων.

Στο εσωτερικό, τα ανώτερα τεκτονικά καλύμματα συμπεριλαμβανομένων και τμημάτων του συστήματος των Πελαγονικών καλυμμάτων καταγράφουν μια παραμόρφωση Μέσης έως Άνω Ιουρασικής ηλικίας.

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 κυανο-σχιστολιθικής σειράς πάνω στις εξωτερικές ενότητες του Ολύμπου-Όσσας (Godfriaux 1968), των Ριζωμάτων (Kilias and Mountrakis 1985) και της Κρανιάς (Kilias and Mountrakis 1987, Kilias et al. 1991), που εμφανίζονται σήμερα με την μορφή τεκτονικών παράθυρων.

Από το Κάτω Κρητιδικό έως το Τριτογενές, 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, Kiliass and Mountrakis 1987, Schermer et al. 1990, Sfeikos et al. 1991, Schermer 1993, Lips et al. 1998, Kiliass et al. 2002).

Ενώ η Τριτογενής τεκτονική εξέλιξη των Ελληνίδων έχει μελετηθεί λεπτομερώς και κατά τρόπο ικανοποιητικό και κατανοητό (Schermer et al. 1990, Sfeikos et al. 1991, Schermer 1993, Dinter and Royden 1993, Fassoulas et al. 1994, Faupl et al. 199a, Kiliass et al. 1999, Xypolias et al. 2003), η γεωμετρία και κινηματική στα αρχικά στάδια του Αλπικού ορογενετικού κύκλου στο Ιουρασικό και Κρητιδικό, παραμένει ελάχιστα μελετημένη και αντιφατική. Η Τριτογενής παραμόρφωση, σε ορισμένες περιπτώσεις έχει καταστρέψει εντελώς τις παλαιότερες δομές.

Η παρούσα διδακτορική διατριβή αποσκοπεί στην αποκρυπτογράφηση των παραμορφωτικών διεργασιών κατά τα πρώιμα στάδια του Αλπικού ορογενετικού κύκλου και της μετανάστευσής τους μέχρι την Τριτογενή περίοδο.

Η έρευνα μας επικεντρώθηκε στην τεκτονική των ανώτερων ενοτήτων της τεκτονο-στρωματογραφικής στήλης του ελληνικού ορογενούς, δηλαδή των Πελαγονικών καλυμμάτων (ανατολική Πελαγονική ζώνη) και της δυτικής Ζώνης του Αξιού (ζώνη ή υποζώνη Αλμωπίας) στην οροσειρά του δυτικού Βόρα στη βορειοδυτική Ελλάδα, απ' όπου δεν υπάρχει μια ολοκληρωμένη τεκτονική μελέτη.

1.6 ΓΕΩΛΟΓΙΚΗ ΤΟΠΟΘΕΤΗΣΗ ΚΑΙ ΓΕΩΤΕΚΤΟΝΙΚΗ ΕΞΕΛΙΞΗ ΤΗΣ ΠΕΛΑΓΟΝΙΚΗΣ ΖΩΝΗΣ ΚΑΙ ΤΗΣ ΖΩΝΗΣ ΑΞΙΟΥ ΣΤΟ ΕΛΛΗΝΙΚΟ ΟΡΟΓΕΝΕΣ ΣΤΗ ΒΟΡΕΙΑ ΕΛΛΑΔΑ

Η Πελαγονική ζώνη αποτελεί μια επιμήκης λωρίδα συσσώρευσης ηπειρωτικής προέλευσης καλυμμάτων με διεύθυνση ΒΒΔ-ΝΝΑ, που εκτείνεται από την Π.Γ.Δ.Μ. προς νότο μέσω της κεντρικής ελληνικής ηπειρωτικής χώρας και την Εύβοια και από εκεί περνάει με Δ-Α κατεύθυνση στις Κυκλάδες (Αττικό-Κυκλαδικής Μάζα) και συνεχίζει στη Μικρά Ασία (Σχ. 7).

Για την περίοδο του Τριαδικού έως το Ιουρασικό η παλαιογεωγραφική θέση της Πελαγονικής ζώνης είναι αμφιλεγόμενη και συζητείται. Μία ομάδα συγγραφέων (Mountrakis 1986, Robertson et al. 1996, Robertson and Shallo 2000, Stampfli and Borel 2002, Brown and Robertson 2004, Sharp and Robertson 2006, Rassios and Moores 2006, Karamata 2006, Papanikolaou 2009, 2013) θεωρεί την Πελαγονική ως ένα ηπειρωτικό τέμαχος που συνόρευε

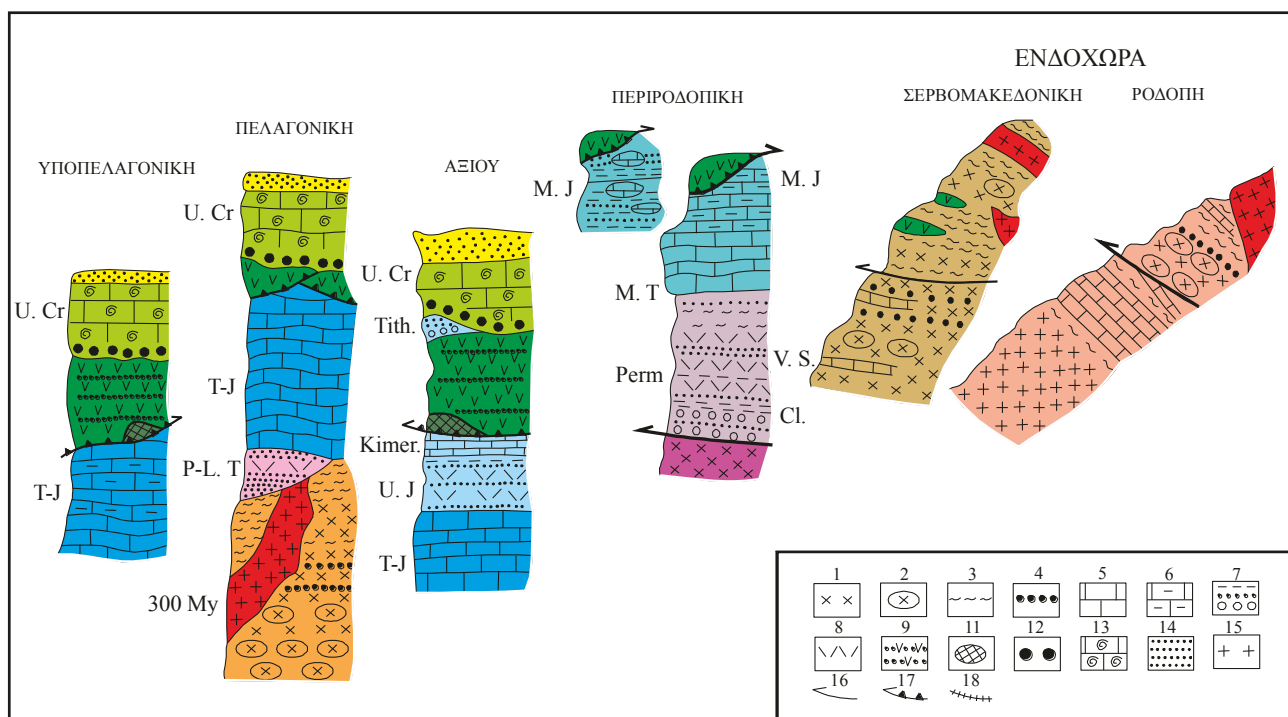
με δύο ωκεανούς της Τηθύος (Σχ. 3). Τον ωκεανό της Πίνδου (Νέο-Τηθύος: ζώνες Πίνδου-Υποπελαγονική) στο δυτικό περιθώριο της και τον ωκεανό του Αξιού (Πάλαιο-Τηθύος: ζώνη Αξιού) στο ανατολικό περιθώριο της. Σε αντίθεση με μια άλλη ομάδα ερευνητών (Mercier et al. 1975, Burchfiel 1980 Hoxha 2001, Bortolotti et al. 2005, Gawlick et al. 2008, Schmid et al. 2008, Kiliyas et al. 2010a, 2013, Katrivanos et al. 2013) οι οποίοι είναι υπέρ μιας ενιαίας ωκεάνιας λεκάνης προς τα ανατολικά, του ωκεανού της Τηθύος (ζώνη Αξιού). Με αυτή την έννοια οι Πελαγονικές ενότητες σχηματίζουν το ανατολικό παθητικό ηπειρωτικό περιθώριο της Γκοντβάνας/Απουλίας απέναντι από τον ωκεανό της Νεοτηθύος.

Υπάρχει επίσης μια εν εξελίξει συζήτηση σχετικά με την κατεύθυνση τοποθέτησης των οφιολίθων κατά τη διάρκεια της Μέσης έως Άνω Ιουρασικής περιόδου πάνω στην Πελαγονική ήπειρο (στις σημερινές συντεταγμένες της ηπειρωτικής Ελλάδας) με φορά κατεύθυνσης κίνησης προς τα Α έως ΒΑ (π.χ. Robertson και Shallo 2000, Rassios and Dilek 2009) ή προς Δ έως ΝΔ (π.χ. Jacobshagen et al. 1978, Vergely 1984, Hoxha 2001, Gawlick et al. 2008, Schmid et al. 2008, Papanikolaou 2009, 2013 Kiliyas et al. 2010a, 2013, Katrivanos et al. 2013) ή και με τις δύο (π.χ. Mountrakis 1986, Sharp and Robertson 2006).

Η τεκτονο-στρωματογραφική ακολουθία της Πελαγονικής ζώνης στο βόρειο τμήμα της Ελλάδας αποτελείται (Σχ. 9), από πάνω προς τα κάτω (Brunn 1956, Mercier 1968, Papanikolaou & Zambetakis-Lekkas 1980, Nance 1981, Mountrakis 1986, Kiliyas and Mountrakis 1987, Koroneos et al. 1993, Vavassis et al. 2000, Kotopouli et al. 2000, Αυγερινάς et al. 2001, De Bono et al. 2001, Anders 2005, Katerinopoulos 2008, Scherreikis et al. 2009):

1. από Τριαδικοϊουρασικά ανακρυσταλλωμένα ανθρακικά πετρώματα και μάρμαρα (με επωημένους τους οφιολίθους και τις ωκεάνιες ακολουθίες της Τηθύος στα ανώτερα τμήματά της: Vergely 1984, Mountrakis 1986, Sharp and Robertson 2006, Gawlick et al. 2008, Schmid et al. 2008, Rassios & Dilek 2009),
2. από μία χαμηλού βαθμού Περμοτριάδικης ηλικίας ηφαίστειο-ιζηματογενής ενότητα η οποία εμφανίζεται κυρίως στο δυτικό τμήμα της.
3. από ένα Παλαιοζωικό και παλαιότερο πολυμεταμορφωμένο κρυσταλλικό υπόβαθρο αποτελούμενο από γνευσίους και σχιστόλιθους, μέσα στο οποίο διεισδύουν Άνω Παλαιοζωικής ηλικίας πλουτωνικά πετρώματα (Yarwood and Aftalion 1976, Mountrakis 1986, Koroneos et al 1993, Vavassis et al. 2000, Αυγερινάς et al. 2001, Reischmann et al. 2001, Anders 2005).

Σε αυτό το σημείο είναι σημαντικό να αναφέρουμε ότι η Πελαγονική ζώνη, στη βόρεια συνέχιση της στο χώρο της Π.Γ.Δ.Μ., διακρίνεται στην τεκτονικά ανώτερη Korabi-Πελαγονική ζώνη στα δυτικά και στην τεκτονικά κατώτερη Πελαγονική ζώνη στα ανατολικά (Medwenitsch 1956, Arsovski et al. 1977, Dumurdzanov et al. 2005, Kiliyas et al. 2010a).



Σχήμα 9: Γενικευμένες στήλες που απεικονίζουν τη λιθοστρωματογραφία και τη γενική δομή των Εσωτερικών Ελληνίδων και της Ελληνικής ενδοχώρας στην βόρεια Ελλάδα. 1. Γνεύσιοι, 2. Οφθαλμογενέσιοι, 3. Σχιστόλιθοι, 4. Αμφιβολίτες, 5. Ασβεστόλιθοι ανακρυσταλλωμένοι και μάρμαρα, 6. Ασβεστόλιθοι μαργαϊκοί – πυριτικοί, 7. Κλαστικά ιζήματα (ψαμμίτες, κροκαλοπαγή, φυλλίτες κ.λ.π.), 8. Ηφαιστειακά υλικά, 9. Οφιόλιθοι και συνοδά ιζήματα, 10. Οφιολιθικά τεκτονικά μείγματα, 11. Κροκαλοπαγές βάσης, 12. Ασβεστόλιθοι ανωκρητιδικοί, 13. Φλύσχης, 14. Όξινοι πλουτωνίτες, 15. Επώθηση, 16. Τεκτονική επώθηση οφιολίθων, 17. Μαγματική διείσδυση, Cl: σχηματισμός μετακλαστικών ιζημάτων, V.S.: ηφαιστειοϊζηματογενής σειρά, P: Πέρμιο, T: Τριαδικό, J: Ιουρασικό, Cr: Κρητιδικό, M: Μέσο, U: Άνω (Μουντράκης 1994).

Η Korabi-Πελαγονική ζώνη αποτελείται από χαμηλού βαθμού μεταμόρφωσης Ορδοβίσια έως Άνω Παλαιοζωικά ιζηματογενή και πυριγενή πετρώματα, πάνω από τα οποία βρίσκονται Τριαδικοϊουρασικής ηλικίας ανθρακικά πετρώματα. Οι σχιστόλιθοι και οι γνεύσιοι σχηματίζουν τα κατώτερα μέλη της Korabi-Πελαγονικής ζώνης (Arsovski et al. 1977, Papanikolaou & Stojanov 1983, Mountrakis, 1986, Kiliyas & Mountrakis 1987, Anders 2005).

Στην Π.Δ.Γ.Μ., η ανατολική Πελαγονική ζώνη, η οποία αποτελεί την προς βορρά συνέχεια της περιοχής έρευνας, σχηματίζει ένα αντικλινόριο ΒΒΔ-ΝΝΑ διεύθυνσης αποτελούμενο από γνεύσιους και σχιστόλιθους που προέρχονται από Προκάμβριους πρωτολίθους, στον πυρήνα των οποίων διείσδυναν Άνω Παλαιοζωικής ηλικίας γρανιτοειδή πετρώματα (Dumurdzanov et al. 1976, Most et al 2001, Most 2003) πάνω από τον οποίο, υπάρχει ένα παχύ στρώμα από δολομιτικά μάρμαρα που με τη σειρά τους καλύπτονται από την Korabi-Πελαγονική ζώνη. Η ηλικία της ακολουθίας των μαρμάρων, πιστεύεται ότι είναι Ρίφαια έως Κάμβρια από τους Arsonski et al. (1977) και Arsonski & Dumurdzanov (1984). Ωστόσο, αυτά τα μάρμαρα χρονολογήθηκαν στο Τριαδικό έως το Κάτω Ιουρασικό στο βορειότερο άκρο της Ελλάδας με απολιθώματα: *Griphoporella curvata* και *Megalodonts* (Mercier 1968, Mountrakis 1986, Sharp and Robertson 2006). Επίσης γεωχρονολογήσεις που έγιναν στην Π.Γ.Δ.Μ., με βάση την μέτρηση της αναλογίας $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, έδωσαν Τριαδική ηλικία (Most 2003).

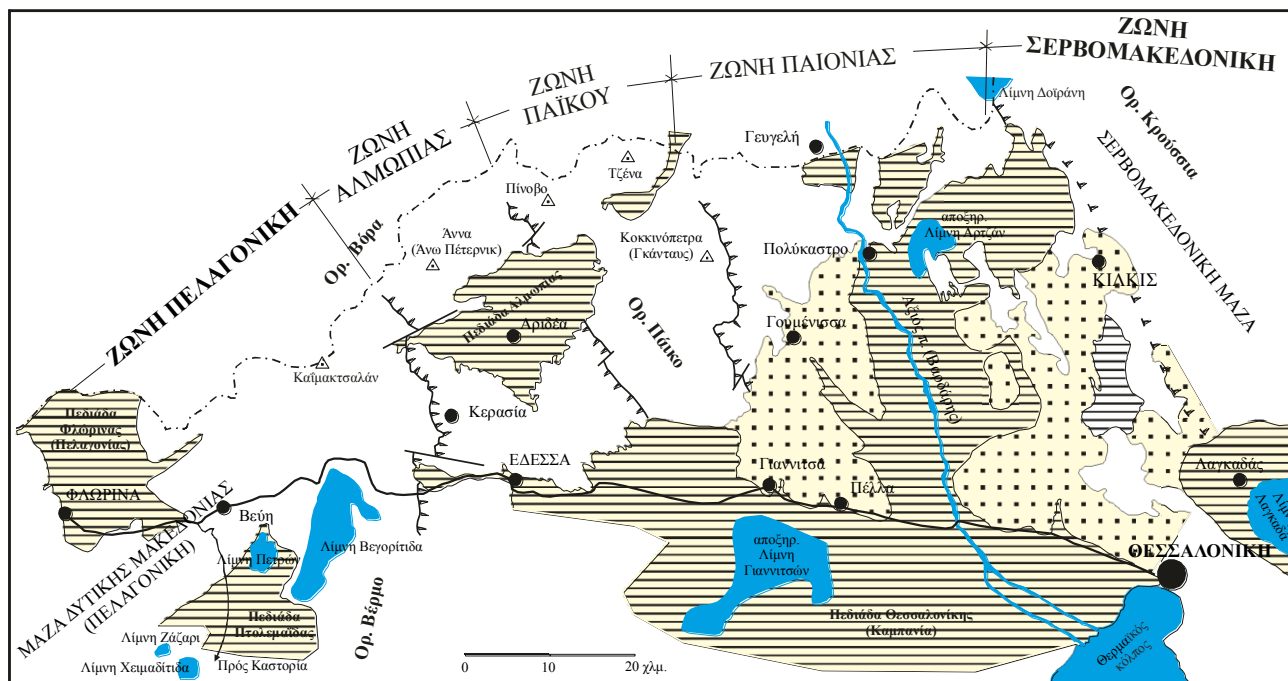
Η ανατολική πλευρά της Πελαγονικής ζώνης βυθίζεται προς τα ανατολικά κάτω από την ζώνη του Αξιού. Η ζώνη του Αξιού αναπτύσσεται με ΒΒΔ-ΝΝΑ διεύθυνση και εκτείνεται από την Π.Γ.Δ.Μ. μέχρι το Αιγαίο, όπου περιλαμβάνει ορισμένα από τα νησιά των βόρειων Σποράδων και κάμπτεται στη συνέχεια στη διεύθυνση Δ-Α προς την Μικρά Ασία (Σχ. 7).

Γενικά η ζώνη Αξιού, όπως αναφέρθηκε παραπάνω, θεωρείται ως ένας χώρος ανάπτυξης της κύριας οφιολιθικής συρραφής του Ελληνικού ορογενούς που συμπίπτει με τον ωκεανό της Παλαιοτηθύος, ο οποίος λειτούργησε στο Μεσοζωϊκό.

Στην βόρεια Ελλάδα η ζώνη του Αξιού σύμφωνα με τον Mercier (1968) διαιρείται σε τρεις ανεξάρτητες τεκτονο-στρωματογραφικές ζώνες ή υποζώνες οι οποίες από τα ανατολικά προς τα δυτικά είναι: η ζώνη της Παιονίας, του Πάικου και της Αλμωπίας (Σχ. 10). Το βασικό κριτήριο με το οποίο έγινε η διαίρεση είναι ότι κατά την διάρκεια του Ιουρασικού στη μεν ζώνη του Πάικου παρατηρείται μια παχιά νηριτική ασβεστολιθική σειρά, η οποία δείχνει ότι η περιοχή του Πάικου ήταν υποθαλάσσιο ύψωμα με ρηχή θάλασσα, ενώ στις ζώνες Παιονίας και Αλμωπίας τα αντίστοιχα ιζήματα είναι βαθιάς θάλασσας αργιλικά και κερατολιθικά. Άλλο σημαντικό κριτήριο αποτέλεσε και η εκτενής εμφάνιση οφιολιθικών ακολουθιών στις ζώνες Παιονίας και Αλμωπίας.

Η ζώνη του Πάικου από τους Mercier (1968), Baroz et al. (1987) και Bebien et al. (1994) θεωρείται ως ένα ηφαιστειακό νησιώτικο τόξο που χώριζε δύο οφιολιθικές λεκάνες

κατά την διάρκεια του Ιουρασικού. Οι Ferriere & Stais (1994) διαχωρίζουν μια περιθωριακή θάλασσα στα ανατολικά της ζώνης του Πάικου (οφιόλιθοι Γευγελή της ζώνης της Παιονίας) και μια ωκεάνια λεκάνη στα δυτικά (οφιόλιθοι της ζώνης Αλμωπίας).



Σχήμα 10: Τεκτονικό σκαρίφημα (Mercier 1968) που δείχνει τις τρεις ζώνες από τις οποίες αποτελείται η ζώνη του Αξιού (από Stais 1993).

Οι Godfriaux & Ricou (1991) και Ricou & Godfriaux (1995) υποστηρίζουν ότι η ζώνη του Πάικου αποτελεί ένα πολλαπλό τεκτονικό παράθυρο συγκρίσιμο με αυτό του Ολύμπου-Όσσας. Συγκεκριμένα, η μάζα του Πάικου βρίσκεται κάτω από τα επωθημένα καλύμματα του συνόλου των οφιόλιθων της ζώνης Αξιού (ζώνη Αλμωπίας και Παιονίας) οι οποίοι μπορούν να θεωρηθούν ως μια οφιολιθική συρραφή, και κάτω από το τεκτονικό κάλυμμα της Πελαγονικής ζώνης. Οι Κατριβάνος et al. (2012), για την περιοχή του Πάικου, μιλάνε για μία Άνω Ιουρασική έως Κάτω Κρητιδική κύρια παραμόρφωση, η οποία αντιτίθεται στην τριτογενή παραμόρφωση των Ricou & Godfriaux (1991, 1995) που είχε ως αποτέλεσμα την δημιουργία του τεκτονικού παραθύρου. Εντούτοις, πρόσφατα οι παραπάνω ερευνητές (Kantirvanos et al. 2013), ερμηνεύουν την μάζα του Πάικου ως ένα πολλαπλό τεκτονικό παράθυρο, αλλά Πελαγονικής προέλευσης.

Συνοπτικά, η ζώνη Αξιού (Brunn 1959, Mercier 1968, Campion 1966, Braund 1967, Pichon 1976, Μουντράκης 1976, Didelot 1970, Bijon 1982, Stais 1993), αποτελείται από τους βαθύτερους ορίζοντες προς τους ανώτερους, από (Σχ. 9):

1. κρυσταλλοσχιστώδεις σειρές Παλαιοζωικού
2. ασβεστόλιθους Τριαδικού-Κάτω Ιουρασικού,
3. ηφαιστειοϊζηματογενείς σειρές Τριαδικού-Ιουρασικού,
4. ασβεστόλιθους ανώτερου Ιουρασικού,
5. οφιολιθικά πετρώματα και τα Άνω Ιουρασικής ηλικίας συνοδά ιζήματα βαθειάς θάλασσας,
6. μετακλαστικά ιζήματα Ανωτέρου Ιουρασικού-Κάτω Κρητιδικού.

Γενικό χαρακτηριστικό γνώρισμα των εσωτερικών ή ενδιάμεσων Ελληνίδων και κατ' επέκταση της Πελαγονικής ζώνης και της ζώνης Αξιού στη βόρειο Ελλάδα, αποτελεί η μέσο έως άνω κρητιδική επίκλυση, με την απόθεση Άνω Κρητιδικών ασβεστόλιθων και φλύσχη, σε ασυμφωνία πάνω στα προϋπάρχοντα πετρώματα και συχνά με την παρεμβολή ενός κροκαλοπαγούς βάσης, σαν πρώτο επικλυσιογενή σχηματισμό.

Η ζώνη Αλμωπίας χαρακτηρίζεται από αλληπάλλληλα τεκτονικά λείπια με φορά κίνησης προς τα ΝΔ), όπως και η Ζώνη Παιονίας ενώ στη ζώνη του Πάικου υπάρχει μια διαφοροποίηση στο παραμορφωτικό στυλ με την διαμόρφωση μιας μεγα-αντιμορφικής δομής ή δόμου (Mercer 1968, Vergely 1984).

Αντίθετα με την Πελαγονική ζώνη όπου υπάρχουν ικανοποιητικά γεωχρονολογικά δεδομένα (ραδιομετρικά και στρωματογραφικά) σχετικά με τα αλπικά τεκτονο-μεταμορφικά γεγονότα, στην ζώνη Αξιού αυτά εστιάζονται κυρίως σε στρωματογραφικά δεδομένα, παρόλο που η επίδραση της μεταμόρφωσης είναι σημαντική.

Τρία κύρια τεκτονο-μεταμορφικά γεγονότα επηρέασαν την ζώνη Αξιού (Mercer 1968, Kockel et al. 1977, Vergely 1984, Stais 1993). Το πρώτο Άνω Ιουρασικής και το δεύτερο Κάτω Κρητιδικής ηλικίας, εξελίσσονται στην πρασινοσχιστολιθική μεταμορφική φάση με φορά κίνησης προς τα ΝΔ και ΝΑ αντίστοιχα, ενώ το τρίτο Άνω Κρητιδικής έως Ηωκαινικής ηλικίας με φορά κίνησης προς τα ΝΔ, εξελίσσεται σε χαμηλότερες συνθήκες μεταμόρφωσης σχεδόν θραυσιογενές. Με τις δύο πρώτες συνδέεται η επώθηση των οφιολίθων της ζώνης Αλμωπίας και Παιονίας και με την δεύτερη ο σχηματισμός των λεπίων και η τελική τοποθέτησή τους στην ανατολική Πελαγονική ζώνη. Τέλος οι Baroz et al. (1987) στην ζώνη του Πάικου αναφέρουν μια μεταμόρφωση υψηλής πίεσης χαμηλής θερμοκρασίας Άνω Ιουρασικής ηλικίας, χωρίς περαιτέρω ερμηνεία.

Στον πίνακα 1 παρουσιάζονται συνοπτικά τα στοιχεία των προηγούμενων τεκτονικών και γεωχρονολογικών ερευνών σχετικά με τα αλπικά τεκτονο-μεταμορφικά γεγονότα, που

επηρέασαν το Πελαγονικό υπόβαθρο. Μια αμφιβολιτικής φάση μεταμόρφωση η οποία εκδηλώθηκε κατά τη διάρκεια της προ-Αλπικής περιόδου, αναφέρεται από μερικούς συγγραφείς (π.χ. Mountrakis 1986, Mposkos et al. 2001, Mposkos & Krohe 2004) αλλά απουσιάζει οποιαδήποτε ακριβή γεωχρονολογική ανάλυση.

Πίνακας 1: Κύρια τεκτονικά και γεω-χρονολογικά δεδομένα των Αλπικών τεκτο-μεταμορφικών γεγονότων του Πελαγονικού συστήματος καλυμμάτων από προηγούμενες εργασίες στον χώρο της βόρειας Ελλάδας, Μπλε γραμμές: υψηλής πίεσης γεγονότα. Πράσινες γραμμές: πρασινοσχιστολιθικής ή αμφιβολιτικής φάσης γεγονότα. Τα Βέλη δείχνουν την φορά της κίνησης. ΑΠΖ: ανατολική Πελαγονική ζώνη, ΔΠΖ: μεδυτική Πελαγονική ζώνη. (α): Koroneos et al.(1993), (β): Most (2003), Borsi et al. (1966), (γ): Barton (1976) και Yarwood and Dixon (1977), (δ): Schermer et al. (1990), (ζ), f. Lips et al. (1998).

Ηλικία	Περιοχή		Βόρεια Πελαγονική ζώνη		Νότια Πελαγονική Ζώνη			
			ΔΠΖ (α)	ΑΠΖ (β)	Πιέρια (γ)	Όλυμπος (δ)	Όσσα (ζ)	Πήλιο (η)
5,3	ΤΡΙΤΟΓΕΝΕΣ	Μειόκαινο						
23,8		Ολιγόκαινο						↗
		Ηώκαινο	■		■	↙ ■	↘ ■	↗ ■
		Παλαιόκαινο				↙ ■	↘ ■	↗ ■
65	ΚΡΗΤΙΔΙΚΟ	Ανώτερο	■				↗ ■	
				■		↙ ■		
100		Κατώτερο		■			■	
					■		■	
144	ΙΟΥΡΑΣΙΚΟ							

2. ΓΕΩΛΟΓΙΚΗ ΚΑΙ ΤΕΚΤΟΝΙΚΗ ΔΟΜΗ ΤΗΣ ΟΡΟΣΕΙΡΑΣ ΤΟΥ **ΔΥΤΙΚΟΥ ΒΟΡΑ**

2.1 ΑΠΟΨΕΙΣ ΓΙΑ ΤΗΝ ΓΕΩΛΟΓΙΑ ΤΗΣ ΠΕΡΙΟΧΗΣ ΕΡΕΥΝΑΣ

Η περιοχή έρευνας, όπως ήδη έχει αναφερθεί, δομείται κυρίως από προ-αλπικά και αλπικά πετρώματα δηλαδή πετρώματα που έχουν συμμετάσχει στην Αλπική ορογένεση, καθώς και από μεταλπικά πετρώματα που έχουν σχηματιστεί μετά την κύρια αλπική ορογενετική διεργασία του Τριτογενούς. Τα τελευταία διακρίνονται στα πλειοκαινικά ηφαιστειογενή πετρώματα που συνδέονται με το ηφαιστειακό κέντρο του Βόρα (Σολδάτος 1955, Mercier 1968, Βουγιουκαλάκης 2002), και στα Τεταρτογενή ιζηματογενή πετρώματα που πληρώνουν την πεδιάδα της Αριδαίας, Φλώρινας και την μικρή πεδιάδα της Άρνισσας.

Τα προ-αλπικά και αλπικά πετρώματα στην οροσειρά του δυτικού Βόρα, όπως προαναφέρθηκε, εντάσσονται στις ακόλουθες γεωτεκτονικές ζώνες, όπως αυτές έχουν διακριθεί για τον Ελληνικό χώρο (βλέπε παραπάνω): α) στην Πελαγονική ζώνη (ανατολική Πελαγονική ζώνη) και β) στην ζώνη Αξιού (δυτική ζώνη Αξιού ή ζώνη Αλμωπίας).

Από τις ζώνες αυτές, η ανατολική Πελαγονική ζώνη είναι αυτή που αναγνωρίζεται να δομεί το μεγαλύτερο τμήμα της διερευνηθείσας περιοχής (δυτικός τομέας), με πετρώματα που προσδιορίζονται κυρίως στο Παλαιοζωικό και Μεσοζωικό. Συνοπτικά, η Ανατολική Πελαγονική ζώνη στην οροσειρά του δυτικού Βόρα (ορεινός όγκος του Καϊμακτσαλάν) από τους κατώτερους προς τους ανώτερους δομείται από (Μουντράκης 1976, 1983, Κίλιας 1980, Kiliyas & Mountrakis 1981, Κίλιας & Μουντράκης 1989):

1. κρυσταλλοσχιστώδη πετρώματα Παλαιοζωικής ηλικίας, τα οποία αποτελούνται από:
 - έναν πυρήνα ορθογενεσιακών πετρωμάτων και βιοιτιτικών γνευσίων,
 - έναν κατώτερο γνευσιακό ορίζοντα (μοσχιβιτικοί, διαμαρμαρυγιακοί και αμφιβολιτικοί γνεύσιοι),
 - έναν ανώτερο σχιστολιθικό ορίζοντα (αμφιβολιτικοί και μαρμαρυγιακοί-γρανατούχοι σχιστόλιθοι),
 - στα μεταμορφωμένα πετρώματα διεισδύουν γρανιτικά σώματα, Άνω Παλαιοζωικής ηλικίας, τα οποία εμφανίζονται συχνά γνευσιωμένα,

2. ένα ανθρακικό τεκτονικό κάλυμμα Τριαδικοϊουρασικής ηλικίας, αποτελούμενο από μάρμαρα, σιπολίνες, δολομιτικά μάρμαρα και ανακρυσταλλωμένους ασβεστόλιθους.
3. τα Άνω Κρητιδικά επικλυσιογενή ιζήματα, αποτελούμενα από:
 - ελαφρά ανακρυσταλλωμένους ασβεστόλιθους
 - ελαφρά μεταμορφωμένο φλύσχη

Η ζώνη της Αλμωπίας στην περιοχή έρευνας καταλαμβάνει τον ανατολικό τομέα. Εμφανίζεται βόρεια της πεδιάδας της Αριδαίας και στις ανατολικές παρυφές του ορεινού όγκου του Καϊμακτσαλάν.

Σύμφωνα με τους Mercier (1968), Migiros & Galeos (1990), Ricou & Godfriaux (1991), Brown & Robertson (2004), Sharp & Robertson (2006) η ζώνη Αλμωπίας στην περιοχή έρευνας (Πίν. 2), περιλαμβάνει διάφορες τεκτονικές ενότητες ή σχηματισμούς ή ομάδες πετρωμάτων. Όσο αφορά, αυτές που εμφανίζονται βόρεια της πεδιάδας της Αριδαίας (Αλμωπίας), συγκροτούνται από πολύπλοκες και μεταμορφωμένες σειρές πετρωμάτων. Οι ενότητες αυτές καταλαμβάνουν το κεντρικό τμήμα της οροσειράς του Βόρα, ανατολικά της μάζας του Καϊμακτσαλάν και παρουσιάζουν εντυπωσιακό ανάγλυφο. Ο Mercier (1968) κάνει μία πρώτη περιγραφή των ενοτήτων αυτών και επιδιώκει να τις συσχετίσει με τις μικρότερου βαθμού μεταμόρφωσης χρονολογημένες νότιες σειρές. Σύμφωνα με τον ίδιο συγγραφέα η ενότητα Λουτρών Πόζαρ αποτελείται από κρητιδικούς σχηματισμούς (σχιστόλιθους, μάρμαρα, σιπολίνες και μετακροκαλολατυποπαγή) η ενότητα Πέτερνικ από μεταμορφωμένα πετρώματα (γνεύσιους, αμφιβολίτες, σχιστόλιθους, μάρμαρα και σιπολίνες) και η ανατολική ενότητα Άνω Γαρέφι στο μεγαλύτερο μέρος της συγκροτείται από οφιολίθους. Στην πραγματικότητα οι βόρειο-αλμωπικές σειρές είναι περισσότερο σύνθετες, π.χ. ο Μουντράκης (1976) στην ενότητα Λουτρών Αριδαίας περιγράφει την παρουσία μίας μεταμορφωμένης σειράς και οφιολιθικών πετρωμάτων (σερπεντινίτες και γάβρους).

Οι ενότητες νότια της πεδιάδας της Αριδαίας, καταλαμβάνουν τις ανατολικές και νοτιοανατολικές παρυφές της μάζας του Καϊμακτσαλάν, αποτελούμενες από ένα ενιαίο Μέσο-Άνω Κρητιδικό ανθρακικό κάλυμμα πάνω στο οποίο τοποθετείται ο Μεστρίχτιος - Παλαιοκαινικής ηλικίας φλύσχη. Στην ενότητα Κερασιάς, κάτω από το Μέσο-Άνω Κρητιδικής ηλικίας ανθρακικό κάλυμμα ακολουθεί μία ηφαιστειοϊζηματογενή σειρά Άνω Ιουρασικής-Κάτω Κρητιδικής(;) ηλικίας, η οποία δεν εμφανίζεται στην ενότητα Κεδρώνα.

Για τους μετέπειτα ερευνητές (Migiros et Galeos 1990, Ricou et Godfriaux 1991, Galeos et al. 1994, Ricou et al. 1998, Brown et Robertson 2004), οι παραπάνω ενότητες που

Πίνακας 2: Διαχωρισμός σε ενότητες ή σχηματισμούς ή ομάδες πετρωμάτων της ζώνης Αλμωπίας που εμφανίζονται στην περιοχή έρευνας από προηγούμενες ερευνητικές προσπάθειες και της παρούσας έρευνας.

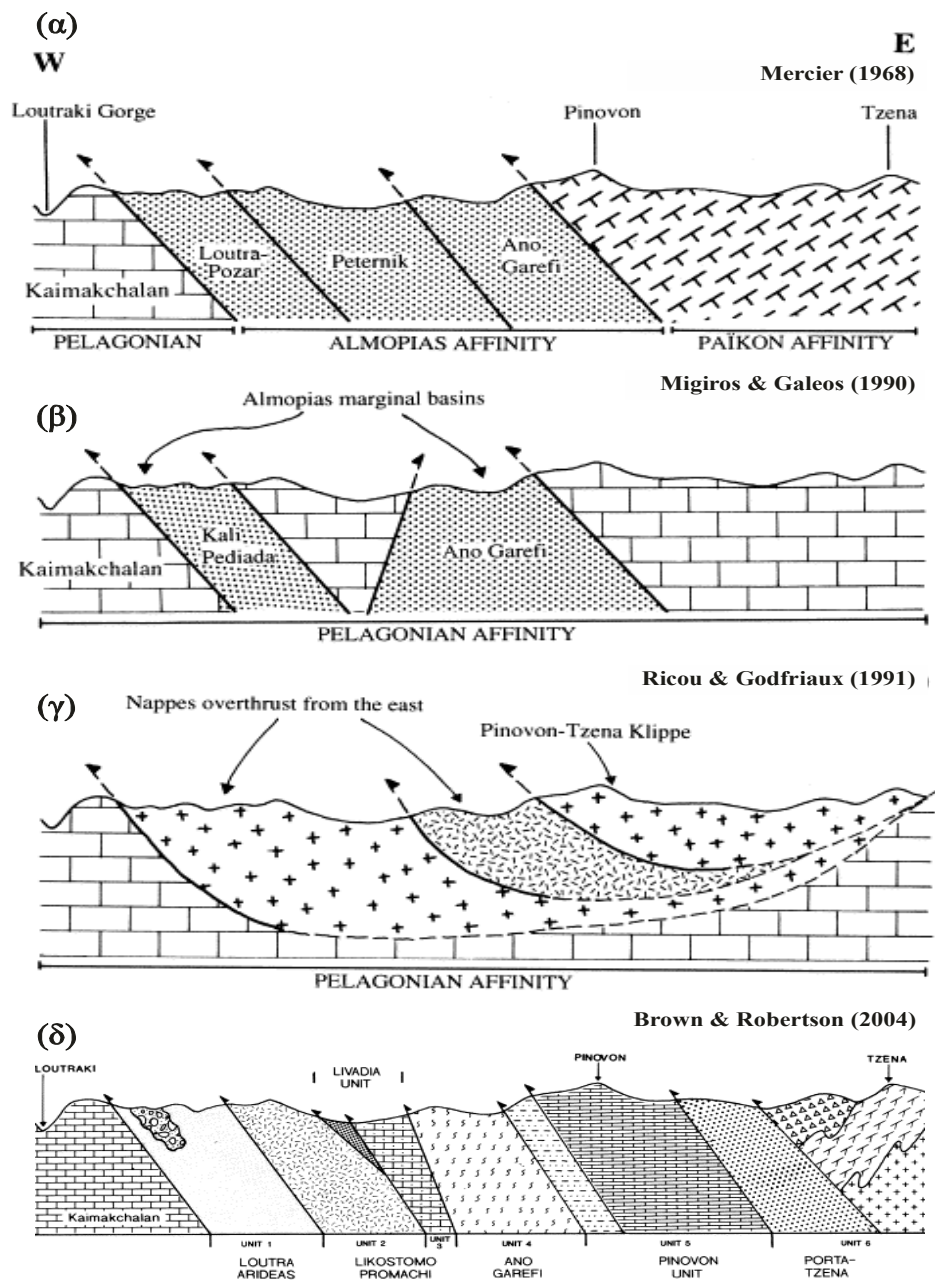
	Mercier (1968)	Migiros & Galeos (1990)	Ricou & Godfriaux (1991)	Brown & Robertson (2004)	Sharp & Robertson (2006)	Παρούσα έρευνα
Βόρεια Πεδιάδας Αριδαίας	Ενότητα Λουτρά Πόζαρ	Υπερ-βασικά Καλής Πεδιάδας - Άνω Κρητιδικοί κλαστικοί σχηματισμοί	Μυλονιτικοί οφιόλιθοι Άνω Λουτράκι	Ενότητα Λουτρά Αριδαίας	Δεν μελετήθηκαν	Ενότητα Λουτρά Αριδαίας
		Σχηματισμός Λουτρά Αριδαίας	Δυτικό κρυσταλοσχιστώδες Αριδαίας			
			Αμεταμόρφωτα κροκαλοπαγή			
	Ενότητα Πέτερνικ	Σχηματισμός Λιβάδι - γενεύσιοι Λυκοστόμου	Ανατολικό κρυσταλοσχιστώδες Αριδαίας	Ενότητα Λιβάδια		Ενότητα Άννας
			Ενότητα Άνω Γαρέφι			
	Φλυσχοειδή σειρά του Σχηματισμού Αετοχωρί					
		Ρήγμα του Λουτρακίου - Πεδιάδα της Αριδαίας (Αλμωπίας)				
Νότια Πεδιάδας Αριδαίας	Ενότητα Κερασιάς	Δεν μελετήθηκαν			Ενότητα Κερασιάς- Κεδρώνα	Άνω Κρητιδικό επικλυσιγενές κάλυμμα
	Ενότητα Κεδρώνα					

περιγράφηκαν από τον Mercier (1968) δεν έχουν πια νόημα. Η επιστημονική αντιπαράθεση πλέον επικεντρώνεται, κυρίως στην προέλευση των τεκτονικών ενοτήτων, δηλαδή αν έχουν ανατολική προέλευση (Σερβο-μακεδονική μάζα) ή δυτική (Πελαγονική ζώνη).

Σε αυτό το σημείο, θα ήταν σκόπιμο να αναφερθούμε περιληπτικά στην τεκτονο-στρωματογραφική διάθρωση και την αντιπαράθεση για την περιοχή του δυτικού Βόρα που προτάθηκε τα προηγούμενα χρόνια από τους παραπάνω αναφερθέντες ερευνητές καθώς και από νεώτερες έρευνες. (Σχ. 11).

Έτσι λοιπόν (Πίν. 2), μία στέρα βάση για τις μετέπειτα σύγχρονες τεκτονο-στρωματογραφικές μελέτες τέθηκε από τον Mercier (1968), ο οποίος χαρτογραφώντας και εξετάζοντας τεκτονικά την ευρύτερη περιοχή, κατέληξε στο συμπέρασμα ότι η οροσειρά του Βόρα περιλαμβάνει λιθολογίες, της Πελαγονικής ζώνης στα δυτικά (ορεινή μάζα του Καϊμακτσαλάν), πάνω στις οποίες τοποθετούνται οι ενότητες Λουτρά Πόζαρ, Πέτερνικ και Άνω Γαρέφι, της υπο-ζώνης Αλμωπίας με την μορφή τεκτονικών λεπίων. Ακόμα πιο ανατολικά τοποθετούνται πάνω στην ενότητα Άνω Γαρέφι οι Άνω κρητιδικοί σχηματισμοί της μάζας του Πινόβου της υπο-ζώνης του Πάικου (Σχ. 11α).

Αργότερα, Migiros & Galeos (1990) και Galeos et al. (1994) επαναχαρτογραφούν την περιοχή αναθεωρώντας την τεκτονό-στρωματογραφία της. Οι Migiros & Galeos (1990) προτείνουν ότι, η οροσειρά του δυτικού Βόρα, περιλαμβάνει δύο οφιολιθικές ακολουθίες (υπερ-βασικά καλής Πεδιάδας, αμφιβολίτες Προμάχων και Οφιόλιθοι Άνω Γαρέφι) προερχόμενες από δύο υπό-διάνοιξη ενεργές περιθωριακές λεκάνες που εξελίσσονταν κατά μήκος του ανατολικού Πελαγονικού ηπειρωτικού περιθωρίου από το Άνω Τριαδικό έως το Κάτω Ιουρασικό, ενώ κατά τη διάρκεια του Μέσου Ιουρασικού ακολούθησε η επώθηση τους στο Πελαγονικό περιθώριο (Σχ. 11β). Επίσης, υποστηρίζουν ότι στο Πελαγονικό τμήμα της οροσειράς του δυτικού Βόρα απουσιάζουν εντελώς τα οφιολιθικά πετρώματα της ζώνης Αλμωπίας, τα οποία κατά την διάρκεια του Μέσου Ιουρασικού επωθήθηκαν πάνω στην Πελαγονική ζώνη. Γίνεται φανερό ότι οι συγκεκριμένοι ερευνητές αποδίδουν σε όλες της ενότητες που εμφανίζονται στην περιοχή έρευνας, Πελαγονική προέλευση. Αυτή η άποψη διαφέρει από του Mercier (1968) ο οποίος αναγνώρισε στην περιοχή διάφορες ενότητες που σχετίζονται με τη ζώνη Αξιού (υποζώνη Αλμωπίας και Πάικου). Στις παραπάνω έρευνες, υπάρχει όμως μία κοινή παραδοχή, ότι οι διάφορες αλλόχθονες ενότητες έχουν τις ρίζες τους μέσα ή κοντά, στη ζώνη Αξιού.



Σχήμα 11: Διάφορες τεκτονικές ερμηνείες που έχουν προταθεί από προηγούμενες ερευνητικές προσπάθειες στην περιοχή του δυτικού Βόρα, από Brown, & Robertson (2002): (α) Mercier (1968) (βλέπε επίσης και Mercier και Vergely (1994): η Πελαγονική ζώνη (ορεινός όγκος του Καϊμακτσάλαν) επωθείται από τρεις ενότητες με την μορφή λεπίων (Λουτρά Πόζαρ, Πέτερνικ και Άνω Γαρέφι) συσχετιζόμενες με την της υπο-ζώνης Αλμωπίας που με τη σειρά τους επωθούνται από την ενότητα Πινόβου συσχετιζόμενη με τη ενότητα Πάικου. (β) Migiros & Galeos (1990): η ορεινή μάζα του Βόρα σχετίζεται με την Πελαγονική ζώνη. Οι οφιολίθοι αποτελούν δύο «περιθωριακές» λεκάνες (Καλή Πεδιάδας και Άνω Γαρέφι). (γ) Ricou & Godfriaux (1991): Πελαγονικά πετρώματα αποτελούν την βάση του ορεινού όγκου του Βόρα, επωημένα από πετρώματα της Σερβομακεδονικής μάζας, συμπεριλαμβανομένων και τον οφιολίθων. Δεν υπάρχει οφιολιθική ζώνη συρραφής. (δ) Brown & Robertson (2004): διαφορές τεκτονικές ενότητες υπό την μορφή αλληπάλληλων τεκτονικών λεπίων σχετίζονται με την Πελαγονική ζώνη και την υπο-ζώνη Αλμωπίας (Λουτρά Αριδαίας, Λυκόστομο-Πρόμαχοι και Λιβιάδια), με την υπο-ζώνη του Πάικου (ενότητα Πίνοβο) και την Σερβομακεδονική μάζα ανατολικότερα (ενότητα Πόρτα Τζένα).

Αντιθέτως, οι Ricou & Godfriaux (1991) ισχυρίζονται ότι η ζώνη του Αξιού στην οροσειρά του Βόρα, περιλαμβάνει ενότητες, συμπεριλαμβανομένων των οφιολίθων, οι οποίες επωθήθηκαν πάνω στην Πελαγονική ζώνη από τα βορειανατολικά κατά την διάρκεια του κάτω Τριτογενούς. Συγκεκριμένα προτείνουν ότι η οροσειρά του Βόρα περιλαμβάνει μεγάλα καλύμματα (οφιολίθοι Άνω Λουτράκι, δυτικό - ανατολικό κρυσταλλοσχιστώδες, κροκαλοπαγή και ενότητα Φιδόπετρας) και τεκτονικά ράκη ανατολικότερα (Πίνοβου-Τζένας), αποτελούμενα από πετρώματα του ηπειρωτικού υποβάθρου καθώς και από τα ιζήματα που το καλύπτουν, τα οποία συσχετίζονται με την Σερβο-Μακεδονική ζώνη (Σχ. 11γ). Στην ερμηνεία τους, αυτά τα καλύμματα επωθήθηκαν προς τα νότια πάνω στα πετρώματα της Πελαγονικής ζώνης, η οποία εκτίθεται με την μορφή τεκτονικού παράθρου εκπροσωπούμενη από την Μάζα του Πάικου, που βρίσκεται στα νότια της Οροσειράς του Βόρα (Godfriaux and Ricou, 1991). Περαιτέρω Ricou et al. (1998) υποστηρίζουν ότι οι διάφορες ενότητες που απαρτίζουν τα καλύμματα έχουν προέλευση ακόμα πιο βορειανατολική, ριζωμένες μέσα στη ζώνη της Ροδόπης και επίσης, ότι δεν αντιπροσώπευαν συνεκτικά τεκτονικά καλύμματα, αλλά αντ' αυτού, αποτελούσαν μεγάλους ολισθόλιθους οι οποίοι απωθήθηκαν από μία συρραφή εντός της ζώνης της Ροδόπης.

Πιο πρόσφατα οι Brown & Robertson (2004) μελετώντας την οροσειρά του δυτικού Βόρα και ακολουθώντας την γεωλογική χαρτογράφηση των Migiros & Galeos (1990) αναγνωρίζουν διάφορες τεκτονικές ενότητες υπό την μορφή αλληπάλληλων τεκτονικών λεπίων που σχετίζονται με την Πελαγονική ζώνη και την υπο-ζώνη Αλμωπίας (ενότητες Λουτρά Αριδαίας, Λυκόστομο-Πρόμαχοι και Λιβάδια), με την υπο-ζώνη του Πάικου (ενότητα Πίνοβο) και την Σερβομακεδονική Μάζα ανατολικότερα (ενότητα Πόρτα Τζένα) (Σχ. 11δ). Επίσης θεωρούν ότι οι υπολειμματικοί οφιολίθοι του *mélange* της ενότητας Λουτρών Αριδαίας, εκπροσωπούν ωκεάνιο φλοιό που προέρχεται από την ζώνη του Αξιού και τοποθετήθηκαν πάνω στο ανατολικό περιθώριο της Πελαγονικής μικρο-ηπείρου κατά τη διάρκεια της Άνω Ιουρασικής περιόδου. Αντίθετα οι Sharp & Robertson (2006), μελετώντας την περιοχή νότια του ρήγματος της Αριδαίας, υποστηρίζουν ότι τα εν λόγω οφιολιθικά τεμάχια αποτελούν τμήμα ενός μεγάλου οφιολιθικού επωθημένου καλύμματος που προήλθε από τον ωκεανό της Πίνδου δυτικότερα. Οι παραπάνω ερευνητές αντίθετα με τους Ricou & Godfriaux (1991), υποστηρίζουν ότι οι οφιολίθοι της ενότητας Άνω Γαρέφι αντιπροσωπεύουν έναν ωκεανό, ο οποίος λειτούργησε μέχρι το Άνω Κρητιδικό και έκλεισε στο Κάτω Τριτογενές.

Τέλος, οι Kiliyas et al. (2010a) προσφάτως μελετώντας γενικότερα την τεκτονική δομή της Πελαγονικής ζώνης και της ζώνης της Αλμωπίας στην βόρειο Ελλάδα και στην περιοχή της Π.Γ.Δ.Μ., μέχρι την περιοχή των Σκοπίων, θεωρούν ότι η Πελαγονική Ζώνη στα ανατολικά αποτελεί έναν αναδυόμενο εκταφιασμένο Πελαγονικό δόμο (Κατώτερη ανατολική Πελαγονική ενότητα: EPZ) κάτω από την επωθημένη ζώνη Korabi-Πελαγονική στα δυτικά (Ανώτερη Πελαγονική ενότητα: KoWPZ) και την ενότητα του Αξιού, ανάμεσα στις οποίες παρεμβάλλονται πετρώματα υψηλής πίεσης/χαμηλής θερμοκρασίας. Επίσης θεωρούν ότι οι γνεύσιοι, τα γρανιτοειδή, οι σχιστόλιθοι, τα Παλαιοζωικά μεταμορφωμένα πετρώματα και Τριαδικό-Ιουρασικά ανθρακικά πετρώματα από την KoWPZ και Αξιού Ζώνη εμφανίζονται και στις δύο πλευρές του δόμου σχηματίζοντας ισοδύναμες τεκτονικές ακολουθίες του ίδιου τεκτονικού καλύμματος.

2.2 ΓΕΩΛΟΓΙΚΕΣ ΚΑΙ ΠΕΤΡΟΓΡΑΦΙΚΕΣ ΠΑΡΑΤΗΡΗΣΕΙΣ ΣΤΗΝ ΠΕΡΙΟΧΗ ΕΡΕΥΝΑΣ

Για την έρευνα της γεωλογικής και κυρίως της τεκτονικής δομής της περιοχής, που αποτελεί και το αντικείμενο της διατριβής αυτής, εξετάστηκε κυρίως το κρυσταλλοσχιστώδες υπόβαθρο με το Τριαδικοϊουρασικό ανθρακικό κάλυμμα της ανατολικής Πελαγονικής ζώνης καθώς και οι βόρειες Αλμωπικές ενότητες της δυτικής ζώνης Αξιού (ζώνη Αλμωπίας). Κατά την διάρκεια της γεωλογικής χαρτογράφησης, και βασιζόμενοι σε προϋπάρχουσες ερευνητικές μελέτες και στους γεωλογικούς χάρτες του ΙΓΜΕ στην περιοχή έρευνας, έγινε προσπάθεια ενοποίησης ή διαχωρισμού διαφορών τεκτονικών-στρωματογραφικών ενοτήτων, με στόχο την καλύτερη κατανόηση της τεκτονικής δομής του δυτικού τμήματος της οροσειράς του δυτικού Βόρα (Πίν. 3). Οι υπάρχουσες διαθέσιμες πληροφορίες από άλλους συγγραφείς παρουσιάζονται κατά την πορεία της περιγραφής των ενοτήτων που απαρτίζουν την περιοχή έρευνας.

Πίνακας 3: Τέκτονο-στρωματογραφικός διαχωρισμός των πετρωμάτων του δυτικού Βόρα στην περιοχή έρευνας.

ΑΝΩ ΚΡΗΤΙΔΙΚΟ ΕΠΙΚΛΥΣΙΓΕΝΕΣ ΚΑΛΥΜΜΑ			Ασβεστολιθική σειρά	
			Φλυσχική σειρά	
ΔΥΤΙΚΗ ΖΩΝΗ ΑΕΙΟΥ	ΒΟΡΕΙΕΣ ΕΝΟΤΗΤΕΣ ΤΗΣ (ΥΠΟ) ΖΩΝΗΣ ΑΛΜΩΠΙΑΣ	ΕΝΟΤΗΤΑ ΑΝΩ ΓΑΡΕΦΙ	Φλυσχοειδής σειρά	
		ΕΝΟΤΗΤΑ ΑΝΝΑΣ	Οφιόλιθοι	
			Ανώτερη σχιστολιθική σειρά	Σειρά σχιστολίθων και μαρμάρων
				Μεταηφαιστιοζηματογενής σειρά
			Κατώτερη κρυσταλλοσχιστώδης σειρά	Σειρά σχιστολίθων
				Μετακροκαλοπαγή
				Σειρά γνευσίων
		ΕΝΟΤΗΤΑ ΛΟΥΤΡΩΝ ΑΡΙΔΑΙΑΣ	Ανώτερη επικλυσίγενης κλαστική σειρά	Βορειοανατολική κλαστική σειρά
				Βορειοδυτική κλαστική σειρά
			Κατώτερη μεταμορφωμένη σειρά (τεκτονικό mélange)	Οφιόλιθοι
Γνευσιοσχιστολιθική σειρά				
ΑΝΑΤΟΛΙΚΗ ΠΕΛΑΓΟΝΙΚΗ ΖΩΝΗ	ΤΡΙΑΔΙΚΟΪΟΥΡΑΣΙΚΟ ΑΝΘΡΑΚΙΚΟ ΚΑΛΥΜΜΑ		Ανώτερη ανθρακική σειρά	
			Κατώτερη ανθρακική σειρά	
	ΚΡΥΣΤΑΛΛΟΣΧΙΣΤΩΔΕΣ ΥΠΟΒΑΘΡΟ	ΑΝΩΤΕΡΗ ΕΝΟΤΗΤΑ	Σειρά σχιστολίθων	
			Σειρά αμφιβολιτικών σχιστολίθων	
			Σειρά γνευσιοσχιστολίθων	
		ΚΑΤΩΤΕΡΗ ΕΝΟΤΗΤΑ	Σειρά σχιστολίθων	
			Σειρά γννευσίων	
		ΜΑΓΜΑΤΙΚΕΣ ΔΙΕΙΣΔΥΣΕΙΣ	Μεταρρύλιθοι	
			Πλουτωνικά σώματα	

Έτσι λοιπόν από δυτικά προς τα ανατολικά και από κάτω προς τα πάνω αναγνωρίστηκαν:

A. Η ΑΝΑΤΟΛΙΚΗ ΠΕΛΑΓΟΝΙΚΗ ΖΩΝΗ

1. Το κρυσταλλοσχιστώδες υπόβαθρο
2. Το Τριαδικοϊουρασικό ανθρακικό κάλυμμα

B. Η ΖΩΝΗ ΤΗΣ ΑΛΜΩΠΙΑΣ (ΔΥΤΙΚΗ ΖΩΝΗ ΑΞΙΟΥ)

1. Η Ενότητα Λουτρών Αριδαίας
2. Η Ενότητα Άννας
3. Η Ενότητα Άνω Γαρέφι

Γ. ΤΟ ΑΝΩ ΚΡΗΤΙΔΙΚΟ ΕΠΙΚΛΥΣΙΓΕΝΕΣ ΚΑΛΥΜΜΑ

C. ΑΝΑΤΟΛΙΚΗ ΠΕΛΑΓΟΝΙΚΗ ΖΩΝΗ

1. Το κρυσταλλοσχιστώδες υπόβαθρο

Το κρυσταλλοσχιστώδες υπόβαθρο της Πελαγονικής ζώνης κυριαρχεί στην δυτική περιοχή έρευνας και εμφανίζεται να κυριαρχεί στο μεγαλύτερο μέρος του όρους Καϊμακτσαλάν, κυρίως σε μεγάλα υψόμετρα αλλά πολλές φορές εμφανίζεται και σε μικρότερα υψόμετρα (βλέπε γεωλ. χάρτη).

Από την υπαίθρια εξέταση κατά την διάρκεια της γεωλογικής χαρτογράφησης, αλλά και από την μικροσκοπική παρατήρηση αναγνωρίστηκαν στην περιοχή έρευνας, όσο αφορά το Πελαγονικό κρυσταλλοσχιστώδες τρεις κύριες λιθολογικές ενότητες, Παλαιοζωικής ηλικίας (Mercier 1968, Μουντράκης 1976, 1983). Περαιτέρω έγινε προσπάθεια διαχωρισμού των ενοτήτων σε σειρές και ομάδες λιθολογικών τύπων παρόλο που συχνά τα πετρώματα που τις απαρτίζουν βρίσκονται συμπτυχωμένα, έτσι ώστε να εμφανίζονται ως εναλλαγές, με αποτέλεσμα πολλές φορές ο διαχωρισμός τους χαρτογραφικά να είναι σχεδόν αδύνατος λόγω του μικρού πάχους που παρουσιάζουν. Αυτές οι λιθολογικές ενότητες και οι σειρές πετρωμάτων είναι οι εξής από τους βαθύτερους ορίζοντες προς τους ανώτερους:

3. Κατώτερη ενότητα
 - i. Σειρά των γνευσίων
 - ii. Σειρά των σχιστολίθων
4. Ανώτερη ενότητα
 - i. Σειρά των γνευσιοσχιστολίθων
 - ii. Σειρά των αμφιβολιτικών σχιστόλιθων

iii. Σειρά των σχιστολίθων

5. Μαγματικές διεισδύσεις

I. Κατώτερη ενότητα

i. Σειρά των γνευσίων

Αποτελείται από τους παρακάτω πετρογραφικούς τύπους:

- **γνευσιακά πετρώματα**
- **αμφιβολιτικοί γνεύσιοι**

Η σειρά των γνευσίων συγκροτείται από λευκούς, ανοιχτότεφρους έως τεφρούς και ελαφριά πράσινους βιοτιτικούς, μαρμαρυγιακούς, διμαρμαρυγιακούς και αμφιβολιτικούς γνευσίους, που αποτελούν τους κατώτερους λιθολογικούς ορίζοντες του Πελαγονικού κρυσταλλοσχιστώδους στην περιοχή έρευνας (Εικ. 8Α, 9Α, 12Α και Γ, 13Α, 14Α, 27Β και Γ). Σε πολλές θέσεις η παρουσία μεγάλων υπολειμματικών κρυστάλλων καλιούχων αστρίων και πλαγιόκλαστων δίνουν στα πετρώματα την εικόνα οφθαλμογνευσίων (Εικ. 6Β, 15Α, 16Γ και Δ).

Οι εμφανίσεις των πετρωμάτων αυτής της ενότητας εντοπίζονται στις ανατολικές και δυτικές παρυφές του Καϊμακτσαλάν κυρίως σε μεγάλα υψόμετρα, βόρεια της Πιπερίτσας και βόρεια των χωριών Παναγίτσα και Ζέρβη (βλέπε γεωλ. χάρτη).

Τα γνευσιακά πετρώματα παρουσιάζουν μικροσκοπικά κυρίως γρανο-λεπιδοβλαστικό (Εικ. 18Γ, 33Γ) ιστό αλλά μερικές φορές παρατηρείται και βλαστοπορφυριτικός ιστός (Εικ. 17Β). Συχνά οι μεγάλοι υπολειμματικοί κρύσταλλοι καλιούχων αστρίων και πλαγιόκλαστων εμποδίζουν την ανάπτυξη του βλαστοπορφυριτικού ιστού. Τα κυριότερα ορυκτολογικά συστατικά των γνευσίων είναι χαλαζίας, καλιούχοι άστριοι (κυριαρχούν), πλαγιόκλαστα, λευκός μαρμαρυγίας, βιοτίτης, επίδοτο, κλινοζοϊσίτης, αλλανίτης, χλωρίτης, απατίτης, τιτανίτης, γρανάτης και αδιαφανή ορυκτά.

Οι αμφιβολιτικοί γνεύσιοι είναι μεσόκοκκα πετρώματα, ενώ όχι σπάνια εμφανίζονται με ιδιαίτερη ανάπτυξη των κρυστάλλων της πράσινη αμφιβόλου και του βιοτίτη (Εικ. 16Γ). Παρουσιάζουν ινοβλαστικό έως λεπιδοβλαστικό ιστό (Εικ. 17Α, 32Γ) και τα κυριότερα ορυκτολογικά συστατικά των αμφιβολιτικών γνευσίων είναι πράσινη αμφίβολος, ακτινόλιθος, χαλαζίας, πλαγιόκλαστα, βιοτίτης, επίδοτο, κλινοζοϊσίτης, αλλανίτης, χλωρίτης, απατίτης, και αδιαφανή ορυκτά.

ii. Σειρά σχιστολίθων

Οι πετρογραφικοί τύποι που αποτελούν την κατώτερη σχιστολιθική σειρά είναι:

- **καστανοί έως τεφροί γρανατούχοι-μαρμαρυγιακοί σχιστόλιθοι**
- **καστανοί έως τεφροί μαρμαρυγιακοί σχιστόλιθοι**

Οι επιφανειακές εμφανίσεις αυτών των πετρογραφικών τύπων εντοπίζονται κυρίως στον κεντρικό κορμό του όρους, και εκτείνονται από το χιονοδρομικό κέντρο έως τις νότιες παρυφές του και βόρεια της Πιπερίτσας παράλληλα με το ρέμα της Παπαδιάς. Επίσης μία μικρότερη εμφάνιση εντοπίστηκε στις βόρειο-ανατολικές απολήξεις του όρους βόρειο-δυτικά των Λουτρών Πόζαρ στην θέση Δοκάρι (**βλέπε γεωλ. χάρτη**).

Οι προαναφερθέντες πετρογραφικοί τύποι εμφανίζονται αρκετές φορές σε εναλλαγές μεταξύ τους, έτσι ώστε η μεταξύ τους υπαίθρια διάκριση να είναι αδύνατη και επιτυγχάνεται μόνο στο μικροσκόπιο (Εικ. 2α, β και γ, 6Α, 7Α και β, 8Α και Γ, 15Β) Πιθανόν ο πρώτος να αποτελεί τους βαθύτερους ορίζοντες αυτής της σειράς. Πολυάριθμες χαλαζιακές φλέβες διαπερνούν τα προαναφερθέντα πετρώματα. Μικροσκοπικά παρουσιάζουν συνήθως λεπιδοβλαστικό ιστό (Εικ. 6α₁ και α₂, 19Α, 23Γ 33Β, 34Γ και Δ), ενώ αρκετά συχνά όπου συμμετέχει στην σύστασή τους ο γρανάτης, ο οποίος συχνά αποκτά μεγάλες διαστάσεις (έως ~2 εκατοστά.), αποκτούν πορφυροβλαστικό ιστό (Εικ. 8α, 17Γ και Δ). Ορυκτολογικά συνίστανται κυρίως από χαλαζία, λευκό μαρμαρυγία, χλωριτοειδή (τοπικά βρέθηκαν κρύσταλλοι ~3εκ.), γρανάτη, χλωρίτη, ρουτίλιο (βρέθηκαν μέσα σε χαλαζιακές φλέβες κρύσταλλοι ~15εκ. (Εικ. 1Α), ιλμενίτης και τουρμαλίνης, Μικρότερο ποσοστό συμμετοχής στο πέτρωμα, έχουν τα πλαγιόκλαστα, ο απατίτης, ο τιτανίτης, ο βιοτίτης, ο κυανίτης, ο σταυρόλιθος, τα ορυκτά της ομάδας του επιδότου, και τα αδιαφανή ορυκτά. Οι κρύσταλλοι του βιοτίτη ως υπολειμματικοί, είναι ελάχιστοι και παρουσιάζονται σαν ψευδόμορφοι κρύσταλλοι, οι οποίοι έχουν μετατραπεί ολοκληρωτικά σε χλωρίτη κρατώντας την δομή τους και την χαρακτηριστική πλεοχρωϊκή άλω του ζirkονίου (Εικ. 33Β).

II. Ανώτερη ενότητα

Η ανώτερη λιθολογική ενότητα, πιθανής Περμοτριάδικής ηλικίας, αποτελείται από τις ακόλουθες σειρές πετρωμάτων:

- i. Σειρά των γνευσιοσχιστόλιθων**
- ii. Σειρά των αμφιβολιτικών σχιστόλιθων**
- iii. Σειρά των σχιστόλιθων**

Οι κυριότερες επιφανειακές εμφανίσεις του πρώτου πετρογραφικού τύπου εντοπίζονται στις βόρειο-ανατολικές παρυφές του Καϊμακτασαλάν, δυτικά των Λουτρών Πόζαρ και της Κερασιάς κατά μήκος της επαφής με τα τριαδικοϊουρασικά μάρμαρα (βλέπε γεωλ. χάρτη). Πρόκειται για λεπτόκοκκα έως μεσόκοκκα, λευκά έως πρασινωπά γνευσιακά έως σχιστολιθικά πετρώματα (Εικ. 12Β, 24Α, 30, 31Α και Γ). Χαρακτηρίζονται από γράνο-λεπιδοβλαστικό ιστό με ορυκτολογική σύσταση χαλαζία, καλιούχων αστρίων, πλαγιόκλαστα, λευκό μαρμαρυγία, βιοτίτη, απατίτη, ορυκτά της ομάδας του επιδότου, χλωρίτη, τιτανίτης και αδιαφανή ορυκτά.

Ο δεύτερος πετρογραφικός τύπος μαζί με τους σχιστόλιθους κυριαρχούν στο νότιο δυτικό και δυτικό τμήμα του ορεινού όγκου του Καϊμακτασαλάν. Οι αμφιβολιτικοί σχιστόλιθοι έως αμφιβολίτες (Εικ. 27Δ) εμφανίζονται συχνά σε εναλλαγές μικρών διαστάσεων με τους σερικιτικούς σχιστόλιθους της παρακάτω σειράς πετρωμάτων, έτσι ώστε να είναι αδύνατη η χαρτογράφηση τους. Παρόλο αυτό χαρτογραφήθηκαν δύο εμφανίσεις βόρειο-ανατολικά του χωριού Σκοπός και νότιο-δυτικά της Πιπερίτσας (βλέπε γεωλ. χάρτη). Πρόκειται για πρασινωπά λεπτόκοκκα συνήθως πετρώματα και ο ιστός χαρακτηρίζεται ως ινοβλαστικός και λεπιδοβλαστικός. Η ορυκτολογική τους σύσταση είναι: πράσινη αμφίβολος, χαλαζίας, ακτινόλιθος, πλαγιόκλαστο, βιοτίτης, ορυκτά της ομάδα του επιδότου, λευκός μαρμαρυγίας, γρανάτης, τιτανίτης, απατίτης και αδιαφανή ορυκτά. Οι γρανάτες συμμετέχουν στο πέτρωμα με μικρότερες διαστάσεις από αυτούς της κατώτερης ενότητας (τις περισσότερες φορές, η διάκριση του είναι εφικτή μόνο στο μικροσκόπιο) αλλά συχνά με μεγαλύτερο ποσοστό συμμετοχής.

Η σειρά των σχιστόλιθων, αποτελείται από μαύρους έως μελανότεφρους και καστανούς σερικιτικούς έως μαρμαρυγιακούς σχιστόλιθους (Εικ. 1Γ, 11Α, α και γ, 23Α και Β). Μικροσκοπικά ο τρίτος πετρογραφικός τύπος παρουσιάζει λεπιδοβλαστικό (Εικ.) ιστό και τα ορυκτολογικά του συστατικά είναι χαλαζίας, σερικήτης, λευκός μαρμαρυγίας ορυκτά της ομάδας του επιδότου, χλωρίτης, ενώ γρανάτης, πλαγιόκλαστα, χλωριτοειδής, ασβεστίτης και αδιαφανή ορυκτά παρουσιάζονται ως δευτερεύοντα. Και σε αυτή την περίπτωση ο γρανάτης καθώς και ο χλωριτοειδής παρουσιάζεται με πολύ μικρές διαστάσεις (η διάκριση του είναι εφικτή μόνο στο μικροσκόπιο) και συμμετέχει σε πολύ μικρότερο ποσοστό σε σχέση με τους σχιστόλιθους της ανώτερης ενότητας (Εικ. 19Β, 32Δ). Τοπικά χαρακτηριστική είναι η παρουσία ευμεγεθών κρυστάλλων σιδηροπυρίτη.

III. Μαγματικές διεισδύσεις

Τα Άνω Παλαιοζωικής ηλικίας (Αυγερινάς et al. 2001) μαγματικά πετρώματα τα οποία εντοπίστηκαν, διεισδύουν μέσα στις προαναφερθείσες κρυσταλλοσχιστώδεις ενότητες του Πελαγονικού υποβάθρου και αποτελούνται από μεταρυόλιθους και από μικρά πλουτωνικά σώματα:

■ Μεταρυόλιθοι

Οι μεταρυόλιθοι αποτελούνται από μικρού πάχους έντονα σχιστοποιημένα λευκά συχνά κοκκινωπά πετρώματα (**Εικ. 7Γ**) τα οποία βρίσκονται συμπτυχωμένα μαζί με τα υπόλοιπα πετρώματα του κρυσταλλοσχιστώδους υποβάθρου, έτσι ώστε η χαρτογράφηση τους να γίνεται προβληματική. Η εμφάνιση τους στην ύπαιθρο εύκολα μπορεί να προκαλέσει σύγχυση λόγω της μακροσκοπικής ομοιότητάς τους με ορισμένους έντονα σχιστοποιημένους λευκούς γνεύσιους. Στην πραγματικότητα πρόκειται για βλαστοπορφυρικά πετρώματα έντονα τεκτονισμένα, με φαινοκρυστάλλους καλιούχων αστρίων και χαλαζία, οι οποίοι περιβάλλονται από λεπτόκκοκο χαλαζιοαστριούχο υλικό που προέρχεται από την ανακρυστάλλωση της αφαντικής μάζας και συχνά έχουν την μορφή μυλονιτικών πετρωμάτων (Εικ. 1Β, 7γ).

Οι ρυολιτικές εμφανίσεις παρατηρούνται κυρίως παράλληλα με τα περιβάλλοντα πετρώματα αλλά μερικές φορές φαίνεται να διεισδύουν στα κρυσταλλοσχιστώδη πετρώματα διακόπτοντας την συνέχεια αυτών, αλλά έχουν σχιστότητα πάντοτε παράλληλη με αυτή των περιβαλλόντων πετρωμάτων (Εικ. 1Γ, 7Α).

■ πλουτωνικά σώματα

Μέσα στα κρυσταλλοσχιστώδη πετρώματα του Πελαγονικού υπόβαθρου, παρατηρήθηκαν μικρά επιμήκη πλουτωνικά σώματα, με ΒΔ-ΝΑ διεύθυνση, τα οποία πιθανόν αποτελούν απαραμόρφωτους πυρήνες μεγαλύτερων μαγματικών διεισδύσεων. Το γεγονός αυτό γίνεται αντιληπτό στα γνευσιωμένα τμήματα τους, τα οποία μοιάζουν λιθολογικά, ιστολογικά και ορυκτολογικά με ορισμένους γνευσίους της κατώτερης γνευσιακής ενότητας. (π.χ. Εικ. 15Α, 27Β και Γ, 35 Β).

Τέτοια σώματα χαρτογραφήθηκαν κατά μήκος του δρόμου που φέρει από το χωριό παλιός Άγιος Αθανάσιος (Μουντράκης 1983) στο χιονοδρομικό κέντρο του Βόρα, βόρεια του ρέματος της Παπαδιάς και βόρειο-ανατολικά του χωριού Σκοπός. Μικρότερα σώματα χαρτογραφήθηκαν και στις ανατολικές παρυφές του Καϊμακτσαλάν (βλέπε γεωλ. χάρτη).

Πρόκειται κυρίως για γρανιτικής έως γρανοδιοριτικής σύστασης μαγματικά πετρώματα τα οποία περιέχουν όχι σπάνια μονζονιτικής έως μονζοδιοριτικής σύστασης εγκλείσματα και συχνά διασχίζονται από απλιτικές φλέβες (Εικ. 29, 36Α και Β). Λεπτομερή πετρολογική περιγραφή των πλουτωνικών αυτών σωμάτων θα γίνει σε ξεχωριστό κεφάλαιο.

2. Τριαδικοϊουρασικό ανθρακικό κάλυμμα

Το ανθρακικό κάλυμμα του Πελαγονικού κρυσταλλοσχιστώδους στην περιοχή έρευνας, γενικά εμφανίζεται και στις δύο πλευρές του ορεινού όγκου του δυτικού Βόρα με μεγαλύτερη εξάπλωση στην δυτική, ενώ στην ανατολική καλύπτεται από τις Αλμωπικές ενότητες (**βλέπε γεωλ. χάρτη**). Η ηλικία του ανθρακικού καλύμματος καθορίστηκε από τον Mercier (1968) ως Τριαδικοϊουρασική.

Βασιζόμενοι σε δικές μας παρατηρήσεις (μακροσκοπικές λιθολογικές, τεκτονικές και μορφολογικές) κατά την διάρκεια της γεωλογικής χαρτογράφησης και σε προϋπάρχουσες ερευνητικές μελέτες (Osswald 1938, Μουντράκης 1976, 1983, Mercier 1968), έγινε προσπάθεια διαχωρισμού του ανθρακικού καλύμματος στις ακόλουθες δυο τεκτονο-στρωμαγραφικές σειρές:

I. Κατώτερη ανθρακική σειρά

II. Ανώτερη ανθρακική σειρά

I. Κατώτερη ανθρακική σειρά

Αυτή η ανθρακική σειρά εμφανίζεται περιμετρικά, πάνω από τους κρυσταλλοσχιστώδεις σχηματισμούς του υποβάθρου, όπου παρατηρείται πολλές φορές τμήματά της να εναλλάσσονται με αυτούς λόγω τις έντονης πτύχωσης και να εμφανίζονται υπό την μορφή τεκτονικών φακοειδών σωμάτων ακολουθώντας την κύρια ανάπτυξή τους. Τέτοια σώματα χαρτογραφήθηκαν δυτικά των Λουτρών Παζάρ (Εικ. 2Α), βόρεια του χωριού Παναγίτσα (Εικ. 3) καθώς και στις δυτικές παρυφές του Καϊμακτσαλάν (βλέπε γεωλ. χάρτη).

Αποτελείται γενικά από μεταμορφωμένα ανθρακικά πετρώματα, όπως λευκά δολομιτικά μάρμαρα (Εικ. 27Α) και ισχυρά ανακρυσταλλωμένους τεφρούς ασβεστόλιθους έως σιπολίνες με συχνές παρεμβολές ασβεστιτικών σχιστολίθων.

Η επαφή του κατώτερου ανθρακικού καλύμματος με το κρυσταλλοσχιστώδες υπόβαθρο στο μεγαλύτερο μέρος της είναι τεκτονική, η φύση της οποίας θα αναλυθεί σε επόμενο κεφάλαιο, με αποτέλεσμα τα ανθρακικά πετρώματα να επικάθονται κατά μήκος της επαφής σε διαφορετικούς λιθολογικούς ορίζοντες του κρυσταλλοσχιστώδους.

Στην περιοχή δυτικά των Λουτρών Πόζαρ (Εικ. 4Γ), καθώς και νοτιοδυτικά της κορυφής Πατερίτσας (Εικ. 4Α), η κατώτερη ανθρακική σειρά μεταβαίνει βαθμιαία προς τα κάτω, στην ανώτερη σχιστολιθική - γνευσιακή ενότητα του κρυσταλλοσχιστώδους. Η μετάβαση αυτή γίνεται εμφανής με την παρουσία ασβεστοσχιστολιθικών, γνευσιακών πετρωμάτων του υποβάθρου, που βρίσκονται σε εναλλαγές με ορίζοντες μαρμάρων της κατώτερης ανθρακικής σειράς (Εικ. 4Β).. Φυσικά και σε αυτήν την περίπτωση πρόκειται για έντονα μεταμορφωμένα και παραμορφωμένα πετρώματα (Εικ. 4α). . Η «κανονική» αυτή μετάβαση από τα κρυσταλλοσχιστώδη πετρώματα της ανώτερης λιθολογικής ενότητας προς την κατώτερη ανθρακική σειρά, τεκμηριώνει την πιθανή Περμο-Τριαδική ηλικία της ανώτερης κρυσταλλοσχιστώδους λιθολογικής ενότητας.

II. Ανώτερη ανθρακική σειρά

Η ανώτερη ανθρακική ενότητα εμφανίζεται σε χαμηλά υψόμετρα στις νότιο-δυτικές παρυφές του δυτικού Βόρα και χαρακτηρίζεται από λοφώδη μορφολογία. Συγκεκριμένα εξαπλώνονται γύρω από τα χωριά Κέλλα και Άγιος Αθανάσιος δίνοντας την εικόνα ενός «σεληνιακού» τοπίου στην περιοχή. Πολλές θέσεις αυτής της περιοχής καλύπτονται επιφανειακά από νεότερους μεταλλικούς σχηματισμούς ασβεστιτικών λατυποκροκαλοπαγών που έχουν προέλθει από την διάβρωση των ανθρακικών πετρωμάτων. Πρόκειται για τεκτονικά μικρο-βυθίσματα πιθανόν αρχικής καρστικής προέλευσης.

Λιθολογικά η ανώτερη ανθρακική σειρά αποτελείται κυρίως από παχυ- έως μέσο-στρωματώδεις και μαζώδεις λευκούς έως λευκό-τεφρούς ανακρυσταλλωμένους ασβεστόλιθους έως δολομίτες. Στην περιοχή του Αγίου Αθανασίου εμφανίζονται κυρίως πλακώδεις, μελανότεφροι, ανακρυσταλλωμένοι ασβεστόλιθοι με σπάνιες λεπτές παρεμβολές αργιλικών σχιστολίθων (Εικ. 22Α).

D. ΔΥΤΙΚΗ ΖΩΝΗ ΑΞΙΟΥ Ή ΖΩΝΗ ΑΛΜΩΠΙΑΣ

Με βάση την δική μας υπαίθρια εργασία κατά την διάρκεια της γεωλογικής χαρτογράφησης και ακολουθώντας τους υπάρχοντες χάρτες του ΙΓΜΕ (1:50.000, φύλλα Άρνισσας, Βιτολίστε και Πρόμαχοι), βασιζόμενοι επίσης και σε προϋπάρχουσες ερευνητικές μελέτες (Mercier 1968, Μουντράκης 1976, Migiro & Galeos 1990, Ricou & Godfriaux 1991 και Galeos et al. 1994, Braun & Robertson 2004), έγινε προσπάθεια ενοποίησης διαφόρων τεκτονικών ενοτήτων ή λιθολογικών σειρών με στόχο την καλύτερη κατανόηση της τεκτονικής δομής του ανατολικού τμήματος της περιοχής έρευνας. Έτσι λοιπόν στο χώρο της

ζώνης Αλμωπίας, στην περιοχή έρευνας, αναγνωρίστηκαν τέσσερις κύριες τεκτονικές ενότητες (Πίν. 3) οι οποίες εφίπτεύουν η μία πάνω στην άλλη και όλες μαζί επωθούνται πάνω στο Τριαδικοϊουρασικό ανθρακικό κάλυμμα της Πελαγονικής ζώνης. Επίσης διάφοροι λιθολογικοί τύποι των ενοτήτων, εμφανίζονται σαν διακριτοί ορίζοντες με την μορφή μικρών η μεγάλων λεπίων εντός άλλων ενοτήτων ως αποτέλεσμα της έντονης τεκτονικής που υπέστησαν.

Σύμφωνα με την δική μας χαρτογράφηση η ζώνη της Αλμωπίας αποτελείται από δυτικά προς τα ανατολικά (βλέπε γεωλ. χάρτη):

1. Ενότητα Λουτρά Αριδαίας

Η ενότητα Λουτρά Αριδαίας αντιστοιχεί στην ενότητα Λουτρά Πόζαρ του Mercier (1968), ενώ περιλαμβάνει τους σχηματισμούς Λουτρά Αριδαίας, τους Άνω Κρητιδικούς κλαστικούς σχηματισμούς και τα υπέρ-βασικά της Καλής Πεδιάδας των Migiros & Galeos (1991). Τέλος περιλαμβάνει τους οφιόλθους του Άνω Λουτράκι, το δυτικό κρυσταλλοσχιστώδες της Αριδαίας και τα αμεταμόρφωτα κροκαλοπαγή των Ricou & Godfriaux (1991). Κατά την δική μας άποψη τμήματα της ενότητας Λουτρών Αριδαίας εμφανίζονται και νοτιότερα στην περιοχή Κερασιάς και Άρνισσας (βλέπε γεωλ. χάρτη).

Πιο αναλυτικά η ενότητα Λουτρών Αριδαίας εκτείνεται από τα σύνορα Ελλάδας-Π.Γ.Δ.Μ. έως την περιοχή της Άρνισσας προς νότο, με ΒΒΔ-ΝΝΑ ανάπτυξη με γενική κλίση προς τα ανατολικά.

Στην περιοχή έρευνας η βορειότερη και λιθολογικά πιο ολοκληρωμένη εμφάνιση της ενότητας βρίσκεται βόρεια του χωριού Λουτράκι, σχηματίζοντας ένα σύστημα αντικλίνων και συγκλίνων ΒΑ-ΝΔ διεύθυνσης, η συνέχεια της οποίας διακόπτεται από το μεγάλο ρήγμα της Αλμωπίας. Εμφανίζεται επωθημένη στην ανατολική πλευρά του όρους Καϊμακτσαλάν επάνω στην ανατολική Πελαγονική ζώνη με την παρεμβολή μίας στενής λωρίδας του Άνω Κρητιδικού καλύμματος. Πιο νότια, στις ανατολικές παρυφές του όρους Καϊμακτσαλάν, μικρότερες σε έκταση εμφανίσεις (συμπεριλαμβανομένων και των οφιολίθων) τοποθετούνται με την μορφή τεκτονικών λεπίων μέσα στους Άνω Κρητιδικούς σχηματισμούς του επικλυσιογενούς καλύμματος. Τέλος ακόμα νοτιότερα, ανατολικά της Άρνισσας, σειρές της ενότητας Λουτρά Αριδαίας, τοποθετούνται τεκτονικά, απευθείας πάνω στα Πελαγονικά ανθρακικά πετρώματα.

Έτσι λοιπόν στη περιοχή έρευνας, με τον όρο ενότητα Λουτρά Αριδαίας θεωρούμε το σύνολο των Άνω Ιουρασικής έως Κάτω Κρητιδικής ηλικίας σχηματισμών, των ενοτήτων

Λουτρών Πόζαρ και Κερασιάς όπως αυτές καθορίστηκαν από τον Mercier (1968) και επαναπροσδιορίστηκαν από τους Migiros & Galeos (1990) και Sharp & Robertson (2006), τα οφιολιθικά μίγματα (Μουντράκης 1983) στην περιοχή της Άρνισσας και τους οφιολίθους που πιθανόν να αποτελούν τμήματα αυτής της ενότητας.

Η ενότητα Λουτρά Αριδαίας μελετήθηκε κυρίως στην οροσειρά του Βόρα, βόρεια από το χωριό Λουτράκι όπου είναι ιδιαίτερα εκτεθειμένη, και η τεκτονο-στρωματογραφική της ακολουθία μπορεί να μελετηθεί καλύτερα. Σε μικρότερο βαθμό μελετήθηκαν οι νότιες εμφανίσεις της, με σκοπό την εξαγωγή συμπληρωματικών γεωλογικών και τεκτονικών στοιχείων.

Γενικά η ενότητα Λουτρών Αριδαίας περιλαμβάνει δύο λιθολογικά διαφορετικές σειρές πετρωμάτων. Η κατώτερη αποτελείται από μια παχιά σειρά μεταμορφωμένων πετρωμάτων και οφιολίθων, (Μουντράκης 1976, 1983, Migiros & Galeos 1990, Brown & Robertson 2004). Η ανώτερη σειρά αποτελείται από δύο παχιές «μολασσικού τύπου» ελαφρώς μεταμορφωμένες κλαστικές σειρές, οι οποίες τοποθετούνται επικλυσιογενώς πάνω από την κατώτερη σειρά (Μουντράκης 1976, 1983, Migiros & Galeos 1990 και Galeos et al. 1994).

Αναλυτικά αυτές είναι:

I. Κατώτερη μεταμορφωμένη σειρά (τεκτονικό *mélange*)

II. Ανώτερη κλαστική σειρά

I. Κατώτερη μεταμορφωμένη σειρά (τεκτονικό *mélange*)

Αποτελείται από:

i. Την γνευσιοσχιστολιθική σειρά

Η βόρεια εμφάνιση στην περιοχή Λουτρακίου, περιλαμβάνει μεταμορφωμένα πετρώματα αποτελούμενα από διάφορους πετρογραφικούς τύπους, οι οποίοι βρίσκονται σε εναλλαγές μεταξύ τους, πιθανόν αποτέλεσμα της έντονης πτύχωσης, που συχνά είναι τόσο πυκνές, έτσι ώστε η μεταξύ τους υπαίθρια διάκριση χαρτογραφικά να είναι αδύνατη και επιτυγχάνεται μόνο στο μικροσκόπιο. Έτσι λοιπόν, η γνευσιοσχιστολιθική σειρά αποτελείται από φυλλίτες, σχιστόλιθους (σερικιτικούς, χλωριτικούς, μαρμαρυγιακούς και γρανατούχους), πρασινοσχιστόλιθους ή πρασινίτες (επιδοτικοί, χλωριτικοί, αμφιβολιτικοί και ασβεστιτικοί), γνεύσιους και μάρμαρα έως σιπολίνες.

Φυλλίτες: Πρόκειται κυρίως για μαύρα έως μελανά, τοπικά τεφρά, λεπτόκοκκα πετρώματα, παρουσιάζοντας ινοβλαστικό ιστό και έντονη σχιστότητα. Ορυκτολογικά αποτελούνται από χαλαζία, πλαγιόκλαστα (αλβίτης), ασβεστίτη, αδιαφανή ορυκτά, ενώ σερικήτης, χλωρίτης, γρανάτης, ορυκτά της ομάδας του επιδότου και σιδηροπυρίτης παρουσιάζονται ως δευτερεύοντα ορυκτά.

Σχιστόλιθοι: Γενικά πρόκειται για λεπτό έως μεσόκοκκα πετρώματα, σαφέστατα με μεγαλύτερους κόκκους ορυκτών από τον παραπάνω πετρογραφικό τύπο, καστανού, πρασινωπού έως μελανό-τεφρού χρώματος (Εικ. 7B). εξαρτώμενο από την ορυκτολογική τους σύσταση, αποτελούμενη από χαλαζία, σερικήτη, πλαγιόκλαστο (αλβίτη), χλωρίτη, λευκό μαρμαρυγία, γρανάτη και αδιαφανή ορυκτά. Όχι συχνά συμμετέχει ο βιοτίτης και ο σπιλομέλανας (Εικ. 34A). Τα πετρώματα μικροσκοπικά παρουσιάζουν λεπιδοβλαστικό έως πορφυροβλαστικό ιστό όπου συμμετέχει ο γρανάτης.

Πρασινόλιθοι (πρασινοςχιστόλιθοι ή πρασινίτες): περιλαμβάνει όλα τα σχιστολιθικά πετρώματα, τα οποία εμφανίζονται με ανοικτό έως σκούρο πράσινο χρώμα (Εικ. 9B, 13B και Γ, 14B και Γ, 3B), αποτελούμενα ανάλογα με τη σύστασή τους από χαλαζία, χλωρίτη, πράσινη αμφίβολο (ακτινόλιθος), ορυκτά της ομάδας του επιδότου, πλαγιόκλαστα (αλβίτης), ασβεστίτης, λευκός μαρμαρυγίας, βιοτίτης, σερικήτης και τιτανίτης. Είναι γενικά μικρόκοκκα έως μεσόκοκκα πετρώματα και παρουσιάζονται κυρίως με ινοβλαστικό και ετεροβλαστικό με πορφυροβλάστες αστρίων και συσσωμάτων επιδότου-χλωρίτη (Εικ. 9β).

Γνεύσιοι: Αποτελούνται από τεφρά γνευσιακά έως σχιστολιθικά μεσόκοκκα πετρώματα (Εικ. 28B), χαρακτηριζόμενα μικροσκοπικά από γράνο-λεπιδοβλαστικό ιστό ή πορφυροβλαστικό με πορφυροβάστες αστρίων. Η ορυκτολογική σύσταση συνίσταται από χαλαζία, καλιούχων αστρίων, πλαγιόκλαστα, σερικήτη, λευκό μαρμαρυγία, βιοτίτη, ορυκτά της ομάδας του επιδότου και αδιαφανή ορυκτά.

Μάρμαρα: πρόκειται για λευκά έως ανοικτότεφρα, αδρόκοκκα ανθρακικά πετρώματα αποτελούμενα από ασβεστίτη, χαλαζία, λευκό μαρμαρυγία, χλωρίτη και πλαγιόκλαστα (αλβίτη). Όταν ο χλωρίτης και λευκός μαρμαρυγίας μετέχουν σε μεγάλο ποσοστό, χαρακτηρίζονται ως σιπολίνες πράσινου έως τεφροπράσινου χρώματος.

Σύμφωνα με την υπάρχουσα χαρτογράφηση του Ι.Γ.Μ.Ε., στρωματογραφικά τα μάρμαρα παρεμβάλλονται μέσα στους γνεύσιους-σχιστόλιθους-φυλλίτες και αποτελούν τους

κατώτερους ορίζοντες της σειράς, ενώ προς τα πάνω, χωρίς σαφές όριο, τοποθετούνται οι πρασινόλιθοι (πρασινοσχιστόλιθοι ή πρασινίτες).

ii. Οφιόλιθοι

Εμφανίζονται ως φακοειδείς παρεμβολές τεκτονικής προέλευσης, ποικίλου πάχους (από μερικά μέτρα έως κλίμακα χαρτογράφησης), μέσα στα προαναφερθέντα πετρώματα. Πρόκειται για υπερβασικά σώματα, όπως σερπεντιωμένοι χαρτσβουργίτες και δουνίτες, με συχνό χαρακτηριστικό γνώρισμα την εξωτερική τους μορφή, δίνοντας την εικόνα ενός “κροκαλοπαγούς” ή ενός κατακερματισμένου σώματος (Εικ. 5Α) (Μουντράκης 1976, Mercier et al. 1988, Γαλέος 1998). Οι “κλάστες”, οι διαστάσεις των οποίων ποικίλουν από το μέγεθος κροκάλας έως το μέγεθος ογκολίθου, βρίσκονται σε μία εντελώς σερπεντιωμένη μάζα.

Στην περιοχή ανατολικά της Άρνισσας, εμφανίζεται μία ημιμεταμορφωμένη σειρά πετρωμάτων, η οποία αποτελείται από εναλλαγές χαλαζιτών, φυλλιτών, σχιστόλιθων (σερικιτικών, χλωριτικών, ασβεστιτικών) με παρεμβολές κρυσταλλικών ασβεστόλιθων και μαρμάρων καθώς και οφιολιθικών πετρωμάτων κυρίως σερπεντινίτες. Και σε αυτήν την περίπτωση οι οφιόλιθοι παρουσιάζονται κατακερματισμένοι δίνοντας την ίδια εικόνα με αυτούς της βόρειας εμφάνισης.

Θεωρούμε ότι, το σύνολο των πετρωμάτων στην περιοχή Άρνισσας και η γνεύσιο-σχιστολιθική σειρά με τους οφιόλιθους η οποία εμφανίζεται βόρεια από το Λουτράκι, αποτελούν δύο ανάλογες λιθολογικές σειρές πετρωμάτων με μόνη διάφορα τον βαθμό μεταμόρφωσης, με την πρώτη να είναι χαμηλότερου βαθμού από την δεύτερη.

Οι Μουντράκης και Σούλιος (1978) και Μουντράκης (1983) μελετώντας την σειρά στην περιοχή της Άρνισσας, την χαρακτηρίζουν οφιολιθικό μίγμα (*mélange ophiolitique*), αποτέλεσμα της επωθήσεως των οφιολίθων και των συνοδών ιζημάτων τους πάνω στο ανθρακικό κάλυμμα της Πελαγονικής ζώνης κατά τη διάρκεια του Άνω Ιουρασικού. Όσον αφορά την βόρεια εμφάνιση, οι Brown & Robertson (2004) μιλάνε για ένα ιζηματογενές *mélange* που προήλθε από μία επωθημένη και τεκτονικά διαμελισμένη οφιολιθική μάζα, τοποθετημένο πάνω σε τουρβιδιτικά ιζήματα της κατωφέρειας ενός ηπειρωτικού περιθωρίου υποβάθρου (φυλλίτες, σχιστόλιθοι, γνεύσιοι και μάρμαρα). Οι Mercier (1968) και Migiro et al. (1986) μιλάνε για μία ηφαιστειοιζηματογενή ακολουθία Τριαδικής (;) - Ιουρασικής ηλικίας.

Εμείς θα θεωρήσουμε το σύνολο της κατώτερης μεταμορφωμένης σειράς ως ένα τεκτονικό *mélange* (δεν θα μπορούσαμε να αποκλείσουμε και την πρωταρχική ιζηματογενή προέλευση ορισμένων τμημάτων του), που δημιουργήθηκε κατά την επώθηση των οφιολίθων πάνω στην ανατολική Πελαγονική ζώνη στο Μέσο-Άνω Ιουρασικό και περιλαμβάνει πετρώματα παλαιότερης ηλικίας.

II. Ανώτερη επικλυσιογενής κλαστική σειρά

Βόρεια από το χωριό Λουτράκι, και σε μεγάλα υψόμετρα, έως τα σύνορα με την Π.Γ.Δ.Μ., εμφανίζεται μία κλαστική σειρά, η οποία έχει χαρακτηριστεί από τους Galeos et al. (1994) ως «μολασσικού τύπου» - πυριτοκλαστική σειρά, τα πετρώματα της οποίας έχουν υποστεί χαμηλού βαθμού μεταμορφώσεις και τοποθετούνται με επίκλυση πάνω στην προαναφερθείσα γνευσιοσχιστολιθική σειρά (τεκτονικό *mélange*). Σύμφωνα πάντα με τους ίδιους συγγραφείς αποτελείται από δύο επιμέρους σειρές:

i. Βορειοδυτική κλαστική σειρά

Η Βορειοδυτική επικλυσιογενής κλαστική σειρά, κλαστικός σχηματισμός Μαριάμ κατά Μουντράκη (1976), καταλαμβάνει το βορειοδυτικό τμήμα της ενότητας Λουτρών Αριδαίας, εμφανίζεται σε μεγάλα υψόμετρα και εκτείνεται προς βορρά μέχρι την Καλή Πεδιάδα (**βλέπε γεωλ. χάρτη**). Περιλαμβάνει τέσσερις ξεχωριστές, κυρίως αδρο-κλαστικές σειρές πετρωμάτων, οι οποίες εμφανίζουν σαφή προσανατολισμό των κλαστικών συστατικών τους. Οι σειρές αυτές από τις κατώτερες προς τις ανώτερες (Μουντράκης 1976, Galeos et al. 1994) είναι:

α. Οφιολιθικά κροκαλοπαγή: στην βάση τους οι κλάστες αποτελούνται από σερπεντιτικά λατυποκροκαλοπαγή με συνδετικό υλικό κυρίως σερπεντιτικό αλλά και αποτελούμενο από τάλκη, ακτινόλιθο, χλωρίτη. Προς τα πάνω η σύσταση της συνδετικής ύλης χαρακτηρίζεται από σερπεντινίτη και ασβεστίτη και επιπλέον παρατηρούνται συχνά ασβεστολιθικές κροκάλες.

Τα οφιολιθικά κροκαλοπαγή, που δείχνουν την διάβρωση ενός οφιολιθικού αναγλύφου, επικάθονται με επίκλυση πάνω στους ανώτερους ορίζοντες την κατώτερης γνευσιοσχιστολιθικής σειράς (τεκτονικό *mélange*).

β. Χαλαζιακά – ανθρακικά λατυποκροκαλοπαγή: πρόκειται για άστρωτα ή παχυσωματώδη πετρώματα, σε πάγκους από 1 έως 5 μέτρα, που διασχίζονται από χονδρές φλέβες χαλαζία (Εικ. 5B). Αποτελούνται από χαλαζιακές κυρίως κροκάλες και σε μικρότερο ποσοστό περιέχουν γνευσιακές, πρασινισχιστολιθικές (πρασινίτες), ψαμμιτικές και

οφιολιθικές κροκάλες (Εικ. 16Α).. Οι κλάστες έχουν ποικίλα μεγέθη με διάμετρο που κυμαίνεται από λίγα χιλιοστά έως και 30 εκατοστά, είναι ελαφρώς αποστρογγυλεμένες, πεπλατυσμένες και προσανατολισμένες (Εικ. 16Β).

Χαρακτηριστικό αυτού του λιθολογικού τύπου είναι το βυσσινί έως κοκκινωπό χρώμα το οποίο οφείλεται στην άφθονη παρουσία αιματίτη στο συνδετικό υλικό (Εικ. 5Β). Εκτός του αιματίτη στο συνδετικό υλικό συμμετέχουν χαλαζίας, επίδοτο, λευκός μαρμαρυγίας, χλωρίτης, ακτινόλιθος, βιοτίτης και ασβεστίτης.

Οι κατώτεροι ορίζοντες αυτού του σχηματισμού αποτελούνται από ανθρακικά κροκαλοπαγή και **υφαλογενείς ασβεστόλιθους**.

Τα ανθρακικά κροκαλοπαγή αποτελούνται κυρίως από κροκάλες και λατύπες, λευκού, ροδόχρωμου και λευκότεφρου μαρμάρου. Το συνδετικό υλικό είναι κυρίως ασβεστιτικό με χαλαζία, χλωρίτη, μαρμαρυγία, επίδοτο και σερίκίτη. Αναπτύσσονται στο βορειοδυτικό τμήμα της επικλυσιογενούς σειράς, μεταξύ των οφιολιθικών κροκαλοπαγών και των χαλαζιακών λατυποκροκαλοπαγών, προς τα οποία υπάρχει βαθμιαία μετάβαση.

Οι υφαλογενείς ασβεστόλιθοι αναπτύσσονται σαν κοραλλιογενείς ύφαλοι πάνω στα οφιολιθικά κροκαλοπαγή και περιέχουν πολύ οφιολιθικό υλικό που τους δίνει ένα χαρακτηριστικό πράσινο χρώμα. Προς τα πάνω μεταβαίνουν βαθμιαία στα χαλαζιακά λατυποκροκαλοπαγή, με ένα ασβεστολιθικό κροκαλοπαγές με πεπλατυσμένες κροκάλες.

Συχνά μέσα στα χαλαζιακά λατυποκροκαλοπαγή συναντώνται φακοειδείς ενστρώσεις, αποτελούμενες από αδρόκοκκους ψαμμίτες και ιλύόλιθους, οι οποίες προς τα πάνω αυξάνουν και μεταβαίνουν βαθμιαία προς στους χαλαζιακούς ψαμμίτες και ιλύόλιθους (Εικ. 5Β).

Προς τα κάτω αυξάνει το οφιολιθικό υλικό και μέσω ενός πολύμεικτου, ποικιλόχρωμου, χαρακτηριστικού λατυποπαγούς με επιμηκυμένες λατύπες, μεταβαίνει στα οφιολιθικά κροκαλοπαγή.

γ. Χαλαζιακοί ψαμμίτες και ιλύόλιθοι: προς τα πάνω τα χαλαζιακά λατυποκροκαλοπαγή περνούν βαθμιαία σε λεπτο έως μέσοστρωματώδεις πολύμικτους (polygenic) ψαμμίτες και ιλύόλιθους, με μεταβαλλόμενη κοκκομετρία. Το χρώμα τους είναι μαύρο, αποτελούνται από σερίκιτικό και ασβεστιτικό υλικό σαν συνδετική μάζα και περιέχουν κόκκους από αστρίους και οφιολιθικό υλικό.

Στα ανώτερα τους μέλη εναλλάσσονται με τους υπερκειμένους μαύρους απολιθωματοφόρους ασβεστόλιθους, ενώ προς τα κάτω εξελίσσονται βαθμιαία σε πράσινους μαργαϊκούς ψαμμίτες, πλούσιους σε οξειδία του σιδήρου και χαλαζία.

δ. Νηριτικοί ασβεστόλιθοι: εμφανίζονται με την μορφή φακοειδών σωμάτων στους προηγούμενους πετρογραφικούς τύπους και πρόκειται για υπόλευκους έως τεφρούς ή ροδόχρωμους, συχνά λατυποπαγείς ασβεστόλιθους, με λατύπες ασβεστόλιθου ή/και μαρμάρου συνήθως πεπλατυσμένες και προσανατολισμένες,. Το συνδετικό είναι κυρίως ασβεστικό, με προσμίξεις οξειδίων του σιδήρου και αργιλικών ορυκτών. Προς τα κάτω βαθμιαία γίνονται ψαμμιτικοί και εναλλάσσονται με μαύρους σερικιτικούς σχιστώδεις ψαμμίτες και ιλυολίθους.

Νοτιότερα στις ανατολικές παρυφές του όρους Καϊμακτσαλάν δυτικά της Κερασιάς, τεκτονικά τοποθετημένα μέσα στους σχηματισμούς του Άνω Κρητιδικού καλύμματος, εμφανίζονται εναλλαγές σχιστοποιημένων πετρωμάτων, όπως ασβεστολιθικά λατυποποκροκαλοπαγή με ασβεστιτικούς και σερπεντινιτικούς κλάστες, ασβεστιτικοί ψαμμίτες και σχιστόλιθους. Μέσα σε αυτά τα πετρώματα παρεμβάλλονται τεκτονικά σερπεντινιτικά σώματα, τα οποία προς τα δυτικά, αυξάνουν το πάχος τους με αποτέλεσμα να μπορούν να χαρτογραφηθούν (βλέπε γεωλ. χάρτη).

Σύμφωνα με τους Galeos et al (1994), οι παραπάνω σειρές πετρωμάτων, έχουν χαρακτήρα τυπικής μολάσσας, η οποία δημιουργήθηκε από συν έως μετα-ορογενετικά φαινόμενα. Το κλαστικό υλικό δημιουργήθηκε από την διάβρωση και καταστροφή του ορογενούς, το οποίο αποτέθηκε σε μία μικρή και στενή αύλακα παράλληλη σε αυτό, ξεκινώντας από συστατικά της διάβρωσης των επωθημένων οφιολίθων. Η κλαστική σειρά έχει μεγάλο πάχος, στρωματογραφικά δεν είναι κυκλική, παρουσιάζει χαμηλό βαθμό διαβάθμιση των κλαστών και περικλείει διαφορετικές φάσεις ιζηματογένεσης από νηριτικές σε πελαγικές (offshore). Η στρωματοποίηση και η στρωματογραφικά ασύμφωνη τοποθέτηση της μολάσσας στα προϋπάρχοντα πετρώματα, δημιουργήθηκε κατά την διάρκεια της επίκλυσης.

Οι Brown & Robertson (2004) χαρακτηρίζουν τις σειρές που βρίσκονται πάνω από τα οφιολιθικά κροκαλοπαγή ως μια κυκλική ακολουθία “red-bed” ποτάμιου περιβάλλοντος, πιθανώς braided τύπου, όπου κάθε κύκλος αποτελείται από κροκαλοπαγή, ψαμμίτες και ιλυόλιθους.

Η ηλικία αυτής της κλαστικής σειράς σύμφωνα με τους Μουντράκης (1976) και Galeos et al (1994), θεωρείται Άνω Ιουρασική (Κιμερίδιο – Πορτλάνδιο) έως Κάτω Κρητιδική (Απτιο – Άλβιο).

ii. Βορειοανατολική κλαστική σειρά

Εμφανίζεται κυρίως στο βορειοανατολικό τμήμα της ενότητας Λουτρών Αριδαίας και εκτείνεται από το Λυκόστομο έως τα σύνορα με την Π.Γ.Δ.Μ. (βλέπε γεωλ. χάρτη).

Σύμφωνα με τον χάρτη του Ι.Γ.Μ.Ε. (φύλλο Βιτολίστε), πρόκειται για έναν ελαφρά μεταμορφωμένο φλυσχοειδή σχηματισμό αποτελούμενο από λεπτόκοκκα ιζήματα, τα πετρώματα του οποίου βρίσκονται σε εναλλαγές, αποτελούμενα από μαύρους χαλαζιακούς-σερικιτικούς και λιγότερο ασβεστιτικούς φυλλίτες-μεταϊλύολιθους και τεφρούς μεταψαμμίτες όλων των διαβαθμίσεων, μέσα στους οποίους υπάρχουν ενστρώσεις τεφρών χαλαζιακών, κρυσταλλικών ασβεστολίθων (Εικ. 12Δ, 22Β). Εκτός από τα κύρια ορυκτά που είναι χαλαζίας, σερικήτης, ασβεστίτης, τα πετρώματα περιέχουν ακόμα αστρίους, μοσχοβίτη, βιοτίτη, χλωρίτη, αδιαφανή ορυκτά και σπανιότερα τουρμαλίνη, ζirkόνιο και ρουτίλιο.

Στην περιοχή Δίχαλο, βορειοανατολικά από το Λουτράκι, μέσα σε ένα μικρό στενόμακρο σύγκλινο, ο Γαλέος 1998 αναφέρει μια επικλυσιογενή σειρά μικρού πάχους που αρχίζει με ένα λατυποκροκαλοπαγές επίκλυσης (Εικ. 24Β), και περνάει προς τα επάνω σε μαύρους ασβεστιτικούς φυλλίτες (ιλύολιθους). Το λατυποκροκαλοπαγές επίκλυσης που είναι πολύμικτο, αποτελείται από κροκάλες και λατύπες ποικίλου μεγέθους και σύστασης, (χαλαζικές, ανθρακικές, πρασινοσχιστολιθικές). Χαρακτηριστικά είναι τα μεγάλα κομμάτια πρασινιτών (μεταβασιτών) στη βάση της επίκλυσης. Μέσα στο λατυποκροκαλοπαγές παρατηρούνται ίχνη απολιθωμάτων από μεγάλα γαστερόποδα. Κατά πάσα πιθανότητα η μικρή αυτή επικλυσιογενής σειρά, αποτελεί τη βάση της βορειοανατολικής επικλυσιογενούς σειράς.

Τέλος, στα ανώτερα επίπεδα της σειράς και κοντά στην επαφή με τα μεταμορφωμένα πετρώματα της ενότητας Άννας, παρατηρήθηκαν γνευσιακές κροκάλες έως λατύπες (Εικ. 5Γ).

Από την παραπάνω λιθοστρωματογραφική περιγραφή, γίνεται φανερό ότι αποτελεί ανάλογη επικλυσιογενή κλαστική σειρά με την βορειοανατολική, η οποία όμως αποτέθηκε σε βαθύτερες περιοχές της λεκάνης.

Σύμφωνα με τους Galeos et al. (1994), κατά αναλογία με την βορειοδυτική σειρά και τις αντίστοιχες σειρές της υποζώνης Παιονίας, θεώρησαν και για αυτή μία Άνω Ιουρασική έως Κάτω Κρητιδική ηλικία.

2. Ενότητα Άννας

Με τον όρο ενότητα Άννας εννοούμε το ενιαίο σύνολο ενοτήτων, σχηματισμών και ομάδες πετρωμάτων που αναφέρονται στην βιβλιογραφία ως ενότητα Άνω Πέτερνικ σύμφωνα με τον Mercier (1968), ως σχηματισμός Λιβιάδι - γνεύσοι Λυκοστόμου και αμφιβολίτες Προμάχων από τους Migiro & Galeos (1990), ως ανατολικό κρυσταλλοσχιστώδες Αριδαίας σύμφωνα με τους Ricou & Godfriaux (1991) και ως ενότητα Λυκόστομο-Προμάχοι και ενότητα Λιβιάδι από τους Brown & Robertson (2004). Τέλος, σύμφωνα με την γεωλογική χαρτογράφηση του ΓΓΜΕ (γεωλογικά φύλλα: Βιτολίστε και Πρόμαχοι) περιλαμβάνει, την ενότητα Άννας και Κακουρούς – Λειβάδια.

Η βυθιζόμενη κυρίως προς τα βορειοανατολικά ενοποιημένη πλέον ενότητα Άννας, εμφανίζεται στο βορειοανατολικό τμήμα της περιοχής έρευνας, και εκτείνεται βόρεια από τα χωριά Λυκόστομο, Πρόμαχοι και Άνω Γαρέφι με βορειοδυτική-νοτιοανατολική διεύθυνση, η συνέχεια της οποίας προς νότο διακόπτεται από το μεγάλο ρήγμα της Αλμωπίας, με αποτέλεσμα την αβέβαιη συσχέτισή της, με τις πιο νότια εμφανιζόμενες Αλμωπικές ενότητες (βλέπε γεωλ. χάρτη). Επίσης, ένα ακόμα πρόβλημα για την καλύτερη γεωλογική κατανόηση της ενότητας Άννας, αποτελούν και τα νεότερα ηφαιστειακά πετρώματα τα οποία καλύπτουν ένα μεγάλο τμήμα της προς τα βόρεια. Προς τα δυτικά τοποθετούνται κυρίως πάνω στην βορειοανατολική κλαστική σειρά της ενότητας Λουτρά Αριδαίας με μία σημαντική τεκτονική επαφή επώθησης, ενώ προς τα ανατολικά βρέθηκε να επωθείται πάνω στους οφιόλιθους της ενότητας Γαρέφι, επαφή η οποία επηρεάζεται σημαντικά από την νεότερη τεκτονική, έτσι ώστε να παρουσιάζονται οι οφιόλιθοι τεκτονικά τοποθετημένοι στο μεγαλύτερο μέρος της επαφής, πάνω στα πετρώματα της ενότητας Άννας.

Η ενότητα Άννας, σύμφωνα με την υπαίθρια εργασίας και βασιζόμενοι σε προϋπάρχουσες ερευνητικές εργασίες (Mercier 1968, Migiro & Galeos 1990, Ricou & Godfriaux 1991, Γαλέος 1998) αποτελείται από δύο διακριτές σειρές πετρωμάτων:

I. Κατώτερη κρυσταλλοσχιστώδης σειρά

Η κατώτερη κρυσταλλοσχιστώδης σειρά καταλαμβάνει το δυτικό τμήμα της ενότητας Άννας αποτελείται από μεταμορφωμένα πετρώματα, με έντονο μυλονιτικό χαρακτήρα (Εικ. 20 Α, Β και Γ), ο οποίος όμως δεν εμφανίζεται σε όλο το εύρος της αλλά σε συγκεκριμένες

ζώνες. Σύμφωνα με τον Γαλέο (1998) η ηλικία της σειράς αυτής είναι Άνω Παλαιοζωική(;)-Τριαδική έως Ιουρασική. Εξάλλου η Anders (2005) με ραδιοχρονολογήσεις σε ορθογνευσίους πιστοποιεί την Άνω Παλαιοζωική ηλικία (285 ± 2). Η κατώτερη κρυσταλλοσχιστώδης σειρά μπορεί πετρογραφικά να χωριστεί σε τρεις σειρές πετρωμάτων, οι οποίες από τους βαθύτερους προς τους ανώτερους ορίζοντες αποτελείται:

i. Σειρά των γνευσίων

Αποτελείται κυρίως από δυμαρμαρυγιακούς επιδοτικούς γνευσίους που συχνά εμφανίζονται οφθαλμοειδείς επί το πλείστον λευκού χρώματος εναλλασσόμενοι με χαλαζίτες μωσαϊκού τύπου (Εικ. 15Α, 28Α). Τα γνευσιακά πετρώματα είναι κυρίως μεσόκοκκα, παρουσιάζουν μικροσκοπικά κυρίως γρανο-λεπιδοβλαστικό ιστό αλλά μερικές φορές παρατηρείται και βλαστοπορφυριτικός ιστός (Εικ. 18Α). Συχνά η παρουσία υπολειμματικών κρυστάλλων καλιούχων αστρίων και πλαγιοκλάστων δίνουν στα πετρώματα την εικόνα οφθαλμογνευσίων (Εικ. 20Α, 21Α και Β).

Τα κυριότερα ορυκτολογικά συστατικά των γνευσίων είναι χαλαζίας, καλιούχοι άστριοι, πλαγιόκλαστα συχνά έντονα σερικιτιωμένα, λευκός μαρμαρυγίας, βιοτίτης, στιπλομέλανας, ορυκτά της ομάδας του επιδότου που συχνά κυριαρχούν στο πέτρωμα, ακτινόλιθος (συχνά σε fibrous μορφή), γρανάτης, τιτανίτης, απατίτης, αδιαφανή ορυκτά (Εικ. 18Α και Γ).

ii. Μετακροκαλοπαγή

Οι γνεύσιοι της σειράς πετρωμάτων μεταβαίνουν βαθμιαία σε συνεκτικά μεταμορφωμένα πετρώματα, που άλλοτε εμφανίζουν την τυπική όψη κυρίως των κροκαλοπαγών έως λατυποπαγών (Εικ. 15Δ, 24Γ), ενώ άλλοτε μοιάζουν με πρασινοσχιστόλιθους και αμφιβολίτες, με κλαστικά στοιχεία ποικίλης σύστασης και μεγέθους (Εικ. 15Δ).

Αποτελούνται από κροκάλες έως λατύπες κυρίως γνευσιακές (η σύσταση των οποίων είναι όμοια με αυτήν των αμέσως υποκειμένων γνευσίων), αμφιβολιτικές και χαλαζιτικές ποικίλου μεγέθους (από μερικά εκατοστά έως και μερικά μέτρα) και όχι σπάνια ανθρακικές (μάρμαρα) και γρανατούχων σχιστολίθων. Οι κροκάλες εμφανίζονται ισχυρά επιμηκυμένες παράλληλα στην γενική ορυκτολογική γράμμωση (Εικ. 15Δ, 20Γ). Η συνδετική ύλη παρουσιάζεται μεταμορφωμένη, και αποτελείται από χαλαζία, αστρίους, σερικήτη, χλωρίτη, λευκό μαρμαρυγία, επίδοτο, αμφίβολο, γρανάτη, και αιματίτη.

iii. Σειρά σχιστόλιθων

Αποτελείται από εναλλαγές, ποικίλου πάχους (από μερικά εκατοστά έως αρκετά μέτρα), αμφιβολιτικών σχιστολίθων έως αμφιβολιτών, μαρμαρυγιακών σχιστολίθων και χαλαζιτών με παρεμβολές στα ανώτερα μέλη φακοειδών βιοτιτικών αδροκρυσταλικών μαρμάρων πλούσιους σε λευκό μαρμαρυγία και σιπολινών.

Οι αμφιβολιτικοί σχιστόλιθοι έως αμφιβολίτες είναι λεπτόκοκκα συνήθως πετρώματα πρασινωπού (ανοιχτό έως σκούρο πράσινο) χρώματος και ο ιστός χαρακτηρίζεται ως ινοβλαστικός και λεπιδοβλαστικός (Εικ. 18Δ, 34Β). Η ορυκτολογική τους σύσταση είναι χαλαζίας, ακτινόλιθος, σε μικρότερο ποσοστό πράσινη αμφίβολος, χλωρίτης, άστριοι, βιοτίτης, ορυκτά της ομάδας του επιδότου, λευκός μαρμαρυγίας, γρανάτης, τιτανίτης, απατίτης, ιλμενίτης ή/και ρουτίλιο και αδιαφανή ορυκτά.

Οι μαρμαρυγιακοί σχιστόλιθοι καστανού έως τεφρού χρώματος, μικροσκοπικά παρουσιάζουν λεπιδοβλαστικό και γρανοβλαστικό ιστό ενώ όπου συμμετέχει στην σύστασή τους ο γρανάτης, αποκτούν πορφυροβλαστικό ιστό (Εικ. 18Β, 32Β). Τα ορυκτολογικά του συστατικά είναι χαλαζίας, λευκός μαρμαρυγίας πλαγιόκλαστο (σπάνιο), γρανάτης, χλωρίτης, ορυκτά της ομάδας του επιδότου, τουρμαλίνης, ασβεστίτης και αδιαφανή ορυκτά.

Οι Migiros & Galeos (1990) θεωρούν ότι οι αμφιβολίτες (αμφιβολίτες Προμάχων) της σειράς των σχιστόλιθων αποτελούν μία μεταμορφική σόλα που σχετίζεται με την τοποθέτηση των οφιολίθων της πιο ανατολικής ενότητας του Άνω Γαρέφι.

II. Ανώτερη σχιστολιθική σειρά

Η ανώτερη σχιστολιθική σειρά εμφανίζεται στο ανατολικό τμήμα της ενότητας Άννας και η σχέση της με την κατώτερη κρυσταλλοσχιστώδης σειρά δεν είναι ευδιάκριτη γιατί η επαφή τους καλύπτεται είτε από τα νεότερα ηφαιστειακά πετρώματα, είτε θα παρεμβάλλονται τεκτονικά μεταξύ τους σειρές πετρωμάτων της πιο ανατολικής ενότητας Άνω Γαρέφι. Επίσης σερπεντινιτικά πετρώματα της ενότητας Άνω Γαρέφι παρεμβάλλονται τεκτονικά μέσα στην ανώτερη σχιστολιθική σειρά (βλέπε γεωλ. χάρτη).

Η τεκτονο-στρωματογραφική της διάθρωση καθορίστηκε κυρίως από την γεωμετρική σχέση μεταξύ των πετρωμάτων που την αποτελούν και βασίστηκε στην προϋπάρχουσα γεωλογική χαρτογράφηση του Ι.Γ.Μ.Ε. Έτσι λοιπόν η ανώτερη σειρά αποτελείται από δύο σειρές πετρωμάτων που από την κατώτερη προς την ανώτερη έχουν ως εξής:

i. Μεταηφαιστειοϊζηματογενής σειρά

Η μετα-ηφαιστειοϊζηματογενής σειρά Τρριαδικής(;) έως Ιουρασικής ηλικίας όπως αναφέρεται και στην βιβλιογραφία (Mercier 1968, Γαλέος 1998, Γαλέος et al. 2003), η οποία στους βαθύτερους ορίζοντες της συγκροτείται από λευκούς έως λευκοπράσινους αδρόκοκκους γνευσίους, συχνά οφθαλμοϊδείς έντονα σχιστοποιημένους κυρίως με μυλονιτική υφή και με ορυκτολογική σύσταση αποτελούμενη από χαλαζία, αστρίους, λευκούς μαρμαρυγίες, ασβεστίτη, αλλανίτη, τιτανίτη, ορυκτά της ομάδας του επιδότου και συχνά αμφιβόλο η οποία τους δίνει και την πράσινη απόχρωση.

Μέσα στους γνευσίους παρεμβάλλονται λεπτόκοκκοι λευκού έως ρόδινου χρώματος μεταρυσίτοι και χαλαζίτες. Πρόκειται για βλαστοπορφυρικά πετρώματα έντονα τεκτονισμένα, με φαινοκρυστάλλους καλιούχων αστρίων ή/και χαλαζία, οι οποίοι περιβάλλονται από λεπτόκοκο χαλαζιοαστρίουχο ή καθαρό χαλαζιακό υλικό και συχνά έχουν την υφή μυλονιτικών πετρωμάτων (Εικ. 21Γ και Δ).

Προς τα πάνω η σειρά εξελίσσεται κυρίως με εναλλαγές μεταρυσίτων , μεσόκοκκων έως λεπτόκοκκων σχιστόλιθων καθώς και πρασινοσχιστόλιθων ποικίλης σύστασης.

Οι σχιστόλιθοι κυρίως εμφανίζονται με ανοικτό έως σκούρο τεφρό χρώμα (Εικ. 18Α και α), καθώς επίσης και πρασινοτέφρο όπου συμμετέχει ο χλωρίτης με μεγαλύτερα ποσοστά. Στο μικροσκόπιο παρουσιάζουν συνήθως γρανοβλαστικό έως λεπιδοβλαστικό ιστό, ενώ όχι σπάνια όπου συμμετέχει στην σύστασή τους ο γρανάτης, αποκτούν πορφυροβλαστικό ιστό με μικρότερες διατάσεις από τους γρανάτες των σχιστολιθών της κατώτερης κρυσταλλοσχιστώδους σειράς. Η ορυκτολογική τους σύσταση περιλαμβάνει χαλαζία, λευκούς μαρμαρυγίες, χλωρίτη, αστρίους (πλαγιόκλαστα), ορυκτά της ομάδας του επιδότου, ασβεστίτη, επίδοτο, απατίτη και ελάχιστο βιοτίτη.

Οι πρασινοσχιστόλιθοι μακροσκοπικά αποτελούνται από μικρόκοκκα έως μεσόκοκκα πετρώματα σκούρου έως ανοιχτού πράσινου χρώματος, ενώ μικροσκοπικά παρουσιάζονται κυρίως με ινοβλαστικό αλλά και γρανοβλαστικό ιστό. Ορυκτολογικά αποτελούνται από χαλαζία, χλωρίτη, πράσινη αμφιβόλο, ορυκτά της ομάδας του επιδότου, αστρίους, ασβεστίτη, λευκούς μαρμαρυγίες, βιοτίτη, τουρμαλίνη και τιτανίτη.

Τοπικά παρατηρούνται σχιστολιθικά πετρώματα με κοκκινωπό χρώμα εντοπιζόμενο σε φλεβίδια ή σε συσσωματώματα, το οποίο οφείλεται στην έντονη παρουσία αιματίτη (Εικ. 19Γ). Κυρίως παρουσιάζουν λεπιδοβλαστικό ιστό και όχι σπάνια γρανοβλαστικό. Τέλος

στους ανώτερους ορίζοντες της σειράς παρατηρούνται στρώματα μαρμάρων, πολλές φορές με ζαχαρώδη εξωτερική υφή.

Η μετάβαση προς την ανώτερη σειρά γίνεται βαθμιαία με αύξηση των ανθρακικών οριζόντων τόσο σε συχνότητα όσο και σε πάχος, με σύγχρονη αλλαγή των συνθηκών ιζηματογένεσης από ηφαιστειοϊζηματογενή σε κλαστική. Οι Brown & Robertson (2004) θεωρούν ότι ολόκληρη η ανώτερη σχιστολιθική σειρά αποτελεί μία κλαστική ακολουθία με τεκτονικές παρεμβολές ηφαιστειακών πετρωμάτων.

ii. Σειρά σχιστολίθων και μαρμάρων

Η σειρά των σχιστολίθων και μαρμάρων Άνω Ιουρασικής ηλικίας σύμφωνα με το Γαλέο (1998), αποτελείται από παχύ έως λεπτοστρωματάδες έντονα σχιστοποιημένα κυρίως λευκού έως τεφρού (Εικ. 28Γ) αλλά και μελανότεφρου χρώματος μάρμαρα, συχνά δολομιτικά. Προς τα ανώτερα μέλη της σειράς τα ανθρακιά πετρώματα παρουσιάζονται ανακρυσταλλωμένα ιδίου στυλ και χρώματος με τα μάρμαρα, αλλά τοπικά εμφανίζονται με ροζ έως κιτρινωπό χρώμα.

Τα ανθρακικά πετρώματα εναλλάσσονται με μαύρους έως τεφρούς και πρασινωπούς λεπτόκοκκους σχιστόλιθους έως φυλλίτες ποικίλης σύστασης (Εικ. 25). Ο ιστός είναι λεπίδο έως γρανοβλαστικός και ορυκτολογικά αποτελούνται από χαλαζία, λευκούς μαρμαρυγίες, χλωρίτη, ορυκτά της ομάδας του επιδότου, ασβεστίτη, αστρίους, βιοτίτη, αμφίβολο και αδιαφανή ορυκτά (Εικ. 19Γ, 26α₁, α₂ και α₃).

Μέσα στα παραπάνω πετρώματα παρατηρήθηκαν λεπτοί ορίζοντες, αποτελούμενοι από φαιοπράσινους έως κοκκινωπούς χαλαζίτες (Εικ. 26Α), που πιθανόν να αποτελούν παραμορφωμένους κερατόλιθους με ανεπαρκώς διατηρημένους ραδιολαρίτες (Brown & Robertson 2004).

Η ηλικία αυτού του σχηματισμού τοποθετείται στο Ανώτερο Ιουρασικό (Γαλέος 1998 Γαλέος et al. 2003). Οι Mercier (1968) και Migiros & Galeos (1990) θεωρούν, ότι και αυτή η σειρά, αποτελεί μία ηφαιστειοϊζηματογενή ακολουθία η οποία επικάθεται πάνω στους γνευσίους και σχιστόλιθους της προηγούμενης σειράς πετρωμάτων. Στην παρούσα έρευνα, σε σύγκριση και με τις αντίστοιχες σειρές που εμφανίζονται πιο βόρεια στην περιοχή της Π.Γ.Δ.Μ., θα δεχτούμε μια πιθανή Άνω Παλαιοζωική έως Μέσο-Άνω Ιουρασική (;) ηλικία, σίγουρα όμως πριν την επώθηση των οφιολίθων.

3. Ενότητα Άνω Γαρέφι

Η ενότητα Άνω Γαρέφι, είναι ισοδύναμη με αυτή του Mercier (1968) και των Brown & Robertson (2004) και αναφέρεται με την ίδια ονομασία, αντιστοιχεί με τους οφιόλιθους του Άνω Γαρέφι-αμφιβολίτες Προμάχων και την φλυσχοειδή σειρά του Σχηματισμού Αετοχώρι των Migiros & Galeos (1990), καθώς και με την οφιολιθική ενότητα της Φιδόπετρας των Ricou & Godfriaux (1991).

Η ενότητα εμφανίζεται βόρεια και βορειανατολικά του χωριού Άνω Γαρέφι και αποτελεί την ανατολικότερη ενότητα στην περιοχή έρευνας. Η συνέχεια και αυτής της ενότητας, η οποία εκτείνεται με βορειοδυτική-νοτιανατολική διεύθυνση, προς νότο διακόπτεται από το μεγάλο ρήγμα της Αλμωπίας (βλέπε γεωλ. χάρτη).

Κυριαρχείται στο δυτικό τμήμα της, από μία οφιολιθική ακολουθία η οποία κυρίως προς τα ανατολικά καλύπτεται από μία επικλυσιογενή φλυσχοειδή σειρά, επαφή που συχνά παρουσιάζεται τεκτονική.

Η ενότητα Άνω Γαρέφι όπως προαναφέρθηκε, στα δυτικά παρουσιάζεται τεκτονικά τοποθετημένη πρωτογενώς κάτω από τα πετρώματα της ενότητας Άννας, ενώ προς τα ανατολικά επωθείται από το άνω κρητιδικό επικλυσιογενές κάλυμμα του Πινόβου της ζώνης του Πάικου, το οποίο εμφανίζεται πιο ανατολικά (Migiros & Galeos 1990).

Μικρότερες εμφανίσεις της ενότητας Άνω Γαρέφι εντοπίστηκαν πιο δυτικά, συγκεκριμένα βόρεια του χωριού Πρόμαχοι, με την μορφή ενός στενού τεκτονικού λεπιού ανάμεσα στην κατώτερη κρυσταλλοσχιστώδη σειρά και στην ανώτερη σχιστολιθική σειρά της ενότητας Άννας. Επίσης τμήματα της ενότητας Γαρέφι αποτελούν οι τεκτονικές παρεμβολές των σερπεντινιτών μέσα στην ανώτερη σχιστολιθική σειρά της ενότητας Άννας.

I. Οφιόλιθοι

Οι οφιόλιθοι της ενότητας Άνω Γαρέφι σύμφωνα με τους Migiros & Galeos (1990) και τους Γαλέος et al. (2003) εμφανίζονται υπό την μορφή τεκτονικού παραθύρου κάτω από την επωθημένες ενότητες της υποζώνης Αλμωπίας και Πάικου. Γενικά αποτελείται από ένα εκτενές οφιολιθικό σύμπλεγμα που περιλαμβάνει περιδοτίτες, σερπεντινωμένους δουνίτες, χαρτσβουργιτικούς τεκτονίτες, μαξιλαροειδείς λάβες (μεταβασίτες) και γενικά υπολείμματα ωκεάνιου φλοιού, που εμπλέκονται τεκτονικά με την μορφή λεπίων με πρασινοσχιστολιθικούς σχηματισμούς, οι οποίοι προέκυψαν τόσο κατά την τοποθέτηση των οφιολίθων, όσο και κατά την ορογενετική φάση του Τριτογενούς. Τα οφιολιθικά πετρώματα σύμφωνα με τους παραπάνω ερευνητές προέρχονται από μια ωκεάνια λεκάνη, η οποία γενικά

αναπτύχθηκε πάνω από ένα βυθιζόμενο ηπειρωτικό περιθώριο. Η χημικές αναλύσεις των παραπάνω πετρωμάτων δείχνουν ότι πρόκειται για βασάλτες μέσο-ωκεάνιας ράχης/ανοίγματος ((MORB) έως ενδο-πλακικούς βασάλτες (WPB).

Πιο αναλυτικά σύμφωνα με τους Γαλέος et al. (2003) και τους Brown & Robertson (2004,) η οφιολιθική ακολουθία της ενότητας Άνω Γαρέφι, στα ανώτερα στρώματά της περιλαμβάνει, γάβρους και μαξιλαροειδείς λάβες αποτελούμενες από βασικά ηφαιστειακά πετρώματα εξαλλιωμένα σε χλωρίτη και ορυκτά της ομάδας του επιδότου, αλλά συνήθως διατηρούν αποδείξεις της πρωτογενούς έκχυτης φύσης τους, όπως φαίνεται από τον τυχαίο προσανατολισμό των επιμηκυμένων μικρόλιθων των αστρίων μέσα σε μία λεπτόκοκκη μάζα. Προς τα κάτω οι γάβροι και τα βασικά ηφαιστειακά πετρώματα περνούν σε παραμορφωμένους και σερπεντινωμένους περιδοτίτες, κυρίως δουνίτες και χαρτσβουργίτες, οι οποίοι διεισδύονται από φελσικές/διαβασικές φλέβες. Επίσης όχι σπάνια τα υπερβασικά πετρώματα εμφανίζονται ρωγματωμένα, με σχεδόν κατακόρυφες ρωγμές πληρωμένες με ασβεστίτη, οι οποίες σύμφωνα με τους Brown & Robertson (2004) έχουν ερμηνευτεί ως οφίτασβεστίτες.

Κυρίως στο δυτικό τμήμα της οφιολιθικής ακολουθίας, τεκτονικά τοποθετημένα κάτω από αυτή αλλά και στο εσωτερικό της, εμφανίζονται χλωριτικοί, επιδοτικοί και ακτινολιθικοί πρασινίτες έως πρασινισχιστόλιθοι, ορυκτολογικά αποτελούμενοι κυρίως από αστρίους (πλαγιόκλαστα), βιοτίτη, λευκούς μαρμαρυγίες, χαλαζία και ασβεστίτη. Σε αυτά τα πετρώματα οι Γαλέος et al. (2003) αποδίδουν τον χαρακτήρα του τεκτονικού *mélange* βάσης.

Χαρακτηριστικό γνώρισμα της οφιολιθικής σειράς αποτελούν οι διάσπαρτες ενστρώσεις μετακροκαλοπαγών έντονα παραμορφωμένων, οι οποίες εμφανίζονται είτε πάνω από τους σερπεντινωμένους οφιόλιθους (Brown & Robertson 2004), είτε μαζί με τους πρασινίτες (Γαλέος et al. 2003), περιλαμβάνοντας οφιολιθικές και ανθρακικές κροκάλες που συχνά εμφανίζονται προσανατολισμένες. Σύμφωνα με τους Brown & Robertson (2004), οι ασβεστολιθικοί κλάστες περιέχουν το τριματοφόρο απολίθωμα *Orbitolina* sp. και γαστερόποδα *Nerineid*, δίνοντας στους κλάστες μία Άπτια - Άλβια έως ανώτερη Σενώνια - κατώτερη Καμπάνια ηλικία. Οι ίδιοι ερευνητές αναφέρουν ότι σε τοπικό επίπεδο, πάνω από τα οφιολιθικά κροκαλοπαγή με μία ασαφή επαφή βρίσκονται νηριτικοί ασβεστόλιθοι που περιέχουν παραμορφωμένα θραύσματα ρουδιστών (*Monopleuridae*).

II. Φλυσχοειδής σειρά

Σύμφωνα με τον χάρτη του I.G.M.E. (φύλλο Πρόμαχοι), πρόκειται για μία χαμηλού βαθμού μεταμόρφωσης παχιά λεπτόκκοκη αργιλοψαμμιτική κλαστική σειρά, Κάτω Κρητιδικής (Άπτιας – Άλβιας) ηλικίας, η οποία εμφανίζεται κυρίως στο ανατολικό τμήμα της ενότητας Γαρέφι, αλλά τμήματά της βρίσκονται πιο δυτικά βόρεια του χωριού Γαρέφι και Πρόμαχοι (βλέπε γεωλ. χάρτη).

Τα κατώτερα μέλη της σειράς αποτελούνται από εναλλαγές σκοτεινότεφων έως μαύρων ασβεστιτικών φυλλιτών και ψαμμιτών (Εικ. 10Γ) με ενστρώσεις μαύρων πλακωδών ασβεστολίθων, σχιστοποιημένων αργιλομαργαϊκών κροκαλοπαγών και ποικιλόχρωμων μαργαϊκών σχιστολίθων. Ακολουθούν σκοτεινότεφροι έως πρασινότεφροι ιλυόλιθοι και φυλλίτες, εναλλασσόμενοι με φακούς τεφρών κρυσταλλικών μικρολατυποπαγών ασβεστολίθων (πιθανώς τουρβιδιτών) και φακοειδείς ενστρώσεις ψαμμιτών που σχηματίζουν άστρωτες μάζες με έντονο ανάγλυφο. Τέλος, τα ανώτερα μέλη της σειράς αποτελούνται από σκοτεινότεφρους έως πρασινότεφρους φυλλίτες με ενστρώσεις ψαμμιτών, κροκαλοπαγών και φακούς κρυσταλλικών ασβεστολίθων.

Οι πιο δυτικές εμφανίσεις της σειράς βόρεια των χωριών Γαρέφι και Πρόμαχοι, οι οποίες κάθονται πάνω σε πρασινίτες και σερπεντινίτες αντίστοιχα, αποτελούνται από ένα οφιολιθικό κροκαλοπαγές βάσεως που εξελίσσεται σε εναλλαγές τεφρόμαυρων ασβεστιτικών, σερικιτικών φυλλιτών έως ιλυολίθων και ψαμμιτών με λεπτές ενστρώσεις μαύρων ασβεστολίθων οι οποίοι προς τα πάνω αυξάνουν σε πάχος και σε πλήθος, και παρουσιάζονται σωματώδεις έως άστρωτοι, αρκετά σχιστοποιημένοι και παραμορφωμένοι. Η ηλικία των κατώτερων ασβεστολιθικών οριζόντων, είναι Άπτια – Άλβια (από *Orbitolina* sp., Brown & Robertson 2004), ενώ προς τα πάνω οι ασβεστόλιθοι χρονολογούνται στο ανώτερο Σενώνιο - Κατώτερο Καμπάνιο (περιέχουν παραμορφωμένους ρουδιστές: *Vaccinites* s.p., Γαλέος et. al. (2003), Brown & Robertson 2004).

Όπως αναφέρουν οι Γαλέος et al. (2003) και οι Brown και Robertson (2004), με τους τελευταίους να ερμηνεύουν τα οφιολιθικά κροκαλοπαγή ως την βάση της κλαστικής σειράς, πρόκειται για μία επικλυσιογενή κλαστική ιζηματογενή ακολουθία, Κάτω έως κατώτερης Άνω Κρητιδικής ηλικίας.

Γ. ΑΝΩ ΚΡΗΤΙΔΙΚΟ ΕΠΙΚΛΥΣΙΓΕΝΕΣ ΚΑΛΥΜΜΑ

Με τον όρο Άνω Κρητιδικό επικλυσίγενές κάλυμμα θεωρούμε το σύνολο των επικλυσίγενών ιζημάτων του Άνω Κρητιδικού της Πελαγονικής ζώνης καθώς και αυτών του Μέσου έως Άνω Κρητιδικού της ζώνης της Αλμωπίας σύμφωνα με την υπάρχουσα βιβλιογραφία (Mercier 1968, Μουντράκης 1976, 1983).

Εμφανίζεται στις ανατολικές παρυφές του ορεινού όγκου του Καϊμακτσαλάν και τοποθετείται τεκτονικά πάνω στα Τριαδικά-Ιουρασικά ανθρακικά πετρώματα της Πελαγονικής ζώνης (βλέπε γεωλ. χάρτη). Προς τον Βορρά, μία μικρού πάχους στενή λωρίδα τοποθετείται με την μορφή τεκτονικού λεπίου, ανάμεσα στα Τριαδικοϊουρασικά μάρμαρα της Πελαγονικής, και στην ενότητα Λουτρά Αριδαίας, ενώ αντίθετα στο νοτιοανατολικό τμήμα της περιοχής έρευνας, ανατολικά της Άρνισας, εμφανίζεται τεκτονικά πάνω σε αυτήν.

Όλοι οι λιθολογικοί τύποι του Άνω Κρητιδικού επικλυσίγενούς καλύμματος παρουσιάζονται αμεταμόρφωτοι, εκτός από μία τοπική ελαφριά μεταμόρφωση άλλα σχετικά παραμορφωμένοι όπως θα δούμε στο παρακάτω κεφάλαιο. Αυτή η παρατήρηση είναι σημαντική, διότι είναι μια από τις διαφορές που την διαφοροποιούν από τις Κάτω έως Μέσο Κρητιδικές επικλυσίγενείς σειρές των βόρειων αλμωπικών ενοτήτων

Ι. Ασβεστολιθική σειρά

Η ασβεστολιθική σειρά στην περιοχή έρευνας, στην βάση της αποτελείται από έναν ανακρυσταλλωμένο λατυποπαγή έως κροκαλοπαγή ασβεστόλιθο, κυρίως τεφρού χρώματος αλλά τοπικά εμφανίζεται πρασινωπός έως κοκκινωπός. Τα συστατικά του αποτελούνται από ασβεστιτικές, χαλαζιτικές, σχιστολιθικές, σερπεντινιτικές και γνευσιακές κροκάλες.

Προς τα πάνω ο ασβεστόλιθος περνάει σε τεφρό λιγότερο λατυποπαγή και περισσότερο ρουδιστόφορο ανακρυσταλλωμένο ασβεστόλιθο στον οποίο συχνά συναντώνται και καλά διατηρημένες τομές ρουδιστών (Εικ. 5Δ).. Πιο πάνω, αλλά και σε εναλλαγές με τον προηγούμενο ορίζοντα εμφανίζονται τεφροί έως φαιότεφροι συμπαγείς ασβεστόλιθοι συχνά με γαστερόποδα και ρουδιστές. Τα παραπάνω ασβεστολιθικά πετρώματα παρουσιάζονται με μεγάλη ποικιλία στο πάχος των στρωμάτων, με στρώματα τα οποία κυμαίνονται από μερικά μέτρα έως μερικά εκατοστά. Στην συνέχεια ακολουθούν σκούροι πελαγικοί πλακώδεις ασβεστόλιθοι (**Εικ. 22Δ**) με γαστερόποδα και τέλος τεφροί ως σκουρότεφροι συμπαγείς ασβεστόλιθοι με πολυάριθμα θραύσματα ρουδιστών. Όλοι οι παραπάνω λιθολογικοί τύποι εναλλάσσονται, όχι σπάνια, με κοκκινωπούς έως φαιοκίτρινους σχιστόλιθους και

ψαμμιτικούς ασβεστολίθους (Εικ. 28Δ), οι οποίοι κατά την μετάβαση προς την φλυσχική σειρά γίνονται περισσότερο ψαμμιτικοί και εμφανίζονται με μεγαλύτερη συχνότητα.

II. Φλυσχική σειρά

Πάνω από την ανθρακική σειρά επίσκεινται λεπτόκοκκα έως μεσόκοκκα ιζήματα, τα οποία σύμφωνα με την υπάρχουσα βιβλιογραφία (Brunn 1956, 1959, Campion 1966, Mercier 1966, Μουντράκης 1976, Sharp & Robertson 2006), αποτελούν μία τυπική ακολουθία φλύσχη.

Λιθολογικά αποτελείται από εναλλαγές ασβεστιτικών - χαλαζιακών ψαμμιτών, ασβεστιτικών - αργιλικών -πηλιτικών - (ιλυολιθικών) σχιστολίθων και μαργών με παρεμβολές ασβεστολιθικών και μαργαϊκών ασβεστολίθων οριζόντων, συχνά σχιστοποιημένων κυρίως προς τους κατώτερους ορίζοντες της ακολουθίας. Επίσης στους κατώτερους ορίζοντες παρατηρήθηκαν κροκαλοπαγή με κροκάλες ασβεστολίθων μέσα σε ένα μαργαϊκό συνδετικό υλικό.

Οι διάφοροι λιθολογικοί τύποι εμφανίζονται με ποικίλους χρωματισμούς, κυρίως με μαύρο έως τεφρό και τεφρό έως κιτρινωπό χρώμα (Εικ. 22Β), ενώ συχνά συναντάμε και καστανούς έως κοκκινωπούς χρωματισμούς. Μικροσκοπικά, κυρίως στα ψαμμιτικά και στα σχιστολιθικά πετρώματα, εκτός από τον χαλαζία και τον ασβεστίτη, παρατηρήθηκε η παρουσία λεπτόκοκκων λευκών μαρμαρυγιών, που μακροσκοπικά προσδίδουν στα πετρώματα μία λαμпыρίζουσα όψη, καθώς και χλωριτών.

3. ΤΕΚΤΟΝΙΚΗ ΚΑΙ ΜΕΤΑΜΟΡΦΩΣΗ

3.1 ΤΕΚΤΟΝΙΚΗ-ΚΙΝΗΜΑΤΙΚΗ ΑΝΑΛΥΣΗ ΚΑΙ ΔΙΑΧΩΡΙΣΜΟΣ ΤΕΚΤΟΝΙΚΩΝ-ΠΑΡΑΜΟΡΦΩΤΙΚΩΝ ΓΕΓΟΝΟΤΩΝ

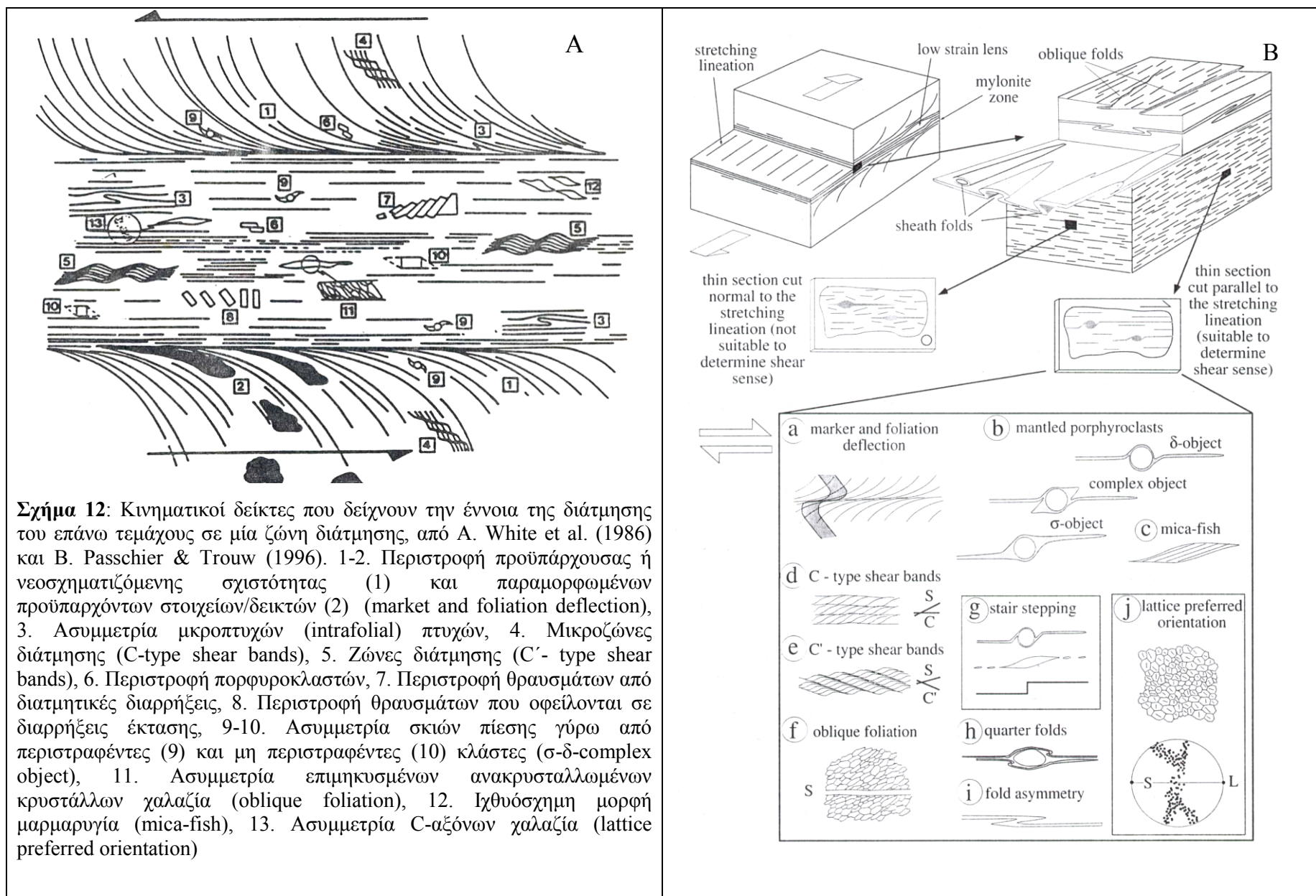
Η τεκτονική ανάλυση έχει ως σκοπό τη μελέτη και ερμηνεία της συνολικής παραμόρφωσης που έχει υποστεί ένας γεωλογικός σχηματισμός. Επειδή η παραμόρφωση ενός σχηματισμού εκφράζεται με τεκτονικές δομές, το ενδιαφέρον της τεκτονικής ανάλυσης εστιάζεται στην παρατήρηση και μελέτη των τεκτονικών δομών τόσο σε μεγα-κλίμακα (μακρο-τεκτονική), όσο και σε μικρο-κλίμακα (μικρο-τεκτονική).

Τις τελευταίες δεκαετίες η προσεκτική και λεπτομερής μελέτη των μεσο- και μικρο-δομών επέτρεψε την ανάπτυξη νέων μεθόδων τεκτονικής ανάλυσης (Ramsey et Huber 1983, 1987), οι οποίες σε συνδυασμό με τις κλασικές παρέχουν μια πλήρη και συνολική εικόνα της παραμόρφωσης ενός σχηματισμού.

Οι μέθοδοι τεκτονικής ανάλυσης που εφαρμόστηκαν κατά την διάρκεια της παρούσας έρευνας είναι:

- Γεωλογική και τεκτονική χαρτογράφηση.
- Ανάλυση της κινηματικής και παραμόρφωσης.
- Ανάλυση της μικρο-υφής.
- Ανάλυση των παλαιοτάσεων.
- Μελέτη του καθεστώτος της παραμόρφωσης.
- Διαχωρισμός των τεκτονικών γεγονότων μεταξύ τους και καθορισμός της εξέλιξης της παραμόρφωσης.
- Σχέση των τεκτονικών γεγονότων με την μεταμόρφωση

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 στην σχιστότητα. Οι κινηματικοί δείκτες αποτελούν χαρακτηριστικές τεκτονικές μικρο-δομές με συγκεκριμένη φορά κίνησης η οποία έχει επιβεβαιωθεί από την πειραματική τεκτονική (Ramsey & Huber 1983/87, Simpson & Schmid 1983, Lister & Snoke 1984, Passchier & Simpson 1986, White et al. 1986, Hanmer & Passchier 1991) (Σχ. 12). Έτσι λοιπόν, η



μελέτη της έννοιας (φοράς) της διάτμησης κατά την διάρκεια εξέλιξης των τεκτονικών γεγονότων που διαχωρίσαμε, έγινε είτε μεσοσκοπικά σε φυσικές τομές XZ των πετρωμάτων στην ύπαιθρο, είτε σε λεπτές τομές παράλληλα στην XZ επιφάνεια.

Τα αποτελέσματα της γεωλογικής και τεκτονικής χαρτογράφησης, παρουσιάζονται στο ένθετο γεωλογικό και τεκτονικό χάρτη σε κλίμακα 1:50000, καθώς και σε μικρότερους απλοποιημένους χάρτες μέσα στο κείμενο (Σχ. 19,19,21,27 και 28).

Από την εφαρμογή των παραπάνω μεθόδων, αποδεικνύεται ότι η ιστορία της παραμόρφωσης στην περιοχή έρευνας είναι περίπλοκη, καθώς τα διαδοχικά τεκτονικά γεγονότα αλληλεπιδράσαν καθιστώντας την διάκριση τους δύσκολη σε αρκετές περιπτώσεις. Ένα σημαντικό κριτήριο σε αυτή την διάκριση, αποτέλεσε η αλλαγή του περιβάλλοντος παραμόρφωσης από πλαστικές συνθήκες κατά τα πρώτα στάδια της παραμόρφωσης και ημιπλαστικές και τελικά θραυστιγενείς συνθήκες στα τελευταία στάδια.

Έτσι λοιπόν, από τα παραπάνω και σε συνδυασμό με τις γενικές γεωλογικές σκέψεις μας, διαχωρίσαμε επτά ($D_1 - D_7$) τεκτονικά γεγονότα, από το Μέσο-Άνω Ιουρασικό έως το Νεογενές (πίν. 4), τα οποία σχετίζονται με την σύγκλιση των πλακών και το κλείσιμο του ωκεανού της Τηθύος, καθώς και με ομογενή γεγονότα όπως η κατάρρευση του ορογενούς.

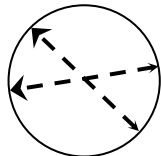
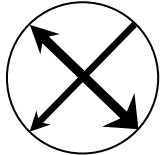
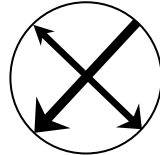
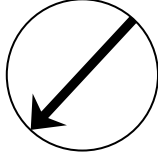
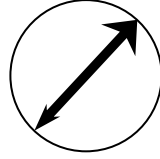
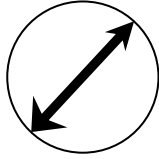
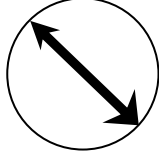
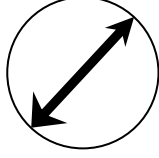
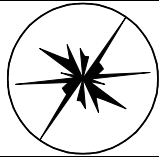
Όπου ήταν εφικτό, ελήφθησαν υπόψη τα στοιχεία ολίσθησης (επιφάνειες και γραμμώσεις ολίσθησης) των ζωνών διάτμησης για τον υπολογισμό των παλαιοτάσεων χρησιμοποιώντας το πρόγραμμα Stereo Net (Duyster, 2000), το οποίο χρησιμοποιήθηκε και για τη γραφική παρουσίαση των τεκτονικών στοιχείων.

3.1.1 D_1 γεγονός

Το D_1 παραμορφωτικό γεγονός το οποίο αναγνωρίστηκε υπολειμματικά κυρίως στις κρυσταλλοσχιστώδεις σειρές πετρωμάτων του Πελαγονικού καλύμματος (Σχ. 18), εξελίσσεται σε πλαστικές συνθήκες παραμόρφωσης. Οι D_1 δομές αποτελούν πιθανόν τις παλαιότερες τεκτονικές δομές που παρατηρήσαμε στην περιοχή του δυτικού Βόρα, επειδή επηρεάζονται από τις νεότερες δομές των μετέπειτα τεκτονικών γεγονότων.

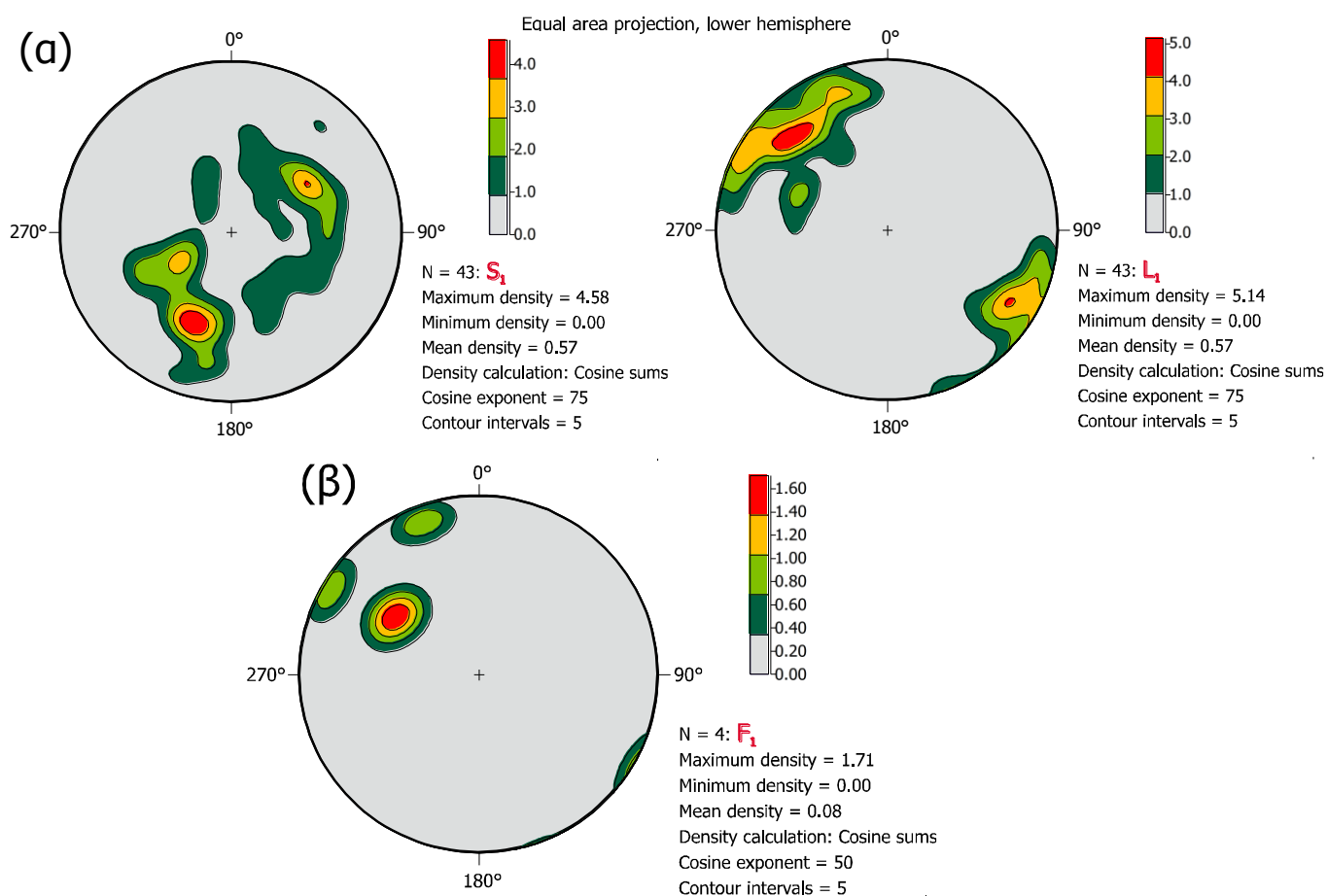
Μακροσκοπικά οι D_1 δομές που συνδέονται με αυτήν την παραμορφωτική φάση είναι λιγοστές. Έτσι λοιπόν με το D_1 γεγονός συνδέεται μία συν-μεταμορφική S_1 σχιστότητα (Εικ. 6B) η οποία ρυτιδώνεται από την επόμενη S_2 σχιστότητα (Εικ. 5A και α₁). Η S_1 σχιστότητα είναι ελάχιστες φορές ορατή αφού συνήθως οι S_1 επιφάνειες περιστρέφονται ή/και

Πίνακας 4: Συνοπτική παρουσίαση των παραμορφωτικών και μεταμορφικών γεγονότων που έλαβαν χώρα στη περιοχή του δυτικού Βόρα καθώς και τα σχετικά γεωλογικά γεγονότα που να συνδέονται με αυτά. ΑΠΖ: ανατολική Πελαγονική ζώνη, ΔΖΒΑ: δυτική ζώνη Αξιού, ΑΝΚΕΠ: Άνω Κρητιδικό επικλυσιγενές κάλυμμα

	ΗΛΙΚΙΑ	ΠΕΔΙΟ ΤΑΣΕΩΝ ----- ΣΥΝΘΗΚΕΣ ΠΑΡΑΜΟΡΦΩΣΗΣ	ΚΙΝΗΜΑΤΙΚΗ			ΤΕΚΤΟΝΙΚΕΣ ΔΟΜΕΣ	ΣΧΕΤΙΚΑ ΓΕΓΟΝΟΤΑ	ΜΕΤΑΜΟΡΦΩΣΗ
			ΑΠΖ	ΔΖΑ	ΑΝΚΕΠ			
D ₁	ΑΝΩ ΙΟΥΡΑΣΙΚΟ – ΚΑΤΩ ΚΡΗΤΙΔΙΚΟ (150-130 εκ. χρ.)	ΣΥΜΠΙΕΣΗ ----- ΠΛΑΣΤΙΚΗ				- Υπολειμματική και συνμεταμορφική σχιστότητα (S₁) - Ορυκτολογική γράμμωση έκτασης (L₁) - Μικρής κλίμακας ισοκλινείς και θηκόσχημες ή φολίδωσης πτυχές (F₁)	- Οριστική τεκτονική τοποθέτηση οφιολίθων - Προοδευτική συσσώρευση καλυμμάτων - Πάχυνση του φλοιού - Αρχή ιζηματογένεσης των Άνω Ιουρασικών – Κάτω Κρητιδικών ασβεστολίθων και κλαστικών ιζημάτων	- M₁: Wm₁+Cld+Grt₁+Rt+Ilm+Amf+Pl+Bt±Ky±St - Άνω πρασινισχιστολιθική έως αμφιβολιτική φάση (T: 450-600°C / P: 6,3-12,8Kb)
D ₂	ΚΑΤΩ – ΑΝΩ ΚΡΗΤΙΔΙΚΟ (110-95 εκ. χρ.)	ΣΥΜΠΙΕΣΗ ----- ΠΛΑΣΤΙΚΗ				- Διαμπερής και συνμεταμορφική σχιστότητα (S₂) παράλληλη στην (S₁) και στα αξονικά επίπεδα των (F₂) - Ορυκτολογική γράμμωση έκτασης (L₂ και L₂') - Μέσης έως μεγάλης κλίμακας ισοκλινείς, έως θηκόσχημες πτυχές (F₂) - Ζώνες διάτμησης D_{2SB} και σχισμός ρυτίδωσης διαστολής (C_{2SB})	- Αναδίπλωση των ενοτήτων, με χιλιομετρικής κλίμακας πτυχές - Έντονη λεπίωση των σχηματισμών της ζώνης της Αλμωπίας - Συνέχιση της συσσώρευσης καλυμμάτων - Τέλος της Άνω Ιουρασικής – Κάτω Κρητιδικής ιζηματογένεσης - Πιθανή πλάγια υποβύθιση της Πελαγονικής ηπείρου κάτω από τον ωκεανό του Αξιού	- M₂: Wm₂+Clt +Act±Stbl±Grt₂ - Ανάδρομη της M₁ - Πρασινισχιστολιθική φάση (T: 330-440°C /P: 3-5Kb)
						- Μέσης κλίμακας ασύμμετρες κλειστές έως σφιχτές πτυχές (F₂) - Σχισμός ρυτίδωσης (S₂) - Γράμμωση διατομής (L_{2δ}: S₂/S₂)		
D ₃	ΑΝΩ ΚΡΗΤΙΔΙΚΟ (90-70 εκ. χρ.)	ΕΦΕΛΚΥΣΜΟΣ ----- ΠΛΑΣΤΙΚΗ ΕΩΣ ΗΜΙΠΛΑΣΤΙΚΗ				- Μυλονιτικές ζώνες διάτμησης (D_{3SB}) - Σχιστότητα μυλονιτική (S₃) - Γράμμωση έκτασης (L₃)	- Σχηματισμός των Άνω Κρητιδικών λεκανών - Ιζηματογένεση επικλυσιγενών ανθρακικών και ιζημάτων φλύσχη - Πρώτη αποκάλυψη και εκταφή του ανατολικού Πελαγονικού δόμου	- δυναμική ανακρυστάλλωση Qtz και Wm (σερικήτης) (T>300 °C)
D ₄	Παλαιόκαινο – Ηώκαινο (65-35 εκ. χρ.)	ΣΥΜΠΙΕΣΗ ----- ΗΜΙΘΡΑΥΣΙΓΕΝΗΣ				- Ασύμμετρες ανοιχτές και γωνιώδεις πτυχές (F₄) - Σχισμός (C₄) - Γράμμωση διατομής (L_{4δ}: C₄/S₂- S₂'-S₀) - Ανάστροφες ζώνες διάτμησης (D_{4SB}) - Γράμμωση τεκτονικής ολίσθησης ((L₄)	- Έντονη λεπίωση όλων των ενοτήτων (D₄) - Μερική διαφυγή των πετρωμάτων και αρχική τεκτονική απογύμνωση (D₅) του ορογενούς, στα τελικά στάδια του D₄	υπερκατακλαστίτες - κατακλαστίτες
D ₅						- Μικρής γωνίας κλίσης κανονικές έως πλαγιοκανονικές ζώνες διάτμησης ή ολίσθησης (D_{5SB}) - Γράμμωση τεκτονικής ολίσθησης ((L₅)		
D ₆	Ολιγόκαινο – Κάτω Μειόκαινο	ΕΦΕΛΚΥΣΜΟΣ ----- ΗΜΙΘΡΑΥΣΙΓΕΝΗΣ ΕΩΣ ΘΡΑΥΣΙΓΕΝΗΣ				- Μικρής γωνίας κλίσης κανονικές ζώνες διάτμησης ή ολίσθησης (D_{6SB}) - Γράμμωση τεκτονικής ολίσθησης ((L₅)	- Τελική κατάρρευση του ορογενούς και των καλυμμάτων - Τεκτονική λέπτυνση του φλοιού και αποκάλυψη των Εξωτερικών Ελληνίδων αλλού (π.χ. Όλυμπος)	
D ₇	Μειόκαινο - σήμερα	ΕΦΕΛΚΥΣΜΟΣ ----- ΘΡΑΥΣΙΓΕΝΗΣ				Κανονικά έως πλαγιοκανονικά ρήγματα μεγάλης γωνίας κλίσης και ρήγματα οριζόντιας μετατόπισης	- Σχηματισμός Νεογενών Τεταρτογενών λεκανών - Λειτουργία των μεγάλων τεκτονικών γραμμών Αριδαίας και Νησίου	

καταστρέφονται παράλληλα προς τα S_2 επίπεδα διάτμησης της επόμενης παραμόρφωσης, έτσι ώστε η διάκριση τους να καθίσταται δύσκολη έως αδύνατη (Εικ. 6α₂, 7Α, Β και γ, 11Β, 17Α, 18Β, Γ και Δ, 19Β και Γ, 23Γ, 26α_{1,2} και 3, 32Γ και Δ, 33Β και Γ).

Η S_1 σχιστότητα, όπου ήταν δυνατό να μελετηθεί, αναπτύσσεται με μια γενική ΒΒΔ-ΝΝΑ παράταξη και βυθίζεται με σχετική μεγάλη γωνία κλίσης, προς τα ΔΝΔ στο δυτικό τμήμα του Πελαγονικού κρυσταλλοσχιστώδους και προς τα ΑΒΑ στο ανατολικό τμήμα (Σχ. 13α).



Σχήμα 13: Στερεογραφική προβολή υπό την μορφή πόλων (ισόπυκνες) σε δίκτυο Schmidt των δομών του D_1 τεκτονικού γεγονότος. (α) S_1 σχιστότητα και L_1 οрукτολογική γράμμωση έκτασης. (β) Β-άξονες των F_1 πτυχών φολίδωσης.

Επίσης, σε λιγοστές θέσεις παρατηρούνται μικρής κλίμακας ισοκλινείς πτυχές (F_1), καθώς και μερικές φορές παρατηρήθηκαν θηκόσχημες (sheath folds) ή φολίδωσης (intrafolial folds, Εικ. 8Β, 11γ, 13Β). Οι F_1 πτυχές αναπτύσσονται (άξονας B_1) υποπαράλληλα με μια L_1 γράμμωση έκτασης (stretching lineation), κυρίως ΒΔ-ΝΑ έως ΔΝΔ-ΑΝΑ διεύθυνσης (Σχ. 13α και β).

Μικροσκοπικά η S_1/L_1 δομή ανάλογα με τον λιθολογικό τύπο στον οποίο αναπτύσσεται, δημιουργείται από την συντεκτονική ανάπτυξη του χαλαζία (σχηματίζουν ribbons), λευκού μαρμαρυγία, K-αστρίων και/ή πλαγιοκλάστου, χλωριτοειδή, γρανάτη, βιοτίτη, πράσινη αμφίβολο (κεροστίλβη), ρουτίλιο, απατίτη, τιτανίτη, ορυκτά της ομάδας του επιδότου, τουρμαλίνη, ασβεστίτη και κυανίτη (Εικ. 6α₂, 11β, 17Α, 18Β και Δ, 23Γ, 32Γ και Δ, 33Β, 34Γ). Ο χαλαζίας παρουσιάζει στατική ανακρυστάλλωση δημιουργώντας πολυγωνικές μικροϋφές δείχνοντας μετακινηματική αναθέρμανση (Εικ. 34Γ).

Οι πληροφορίες για την κινηματική εικόνα της παραμόρφωσης του D_1 τεκτονικού γεγονότος στην περιοχή έρευνας, εντοπίζονται μόνο στο Πελαγονικό κρυσταλλοσχιστώδες, είναι λιγοστές και συγκεχυμένες, αφού συνήθως η S_1 σχιστότητα περιστρέφεται ή επαναπτυχώνεται παράλληλα στις υφές της επόμενης D_1 παραμόρφωσης, όπως θα δούμε παρακάτω, με αποτέλεσμα τις περισσότερες φορές να μην είναι ορατή ή/και να καταστρέφεται. Όπου ήταν εφικτό, η κατεύθυνση της κίνησης προσδιορίστηκε το επάνω προς τα ΔΒΔ ή ΒΔ (Εικ. 6Β), αν και οι αποκλίσεις από αυτή την κατεύθυνση βρέθηκαν σε μερικές περιπτώσεις, όπως το επάνω προς τα ΝΑ.

Οι Kiliyas et al. (2010a) στους Παλαιοζωικούς σχιστόλιθους της Ζώνης του Αξιού κοντά στην περιοχή Trojaci στην F.Y.R.O.M., αναφέρουν ΝΔ διεύθυνση κίνησης. Τέλος, διεύθυνση κίνησης προς τα ΒΑ αναφέρεται από Most et al. (2001) στην ανατολική πλευρά της Πελαγονικής, αλλά η ηλικία των εν λόγω δομών παραμένει ασαφής. Θεωρούμε ότι αυτές οι δομές ανήκουν στο D_3 τεκτονικό γεγονός.

3.1.2 D_2 γεγονός

Οι δομές του D_1 επηρεάζονται από ένα μεταγενέστερο, πλην όμως συνέχεια του πρώτου, D_2 παραμορφωτικού γεγονότος. Το D_2 παρατηρείται σε όλες τις Πελαγονικές λιθολογικές σειρές πετρωμάτων και τις σειρές πετρωμάτων της ενότητας Άννας, επηρεάζει τις κατώτερες μεταμορφωμένες σειρές της ενότητας Λουτρά Αριδαίας καθώς και τους οφιόλιθους της ενότητας Άνω Γαρέφι. (Σχ. 18). Στις παραπάνω ενότητες ή σειρές πετρωμάτων, η D_2 εξελίσσεται ως ανάδρομη της D_1 σε πλαστικές συνθήκες παραμόρφωσης, ενώ είναι το πρώτο τεκτονικό γεγονός που επηρεάζει τις ανώτερες ημιμεταμορφωμένες επικλυσιογενείς κλαστικές σειρές του Άνω Ιουρασικού-Κάτω Κρητιδικού, το οποίο εξελίσσεται όμως, σε πλαστικές έως ημιπλαστικές συνθήκες παραμόρφωσης.

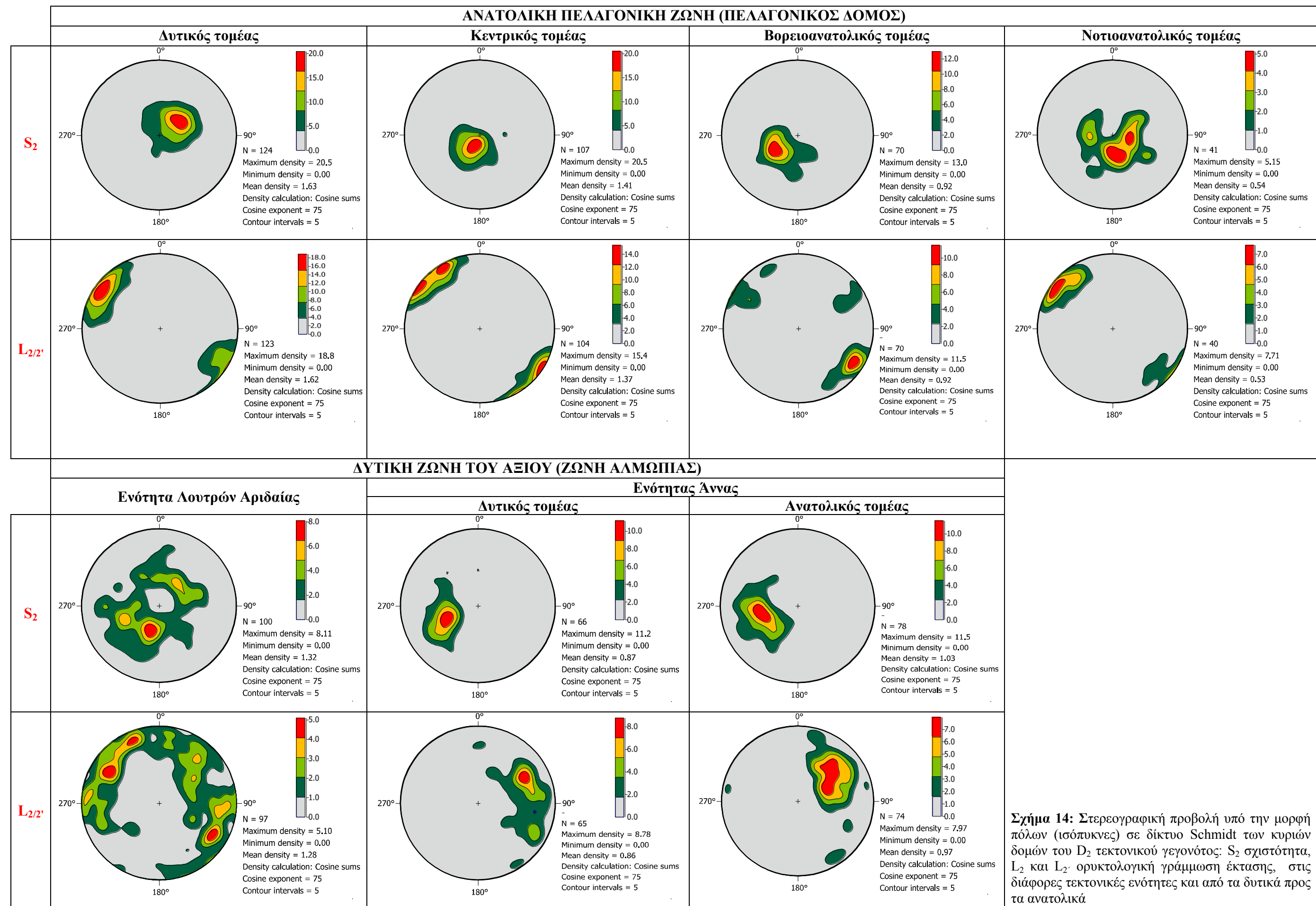
Έτσι λοιπόν, η κύρια υφή στις παραπάνω σειρές πετρωμάτων είναι μία πυκνή διαμπερή S_2 σχιστότητα ΒΔ-ΝΑ έως ΒΑ-ΝΔ παράταξης, βυθιζόμενη σε γενικές γραμμές, συνήθως με μικρή έως μέση γωνία βύθισης, προς τα Δ στο δυτικό τμήμα και προς τα Α στον ανατολικό τομέα της περιοχής έρευνας (Σχ. 14 και 18).

Όπως ήδη έχει αναφερθεί, η S_2 σχιστότητα στις μεταμορφωμένες σειρές πετρωμάτων αναπτύσσεται κυρίως παράλληλα στην S_1 σχιστότητα, την οποία συνήθως καταστρέφει λόγω της έντονης διάτμησης της D_2 παραμόρφωσης, έτσι ώστε μακροσκοπικά η ανεύρεση της S_1 σχιστότητας να είναι δύσκολη και η S_2 να αποτελεί τη μοναδική και κύρια σχιστότητα των πετρωμάτων. Όχι σπάνια, η S_2 σχιστότητα αναπτύσσεται ως σχιστότητα ρυτίδωσης (crenulations cleavage), που διευθύνεται παράλληλα στα αξονικά επίπεδα πτυχών εμφανιζόμενη στα κορυφαία σημεία τους, όπου η σχέση μεταξύ της S_1 και S_2 σχιστότητας καθίσταται σαφής (Εικ. 6Α, 8Γ).

Στις ανώτερες ημιμεταμορφωμένες κλαστικές σειρές της ζώνης της Αλμωπίας η S_2 σχιστότητα αποτελεί μια έντονη δομή, που αναπτύσσεται όμως, λόγω της σύστασης και της μηχανικής συμπεριφοράς των πετρωμάτων, ως μια πιο αραιή, διαμπερή σχιστότητα παραμορφώνοντας την πρωταρχική S_S στρώση των πετρωμάτων.

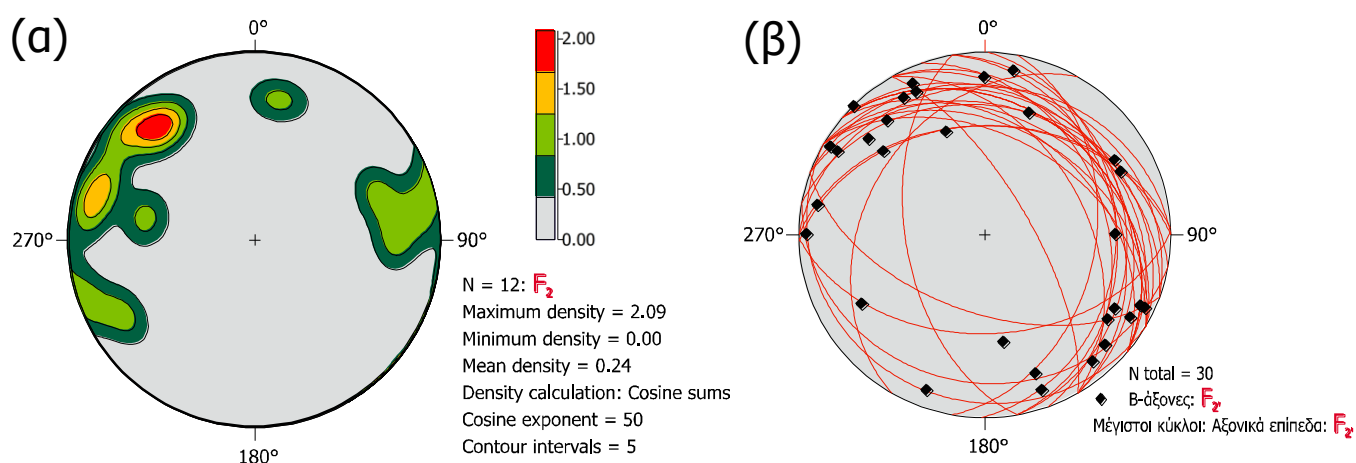
Οι συσχετιζόμενες με την S_2 σχιστότητα πτυχές, περιλαμβάνουν καταδυόμενες ή αντεστραμμένες (overturned) έως κατακείμενες (recumbent), σφιχτές (tight) έως ισοκλινείς, μέσης έως μεγάλης κλίμακας (χιλιομετρικής) F_2 πτυχές, πτυχώνοντας τόσο την S_1 σχιστότητα όσο και την F_1 ισοκλινή πτύχωση κατά τη διάρκεια της εκδήλωσης της D_2 παραμόρφωσης (Εικ. 8Α και Γ, 9, 10Α, Β και Γ). Οι F_2 όπως και οι F_1 συχνά αναπτύσσονται και με την μορφή θηκόσχημων πτυχών sheath folds), αλλά σε αυτή την περίπτωση, μεταξύ των S_2 επιπέδων σχιστότητας (Εικ. 8Β, 11γ, 13Β). Οι B_2 άξονες των πτυχών είναι κυρίως ΒΔ-ΝΑ ανάπτυξης με μια υπο-οριζόντια ή με ήπια προς τα ΒΔ ή ΝΑ βύθιση (Σχ. 15α), παρά το γεγονός ότι αποκλίνουν από την τάση αυτή σε ορισμένες θέσεις στην περιοχή έρευνας εμφανιζόμενες με ΒΑ-ΝΔ ανάπτυξη πιθανόν λόγω περιστροφής από την εξελικτική constrictional-τύπου παραμόρφωση όπως θα δούμε παρακάτω. (Εικ. 10Α, 12Β).

Στα επίπεδα της S_2 σχιστότητας αναπτύσσεται μια καλά ανεπτυγμένη κρυσταλλική L_2 ή L_2' γράμμωση έκτασης (Σχ. 14, Εικ. 6Α, 7Γ) η οποία ορίζεται από την παράλληλη τοποθέτηση των ορυκτών της S_2 σχιστότητας καθώς και από τον επαναπροσανατολισμό ορυκτών της προηγούμενης S_1 σχιστότητας. Η S_2 σχιστότητας και ανάλογα με τον λιθολογικό τύπο στον οποίο αναπτύσσεται, καθορίζεται από την παράλληλη συν-τεκτονική



Σχήμα 14: Στερεογραφική προβολή υπό την μορφή πόλων (ισόπυκνες) σε δίκτυο Schmidt των κυριών δομών του D₂ τεκτονικού γεγονότος: S₂ σχιστότητα, L₂ και L_{2'} ορυκτολογική γράμμωση έκτασης, στις διάφορες τεκτονικές ενότητες και από τα δυτικά προς τα ανατολικά

ανάπτυξη χαλαζία, λευκού μαρμαρυγία (σερικήτη), πλαγιεκλάστου, Κ-αστρίου, χλωρίτη, ακτινόλιθου (συνήα σε ινώδη (fibrous) μορφή), ιλμενίτη, στιπλομέλανα, ασβεστίτη και ορυκτά της ομάδας του επιδότου (Εικ. 6α₂, 17Α και Δ, 18Β, 19Α, 23Γ, 32Δ, 33Β, 34Β). Τα ορυκτά που καθορίζουν την S₂ σχιστότητα, διαφέρουν από αυτά της S₁, τα οποία δείχνουν σαφώς χαμηλότερες θερμοκρασίες σχηματισμού της.



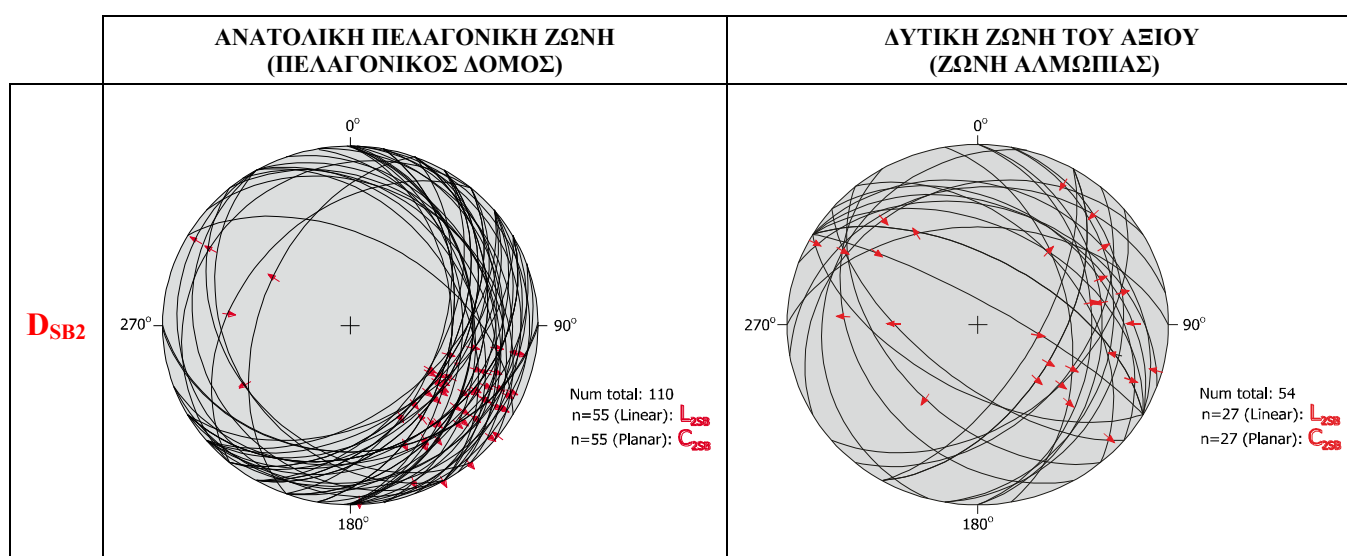
Σχήμα 15: Στερεογραφική προβολή υπό την μορφή πόλων (ισόπυκνες) σε δίκτυο Schmidt των Β-αξόνων των F₂ πτυχών (α) και (β) των Β-αξόνων των F₂ πτυχών υπό την μορφή πόλων καθώς και των αξονικών επιπέδων τους υπό την μορφή μέγιστων κύκλων.

Χαρτογραφώντας και παίρνοντας υπόψη την χωρική κατανομή της L₂ γράμμωσης έκτασης, αναγνωρίσαμε εκτεταμένες περιοχές με μία κύρια ΒΔ-ΝΑ διεύθυνση και περιοχές που παρουσιάζουν σημαντική απόκλιση από την γενική αυτή διεύθυνση (βλέπε γεωλ. χάρτη). Η σταθερή ΒΔ-ΝΑ ανάπτυξη της L₂ γράμμωσης έκτασης δεσπόζει δυτικά της περιοχής έρευνας, στις Πελαγονικές ενότητες, ενώ προς τα ανατολικά, κυρίως στις δομικά ανώτερες μεταμορφωμένες ενότητες της ζώνης της Αλμωπίας, χαρτογραφήθηκε και μία ΒΑ-ΝΔ ανάπτυξης L₂ γράμμωση έκτασης η οποία φαίνεται να κυριαρχεί στην ενότητα Άννας (Σχ. 14 και Σχ. 18). Αποκλίσεις από την κυρίαρχη ΒΔ-ΝΑ διεύθυνση της L₂ γράμμωσης έκτασης περιγράφονται πιο βόρεια, στην περιοχή της Π.Γ.Δ.Μ., από τους Most (2003) και Kiliass et al. (2010a).

Ιδιαίτερο χαρακτηριστικό αυτού του τεκτονικού γεγονότος, στους ανώτερους ημιμεταμορφωμένους κλαστικούς σχηματισμούς της ενότητας Λουτρών Αριδαίας καθώς και στα μετακροκαλοπαγή της ενότητας Άννας, αποτελεί ο προσανατολισμός των κροκαλών και των κλαστικών συστατικών τους παράλληλα στην L₂ ή L₂ γράμμωσης έκτασης (Εικ. 15Δ, 16Α και Β, 24Γ).

Εξελικτικά στα τελικά στάδια της D_2 παραμόρφωσης και ενώ συνεχίζεται το κύριο διατρητικό γεγονός, συχνά αναπτύσσονται D_{2SB} ζώνες διάτμησης, που πιθανόν να συνδέονται με μία αρχική αναθόλωση και άνοδο του ορογενούς. Συνήθως οι δομές αυτές σχηματίζουν ζώνες πάχους μερικών έως και αρκετών μέτρων.

Οι D_{2SB} ζώνες διάτμησης, οι οποίες κάμπτουν ή πτυχώνουν ελαφρώς τις υφές της D_2 παραμόρφωσης και εξελίσσονται παράλληλα ή υπο-παράλληλα με αυτήν, αναπτύσσονται με ΒΔ-ΝΑ έως ΒΑ-ΝΔ παράταξη και βυθίζονται με μικρή έως μέση γωνία ($>45^\circ$) κατά κύριο λόγο προς ΒΑ έως ΝΑ, αλλά σποραδικά αναγνωρίστηκαν να βυθίζονται και προς τα ΒΔ και σπανιότερα προς τα ΝΔ (Σχ. 16, Εικ. 16Γ και Δ). Κατά θέσεις λαμβάνουν εντυπωσιακή μορφή και φαίνεται να σχηματίζεται ένας νέος C_{2SB} σχισμός με την μορφή σχισμού ρυτίδωσης διαστολής (e.c.c. extensional crenulation cleavage), πάνω στον οποίο αναπτύσσεται και μία L_{2SB} γράμμωση έκτασης κυρίως ΒΔ-ΝΑ έως ΒΑ-ΝΔ ανάπτυξης, η οποία προσδιορίζεται από την επιμήκυνση, την δυναμική ανακρυστάλλωση και την πλαστική παραμόρφωση κόκκων χαλαζία και ασβεστίτη καθώς και από τον κατά προτίμηση προσανατολισμό του λευκού μαρμαρυγία και του χλωρίτη (Εικ. 18Γ και Δ, 19).



Σχήμα 16: Στερεογραφική προβολή σε δίκτυο Schmidt των τεκτονικών υφών των D_{2SB} ζωνών διάτμησης: C_{2SB} υπό την μορφή μέγιστων κύκλων και L_{2SB} υπό την μορφή πόλων (τα βέλη δείχνουν την φορά της διάτμησης)

Η μελέτη της κινηματικής των D_{2SB} ζωνών έγινε κυρίως σε μεσο-κλίμακα με βάση την γεωμετρία και τη φορά της διάτμησης. Έτσι, δείκτες κινηματικής που παρατηρήθηκαν να αναπτύσσονται στις D_{2SB} ζώνες διάτμησης, όπως S-C υφές και κάμψεις της σχιστότητας,

δείχνουν ότι οι ζώνες αυτές αποτελούν χαρακτηριστικές, κανονικές έως πλαγιοκανονικές οριζόντιας μετατόπισης κυρίως δεξιόστροφες προς ΝΑ δομές (Εικ. 16Γ και Δ, 18Γ, 19Β).

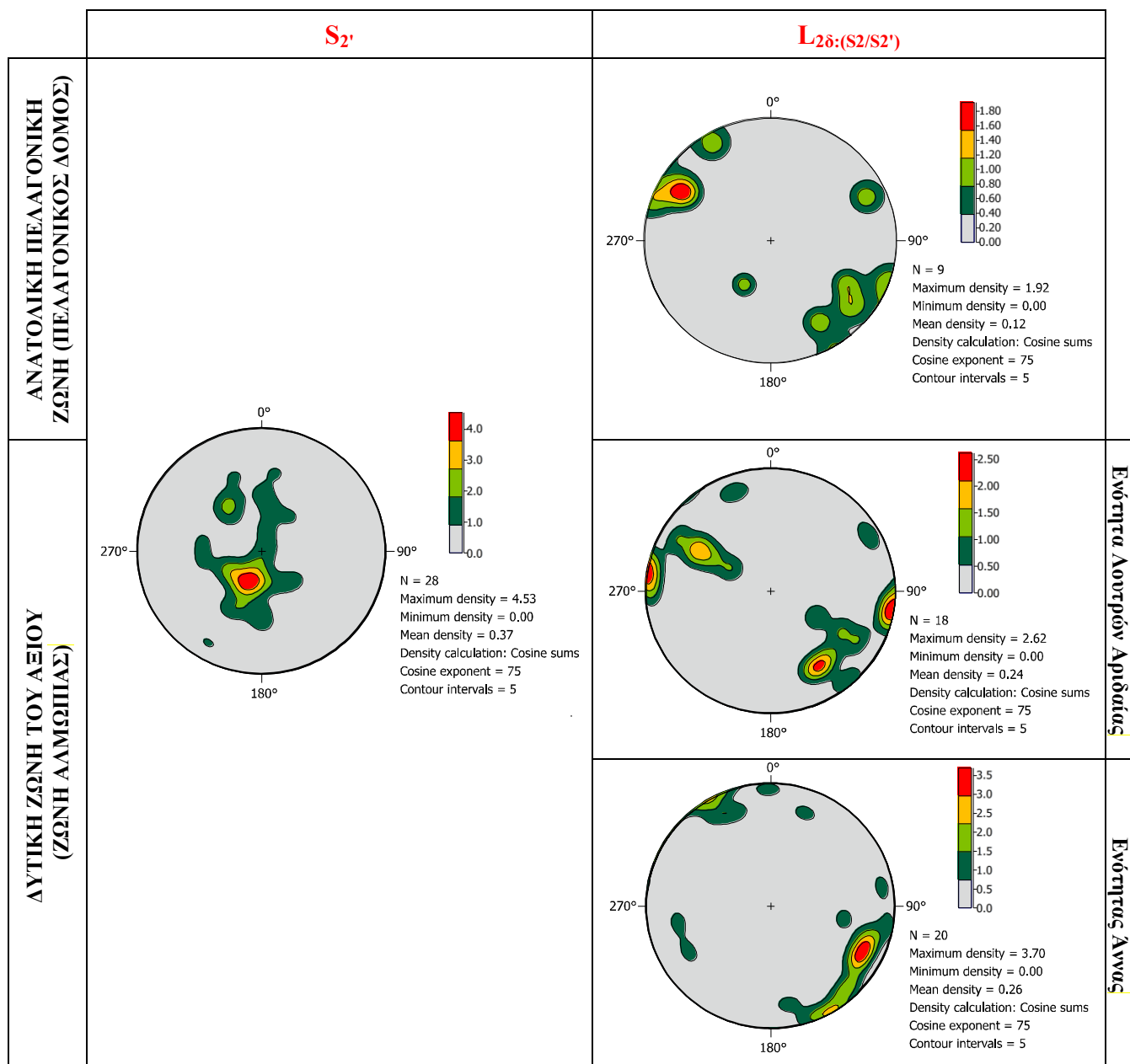
Οι παραπάνω D_2 υφές επηρεάζονται από μέσης κλίμακας ασύμμετρες, αντεστραμμένες έως κατακείμενες, σφιχτές έως κλειστές F_2' πτυχές, συχνά συνδεδεμένες με S και Z τύπου πτυχώσεις, με ανάπτυξη των B_2' αξόνων στην ΒΔ-ΝΑ έως ΒΒΑ-ΝΝΔ διεύθυνση (Σχ. 15β), υποπαράλληλα στην L_2 και L_2' γράμμωση έκτασης (Εικ. 11Α και γ, 12, 13).

Στις F_2' πτυχές όχι σπάνια δημιουργείται μια αραιή, συχνά πυκνή, S_2' σχιστότητα παράλληλα με το αξονικό επίπεδο τους, σχετικά νεώτερη από την S_2 , η οποία βυθίζεται σε γενικές γραμμές, με μέση γωνία κλίσης προς τα Α (Σχ. 17)., και μερικές φορές αναπτύσσεται με την μορφή σχισμού ρυτίδωσης (Εικ. 11α και 14). Η τομή των επιπέδων της S_2' και της S_2 σχιστότητας συχνά δημιουργεί μία L_{28} γράμμωση διατομής ΒΔ-ΝΑ παράταξης (Σχ. 17).

Πιστεύουμε ότι η ομοαξονική επαναπύκνωση των F_2 ισοκλινών πτυχών, θα πρέπει να συνδυαστεί με κάποια συμπίεση στον Υ-άξονα του τελικού ελλειψοειδούς παραμόρφωσης (costrictional-τύπου παραμόρφωση), κατά τα εξελικτικά στάδια του κύριου D_2 παραμορφωτικού γεγονότος σε ίδιες ή σχετικά χαμηλότερες μεταμορφικές συνθήκες P-T, όπως δείχνει η απουσία μίας καινούργιας ορυκτογένεσης.

Όπως προαναφέρθηκε, αυτή η παραμόρφωση κάθετα στο κύριο D_2 τεκτονικό γεγονός, γίνεται εντονότερη στα δομικά υψηλότερα επίπεδα της τεκτονο-στρωματογραφικής στήλης στην περιοχή έρευνας, συχνά καταστρέφοντας τις προηγούμενες υφές της κύριας παραμόρφωσης. Σε αυτήν την περίπτωση, ίσως η S_2' σχιστότητα και η L_2' γράμμωση έκτασης να αποτελούν τις κυρίαρχες υφές του πετρώματος, έτσι ώστε σε ορισμένες θέσεις οι F_2' ή/και οι F_2 πτυχές να εμφανίζονται υποπαράλληλα στην L_2' γράμμωση έκτασης. Ως γνωστόν (Ramsey & Huber 1983/87) κατά την διάρκεια της προοδευτικής παραμόρφωσης οι πτυχές που σχηματίζονται στα πρώτα στάδια της όπως και προϋπάρχουσες πτυχές, περιστρέφονται και κατά την εξέλιξη της παραμόρφωσης και μάλιστα ο Β-άξονάς τους τείνει να γίνει παράλληλος με την διεύθυνση της διάτμησης.

Η μελέτη της κινηματικής κατά την διάρκεια του D_2 παραμορφωτικού γεγονότος, επικεντρώθηκε κυρίως στα μεταμορφωμένα πετρώματα του Πελαγονικού και του Αλμωπικού καλύμματος και μελετήθηκε τόσο στην ύπαιθρο, όσο και στο εργαστήριο σε λεπτές τομές. Η πλαστική ροή κατά την διάρκεια του D_2 παραμορφωτικού γεγονότος έλαβε χώρα όπως δείχνει και η γενική ανάπτυξη της L_2 γράμμωση έκτασης σε ΒΔ-ΝΑ διεύθυνση



Σχήμα 17: Στερεογραφική προβολή υπό την μορφή πόλων (ισόπυκνες) σε δίκτυο Schmidt της S_2' σχιστότητας και της $L_{2\delta:(S_2/S_2')}$ γράμμωσης διατομής

με φορά της κίνησης, το επάνω προς τα ΝΑ (Εικ. 2γ, 7γ, 8α, 10α 15Α και Β, 16Α, 17Α, Γ και Δ, 18Α, 32Γ, 33Β και Γ), ενώ αρκετά συχνά αναγνωρίστηκε και μια προς τα ΒΔ φορά της κίνησης (Εικ. 6α₂, 11β, 17Β), στηριζόμενοι σε κινηματικούς δείκτες όπως, S-C υφές, mica fish, ασύμμετρα ατρακτοειδή σώματα (boudinage), περιστραφέντες κλάστες (σ και δ κλάστες), ασύμμετρες μικροπτυχές και ασύμμετρες σκιές πίεσης. Οι Kiliyas et al (2010a) μελετώντας την ανατολική Πελαγονική ζώνη και στην περιοχή της Π.Γ.Δ.Μ., περιγράφουν

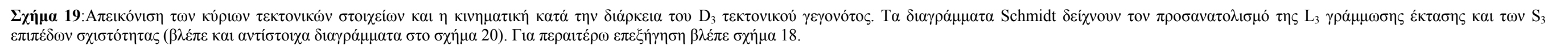
ως κυρίαρχη την προς τα ΒΔ ή ΔΒΔ φορά της κίνησης. Ανάλογοι κινηματικοί δείκτες που παρατηρήθηκαν παράλληλα στην L₂ γράμμωση έκτασης απεικονίζουν μια κυρίαρχη το επάνω προς τα ΝΔ (Εικ. 15Γ και Δ, 16Β, 18Β, 34Α) φορά της κίνησης, αν και σε αυτή την περίπτωση αναγνωρίστηκαν αντιθετικές κινήσεις με φορά προς τα ΒΑ. Θεωρούμε ότι αυτές οι αντιθετικές τεκτονικές δομές ανήκουν στο επόμενο D₃ τεκτονικό γεγονός.

Συνδεδεμένες μεγαδομές με το D₂ τεκτονικό γεγονός αποτελούν οι χιλιομετρικής κλίμακας ισοκλινείς πτυχές, οι οποίες αναδιπλώνουν τις σειρές πετρωμάτων της ανατολικής Πελαγονικής ζώνης, με αποτέλεσμα τις συχνές εσωτερικές επαναλήψεις τους (βλέπε γεωλ. τομές, Εικ. 2Α, 3). Η γεωμετρία των επίπεδων υφών της D₂ παραμόρφωσης καθορίζει σε μεγάλο ποσοστό και την μεγάλη αντικλινική δομή του Πελαγονικού δόμου. Οι τεκτονικές επαφές που τοποθετούν την ενότητα Άννας πάνω από τις υποκείμενες ενότητες Άνω Γαρέφι και Λουτρά Αριδαίας σχετίζονται με το D₂ τεκτονικό γεγονός (Σχ. 18). Επίσης οι παρεμβολές κρυσταλλικών πετρωμάτων στο εσωτερικό του τεκτονικού mélange της ενότητας Λουτρά Αριδαίας, σε δεύτερο όμως στάδιο, έχουν έντονα επηρεαστεί από αυτό το παραμορφωτικό αυτό γεγονός.

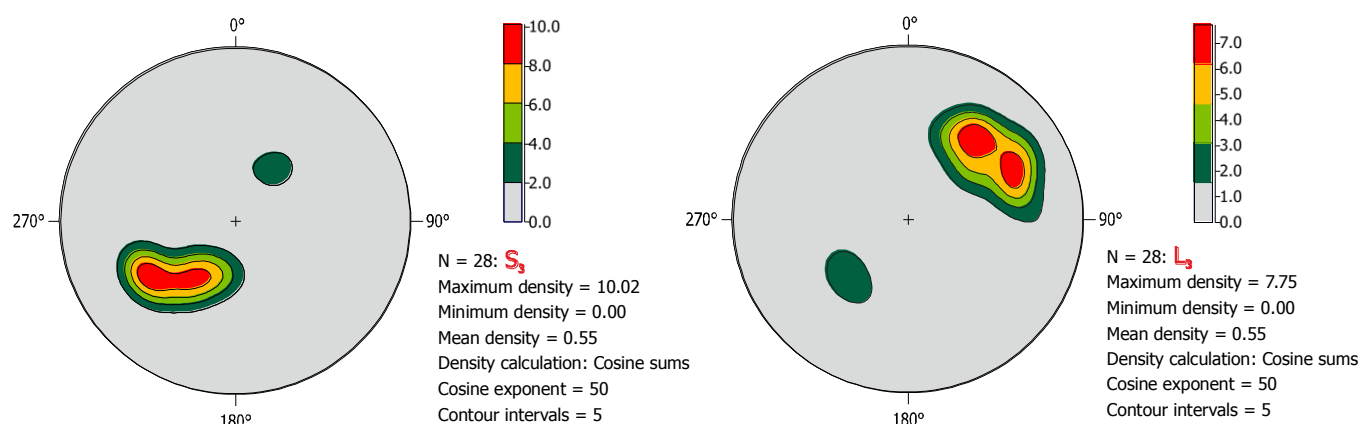
3.1.3 D₃ γεγονός

Το D₃ τεκτονικό γεγονός εξελίσσεται σε πλαστικές – ημιπλαστικές συνθήκες παραμόρφωσης, συνδέεται με την ανάπτυξη διακριτών -κατά θέσεις- μυλονιτικών ζωνών διάτμησης μικρού ή μεγάλου πάχους, οι οποίες είναι καλά αναπτυγμένες στις μεταμορφωμένες ενότητες του Αλμωπικού καλύμματος, ιδιαίτερα στην ενότητα Άννας, επηρεάζοντας τις D₂ διαμπερείς τεκτονικές δομές (Σχ. 19). Επί το πλείστον, η κλασική μυλονιτική υφή των πετρωμάτων μακροσκοπικά συγχέεται με τις υφές του προηγούμενου παραμορφωτικού γεγονότος, και αναγνωρίζεται μόνο στο μικροσκόπιο.

Μετά από την κατασκευή αρκετών λεπτών τομών και την παρατήρηση στο πετρογραφικό μικροσκόπιο, καθώς επίσης και της επίπονης παρατήρησης στο ύπαιθρο, μπορέσαμε να διακρίνουμε ότι κατά θέσεις, η μυλονιτική υφή μπορεί να διακριθεί σε S-C επιφάνειες, αλλά όμως λόγω της έντονης διάτμησης μερικές φορές εμφανίζεται μόνο μια επιφάνεια σχιστότητας, η οποία ερμηνεύεται ως C-επιφάνεια (επιφάνεια της διάτμησης) (Εικ. 21Α, Β και Δ). Η S₃ μυλονιτική σχιστότητα αναπτύσσεται με ΒΔ-ΝΑ παράταξη και



βύθιση κυρίως προς τα ΒΑ, αλλά σε ορισμένες θέσεις προς τα ΝΔ, με μικρή έως μέση γωνία κλίσης (Σχ. 20).



Σχήμα 20: Στερεογραφική προβολή υπό την μορφή πόλων (ισόπυκνες) σε δίκτυο Schmidt των δομών του D₃ τεκτονικού γεγονότος: S₃ μυλονιτική σχιστότητα και L₃ μυλονιτική γράμμωση.

Πάνω στις S₃ επιφάνειες παρατηρείται μία L₃ γράμμωση έκτασης, η οποία αναπτύσσεται σε ΝΔ-ΒΑ διεύθυνση και βυθίζεται με κανονική φορά κυρίως προς τα ΒΑ, άλλα και προς τα ΝΔ (Σχ. 20). Η L₂ ορίζεται από την δυναμική ανακρυστάλλωση του χαλαζία και από τον κατά προτίμηση επαναπροσανατολισμό ορυκτών των προηγούμενων τεκτονικών γεγονότων, όπως του λευκού μαρμαρυγία με ταυτόχρονη περαιτέρω σερικιτίωση του.

Σποραδικά, μαζί με τις D_{3SB} ζώνες διάτμησης αναγνωρίστηκαν ασύμμετρες, κατακείμενες έως αντεστραμμένες, σφιχτές F₃ πτυχές, με τον B₃ άξονα να αναπτύσσεται υποπαράλληλα με την L₃ γράμμωση έκτασης. Πιθανόν όμως, είτε να αποτελούν προϋπάρχουσες πτυχές οι οποίες περιστρέφονται κατά την εξέλιξη της D₃ παραμόρφωσης, είτε μερικές από αυτές τις πτυχές οι οποίες διαμορφώνονται υπό ημι-πλαστικές έως θραυσιγενές συνθήκες, να θεωρούνται ότι αντιπροσωπεύουν πιο πρόσφατες δομές, που οφείλονται στην επόμενη D₄ παραμορφωτική φάση.

Η μελέτη της κινηματικής κατά την διάρκεια του D₃ παραμορφωτικού γεγονότος, στηρίχθηκε στην παρουσία κινηματικών δεικτών στις D_{3SB} μυλονιτικές ζώνες διάτμησης, που οφείλουν την ανάπτυξή τους στην πολυπλοκότητα της πετρολογικής υφής των πετρωμάτων και μελετήθηκε κυρίως σε λεπτές τομές στο μικροσκόπιο. Από την μελέτη της κινηματικής των D_{3SB} ζωνών διάτμησης διαπιστώθηκε φορά της κίνησης το επάνω κυρίως προς τα ΒΑ (Εικ. 28Α, Β και Γ, 21), αλλά όχι σπάνια εμφανίζεται και αντίθετη φορά προς τα

ΝΔ (Εικ. 20Δ), στηριζόμενοι σε κινηματικούς δείκτες όπως σε S-C υφές, mica fish, ασύμμετρες μικροπτυχές, ασύμμετρα ατρακτοειδή σώματα (boudinage), ασύμμετρες σκιές πίεσης γύρω από λευκούς μαρμαρυγίες και περιστραφέντες πορφυρικλάστες αστρίων και γρανατών (σ και δ κλάστες).

Η σχετική κίνηση που παρατηρήθηκε σε συνδυασμό με την διεύθυνση κλίσης και την γενικότερη γεωμετρία των D_{3SB} ζωνών διάτμησης, δείχνει ότι οι ζώνες αυτές αποτελούν σταθερές κανονικές, κυρίως προς τα ΒΑ και πιο σπάνια προς τα ΝΔ δομές. Σε μερικές περιπτώσεις οι D_{3SB} ζώνες διάτμησης έδειξαν ανάστροφη έννοια της διάτμησης κυρίως προς τα ΝΔ, γεγονός που πιθανόν να οφείλεται στην πτύχωση ή/και την επαναδραστηριοποίησή τους από το επόμενο D_4 τεκτονικό γεγονός.

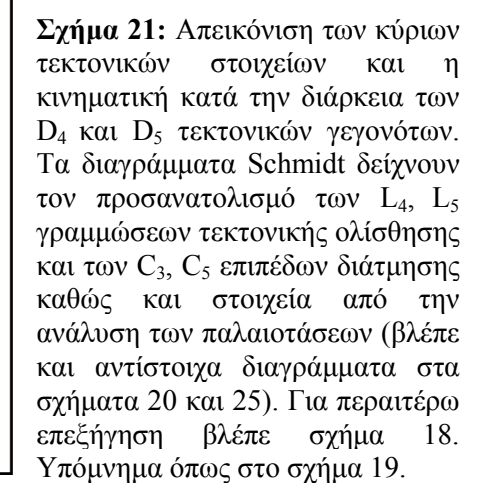
Η επαφή μεταξύ των Άνω Κρητιδικών επικλυσιγενών ανθρακικών πετρωμάτων με τα υποκείμενα Τριαδικοϊουρασικά μάρμαρα της Πελαγονικής ζώνης στο ανατολικό τμήμα του ορεινού όγκου του Καϊμακτσαλάν, καθώς και με τις σειρές πετρωμάτων της ενότητας Άνω Γαρέφι, πιθανόν να αποτελεί μια υπολειμματική παλαιο-μεγαδομή αυτού του τεκτονικού γεγονότος, η οποία σαφώς επηρεάστηκε από τις D_5 ή/και D_6 παραμορφωτικές φάσεις (Σχ. 19).

3.1.4 D_4 γεγονός

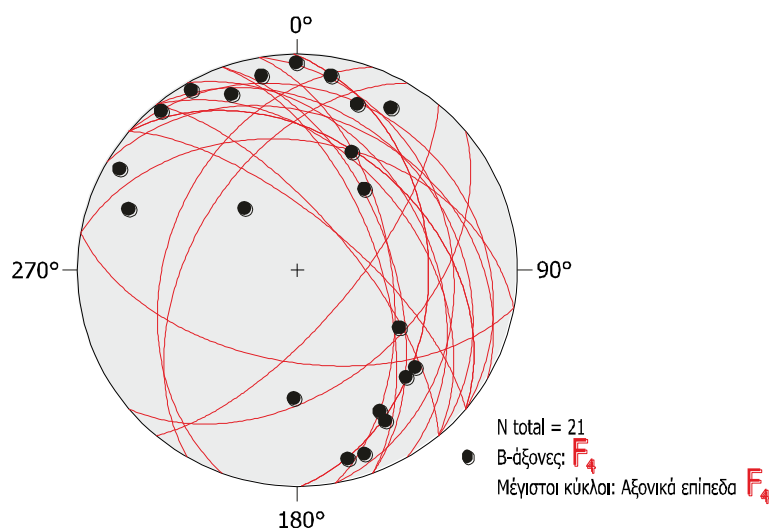
Το D_4 τεκτονικό γεγονός επηρεάζει το σύνολο των λιθολογικών σειρών πετρωμάτων, που αποτελούν τις αλπικές τεκτονο-στρωματογραφικές ενότητες στην οροσειρά του δυτικού Βόρα και εξελίσσεται σε ημιθραυσιγενείς συνθήκες παραμόρφωσης.

Οι δομές του D_4 τεκτονικού γεγονότος, κυριαρχούν στις σειρές πετρωμάτων του Αλμωπικού καλύμματος, αλλά επίσης εμφανίζονται και σε αυτές του Πελαγονικού καλύμματος, παραμορφώνοντας τις προϋπάρχουσες δομές, ενώ αποτελούν τις πρώτες για τις σειρές πετρωμάτων του άνω κρητιδικού επικλυσιγενούς καλύμματος (Σχ. 21).

Έτσι λοιπόν, παρατηρήθηκαν πτυχωσιγενείς δομές οι οποίες πτυχώνουν κατά κύριο λόγο τις υφές της D_2 παραμόρφωσης καθώς επίσης, και τις D_3 μυλονιτικές ζώνες, ενώ στις αμεταμόρφωτες σειρές του άνω κρητιδικού επικλυσιγενούς καλύμματος, πτυχώνουν την πρωταρχική S_5 στρώση των πετρωμάτων. Από άποψη γεωμετρίας οι D_4 πτυχωσιγενείς δομές χαρακτηρίζονται από, ασύμμετρες, κλειστές έως ανοιχτές, γωνιώδεις, κάμψεις και ολίσθησης, F_4 πτυχές με τον B_4 άξονα τους να αναπτύσσεται κυρίως σε ΒΔ-ΝΑ διεύθυνση

$\gamma): D_4/D_5$ 

(Εικ. 22, 23). Η φορά βυθίσεως των αξονικών επιπέδων είναι κυρίως προς τα ΒΑ αλλά και προς τα ΝΔ (Σχ. 22).

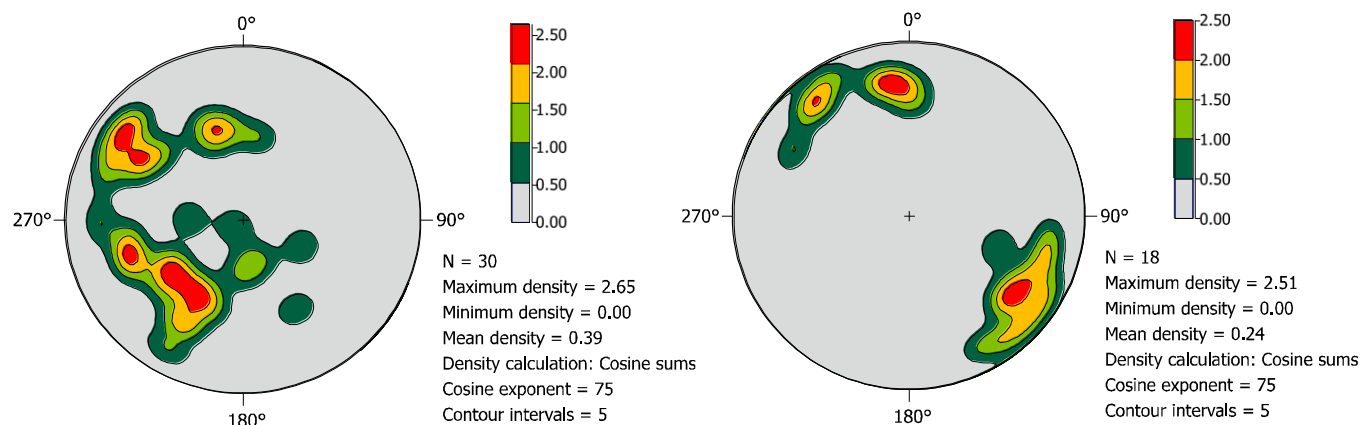


Σχήμα 22: Στερεογραφική προβολή υπό την μορφή πόλων των B-αξόνων των F_4 πτυχών υπό την μορφή πόλων καθώς και των αξονικών επιπέδων τους υπό την μορφή μέγιστων κύκλων

Οι ΒΔ-ΝΑ ανάπτυξης F_4 πτυχές, όχι σπάνια, συνοδεύονται από την δημιουργία αραιών, τοπικά καλά ανεπτυγμένων C_4 επιπέδων σχισμού (Εικ. 23). Ο C_4 σχισμός αναπτύσσεται παράλληλα με τα αξονικά επίπεδα των F_4 πτυχών και δεν συνδέεται με την δημιουργία νέων ορυκτών (χωρίς σημαντική ανακρυστάλλωση του χαλαζία), γεγονός που φανερώνει ότι το φαινόμενο αυτό καθορίζεται κυρίως από μηχανικές διαδικασίες παραμόρφωσης (Εικ. 23Γ). Εντούτοις, σε ορισμένες περιπτώσεις παρατηρήθηκαν τοπικά φαινόμενα ανακρυστάλλωσης του χαλαζία. Ο C_4 σχισμός παρουσιάζεται με την μορφή ρηξισχισμού (fracture cleavage), με διάρρηξη και μετακίνηση εκατέρωθεν της επιφάνειας (Εικ. 23Α, Β). Επίσης, παρατηρήθηκε και μία $L_{4\delta}$ γράμμωση παράλληλη με τους B_4 άξονες των πτυχών, που ερμηνεύεται ως αποτέλεσμα διατομής των επιπέδων κυρίως της S_2 άλλα και της S_2' ή S_3 σχιστότητας και των C_4 επιπέδων σχισμού, ενώ στους Άνω κρητιδικούς πετρογραφικούς τύπους η $L_{4\delta}$ αποτελεί την τομή των επιπέδων της πρωταρχικής S_s στρώσης και των C_4 (Σχ. 23).

Εκτός από τις πτυχωσιγενείς δομές αλλά στενά συνδεδεμένες με αυτές, κυρίως στις ανώτερες τεκτονο-στρωματογραφικές ενότητες, αναπτύσσονται D_4 ζώνες διάτμησης ΒΔ-ΝΑ παράταξης, σχεδόν παράλληλα με τα C_4 επίπεδα σχισμού. Οι εν λόγω ζώνες βυθίζονται

κυρίως προς τα ΒΑ, και σε μερικές περιπτώσεις προς τα ΝΔ, με μικρές έως μεσαίες γωνίες βύθισης (Σχ.. 24).

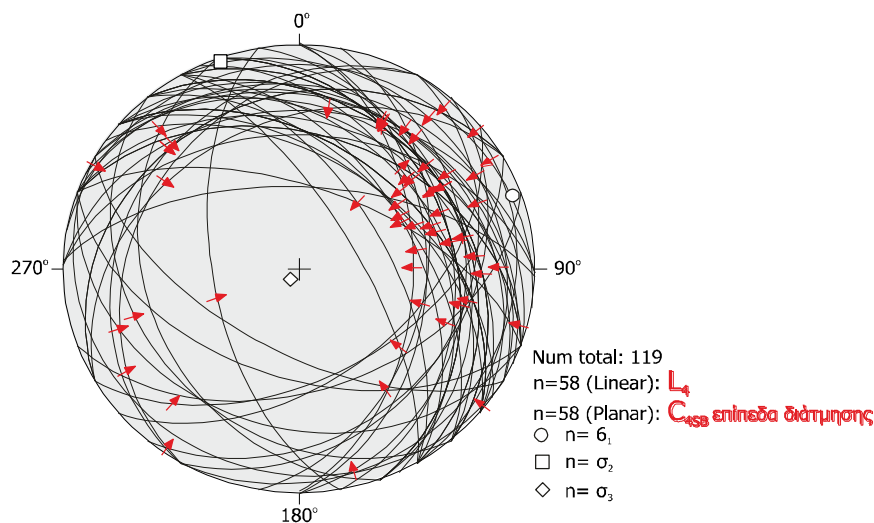


Σχήμα 23: Στερεογραφική προβολή υπό την μορφή πόλων (ισόπυκνες) σε δίκτυο Schmidt του C₄ σχισμού και της L₄₈(S0/C₄) γράμμωσης διατομής

Οι D₄ ζώνες διάτμησης εμφανίζονται με ποικίλο πάχος και συνδέονται με την ανάπτυξη μίας υφής που αναπτύσσεται με την μορφή S-C επιφανειών ή επιπέδων και κεκλιμένων (flat/ramp) επιφανειών (Εικ. 24, 25Α και Β).

Σε μερικές θέσεις κυρίως στις επαφές των τεκτονικών ενοτήτων, όπως χαρακτηριστικά φαίνεται βορειοανατολικά του χωριού Άνω Γαρέφι, στην επαφή των οφιολίθων με τα υποκείμενα πετρώματα της ενότητας Άννας, οι D_{4SB} ζώνες δημιουργούν φαινόμενα επανάληψης και αναδίπλωσης (dublex) των πετρολογικών χαρακτήρων των πετρωμάτων (Εικ. 26Α).

Στις D₄ ζώνες, συχνά αποτυπώνεται μία L₄ γράμμωση τεκτονικής ολίσθησης (slickensides) ΒΑ-ΝΔ διεύθυνσης δηλαδή κάθετα στο Β₄ άξονα των F₄ πτυχών, γεγονός που υποδηλώνει, ότι οι εν λόγω πτυχές δεν αντιμετώπισαν περιστροφή παράλληλα στην διεύθυνση τεκτονικής μεταφοράς, αλλά εξακολουθούν να είναι προσανατολισμένες κάθετα στην διεύθυνση των D₄ ζωνών διάτμησης, όπως είναι χαρακτηριστικό σε ένα ημιθραυσιγενές περιβάλλον παραμόρφωσης. Η L₄ γράμμωση βυθίζεται κυρίως προς τα ΒΑ αλλά και προς τα ΝΔ με κανονική φορά (Σχ.. 24), παράλληλα στην οποία αναπτύσσονται όχι σπάνια, με δυναμική ανακρυστάλλωση, ορυκτά όπως χαλαζίας, ασβεστίτης, ενίοτε λεπτόκοκκος λευκός μαρμαρυγίας και χλωρίτης, καθώς και ορυκτά της αργίλου ανάλογα με την σύσταση του πετρώματος στο οποίο αναπτύσσεται η L₄.



Σχήμα 24: Στερεογραφική προβολή σε δίκτυο Schmidt των τεκτονικών υφών των D_{4SB} ανάστροφων ζωνών διάτμησης καθώς και υπολογισμός των αξόνων του πεδίου των τάσεων με βάση τις αντίστοιχες μετρήσεις: C_{4SB} επίπεδα διάτμησης υπό την μορφή μέγιστων κύκλων και L_4 γράμμωση τεκτονικής ολίσθησης υπό την μορφή πόλων (τα βέλη δείχνουν την φορά της διάτμησης)

Η μελέτη της κινηματικής της D_4 παραμόρφωσης έγινε κυρίως σε μεσο-κλίμακα με βάση τη γεωμετρία και την φορά της διάτμησης των D_4 ζωνών διάτμησης και την ασυμμετρία των F_4 πτυχών.

Έτσι λοιπόν κινηματικοί δείκτες που σχετίζονται με τις προς ΒΑ βυθιζόμενες D_4 ζώνες διάτμησης, όπως S-C δομές και χαρακτηριστικές κάμψεις της σχιστότητας, έδειξαν κίνηση το επάνω προς τα ΝΔ (Εκ. 22B, 24, 25, 26A). Επίσης, ανάλογοι κινηματικοί δείκτες που εμφανίζονται στις ζώνες με βύθιση προς τα ΝΔ έδειξαν αντίθετη κίνηση το πάνω προς τα ΒΑ (Εικ. 22Δ)

Η σχετική κίνηση που παρατηρήθηκε σε συνδυασμό με την διεύθυνση κλίσης και την γενικότερη γεωμετρία των D_4 ζωνών διάτμησης, δείχνουν ότι οι ζώνες αυτές αποτελούν χαρακτηριστικές, ανάστροφες κυρίως προς τα ΝΔ, δομές. Τέλος η ΝΔ φορά των πτυχών αποτελεί ένα επιπλέον κριτήριο για την φορά κίνησης κατά την διάρκεια εξέλιξης του D_4 παραμορφωτικού γεγονότος. Η ΒΑ φορά των πτυχών καθώς και η φορά κίνησης προς την ίδια κατεύθυνση των ζωνών διάτμησης που παρατηρήθηκε σε μερικές περιπτώσεις, συνδέεται με αντιθετικές ανάστροφες δομές (back-thrust).

Η μελέτη των παλαιωτάσεων των D_4 ζωνών διάτμησης έδειξε ότι ο μέγιστος άξονας σ_1 , της τάσης τοποθετείται σχεδόν οριζόντιος με ΒΑ-ΝΔ διεύθυνση (70,6/3,9), ενώ ο μικρότερος άξονας σ_3 , της τάσης είναι σχεδόν κατακόρυφος (210,4/85,1). Το πεδίο των τάσεων που προκύπτει, αποτελεί λοιπόν ένα συμπιεστικό πεδίο τάσεων ΒΑ-ΝΔ διεύθυνσης.

Η D₄ τεκτονική, κυρίως στην ανατολική Πελαγονική ζώνη και στην ενότητα Λουτρά Αριδαίας, παρουσιάζεται σαν μια κυμάτωση των λιθολογικών σειρών, αποτελούμενη από ανοιχτές πτυχές, οι οποίες σχηματίζουν αντιφορμικές και συνφορμικές δομές μεγάλης κλίμακας (Σχ. 21). Επίσης, χαρακτηριστική δομή, ιδιαίτερα στην ζώνη της Αλμωπίας, είναι η έντονη λεπίωση των λιθολογικών σειρών που απαρτίζουν τις διάφορες ενότητές της, με αποτέλεσμα την επανάληψή τους στα διάφορα δομικά επίπεδα της τεκτονο-στρωματογραφικής στήλης (Σχ. 21), καθώς επίσης και την σημαντική ανόρθωση των πετρωμάτων, που σε αρκετές περιπτώσεις με αυτήν την περιστροφή τους, παραποιούν την γεωμετρία των προηγούμενων τεκτονικών γεγονότων.

3.1.5 D₅ γεγονός

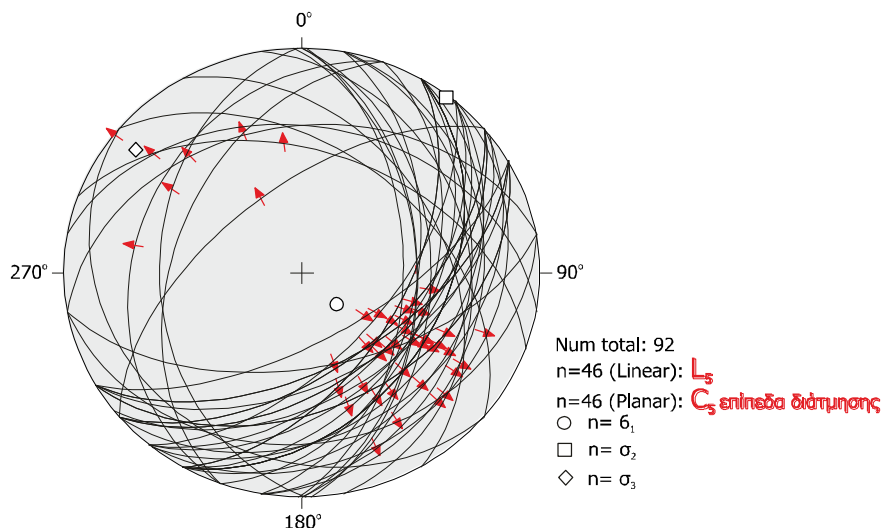
Πιθανόν, ταυτόχρονα ή λίγο μεταγενέστερα με την D₄ παραμόρφωση, σε ημιθραυστιγενείς συνθήκες παραμόρφωσης, εξελίσσεται το D₅ τεκτονικό γεγονός, αποτελούμενο από D₅ ζώνες διάτμησης ή ολίσθησης. Συνήθως οι δομές αυτές σχηματίζουν ζώνες πάχους από λίγα μέτρα έως και αρκετά μέτρα, συνδεόμενες με κατακλαστίτες. (Εικ. 27Δ).

Οι D₅ ζώνες διάτμησης αναπτύσσονται με δύο γενικές διευθύνσεις, ΒΔ-ΝΑ έως ΒΒΔ-ΝΝΑ και ΒΑ-ΝΔ έως ΑΒΑ-ΔΝΔ με μικρή έως μέση γωνία κλίσης (έως ~45°), βυθιζόμενες γενικά προς τα Α (κυρίως), και ενίοτε προς τα Δ (Σχ. 21 και 25).

Οι D₅ ζώνες κάμπτουν και μετατοπίζουν τις προηγούμενες υφές, δημιουργώντας μέσης κλίμακας σιγμοειδείς δομές που κατά θέσεις λαμβάνουν εντυπωσιακή μορφή και φαίνεται να σχηματίζεται ένας νέος C₅ ρηξισχισμός (Εικ. 27Β και Γ), ενώ αναπτύσσεται και μία L₅ γράμμωση τεκτονικής ολίσθησης, γενικής ΒΔ-ΝΑ ανάπτυξης (Σχ. 25), χωρίς αξιόλογη ορυκτογένεση, αλλά τοπικά παρατηρήθηκε δυναμική αποκρυστάλλωση του χαλαζία και λευκού μαρμαρυγία ή του χλωρίτη και του ασβεστίτη καθώς και ορυκτά της αργίλου, ανάλογα με την σύσταση του πετρώματος (Εικ. 34Δ).

Η μελέτη της κινηματικής της D₅ τεκτονικής έγινε κυρίως σε μεσο-κλίμακα με βάση την γεωμετρία και τη φορά της διάτμησης των D₅ ζωνών. Έτσι λοιπόν δείκτες κινηματικής που παρατηρήθηκαν να αναπτύσσονται στις ΒΔ-ΝΑ έως ΒΒΔ-ΝΝΑ διεύθυνσης D₅ ζώνες διάτμησης, όπως S-C υφές και κάμπσεις των σχιστοτήτων έδειξαν κυρίως δεξιόστροφη

πλαγιοκανονική κίνηση, Οι κινηματικοί δείκτες που σχετίζονται με τις BA-NA έως ABA-NA D₅ ζώνες διάτμησης έδειξαν κυρίως κανονική κίνηση.



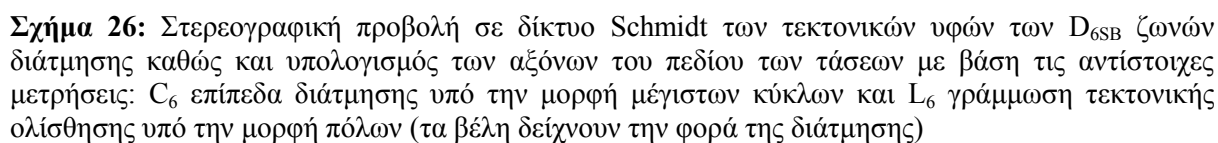
Σχήμα 25: Στερεογραφική προβολή σε δίκτυο Schmidt των τεκτονικών υφών των D_{5SSB} ζωνών διάτμησης καθώς και υπολογισμός των αξόνων του πεδίου των τάσεων με βάση τις αντίστοιχες μετρήσεις: C₅ επίπεδα διάτμησης υπό την μορφή μέγιστων κύκλων και L₅ γράμμωση τεκτονικής ολίσθησης υπό την μορφή πόλων (τα βέλη δείχνουν την φορά της διάτμησης)

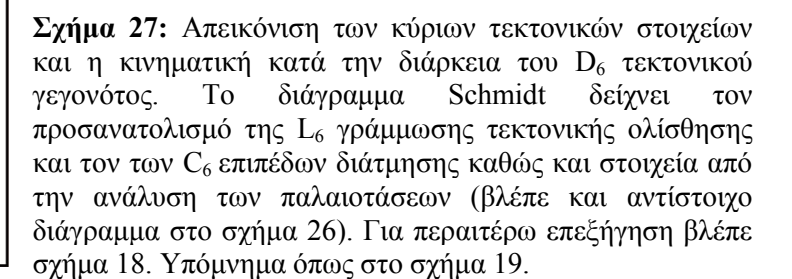
Συνοψίζοντας, η σχετική κίνηση που παρατηρήθηκε σε συνδυασμό με την διεύθυνση κλίσης και την γενικότερη γεωμετρία των D₅ ζωνών διάτμησης, δείχνουν ότι οι ζώνες αυτές αποτελούν χαρακτηριστικές κανονικές έως πλαγιοκανονικές, αλλά όχι σπάνια και οριζόντιας μετατόπισης, κυρίως προς NA δομές (Εικ. 2α και β, 4α, 27B και Γ, 28). Εντούτοις, αναγνωρίστηκαν και δομές με ΒΔ φορά κίνησης (Εικ. 27Α και Δ).

Η παράλειψη αρκετών λιθολογικών σειρών που παρατηρείται συχνά σε όλο το μήκος της επαφής μεταξύ των μαρμάρων του Πελαγονικού καλύμματος και των υποκείμενων ενοτήτων, πιθανότατα να οφείλεται σε μία τέτοια ζώνη διάτμησης, η οποία σαφέστατα επαναδραστηριοποιείται τοπικά από το επόμενο D₆ αλλά και D₇ τεκτονικό γεγονός (Σχ. 24). Ωστόσο, η περμο-τριάδικη ακολουθία με μετα-ρυολιθικές ενστρώσεις διατηρείται σε κάποια σημεία όπως έχουμε ήδη αναφέρει σε προηγούμενο κεφάλαιο. Έτσι λοιπόν, κοντά στον Άγιο Αθανάσιο τα Τριαδικοϊουρασικά μάρμαρα του Πελαγονικού καλύμματος υπέρκεινται άμεσα στον Άνω Παλαιοζωικής ηλικίας γρανίτη κατά μήκος μιας τέτοιας διατμητικής ζώνης, αποκόπτοντας μια παχιά μεταμορφωμένη ακολουθία γνεύσιων και σχιστόλιθων (βλέπε γεωλ. χάρτη).

3.1.6 D₆ γεγονός

Κύριες δομές της D₆ παραμόρφωσης αποτελούν οι χαμηλής γωνίας διακριτές και στενές ζώνες διάτμησης ή τεκτονικής ολίσθησης. Οι D₅ ζώνες αναπτύσσονται με ΒΔ-ΝΑ διεύθυνση βυθιζόμενες είτε προς τα ΝΔ είτε προς τα ΒΑ (Σχ. 26) οι οποίες τοπικά συνδέονται με υπερ-κατακλαστίτες (ultracataclastic, Εικ. 29Α, 31Α). Χαρακτηριστικά, οι D₆ ζώνες διάτμησης, συχνά κόβουν τους γρανίτες και τους ορθογνευσίους του Πελαγονικού καλύμματος, όπου δημιουργούν υπερ-κατακλαστικά πετρώματα (Εικ. 29Α).



$\delta): D_6$ 

Όπως έδειξε η κινηματική ανάλυση πρόκειται για κανονικές ζώνες και ρήγματα πάνω στις επιφάνειες των οποίων αναπτύσσεται συνήθως μία L_6 τεκτονική γράμμωση ολίσθησης BA-ΝΔ διεύθυνσης με βύθιση είτε προς τα ΒΑ είτε προς τα ΝΔ και φορά κίνησης κυρίως το πάνω προς τα ΒΑ και ΝΔ (Εικ. 29, 30, 31) αντίστοιχα (Σχ. 26). Η L_6 γράμμωση τοπικά συνδέεται με δυναμική ανακρυστάλλωση του χαλαζία και του λευκού μαρμαρυγία ή του χλωρίτη.

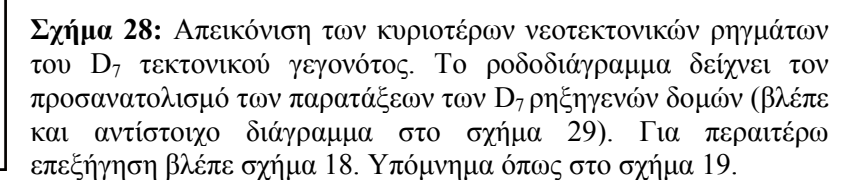
Οι θραυστιγενείς χαμηλής γωνίας D_6 ζώνες διάτμησης κόβουν όλες τις προηγούμενες δομές, αντιπαραθέτοντας πετρώματα των υψηλότερων δομικά επιπέδων με πετρώματα των χαμηλότερων δομικά επιπέδων. Αναγνωρίζονται καλύτερα στους γρανίτες (Εικ. 29) και στους ορθο-γνεύσιους καθώς και στα μάρμαρα του Πελαγονικού καλύμματος, όπως και στην δυτική ζώνη του Αξιού.

Έτσι λοιπόν, οι Άνω Κρητιδικοί ασβεστόλιθοι ανατολικά του Καϊμακτσαλάν υπέρκεινται άμεσα στα Τριαδικοϊουρασικής ηλικίας κατώτερα δολομιτικά μάρμαρα του Πελαγονικού καλύμματος κατά μήκος μιας τέτοιας διατμητικής ζώνης, αποκόπτοντας μια παχιά ακολουθία μεταμορφωμένων, οφιολιθικών και μετακλαστικών πετρωμάτων. (Σχ. 27).

Αναλύσεις επιπέδων ρηγμάτων απέδωσαν υποκάθετο (subvertical) σ_1 (221,3/76) και υποοριζόντιο (subhorizontal) ΝΔ-ΒΑ παράταξης σ_3 άξονα (49,9/17,1). Το πεδίο των τάσεων που προκύπτει αποτελεί λοιπόν ένα εφελκυστικό πεδίο τάσεων ΒΑ-ΝΔ διεύθυνσης

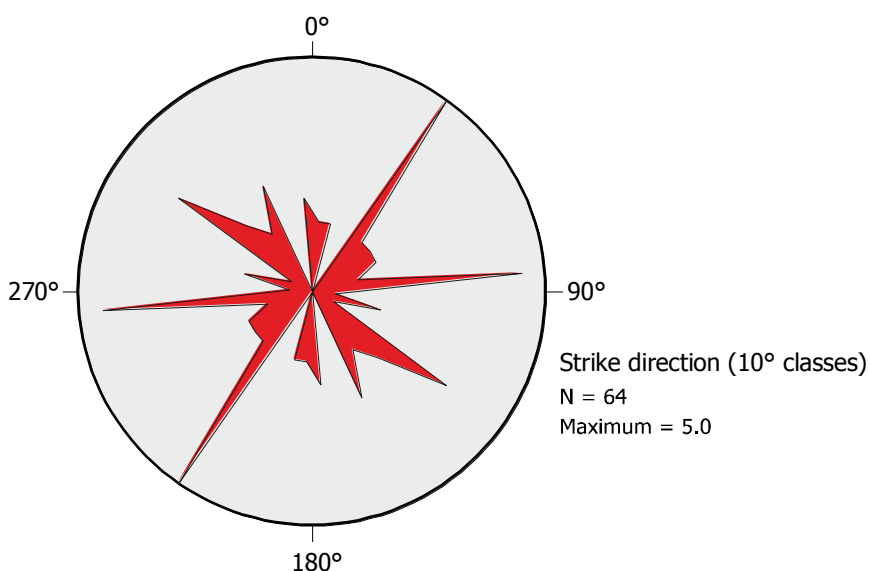
3.1.7 D_7 γεγονός

Οι D_7 δομές επηρεάζουν όλες τις παλαιότερες δομές και αποτελούν το νεοτεκτονικό πλαίσιο μετά το Μειόκαινο καθώς και το τελικό στάδιο παραμόρφωσης του ορογενούς (Σχ. 28), που είναι παρόμοιο με αυτό που αναγνωρίζεται να επικρατεί στον Βορειοελλαδικό χώρο. Κατά συνέπεια, η νεοτεκτονική αυτή παραμόρφωση καθώς και η σύγχρονος ενεργός τεκτονική του χώρου της κεντρικής Μακεδονίας και της περιοχής έρευνας, χαρακτηρίζεται από ένα εκτεταμένο εφελκυστικό πεδίο με δημιουργία κανονικών και πλαγιοκανονικών ρηγμάτων που διαμορφώνουν τις συνθήκες για το σχηματισμό των Νεογενών και Τεταρτογενών λεκανών και κατεξοχήν, στην περιοχή έρευνας, το σχηματισμό των λεκανών της Αλμωπίας, Βεγορίτιδας

$\varepsilon): D_7$ 

και του βορειοανατολικού τμήματος της λεκάνης της Φλώρινας (βλέπε γεωλ. χάρτη). Ακόμη εξαιτίας του εφελκυσμού αυτού προκαλείται η επαναδραστηριοποίηση πολλών παλαιότερων ασθενικών τεκτονικών γραμμών μέσα στα πετρώματα του υποβάθρου, πολλά από τα οποία οριοθετούν και έχουν διαμορφώσει τις Νεογενείς και Τεταρτογενείς ρηξιγενείς λεκάνες.

Έτσι λοιπόν, οι νεώτερες αυτές δομές που εμφανίζονται στην περιοχή έρευνας, είναι μεγάλης γωνίας ρήγματα η παράταξη των οποίων παρουσιάζει μεγάλη διακύμανση. Μετρήθηκαν επιφάνειες ρηγμάτων με κύρια ΒΔ-ΝΑ, Β-Ν, ΒΑ-ΝΔ και Α-Δ διεύθυνση (**Σχ. 29**). Πρόκειται για ρήγματα κανονικής (dip-slip) έως πλαγιοκανονικής ολίσθησης (oblique-slip normal) καθώς και ρήγματα οριζόντιας μετατόπισης (strike-slip).



Σχήμα 29: Ροδοδιάγραμμα παρατάξεων των D₇ ρηξιγενών δομών.

Βασιζόμενοι σε παλαιότερες εργασίες (Mercier 1968, Μουντράκης 1976, 1983, Παυλίδης 1985, Lyberis 1985, Pavlides & Mountrakis 1986, 1987), καθώς και σε δικές μας παρατηρήσεις χρησιμοποιώντας την γεωμετρία και την κινηματική των ρηγμάτων, τις σχέσεις αλληλεπίδρασης μεταξύ των γραμμώσεων ολίσθησης, τα στρωματογραφικά και μορφοτεκτονικά δεδομένα, πρόεκυψε ότι τα ΒΔ-ΝΑ και Β-Ν διεύθυνσης ρήγματα είναι παλαιότερα από τα ΒΑ-ΝΔ και Α-Δ ρήγματα.

Τα σημαντικότερα εγκάρσια κανονικά έως πλάγιο-κανονικά ρήγματα στον χώρο έρευνας φαίνεται να είναι, το ρήγμα της βόρειας Αλμωπίας με περίπου ΑΒΑ-ΔΝΔ διεύθυνση κατά μήκος του βόρειου περιθωρίου της λεκάνης της Αλμωπίας, στο νότιο ανατολικό άκρο της περιοχής έρευνας δεσπόζει το ρήγμα του Νησιού ΝΑ-ΒΔ έως Α-Δ ανάπτυξης εισχωρώντας

στο εσωτερικό του ορεινού όγκου του Καϊμακτσαλάν, καθώς και η ρηξιγενής ζώνη βόρεια της λίμνης Βεγορίτιδας αποτελούμενη από ΒΑ-ΝΔ διεύθυνσης ρήγματα τα οποία ταπεινώνουν κλιμακωτά την καρστική μορφολογία της περιοχής (βλέπε γεωλ. χάρτη). Οι τεκτονικές αυτές γραμμές, καθώς και άλλες μικρότερες παράγουν τεκτονο-στρωματογραφικά κενά (gaps), συχνά σημαντικά, φέρνοντας σε επαφή ενότητες των υψηλότερων τεκτονικά επιπέδων με αυτές των χαμηλότερων.

Σε πολλά ρήγματα μετρήθηκε μία οριζόντια συνιστώσα τεκτονικής ολίσθησης, η οποία δείχνει δεξιόστροφη κυρίως μετατόπιση, αλλά όχι σπάνια και αριστερόστροφη. Επίσης, απόδειξη αυτής της οριζόντιας κίνησης, αποτελούν οι μετατοπίσεις των επωθήσεων και λεπιώσεων των τεκτονο-στρωματογραφικών ενοτήτων καθώς και των ορίων των διάφορων λιθολογικών σειρών που τις αποτελούν (Σχ. 28).

Μερικά από τα D₇ ρήγματα δείχνουν πρόσφατη δραστηριότητα, που συχνά συνδέονται με εντυπωσιακά απότομες διαφορές του αναγλύφου (escarpments) όπως π.χ. το ρήγμα της βόρειας Αλμωπίας, καθώς και με τεράστιους όγκους πλευρικών κορημάτων και κώνους κορημάτων όπως π.χ. αυτά στην περιοχή του Αγίου Αθανασίου και Παναγίτσας.

Λόγω του ότι η παρούσα διατριβή επικεντρώνεται κυρίως στην αλπική εξέλιξη της περιοχής, δεν επιχειρήθηκε ο διαχωρισμός και η ομαδοποίηση, καθώς και η τεκτονική και δυναμική ανάλυση των παραπάνω ρηγμάτων για τον καθορισμό του πεδίου των τάσεων κατά την εξέλιξη του D₇ τεκτονικού γεγονότος.

Όπως αναφέρθηκε προγενέστερα το νεοτεκτονικό πεδίο των τάσεων στην περιοχή έρευνας ακολουθεί αυτό του ευρύτερου χώρου της κεντρικής Μακεδονίας. Σύμφωνα με προϋπάρχουσες εργασίες, η διεύθυνση του μέγιστου εφελκυσμού έχει προσδιοριστεί για το χώρο της Κεντρικής Μακεδονίας σε ΒΑ-ΝΔ διεύθυνση κατά το Άνω Μειόκαινο έως το Πλειόκαινο, ενώ από το Τεταρτογενές μέχρι σήμερα το σύγχρονο εντατικό πεδίο που διέπει την περιοχή, είναι εφελκυστικό με κατακόρυφο το μέγιστο κύριο άξονα τάσης (σ_1) και οριζόντιο σε γενική Β-Ν διεύθυνση τον ελάχιστο κύριο άξονα τάσης (σ_3) (Tranos et al. 1995, Τρανός 1998, Tranos & Mountrakis, 1998) και δραστηριοποιεί στο χώρο της κεντρικής Μακεδονίας κυρίως ρήγματα με γενική διεύθυνση Α-Δ (Τρανός, 1998; Παπαζάχος et al. 2001). Ωστόσο, στο χώρο της έρευνας το εντατικό πεδίο έχει διεύθυνση ΒΒΔ-ΝΝΑ και δραστηριοποιεί ρήγματα κυρίως ΑΒΑ-ΔΝΔ διεύθυνσης, όπως είναι η ρηξιγενής ζώνη της Βόρειας Αλμωπίας, που σύμφωνα με τους Pavlides et al. 1990 θεωρείται ότι λειτούργησε πρώτα ως ρήγμα οριζόντιας μετατόπισης και αργότερα στο Τεταρτογενές ως κανονικό,

προτείνοντας ένα εφελκυστικό έως διεφελκυστικό (transtensional) πεδίο των τάσεων, το οποίο οφείλεται στη λειτουργία του ρήγματος της βόρειας Ανατολίας.

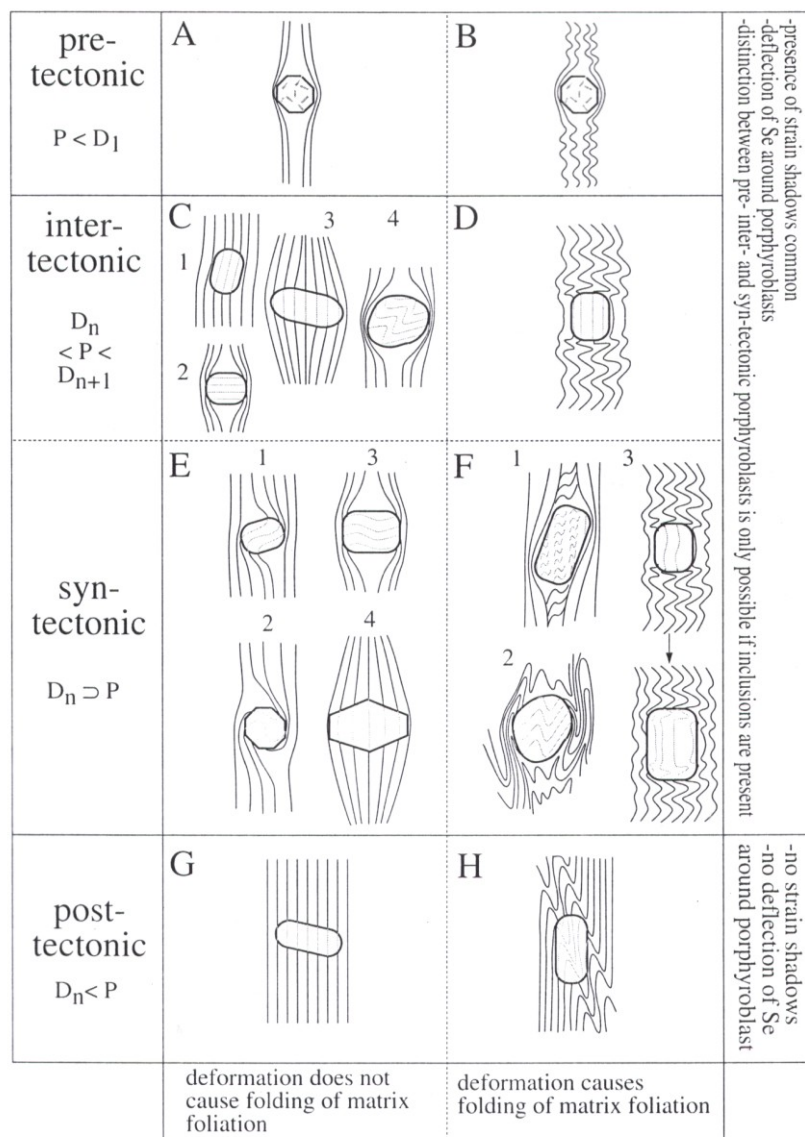
3.2 ΣΧΕΣΗ ΜΕΤΑΜΟΡΦΩΣΗΣ-ΠΑΡΑΜΟΡΦΩΣΗΣ ΚΑΙ ΣΥΝΘΗΚΕΣ ΜΕΤΑΜΟΡΦΩΣΗΣ

Η μελέτη της σχέσης παραμόρφωσης και μεταμόρφωσης βασίστηκε κυρίως στην μικροσκοπική παρατήρηση στο πολωτικό μικροσκόπιο, σε συνδυασμό με τις παρατηρήσεις που προέκυψαν από την τεκτονική ανάλυση της περιοχής σε μεσο-κλίμακα. Για αυτό το λόγο κατασκευάστηκε μεγάλος αριθμός λεπτών τομών σχεδόν από όλους τους λιθολογικούς τύπους πετρωμάτων και περιλαμβάνουν δείγματα απ' όλα τα παραμορφωτικά γεγονότα. Η μελέτη αυτή είχε ως αποτέλεσμα την εξακρίβωση της σχέσης μεταξύ των μεταμορφικών και παραμορφωτικών γεγονότων και την διάκριση των ορυκτολογικών παραγενέσεων και ιστολογικών χαρακτηριστικών που συνδέονται γενετικά με αυτά.

Για τα κύρια πλαστικά παραμορφωτικά γεγονότα (D_1 και D_2) οι P-T συνθήκες μεταμόρφωσης υπολογίστηκαν από ορυκτολογικές παραγενέσεις, με συν-κινηματική ανάπτυξη σε σχέση με τα τεκτονο-μεταμορφικά γεγονότα. Η συν-κινηματική ανάπτυξη των ορυκτών, υποδεικνύεται από την παράλληλη ευθυγράμμισή τους στα επίπεδα της σχιστότητας και στην γράμμωση έκτασης, από την σιγμοειδή εσωτερική σχιστότητα (S_i) σε περιστρεφέντες πορφυροκλάστες, όπως πλαγιόκλαστα ή/και γρανάτες, και την συνέχειά της στην κύρια μάζα της σχιστότητας (matrix), καθώς και από τη δυναμική επανακρυστάλλωση του χαλαζία κατά μήκος των επιπέδων σχιστότητας. Συν-κινηματική ανάπτυξη του γρανάτη ενδείκνυται όταν η εξωτερική σχιστότητα (S_e) εκτρέπεται γύρω από τον πορφυροκλάστη, ενώ σε άλλες περιπτώσεις είναι κατάφυτη (overgrown) και διατηρημένη εντός του πορφυροκλάστη γρανάτη (Σχ. 30).

Στην προσπάθειά μας να προσδιορίσουμε τις P-T συνθήκες μεταμόρφωσης κατά την διάρκεια εξέλιξης των παραμορφωτικών-μεταμορφικών γεγονότων, εκτός από τις καμπύλες ισορροπίας των ορυκτών μεταξύ τους και από τις ορυκτολογικές παραγενέσεις των διάφορων πετρολογικών τύπων, θεωρήθηκε σκόπιμο αλλά και αναγκαίο να εφαρμοστούν ακριβέστερες μέθοδοι προσδιορισμού των συνθηκών μεταμόρφωσης, όπως είναι αυτή της γεωθερμοβαρομετρίας. Για το σκοπό αυτό και σύμφωνα με το στόχο της παρούσας διατριβής (βλέπε κεφάλαιο 1), χρησιμοποιήθηκαν μερικά από τα διαθέσιμα γεωθερμοβαρόμετρα, στα

ορυκτά που λαμβάνουν μέρος στις παραγενέσεις των διαφόρων πετρωμάτων στην περιοχή έρευνας. Έτσι λοιπόν, πραγματοποιήθηκαν πολλές χημικές αναλύσεις ορυκτών σε λεπτές-στιλπνές τομές μεταγρανιτών, γνευσίων, σχιστόλιθων και αμφιβολιτών, κυρίως από το Πελαγονικό κρυσταλλοσχιστώδες. Ίσως στο μέλλον θα ήταν απαραίτητη μία συνολική πιο πετρολογική έρευνα όλων των ενοτήτων, με σκοπό την λεπτομερή μεταμορφική εξέλιξη και προέλευση των πετρωμάτων της οροσειράς του δυτικού Βόρα.



Σχήμα 30: Σχηματική αναπαράσταση και γενετική ταξινόμηση των προ-, δια-, συν- και μετά-τεκτονικών πορφυροβλαστών σε σχέση με τη εξωτερική σχιστότητα (Passchier & Trouw 1996)

Οι συστάσεις των ορυκτών προσδιορίστηκαν με αναλύσεις που έγιναν με την χρήση του μικροαναλυτή JEOL JMS-840A/ISIS 300 Scanning Microscope, του Αριστοτέλειου

Πανεπιστημίου Θεσσαλονίκης, καθώς και με χημικές αναλύσεις που πραγματοποιήθηκαν με τη χρήση JEOV 8900 Superprobe electron microprobe στο Ινστιτούτο Γεωεπιστημών του Πανεπιστημίου του Tübingen. Οι χημικές αναλύσεις των ορυκτολογικών φάσεων δίνονται στο παράρτημα Β. Στους πίνακες 9, 10, 11 και 5B του παραρτήματος Β παρουσιάζονται τα αποτελέσματα των P-T εκτιμήσεων.

Τα περισσότερα δείγματα που αναλύθηκαν προέρχονται από τις ενότητες του Πελαγονικού κρυσταλλοσχιστώδους (δεκαέξι δείγματα), ενώ διερευνητικά αναλύθηκαν δύο δείγματα από την κατώτερη γνευσιακή σειρά της ενότητας Άννας της ζώνης Αλμωπίας.

Από το Πελαγονικό υπόβαθρο πέντε δείγματα προέρχονται από τους μαρμαρυγιακούς σχιστολίθους: Κα 285, Κ 6β, Κα 136, Κα 23 και ΚΥ, ένα δείγμα από τους αμφιβολίτες: Κα 305, δύο από τους γνευσίους: Κα 7 και Κα 6.13, ενώ τέσσερα δείγματα: Κα 6.2, Κα 6.12, Κα 211.1 και Κα 211.2, προέρχονται από τα περιφερειακά μεταμορφωμένα τμήματα των πλουτωνικών σωμάτων. Πιο συγκεκριμένα, το δείγμα ΚΥ προέρχεται από την ανώτερη ενότητα και τα υπόλοιπα από την κατώτερη ενότητα του κρυσταλλοσχιστώδους της Πελαγονικής. Επίσης, από τους σχιστολίθους της κατώτερης ενότητας, αλλά μόνο σε γρανάτες, αναλύθηκαν άλλα τρία δείγματα: Κα 285.1, Gr 99/40 και Gr 99/26. Τα δείγματα Κα 399 και ΛΥ προέρχονται από την κατώτερη κρυσταλλοσχιστώδη σειρά της ενότητας Άννας.

Στον πίνακα 5 δίνονται οι πετρογραφικοί τύποι καθώς και η τοποθεσία προέλευσης των δειγμάτων.

3.2.1 Ορυκτοχημεία

3.2.1.1 Γρανάτες

Γρανάτες απαντώνται κυρίως στα σχιστολιθικά πετρώματα καθώς και στους μεταγρανίτες και αμφιβολίτες. Στα μεν πρώτα παρουσιάζονται με διάφορες διαστάσεις, με διάμετρο που φτάνει και τα ~2εκ (Εικ. 32Α), αποτελώντας ουσιώδες ορυκτό συστατικό του πετρώματος, ενώ στους επόμενους δυο πετρογραφικούς τύπους παρουσιάζεται ως επουσιώδες ορυκτό συστατικό σχηματίζοντας συσσωματώματα από μικρούς, ~1χιλ., ιδιοβλαστικούς ισομετρικούς κρυστάλλους (Εικ. 32Γ, 36Γ και Δ. Πολύ συχνά ανάλογα τον πετρογραφικό τύπο στον οποίο βρίσκονται, περιέχουν εγκλείσματα χαλαζία, ρουτιλίου,

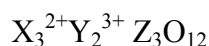
ιλμενίτη, επιδότου/κλινοζοϊσίτη, χλωριτοειδή, λευκού μαρμαρυγία και χαλαζία (Εικ. 17Δ, 18Β, 32Α και Β).

Πίνακας 5: Πετρογραφικός τύπος και τοποθεσία των δειγμάτων που αναλύθηκαν στο ηλεκτρονικό μικροσκόπιο και χρησιμοποιήθηκαν για την μεταμορφική εξέλιξη της περιοχής έρευνας.

Δείγμα	Πετρογραφικός τύπος		Τοποθεσία
Ka 285 και 285.1	Μαρμαρυγιακοί σχιστόλιθοι		βορειοδυτικά των Λουτρών Λουτρακίου (Ποζάρ): περιοχή Δοκάρι
K 6β			βορειοδυτικά της Παναγίτσας: περιοχή Καλύβια Γιαννακούλα
Ka136			βόρεια της Παναγίτσας: περιοχή Στρατιώτης
Ka 23			Χιονοδρομικό κέντρο Βόρα
Gr99/40			βορειοδυτικά της Παναγίτσας: περιοχή Καλύβια Γιαννακούλα
Gr99/26			Χιονοδρομικό κέντρο Βόρα
KY			δυτικά του Σκοπού: περιοχή ερείπια Παπαδιάς
Ka 305	Αμφιβολίτης		δυτικά της Όρμας: περιοχή Καλύβια Γώγου
Ka 7	γενεύσιοι		βορειοδυτικά της Ζέρβης: περιοχή Χασανάκος
Ka 6.13			
Ka 6.2 και 6.12	μεταγρανίτες	BtGr: βιοτιτικός γρανίτης και LGr: λευκογρανίτης	
Ka 211.1 και Ka 211.2		BtGr: βιοτιτικός γρανίτης	βόρεια του ρέματος της Παπαδιάς: περιοχή Καλύβια Φαρμάκη
Ka 399	γενεύσιοι		δυτικά των Προμάχων
ΛΥ			

Σχεδόν σε όλους του γρανάτες έγιναν περισσότερες από μία αναλύσεις, σε σημεία από τον πυρήνα (πυρ) προς την περιφέρεια (περ) των κρυστάλλων τους για να διαπιστωθεί αν παρουσιάζουν κάποιου είδους χημική ζώνωση.

Ο γενικός χημικός τύπος των γρανατών περιγράφεται από τον τύπο:



Στη Χ θέση είναι τοποθετημένα τα δισθενή κατιόντα Ca, Mg, Fe²⁺ και Mn, στη Υ θέση τα τρισθενή κατιόντα Al^{VI}, Fe³⁺, και Cr, ενώ στην τετραεδρική θέση Ζ

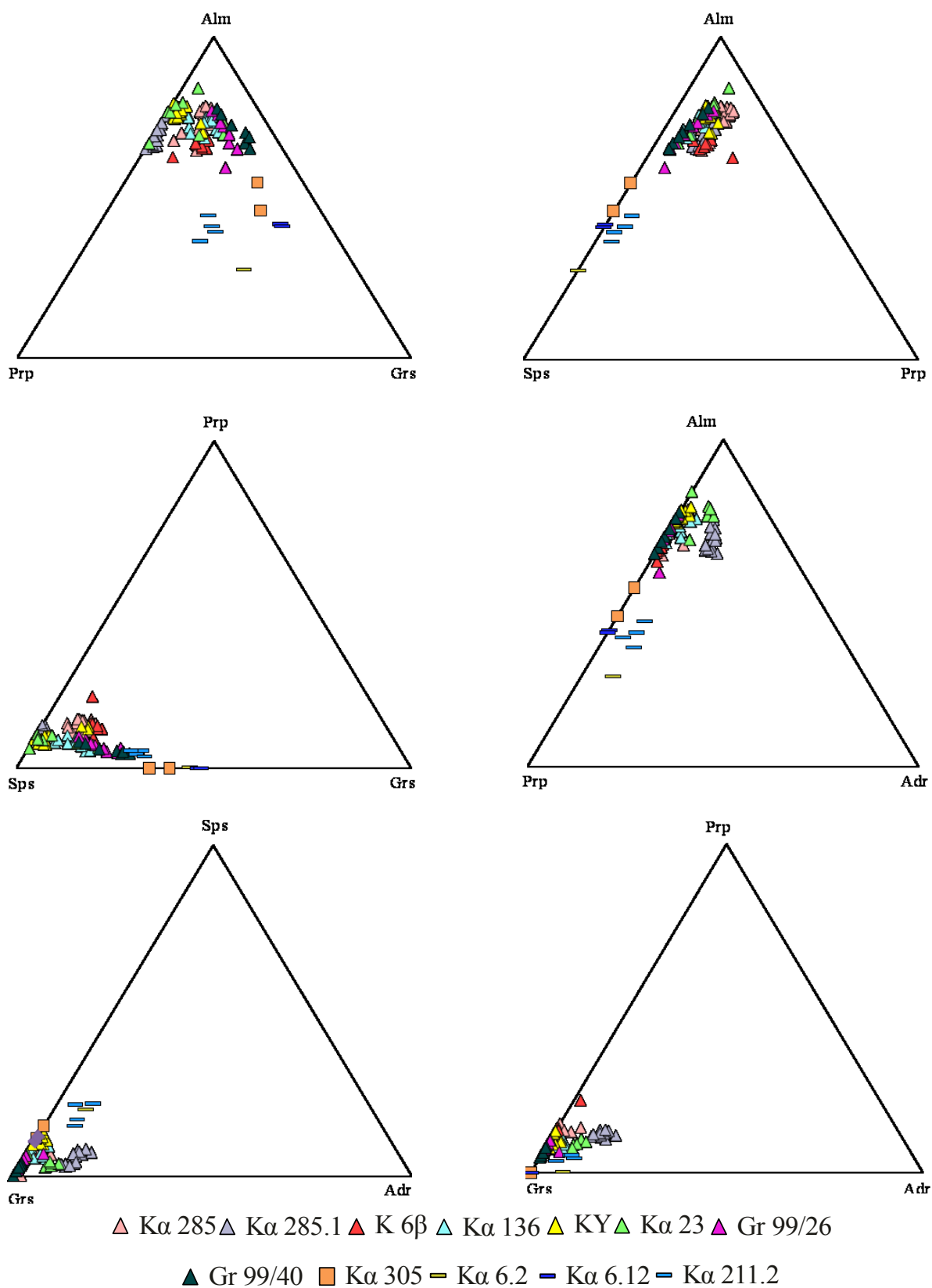
τοποθετείται το Si και Al^{IV} .

Στους γρανάτες που αναλύθηκαν υπολογίσθηκε ο χημικός τύπος για 8 κατιόντα που αντιστοιχούν σε 12 άτομα οξυγόνου, ενώ καθορίστηκε η συμμετοχή των εξής ακραίων μελών:

Αλμανδίνης (Alm)	$Fe_3Al_2(SiO_4)_3$
Πυρωπό (Prp)	$Mg_3Al_2(SiO_4)_3$
Γροσσουλάρης (Grs)	$Ca_3Al_2(SiO_4)_3$
Σπεςσαρτίνης (Sps)	$Mn_3Al_2(SiO_4)_3$
Ανδραδίτης (Adr)	$Ca_3(Fe^{3+}, Ti)_2(SiO_4)_3$
Ουβαροβίτης (Uvr)	$Ca_3Cr_2(SiO_4)_3$

Οι γρανάτες στα περισσότερα δείγματα των σχιστολίθων (μετα-πηλίτες όπως δείχνουν ορυκτά πλούσια σε αργίλιο όπως Cld και Pg) της ανατολικής Πελαγονικής ζώνης, όπως φαίνεται από το σχήμα 31 και τον πίνακα 6, παρουσιάζουν υψηλή περιεκτικότητα σε αλμανδίνη κατά κύριο λόγο και σε γροσσουλάριο και πυρωπό κατά δεύτερο, ενώ η ποσότητα του σπεςσαρτίνης είναι χαμηλή. Όλοι οι αναλυθέντες γρανάτες περιέχουν αμελητέα έως μικρή ποσότητα σε ανδραδίτη με εξαίρεση το δείγμα (Κα 285.1). Οι γρανάτες σε αυτό το δείγμα, παρουσιάζουν πρωτίστως υψηλή περιεκτικότητα σε αλμανδίνη και δευτερευόντως σε ανδραδίτη και πυρωπό, ενώ σε αντίθεση με τους παραπάνω γρανάτες η συμμετοχή του γροσσουλάριου είναι πολύ μικρή, όπως και στο δείγμα (ΚΥ) με την διαφορά ότι η συμμετοχή του ανδραδίτη είναι ελάχιστη. Τέλος, οι γρανάτες του δείγματος (ΚΥ) περιέχουν πιο αυξημένη περιεκτικότητα σε σπεςσαρτίνη από αυτούς των υπολοίπων δειγμάτων.

Στα περισσότερα δείγματα από τον πυρήνα προς την περιφέρεια (Σχ. 32) το ποσοστό αλμανδίνης αυξάνει εκτός από του δείγματος (ΚΥ) όπου παραμένει σχεδόν σταθερό παρουσιάζοντας πολύ μικρή μείωση από τον πυρήνα προς την περιφέρεια. Επίσης, βαίνει αυξανόμενη και η περιεκτικότητα σε πυρωπό, με εξαίρεση τα δείγματα (Κ 6β) και (ΚΥ) τα οποία παρουσιάζουν μικρή έως αμελητέα μείωση από τον πυρήνα προς την περιφέρεια. Σε αντίθεση με τα παραπάνω ακραία μέλη των γρανατών, η περιεκτικότητα σε γροσσουλάριο και σπεςσαρτίνη στα περισσότερα δείγματα μειώνεται από το κέντρο προς την περιφέρεια, εκτός, από την περίπτωση του δείγματος (ΚΥ), το οποίο δείχνει ελάχιστη αύξηση από τον πυρήνα προς την περιφέρεια. Σημαντική μεταβολή της περιεκτικότητας του ανδραδίτη παρατηρείται στο δείγμα (Κα 285.1) η οποία μεταβάλλεται μειούμενη από τον πυρήνα προς την περιφέρεια του ορυκτού.



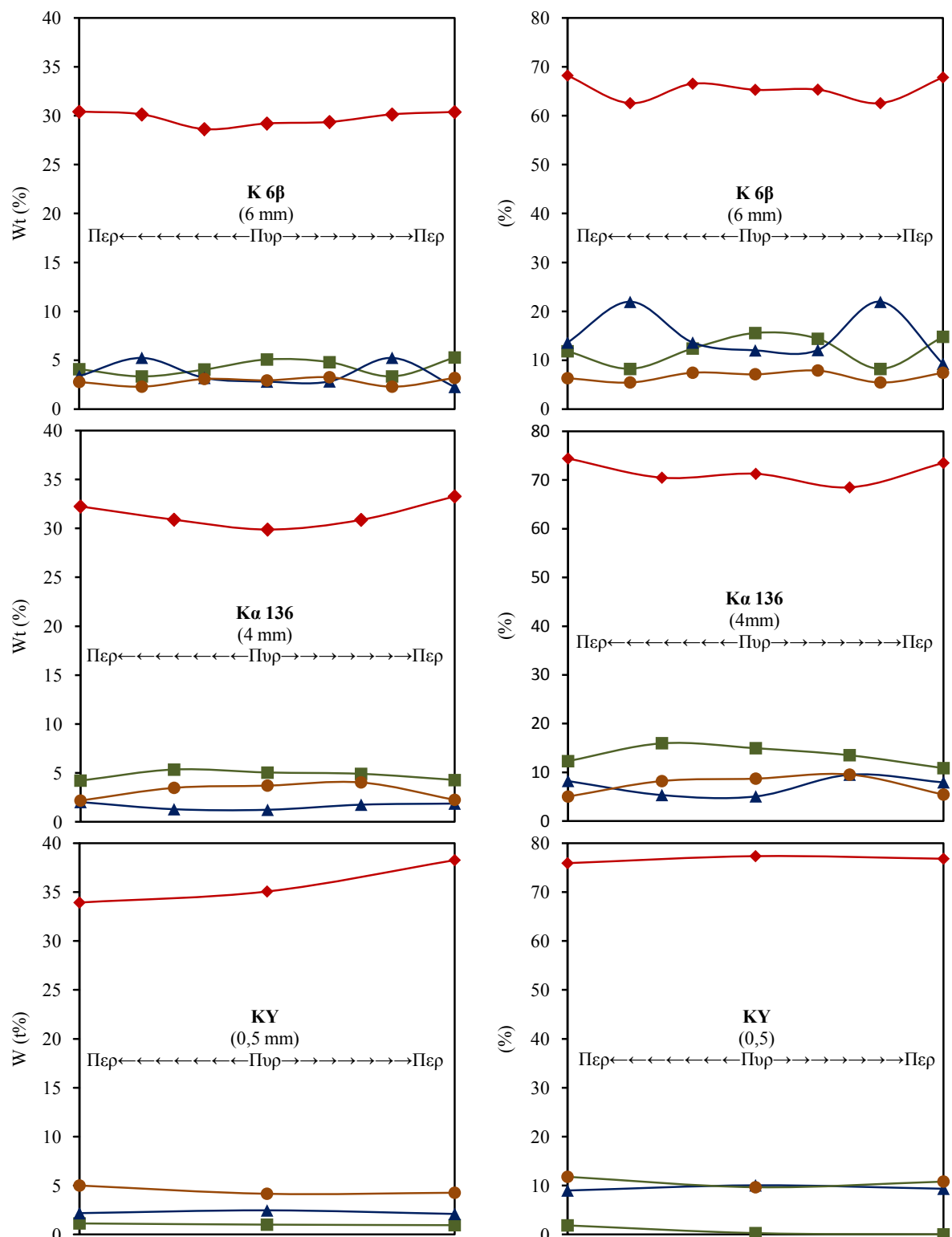
Σχήμα 31: Προβολή στα τριγωνικά διαγράμματα της χημικής σύστασης των γρανατών του κρυσταλλοσχιστώδους της ανατολικής Πελαγονικής ζώνης

Πίνακας 6: Μέση σύσταση των ακραίων μελών στους γρανάτες που αναλύθηκαν στους διάφορους πετρογραφικούς τύπους.

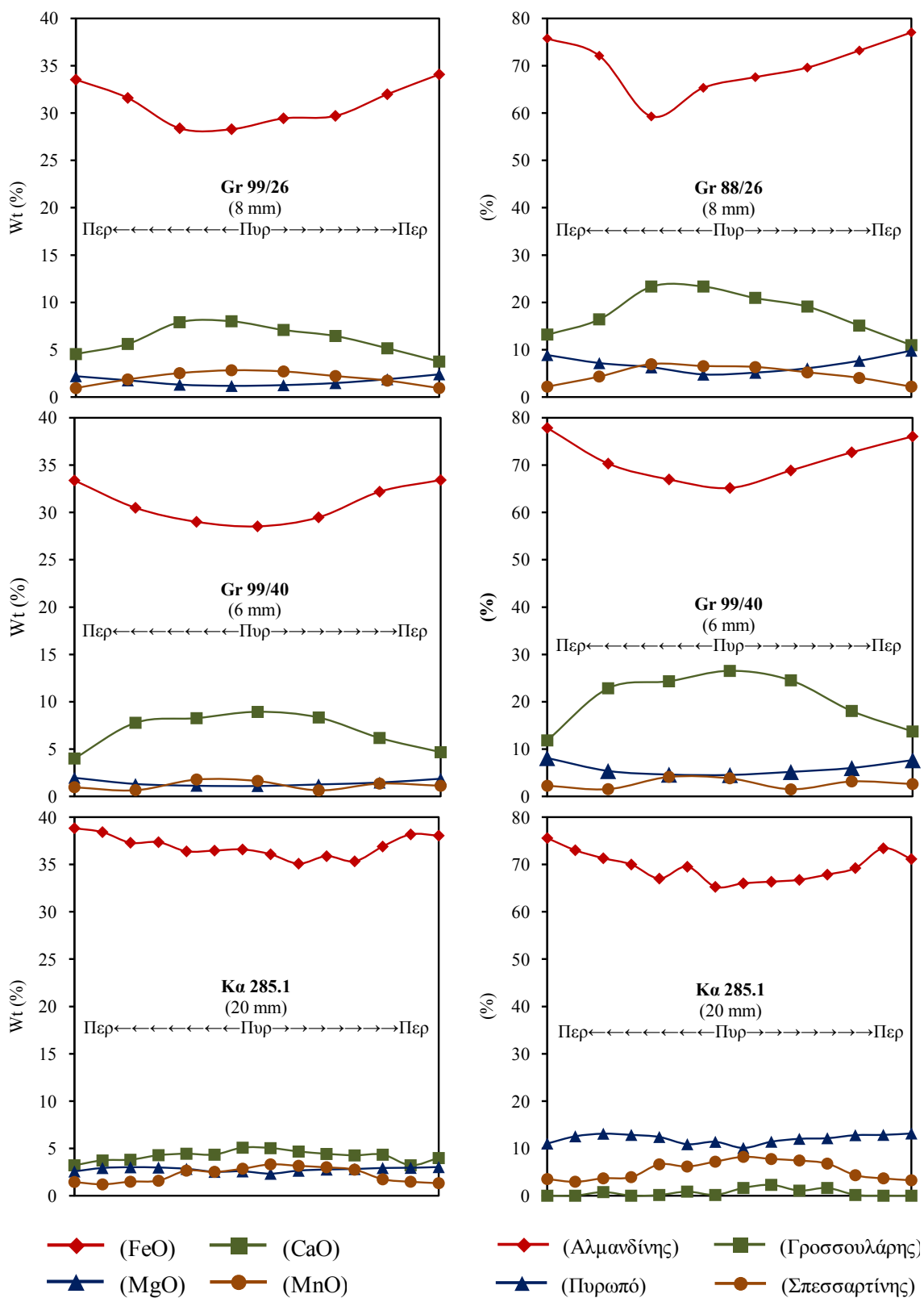
	Αριθ. δείγματος	Αλμανδίνης	Πυρωπό	Γροσουλάρης	Σπεσσαρτίνης	Ανδραδίτης
Μαρμαρυγικοί σχιστόλιθοι	Ka 285	74,01	12,77	10,18	2,37	0,67
	Ka 285.1	69,47	12,03	0,62	5,38	12,49
	K 6β	65,71	14,30	12,51	6,90	0,59
	Ka 136	73,34	7,85	11,16	6,35	1,30
	KY	75,79	9,37	3,66	10,50	0,88
	Ka 23	75,31	8,27	8,16	4,08	4,149
	Gr 99/26	70,00	6,97	17,80	4,72	0,52
	Gr 99/40	71,12	5,90	20,25	2,70	0,02
Αμφιβολίτες	Ka 305	50,38	0,00	36,23	13,39	0,00
Μεταγρανίτες	Ka 6.2	27,61	0,30	43,81	20,08	8,05
	Ka 6.12	41,45	0,02	46,34	11,40	0,00
	Ka 211.2	39,65	4,60	28,46	19,61	7,54

Από τα παραπάνω και από τον πίνακα 7 μπορούμε να δούμε ότι γενικά οι προαναφερθέντες γρανάτες παρουσιάζουν χημική διαφοροποίηση της σύστασής τους από τον

πυρήνα προς στην περιφέρεια, εκτός από αυτούς των δειγμάτων (ΚΥ) και (Κ 6.β) που δεν δείχνουν μία ουσιαστική μεταβολή.



Σχήμα 32: συνέχεια.....



Σχήμα 32: Μεταβολή της τιμής των FeO, MgO, CaO, MnO (αριστερή στήλη) και συστατικά προφίλ των ακραίων μελών (δεξιά στήλη) των γρανατών του κρυσταλλοσχιστώδους της ανατολικής Πελαγονικής ζώνης.

Συνοψίζοντας, οι γρανάτες των σχιστολιθικών πετρωμάτων της ανατολικής Πελαγονικής ζώνης στην περιοχή Καϊμακτσαλάν είναι αλμανδινικοί με μέση χημική σύσταση Alm₇₃ Prp₁₀ Grs₉ Sps₆ Adr₃. Σύμφωνα με τους Deer et al. (1992) η σύσταση τυπικών γρανατών από μαρμαρυγιακούς σχιστολίθους είναι Alm₆₆ Prp₅ Grs₂₅ Sps₄. Σύμφωνα με τους ίδιους συγγραφείς ο αλμανδίνης σταθεροποιείται στο μέγιστο της ζώνης του βιοτίτη σε περιοχικά μεταμορφωμένα πηλιτικά πετρώματα, ενώ η αύξηση του αλμανδίνη σε γρανάτες, συνδέεται με την αύξηση της θερμοκρασίας κατά τον Spear et al. (1990). Κατά Myashiro (1973) η αύξηση της τιμής του αλμανδίνη εκτός από την αύξηση της θερμοκρασίας συνδέεται γενικότερα με την αύξηση του μεταμορφικού βαθμού. Οι γρανάτες των σχιστολιθικών πετρωμάτων του Καϊμακτσαλάν παρουσιάζοντας αυξημένη μέση τιμή του αλμανδίνη στην σύσταση τους από τους τυπικούς των Deer et al. (1992), πιθανά να σχετίζονται με συνθήκες μεταμόρφωσης υψηλότερου βαθμού.

Εξάλλου, η προβολή των αναλυμένων γρανατών των παραπάνω δειγμάτων (πυρήνας και περιφέρεια) στο διάγραμμα (Σχ. 33) CaO+MnO προς FeO+MgO του Nandi (1967) επιβεβαιώνει τα προαναφερόμενα καθώς παρατηρείται ότι οι αναλύσεις προβάλλονται σε ζώνες μεγαλύτερου βαθμού μεταμόρφωσης, όπως αυτή του κυανίτη και του σιλλιμανίτη. Ενδιαφέρον παρουσιάζει το γεγονός ότι οι περιφέρειες των περισσοτέρων γρανατών προβάλλονται στο πεδίο της ζώνης του σιλλιμανίτη.

Η μέση σύσταση των γρανατών στους μεταγρανίτες είναι διαφορετική από αυτή των σχιστολίθων παρουσιάζοντας μεγαλύτερο εύρος διακύμανσης των συστατικών τους (πίνακας 6). Γενικά είναι αρκετά πλούσιοι σε γροσσουλάριο και σπεςσαρτίνη και φτωχότεροι σε αλμανδίνη και πυρωπό. Η συμμετοχή του ανδραδίτη, εκτός από το δείγμα Ka 6.12, είναι σχετικά υψηλή. Επίσης, στα δείγματα Ka 6.12 και Ka 2.11 πολύ μικρή συμμετοχή στην χημική σύσταση του γρανάτη έχει και ο ουβαροβίτης, έως 0,15%. (πίνακας 1B του παραρτήματος Β).

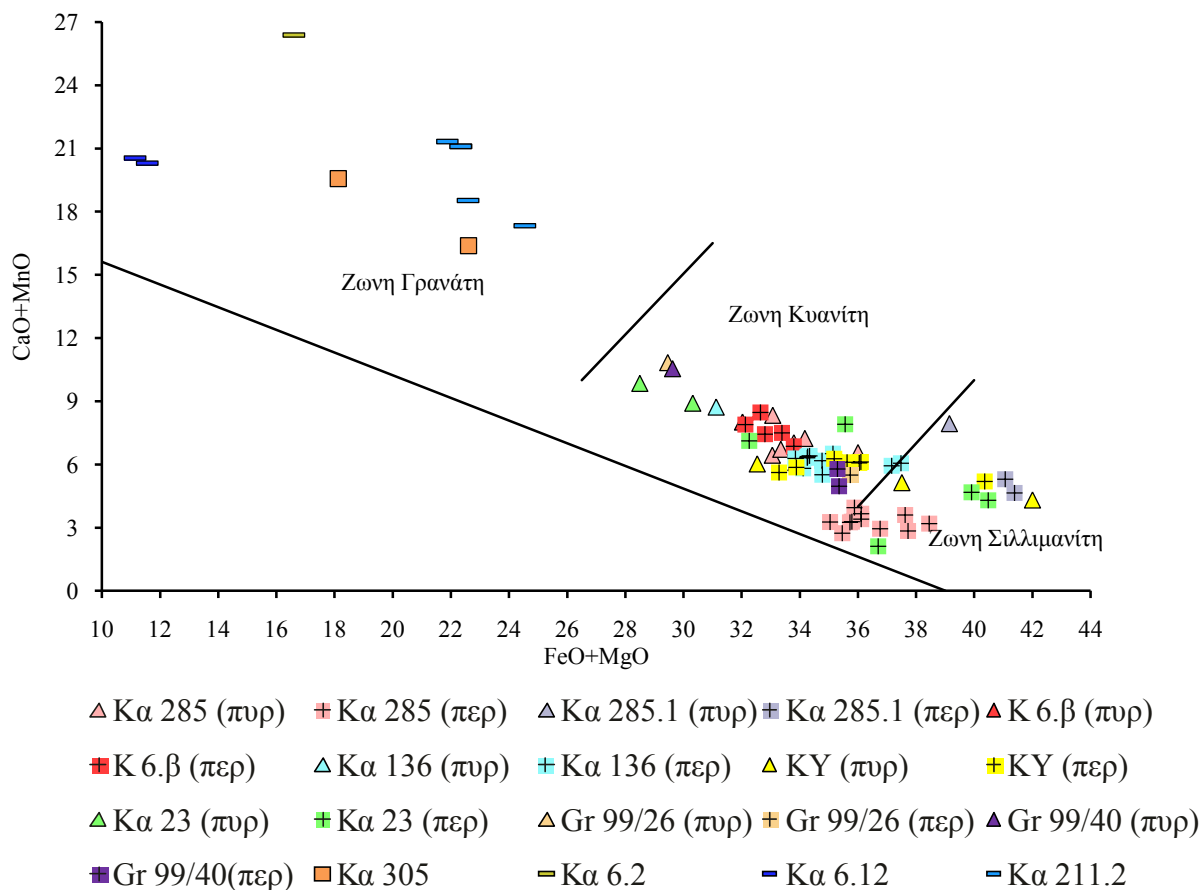
Οι γρανάτες των αμφιβολιτών (δείγμα Ka 305) παρουσιάζουν σε γενικές γραμμές παρόμοια σύσταση με αυτούς των μεταγρανιτικών πετρωμάτων της ανατολικής Πελαγονικής ζώνης, με την περιεκτικότητα του αλμανδίνη να είναι μεγαλύτερη (πίνακας 6).

Οι γρανάτες των αμφιβολιτών και των μεταγρανιτών προβαλλόμενοι στο διάγραμμα του Nandi (1967), δείχνουν ότι έχουν σχηματισθεί σε χαμηλότερες μεταμορφικές συνθήκες, ζώνη του γρανάτη, σε σχέση με τους γρανάτες των σχιστολιθικών πετρωμάτων (Σχ. 33). Περαιτέρω συζήτηση για τις διαφορετικές μεταμορφικές συνθήκες σχηματισμού των

Πίνακας 7: Συγκεντρωτικός πίνακας των μέσων συστάσεων (%) πυρήνας – περιφέρεια των ακραίων μελών στους γρανάτες που αναλύθηκαν σε μαρμαρυγικούς σχιστολίθους του Πελαγονικού κρυσταλλοσχιστώδους

	Αλμανδίνης		Πυρωπό		Γροσουλάρης		Σπεςσαρτίνης		Ανδραδίτης	
Αριθ. δείγματος	πυρ	περ	πυρ	περ	πυρ	περ	πυρ	περ	πυρ	περ
Κα 285	69,93	76,55	11,32	13,83	11,28	9,61	6,51	0,00	0,96	0,02
Κα 285.1	65,28	73,37	11,37	12,07	0,15	0,00	7,19	3,39	16,00	11,17
Κ 6β	65,30	66,95	12,01	12,28	15,55	13,26	7,13	7,13	0,00	0,38
Κα 136	70,63	74,78	6,33	8,27	12,05	10,48	8,85	5,28	2,14	1,19
ΚΥ	77,37	76,59	9,56	8,72	1,15	2,24	10,38	11,56	1,54	0,89
Κα 23	68,31	76,53	6,10	8,64	18,97	6,62	6,62	3,51	0,00	4,69
Gr 99/26	65,33	76,40	4,75	9,34	23,37	12,08	6,53	2,18	0,00	0,00
Gr 99/40	65,16	79,64	4,50	7,87	26,53	12,77	3,80	2,42	0,00	0,00

γρανατών στους παραπάνω πετρογραφικούς τύπους, γίνεται πιο κάτω στα πλαίσια προσδιορισμού των συνθηκών μεταμόρφωσης και της σχέσης τους με την παραμόρφωση.

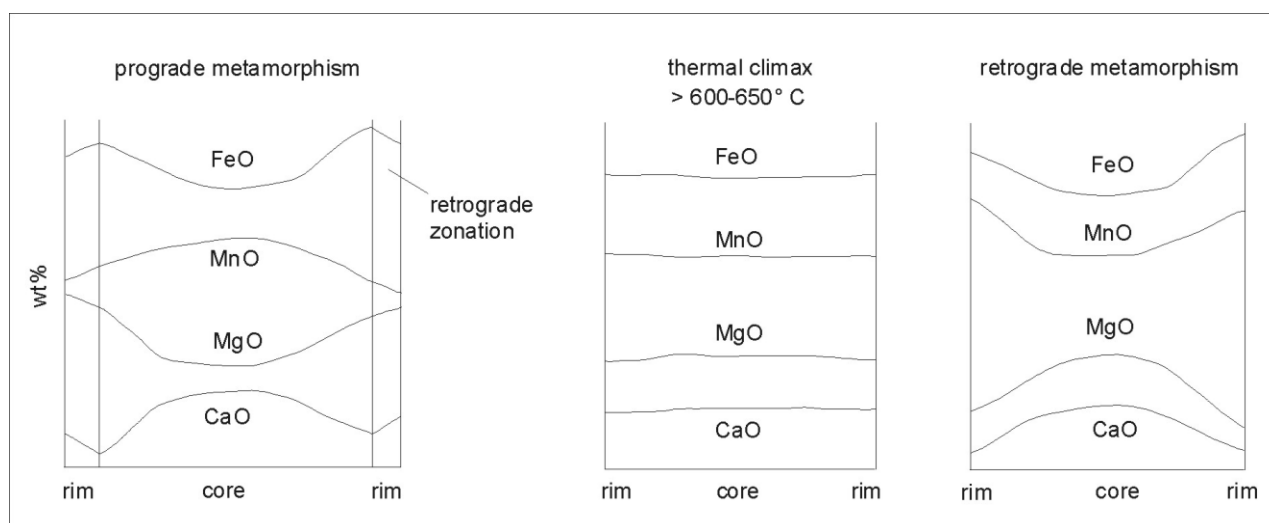


Σχήμα 33: Προβολή των συστάσεων (πυρήνας και περιφέρεια) των γρανατών του κρυσταλλοσχιστώδους της ανατολικής Πελαγονικής ζώνης στο διάγραμμα (FeO + MgO) ως προς το (CaO+MnO) του Nadi (1967).

Όπως αναφέρθηκε και παραπάνω, οι πολύ μικρές διαστάσεις των γρανατών στα μεταγρανιτικά και αμφιβολιτικά πετρώματα, δεν μας επέτρεψαν να διερευνήσουμε πιθανές μεταβολές της σύστασής τους από τον πυρήνα προς την περιφέρεια.

Τα διαγράμματα περιφέρεια-πυρήνας-περιφέρεια μεταβολής της χημικής σύστασης στους γρανάτες (συστατικά προφίλ ή προφίλ ζώνωσης) στους γρανάτες μπορεί να χρησιμοποιηθούν για τον προσδιορισμό της μεταμορφικής εξέλιξής τους. Τα περασμένα χρόνια πολλά μοντέλα αναπτύχθηκαν για να εξηγήσουν τη σύνθεση ζωνών σε γρανάτες, μεταξύ των οποίων μοντέλα ζώνωσης ανάπτυξης ή κλασματοποίησης στοιχείου (π.χ. Hollister 1966, Tracy et al. 1976, Crawford 1977, Thompson et al. 1977) και μοντέλων

διάχυσης (π.χ. Anderson & Buckley 1973, Woodsworth 1977, Yardley 1977, Dempster 1985). Μερικά σχηματικά προφίλ ζώνωσης γρανάτη δίνονται στο σχήμα 34.



Σχήμα 34: Σχηματικά συστατικά προφίλ γρανατών από Hollister (1966); Tracy et al. (1976); Thompson et al. (1977); Woodsworth (1977); Yardley (1977); Tracy (1982) και Dempster (1985).

Από τα διαγράμματα των συστατικών προφίλ περιφέρεια-πυρήνας-περιφέρεια για τα οξείδια του FeO, MgO, CaO και MnO των γρανατών των σχιστολιθικών πετρωμάτων του Καϊμακτσαλάν, τα οποία παρουσιάζονται στο σχήμα 32, γίνεται φανερή μία γενική κανονική ζώνωση ανάπτυξης των κρυστάλλων των γρανατών, δηλαδή ο σχηματισμός των κρυστάλλων των γρανατών σε προϊούσα (prograde) μεταμόρφωση. Έτσι λοιπόν από τον πυρήνα προς την περιφέρεια αυξάνεται το ποσοστό FeO και σε μικρότερο βαθμό αυτό του MgO, που σε μερικές περιπτώσεις παραμένει σταθερό, ενώ αντίθετα φαίνεται να μειώνεται το ποσοστό του CaO και του MnO. Συνήθως η ζώνωση αυτή εμφανίζεται συνεχής, όμως σε μερικές περιπτώσεις όπως π.χ. στο δείγμα (Κα 285.1), η ζώνωση ανάπτυξης δείχνει να είναι ασυνεχής, με διάφορα χάσματα σε ορισμένα συστατικά του γρανάτη. Αυτό σημαίνει ότι μάλλον τέτοια χάσματα οφείλονται στην ανάπτυξη του ορυκτού σε περισσότερα από ένα στάδια και ότι ανάμεσα σε αυτά τα στάδια είχαμε μια σημαντική αλλαγή στην προσφορά των συστατικών του γρανάτη από το πέτρωμα.

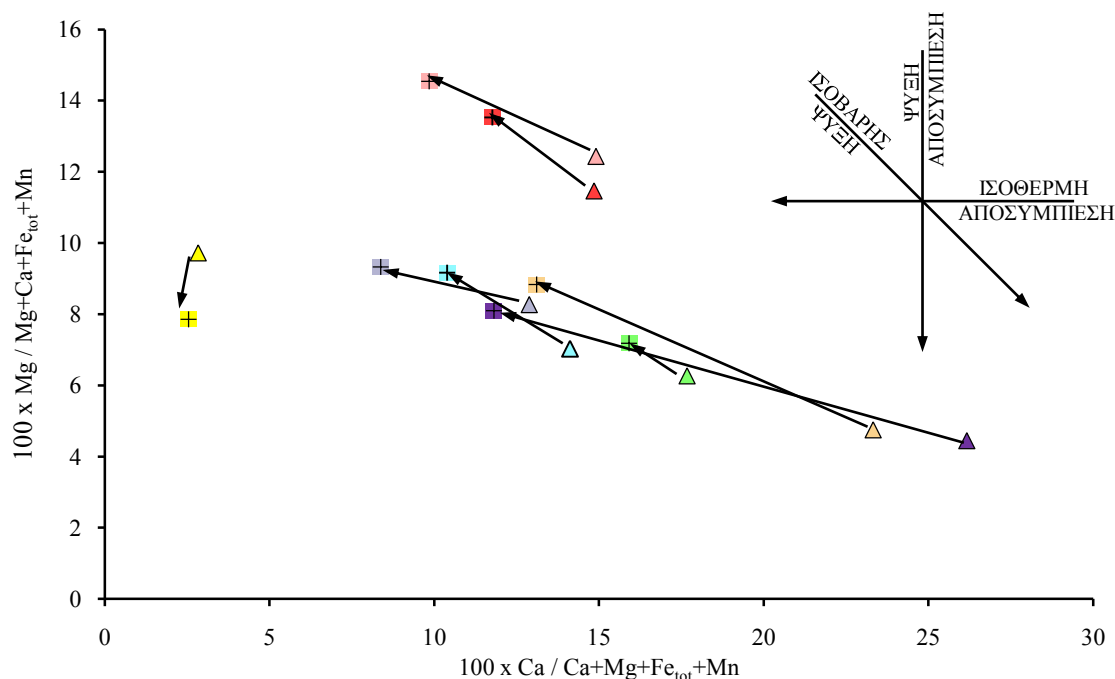
Αξιοσημείωτη είναι η εμφανή μεταβολή στην περιφέρεια του γρανάτη του δείγματος (Κ 6β) της κανονικής ζώνωσης ανάπτυξης, με αύξηση του MnO και CaO και πτώση του MgO. Σύμφωνα με τους προαναφερθέντες ερευνητές αυτή η ανωμαλία θεωρείται ενδεικτική της διαδικασίας της διάχυσης και λαμβάνει χώρα κατά την διάρκεια μίας ανάδρομης

(retrograde) μεταμορφικής διαδικασίας. Τέλος, τα οριζόντια επίπεδα προφίλ ζώνωσης σε ορισμένες περιπτώσεις, θα μπορούσαν, είτε να σχετίζονται με θερμική εξισορρόπηση του γρανάτη, είτε να δείχνουν ότι αυτοί οι γρανάτες αναπτύσσονται υπό σταθερή θερμοκρασία.

Σύμφωνα με τους Martignole & Nantel (1982) η συστατική ζώνωση που παρατηρείται στους γρανάτες, με την υπόθεση ότι αυτή είναι ενδεικτική των μεταβολών πίεσης και θερμοκρασίας κατά τα στάδια της ανάπτυξής τους, μπορεί να αποκαλύψει στοιχεία της μεταμορφικής πορείας που ακολούθησαν τα πετρώματα που τους περιέχουν. Σύμφωνα με τους ίδιους ερευνητές βασικός κανόνας για την εξαγωγή τέτοιων συμπερασμάτων είναι ότι η ζώνωση του γροσσουλάριου στο γρανάτη, η οποία εξαρτάται κυρίως από τις μεταβολές της πίεσης, μπορεί να συσχετισθεί με την ζώνωση αλμανδίνη – πυρωπού η οποία εξαρτάται κυρίως από την θερμοκρασία. Απαραίτητη προϋπόθεση για να εφαρμοσθούν τα παραπάνω, είναι η παρουσία στην παραγένεση του πετρώματος πλαγιοκλάστου, χαλαζία και μιας αργιλοπυριτικής φάσης, που στην περίπτωση μας είναι ο κυανίτης.

Στο διάγραμμα του σχήματος 35 προβάλλεται ο λόγος $100 \times \text{Mg}/(\text{Mg}+\text{Ca}+\text{Fe}+\text{Mn})$ ως προς $100 \times \text{Ca}/(\text{Ca}+\text{Mg}+\text{Fe}+\text{Mn})$ για τους πυρήνες και τις περιφέρειες των γρανατών. Η φορά της μεταμορφικής πορείας δηλώνεται με ένα βέλος από τον πυρήνα προς την περιφέρεια του γρανάτη. Οι Martignole & Nantel (1982) σημειώνουν ότι μια κατακόρυφη πορεία σε ένα τέτοιο διάγραμμα δείχνει μείωση του λόγου $100 \times \text{Mg}/(\text{Mg}+\text{Ca}+\text{Fe}+\text{Mn})$ για σταθερές τιμές $100 \times \text{Ca}/(\text{Ca}+\text{Mg}+\text{Fe}+\text{Mn})$ και αντιστοιχεί σε μείωση της θερμοκρασίας για σταθερή περιεκτικότητα σε γροσσουλάριο, δηλαδή μείωση της θερμοκρασίας κατά μήκος μίας καμπύλης με κλίση $1^\circ\text{C}/24\text{Kbar}$ (ή $42^\circ\text{C}/\text{Kbar}$). Αντίθετα, μία οριζόντια γραμμή στο ίδιο διάγραμμα αντιστοιχεί σε μεταβολή της πίεσης υπό σταθερή θερμοκρασία. Η θετική ή αρνητική μεταβολή της πίεσης εξαρτάται από την πολικότητα των βελών μεταξύ του πυρήνα και της περιφέρειας των γρανατών. Γραμμή με αρνητική κλίση στο διάγραμμα αυτό, αντιστοιχεί σε μείωση της θερμοκρασίας με αύξηση της περιεκτικότητας σε γροσσουλάριο, φανερώνοντας μία πορεία ισοβαρούς ψύξης.

Έτσι λοιπόν, η προβολή των συστάσεων πυρήνα και περιφέρειας από γρανάτες των σχιστολιθικών πετρωμάτων του κρυσταλλοσχιστώδους της ανατολικής Πελαγονικής ζώνης στην περιοχή του Καϊμακτσαλάν στο παραπάνω διάγραμμα (Σχ. 35) δείχνει μία γενική πορεία ισόθερμης αποσυμπίεσης για τους περισσότερους από αυτούς, ενώ ο γρανάτης του δείγματος (KY) φανερώνει πορεία αποσυμπίεσης που συνοδεύεται με ψύξη. Οι



Σχήμα 35: Προβολή των συστάσεων (πυρήνας και περιφέρεια) ορισμένων γρανατών του κρυσταλλοσχιστώδους της ανατολικής Πελαγονικής ζώνης στο διάγραμμα $100x\text{Ca}/(\text{Ca}+\text{Mg}+\text{Fe}+\text{Mn})$ ως προς το $100 \times \text{Mg} / (\text{Mg}+\text{Ca}+\text{Fe}+\text{Mn})$. Επάνω δεξιά φαίνονται οι πιθανές μεταμορφικές πορείες των πετρωμάτων που θεωρούνται υπεύθυνες για τις χημικές αποκλίσεις στην σύσταση των γρανατών, σύμφωνα με τους Martignole & Nantel (1982). Οι συμβολισμοί όπως στο σχήμα 27.

πορείες που προκύπτουν από την χρήση αυτού του διαγράμματος είναι σε συμφωνία με την συνολική πορεία που έχει υποθεθεί για τα πετρώματα της ανατολικής Πελαγονικής ζώνης στην περιοχή έρευνας από την χρήση των πετρογενετικών δικτύων, όπως θα δούμε παρακάτω.

3.2.1.2 Μαρμαρυγίες

Ο γενικός χημικός τύπος των μαρμαρυγιών μπορεί να εκφραστεί με τη σχέση:



όπου στην θέση X τοποθετείται το K, Na και το Ca, στην θέση Y το Al, Ti, Mn, Mg, Fe^{2+} , Fe^{3+} και στην θέση Z το Si και Al με σχέση $\text{Si}:\text{Al} = 3:1$.

Οι μαρμαρυγίες διακρίνονται σε δι-οκταεδρικούς, εάν αποτελούνται από λιγότερα από 2,5 οκταεδρικά κατιόντα ανά μονάδα κυψελίδας και σε τρι-οκταεδρικούς, με περισσότερα από 2,5 οκταεδρικά κατιόντα. Τα πιο συνηθισμένα είδη μαρμαρυγιών, τα οποία δεσπόζουν και στα πετρώματα της περιοχής έρευνας, είναι οι:

Βιοτίτες $\text{K}_2(\text{Mg,Fe})_6(\text{Al}_2\text{Si}_6)\text{O}_{20}(\text{OH})_4$

Λευκοί μαρμαρυγίες $(\text{K,Na})_2\text{Al}_4(\text{Al}_2\text{Si}_6)\text{O}_{20}(\text{OH})_4$

Και τα δύο παραπάνω μέλη των μαρμαρυγιών όμως αποτελούνται από διάφορα ακραία μέλη, ανάλογα με το εάν το Na ή το K καταλαμβάνει την θέση X και από διάφορες κρυσταλλοχημικές υποκαταστάσεις, όπως αυτή του (Mg, Fe) από Al στη οκταεδρική θέση Y, η οποία εξισορροπείται από αντίστοιχη τοποθέτηση Al σε θέση Si στην τετραεδρική θέση Z, όπως περιγράφεται από την αμφίδρομη σχέση: $\text{Al}^{\text{IV}} + \text{Al}^{\text{VI}} (\text{Al}_{\text{tot}}) = \text{Si}^{\text{IV}} + (\text{Mg, Fe})^{\text{VI}}$ ή πιο απλά $2\text{Al} = \text{Si} + (\text{Fe} + \text{Mg})$ (τσερμακίτικη υποκατάσταση). Επίσης, σε υψηλές θερμοκρασίες μπορεί το Ti, π.χ. στον βιοτίτη, να τοποθετηθεί στην οκταεδρική θέση υποκαθιστώντας το Al. Η υποκατάσταση αυτή εξισορροπείται είτε από αντικατάσταση του Si από Al στην τετραεδρική θέση, είτε από κενά στην Y θέση.

Οι υπολογισμοί των δομικών τύπων των μαρμαρυγιών έγινε στα 11 άτομα οξυγόνου για τους λευκούς μαρμαρυγίες ενώ για τους βιοτίτες στα 22 άτομα οξυγόνου. Ο Fe^{3+} δεν υπολογίστηκε κατά τον προσδιορισμό του χημικού τύπου, κατά συνέπεια όλος ο σίδηρος θεωρήθηκε ως δισθενής.

3.2.1.2.A Λευκοί μαρμαρυγίες

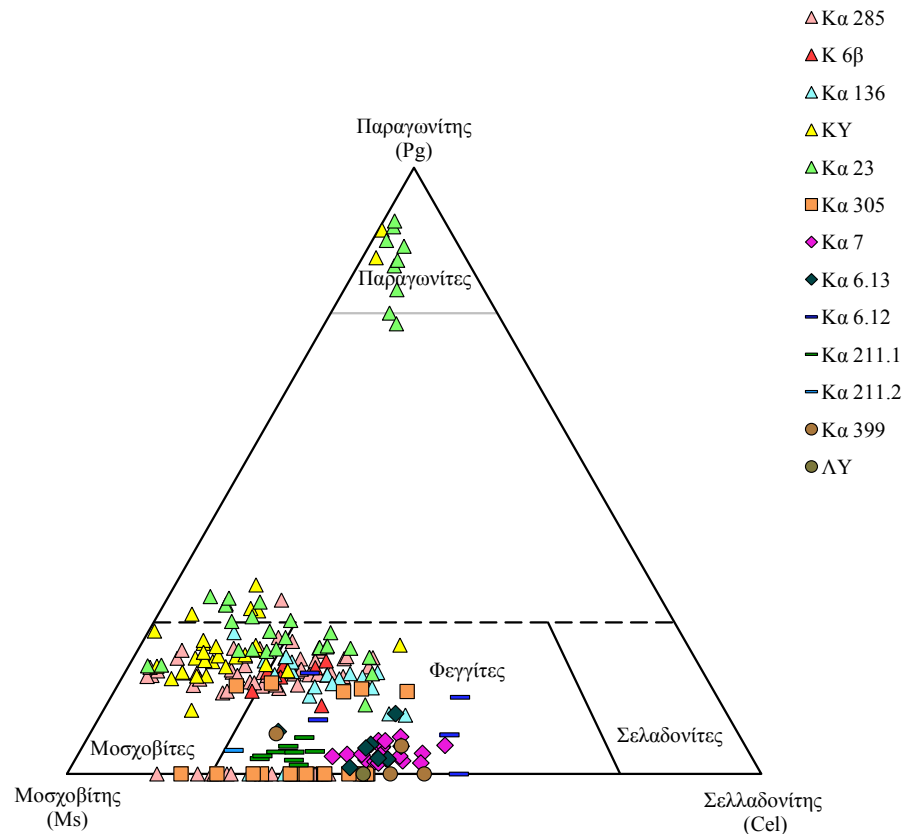
Οι λευκοί μαρμαρυγίες, ανήκουν στην ομάδα των δι-οκταεδρικών (di-octahedral) μαρμαρυγιών και είναι ένα από τα κύρια ορυκτά συστατικά των διάφορων πετρογραφικών τύπων που μελετήθηκαν. Το μέγεθος τους ποικίλει, με τους παλαιότερους μεγάλους κρυστάλλους να αποτελούν πορφυροβλάστες και να παρακάμπτονται από την σχιστότητα (Εικ. 11β, 32Δ) και τους σχετικά μικρότερους να αναπτύσσονται παράλληλα με αυτή (Εικ. 17Δ, 23Γ, 34Γ). Οι μικρού μεγέθους έως λεπτόκοκκοι λευκοί μαρμαρυγίες σχετίζονται, είτε με την αντικατάσταση άλλων ορυκτών ή με την ανακρυστάλλωση των μεγαλύτερων λευκών μαρμαρυγιών κατά την διάρκεια εξέλιξης των τεκτονικών γεγονότων (Εικ. 11Α, 18Γ).

Όπως διακρίνεται στο τριγωνικό διάγραμμα του σχήματος 36 (Schliestedt, 1980) οι περισσότεροι λευκοί μαρμαρυγίες παρουσιάζουν αποκλίσεις από τον ιδανικό τύπο μοσχοβίτη $\text{K}_2\text{Al}_4(\text{Al}_2\text{Si}_4)\text{O}_{20}(\text{OH})_4$ προς τα άλλα ακραία μέλη: τον παραγωνίτη $\text{Na}_2\text{Al}_4(\text{Al}_2\text{Si}_6)\text{O}_{20}(\text{OH})_4$ και τον σελαδονίτη $\text{K}_2\text{Mg}_2\text{Fe}_2\text{Si}_8\text{O}_{20}(\text{OH})_4$. Ο υπολογισμός των ακραίων μελών υπολογίστηκε σύμφωνα με την μέθοδο του Schliestedt (1980) .ως εξής:

παραγωνίτης (Pg): $(Na \times 100) / (Na + K)$

σελαδονίτης (Cel): $(Si - 3) \times 100$

μοσχοβίτης (Ms): $100 - Cel - Pg$



Σχήμα 36: Προβολή των λευκών μαρμαρυγιών στο τριγωνικό διάγραμμα ταξινόμησης Ms – Pg – Cel του Schliestedt (1980).

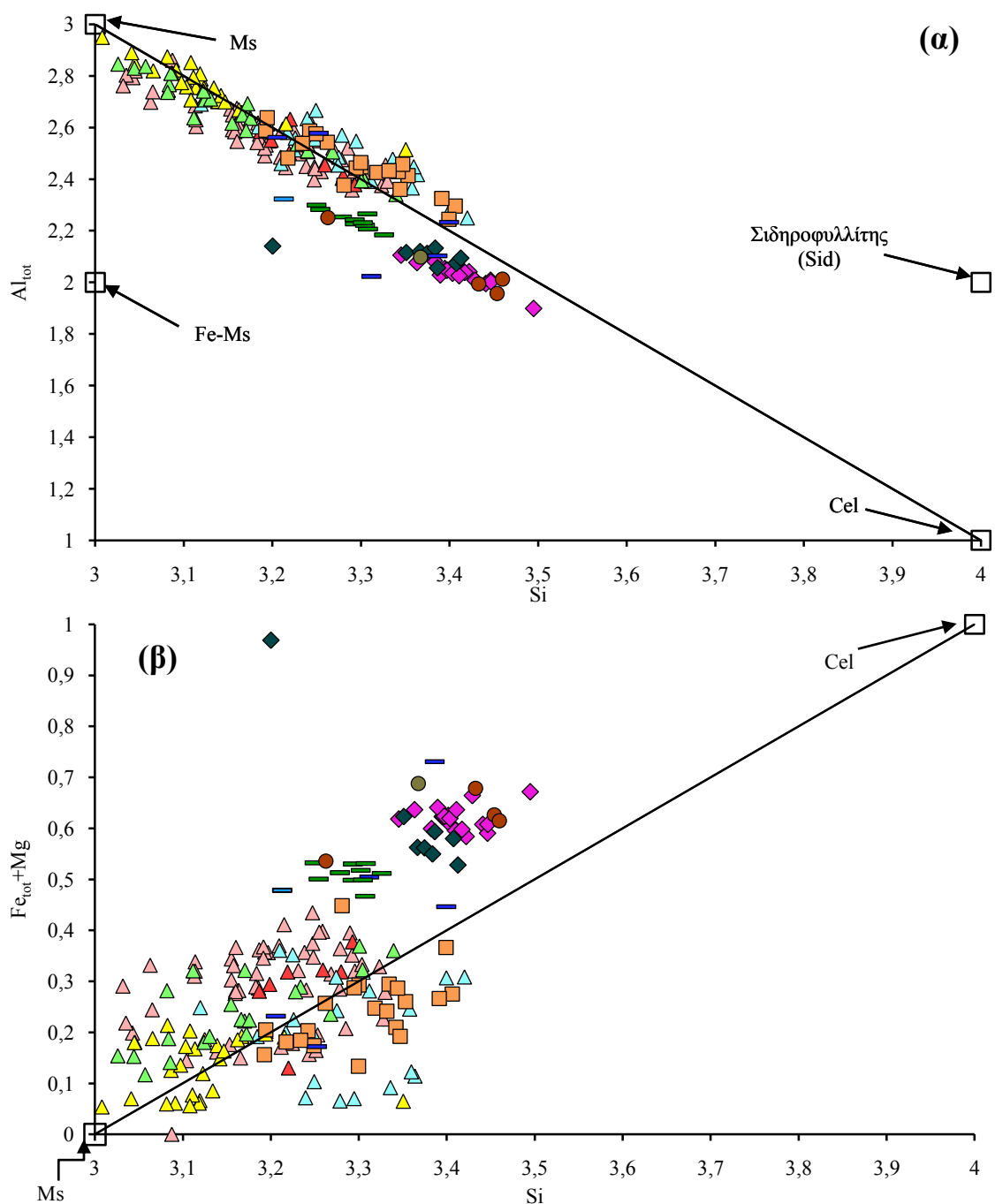
Οι λευκοί μαρμαρυγίες που είναι πλούσιοι στο μόριο του σελαδονίτη, αποτελώντας τα ενδιαμέσα μέλη του στερεού διαλύματος μεταξύ μοσχοβίτη και σελαδονίτη, ονομάζονται φεγγίτες (Phe), με βασικό κριτήριο ονοματολογίας την ατομική συμμετοχή του Si στο δομικό τύπο. Σύμφωνα με τους Massone & Schreyer (1987) ως φεγγίτες θεωρούνται οι λευκοί μαρμαρυγίες που η τιμή του Si κυμαίνεται μεταξύ 3,20 και 3,80. Σε νεώτερη μελέτη οι Massonne & Szpurka (1997), υποστηρίζουν ότι η αύξηση της πίεσης οδηγεί σε υψηλότερη περιεκτικότητα σε Si στο μοριακό τύπο των φεγγιτικών μαρμαρυγιών, αλλά και μέτρια ελάττωση της τιμής αυτής παράλληλα με την αύξηση της θερμοκρασίας. Οι Massonne & Schreyer (1987) μάλιστα προτείνουν ότι η τιμή του Si αποτελεί αξιόπιστο γεωβαρόμετρο,

μόνο όμως όταν στην παραγένεση συνυπάρχει καλιούχος άστριος, βιοτίτης και χαλαζίας. Περισσότερα όμως για το συγκεκριμένο γεωβαρόμετρο θα αναφέρουμε παρακάτω στα πλαίσια της γεωθερμοβαρομετρίας.

Χρησιμοποιώντας το διάγραμμα Al_{tot} προς το Si (Σχ. 37α), παρατηρούμε ότι σχεδόν όλες οι αναλύσεις προβάλλονται κατά μήκος της γραμμής που δίνει την ιδανική τσερμακίτικη υποκατάσταση ($2Al = Si + (Fe^{2+} + Mg)$) μεταξύ του θεωρητικού μοσχοβίτη και σελαδονίτη, εκτός από αυτές των γνευσίων και μεταγρανιτών που στην πλειονότητά τους προβάλλονται κάτω από την γραμμή του ιδανικού φεγγίτη, παρουσιάζοντας και την υψηλότερη τιμή πυριτίου στο δομικό τύπο τους. Η ιδιαιτερότητα αυτή οφείλεται στην αύξηση του Fe και του Mg και στην αντίστοιχη ελάττωση του Al με ταυτόχρονη αύξηση της τιμής του Si στο δομικό τύπο των κρυστάλλων όπως φαίνεται από τα σχήματα 37α και β.

Έτσι λοιπόν, παρατηρήσαμε ότι το Si στους αναλυθέντες κρυστάλλους (Πιν. 8), κυμαίνεται από 3,42 έως 3,01 στα σχιστολιθικά πετρώματα, στους αμφιβολίτες από 3,41 έως 3,19 και στους μεταγρανίτες και γνευσίους του Καϊμακτσαλάν από 3,40 έως 3,21 και 3,49 έως 3,20 αντίστοιχα. Τέλος, αναλύσεις K-ούχων λευκών μαρμαρυγιών έγιναν και στα γνευσιακά πετρώματα της ενότητας Άννας λαμβάνοντας τιμές ατόμων Si που κυμαίνονται από 3,46 έως 3,26.

Το παραπάνω εύρος των τιμών Si, που παρατηρείται στους K-ούχους λευκούς μαρμαρυγίες, τεκμηριώνει την παρουσία φεγγιτικών και μη φεγγιτικών μοσχοβιτών. Οι λευκοί K-ούχοι λευκοί μαρμαρυγίες στα πετρώματα που αναλύθηκαν, καλύπτουν όπως φαίνεται και στο σχήμα 37α, μεγάλο εύρος μεταξύ των τιμών που προαναφέρθηκαν, χωρίς ομαδοποιήσεις και αυτό ερμηνεύεται ως καταγραφή της μεταμορφικής εξέλιξης της ανατολικής Πελαγονικής ζώνης στην περιοχή του Καϊμακτσαλάν, από συνθήκες υψηλότερων πιέσεων σε συνθήκες χαμηλότερων πιέσεων. Οι φεγγιτικοί μοσχοβίτες, τεκμηριώνουν την επίδραση μεταμόρφωσης υψηλών πιέσεων, οι δε λιγότεροι φεγγιτικοί, την τάση επαναϊσορρόπησης τους κατά την διάρκεια της αποσυμπίεσης. Εξάλλου, η παρατήρηση ζώνωσης των K-λευκών μαρμαρυγιών όσο αφορά την τιμή των ατόμων Si, με μείωση της τιμής του Si από τον πυρήνα προς την περιφέρεια τους σε ορισμένους κρυστάλλους, επαληθεύει την παραπάνω ερμηνεία, ενώ η αντίθετη τάση που παρατηρήθηκε σε μεγάλους κρυστάλλους π.χ. στο δείγμα Ka 136, πιθανόν να οφείλεται, στην μη εξισορρόπηση τους σε χαμηλότερες πιέσεις κατά το στάδιο της αποσυμπίεσης (Σχ. 38).



Σχήμα 37: Προβολή των K-ούχων λευκών μαρμαρυγιών στα διαγράμματα (α) Si ως προς το Al_{tot} και (β) Si ως προς το $Fe_{tot}+Mg$. Οι συμβολισμοί όπως στο σχήμα 36.

Σύμφωνα με τον Guidotti (1978 και 1984) η σύσταση των λευκών μαρμαρυγιών συνδέεται άμεσα με μεταβολές της πίεσης και της θερμοκρασίας. Συγκεκριμένα το ποσοστό συμμετοχής του σελαδονίτη επηρεάζεται άμεσα από την πίεση, αφού αύξηση της συμμετοχής του σημαίνει αύξηση της πίεσης, ενώ το ποσοστό του παραγωνίτη επηρεάζεται

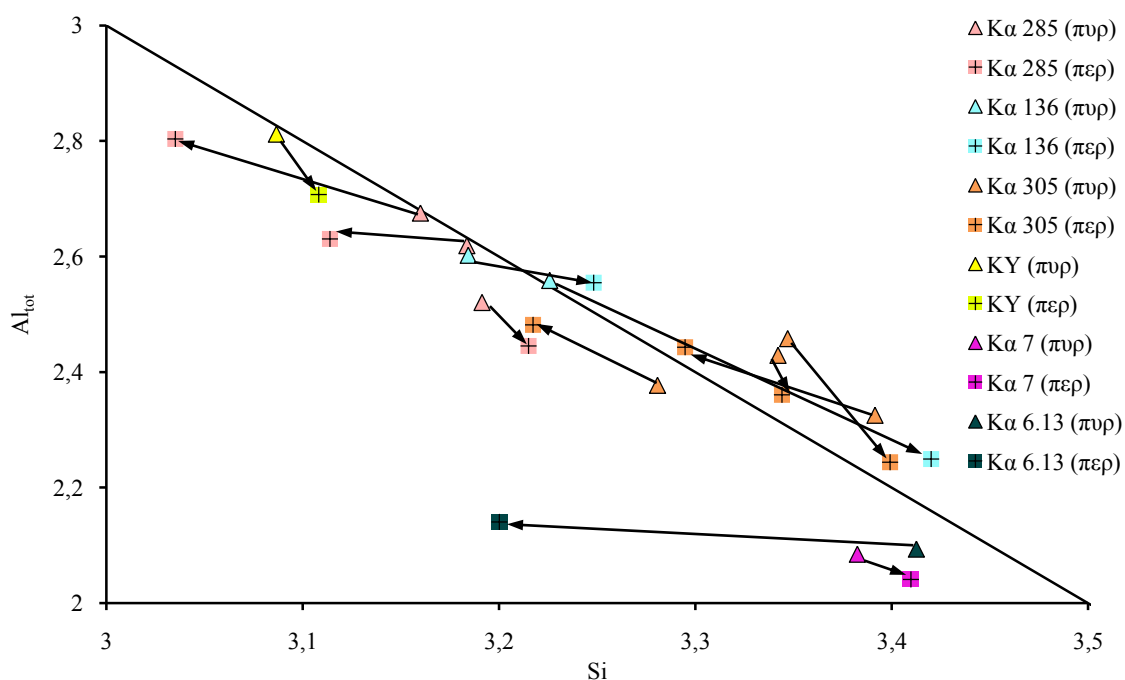
ανάλογα με την θερμοκρασία. Έτσι η προβολή των λευκών μαρμαρυγιών στο διάγραμμα σελαδονίτη – παραγωνίτη (Σχ. 39) δείχνει σε γενικές γραμμές σχετικά υψηλότερες πιέσεις

Πίνακας 8: Συγκεντρωτικός πίνακας των μέγιστων και ελάχιστων τιμών του Si στους K-ούχους λευκούς μαρμαρυγίες στους διάφορους πετρογραφικούς τύπους

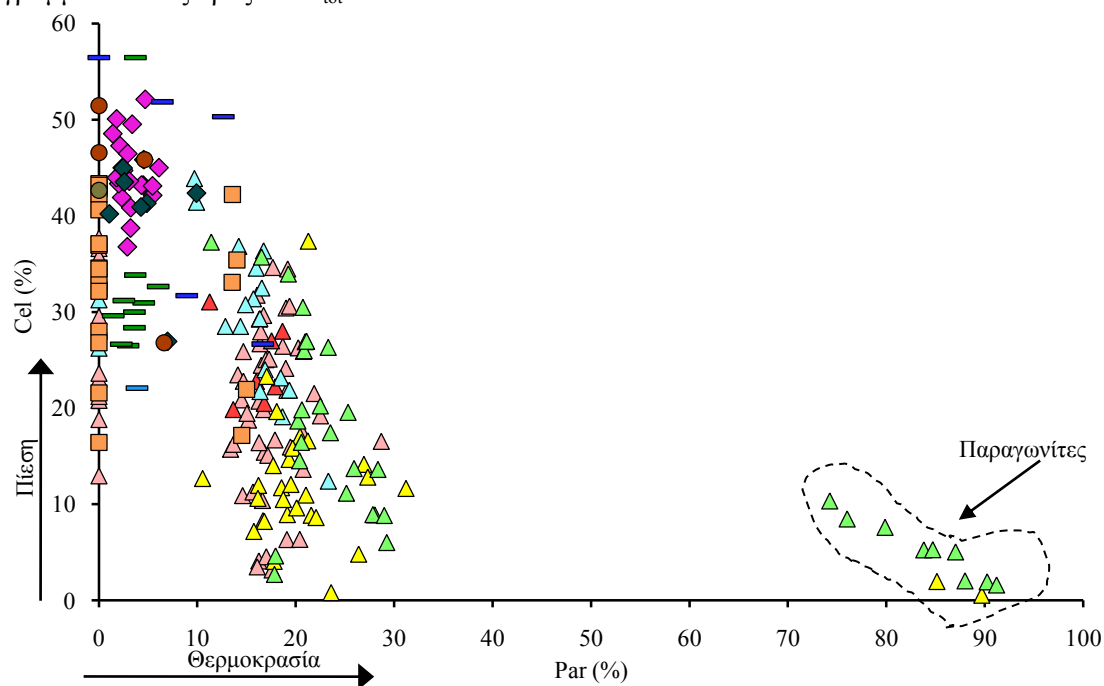
Αριθ. Δείγματος	Μαρμαρυγικοί σχιστόλιθοι						Αμφιβολίτης	
	Kα 285	K 6β	Kα 136	KY	Kα 23		Kα 305	
	min max 3,03 3,33	min max 3,19 3,29	min max 3,12 3,42	min max 3,01 3,35	min max 3,30 3,34		min max 3,19 3,41	
	Γνεύσιοι		Μεταγρανίτες			Γνεύσιοι ενότητας Άννας		
Αριθ. Δείγματος	Kα 7	Kα 6.13	Kα 6.12	Kα 211.1	Kα 211.2	Kα 399		ΔY
	min max 3,35 3,49	min max 3,20 3,41	min max 3,21 3,40	min max 3,25 3,33	3,21	min max 3,26 3,46		3,37

για αυτούς των γνευσιακών και μεταγρανιτικών πετρωμάτων με πολύ μικρό ποσοστό συμμετοχής του παραγωνίτη, ενώ σχετικά υψηλότερες θερμοκρασίες για αυτούς των υπολοίπων πετρογραφικών τύπων με μεγαλύτερο ποσοστό συμμετοχής του παραγωνίτη. Και στις δύο περιπτώσεις παρατηρούνται λευκοί μαρμαρυγίες με μηδενικές τιμές παραγωνιτικού μορίου, οι οποίοι παρουσιάζουν είτε χαμηλό είτε υψηλό ποσοστό συμμετοχής σελαδονίτη στον μοριακό τους τύπο. Το γεγονός αυτό μπορεί να οφείλεται στην περίπλοκη μεταμορφική ιστορία των κρυστάλλων αυτών και στην διαρκή προσπάθεια εξισορρόπησης τους σε νέες συνθήκες θερμοκρασίας και πίεσης, γεγονός που δεν μας επιτρέπει να συνάγουμε ασφαλή συμπεράσματα για τις μεταμορφικές συνθήκες.

Στο διάγραμμα $\text{FeO}_{\text{tot}} - \text{Al}_2\text{O}_3$ του σχήματος 40, του Miyashiro (1973) φαίνονται τα πεδία που αντιστοιχούν σε διάφορους μεταμορφικούς βαθμούς. Ο ιδεατός μοσχοβίτης έχει $\text{FeO}_{\text{tot}}=0$ και $\text{Al}_2\text{O}_3=38,4$. Από την προβολή στο παραπάνω διάγραμμα των συστάσεων των λευκών μαρμαρυγιών που αναλύσαμε στα σχιστολιθικά πετρώματα φαίνεται ότι αυτοί



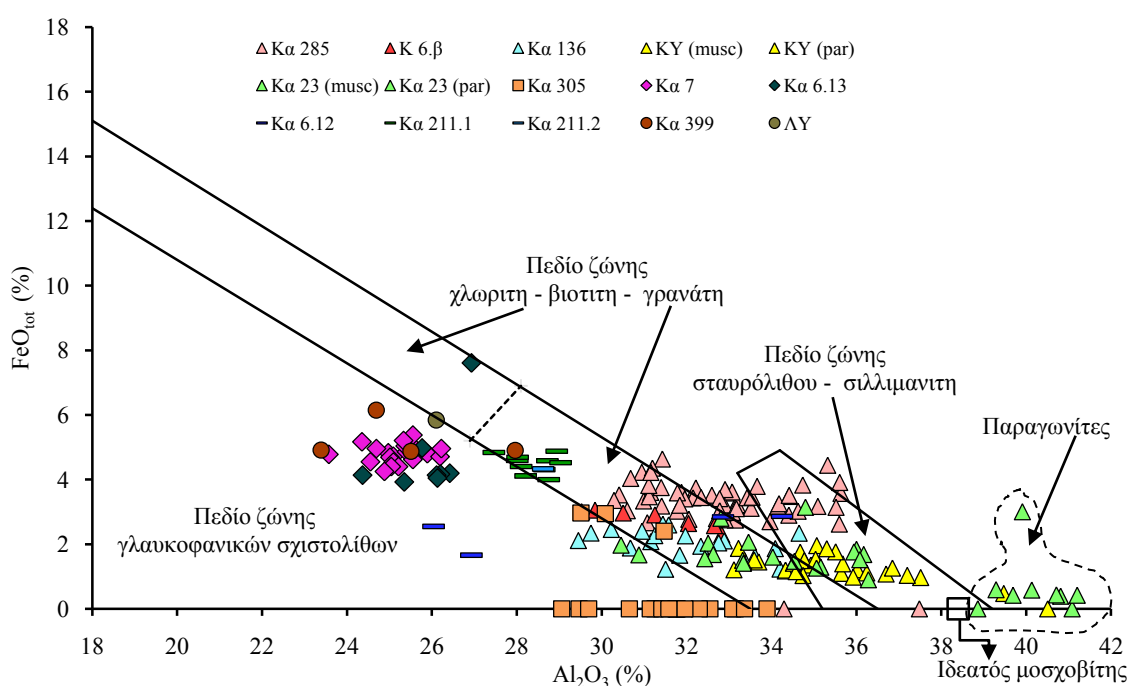
Σχήμα 38: Προβολή ορισμένων K-ούχων λευκών μαρμαρυγιών (πυρήνας – περιφέρεια) στο διαγράμματα Si ως προς το Al_{tot} .



Σχήμα 39: Προβολή των λευκών μαρμαρυγιών στο διάγραμμα Pr ως προς Cel. Οι συμβολισμοί όπως στο **σχήμα 36**.

διασπείρονται από το πεδίο των ζωνών χλωρίτη, βιοτίτη, γρανάτη με συγκέντρωση στους υψηλότερους βαθμούς έως το πεδίο της ζώνης σταυρόλιθου – κυανίτη. Από τους γνεύσιους και μεταγρανίτες σχεδόν όλες οι αναλύσεις των λευκών μαρμαρυγιών, μαζί με μερικές των

σχιστολιθικών πετρωμάτων, προβάλλονται, στο πεδίο συστάσεων μαρμαρυγιών της γλαυκοφανικής φάσης, εκτός από αυτούς των δειγμάτων Κα 211.1 και 211.2, που προβάλλονται στην ζώνη χλωρίτη, βιοτίτη, γρανάτη ή στο όριο με αυτήν. Ενδιαφέρον παρουσιάζουν οι λευκοί μαρμαρυγίες του αμφιβολίτη, οι οποίοι προβάλλονται στη ζώνη των γλαυκοφανιτικών σχιστολίθων, έχοντας μηδενική τιμή FeO_{tot} , εκτός από τρεις αναλύσεις που προβάλλονται στο όριο με την ζώνη χλωρίτη, βιοτίτη, γρανάτη. Οι φτωχοί σε FeO_{tot} μαρμαρυγίες, και σε αυτή την περίπτωση, συνδέονται με την περίπλοκη μεταμορφική εξέλιξη των Κ-ούχων λευκών μαρμαρυγιών.



Σχήμα 40: Προβολή των λευκών μαρμαρυγιών στο διάγραμμα Al_2O_3 ως προς το FeO_{tot} του Miyashiro (1973). Οι συμβολισμοί όπως στο σχήμα 30.

Όπως φαίνεται από το τριγωνικό διάγραμμα του σχήματος 36 μερικοί λευκοί μαρμαρυγίες ορισμένων σχιστολιθικών πετρωμάτων, παρουσιάζουν αυξημένη περιεκτικότητα σε παραγωνίτη. Από το Σχ. 34 γίνεται φανερό ότι, οι παραγωνίτες εκτός από την υψηλή περιεκτικότητα σε NaO παρουσιάζουν και υψηλή τιμή σε Al_2O_3 , δείχνοντας ότι πρόκειται για μεταπηλιτικά πετρώματα πλούσια σε αργίλιο (Guidotti 1968). Εξ' άλλου, η παρουσία του χλωριτοειδή όπως θα δούμε παρακάτω, καθώς και η σποραδική ανεύρεση κυανίτη συνηγορούν στον παραπάνω χαρακτηρισμό. Τέλος από το διάγραμμα του Miyashiro (1973) γίνεται φανερό ότι οι παραγωνίτες προβάλλονται έξω από την ζώνη του σιλλιμανίτη,

γεγονός που δείχνει ότι σχηματίστηκαν σε υψηλότερες θερμοκρασίες, όπως φαίνεται και από το σχήμα 39.

3.2.1.2.B Βιοτίτες

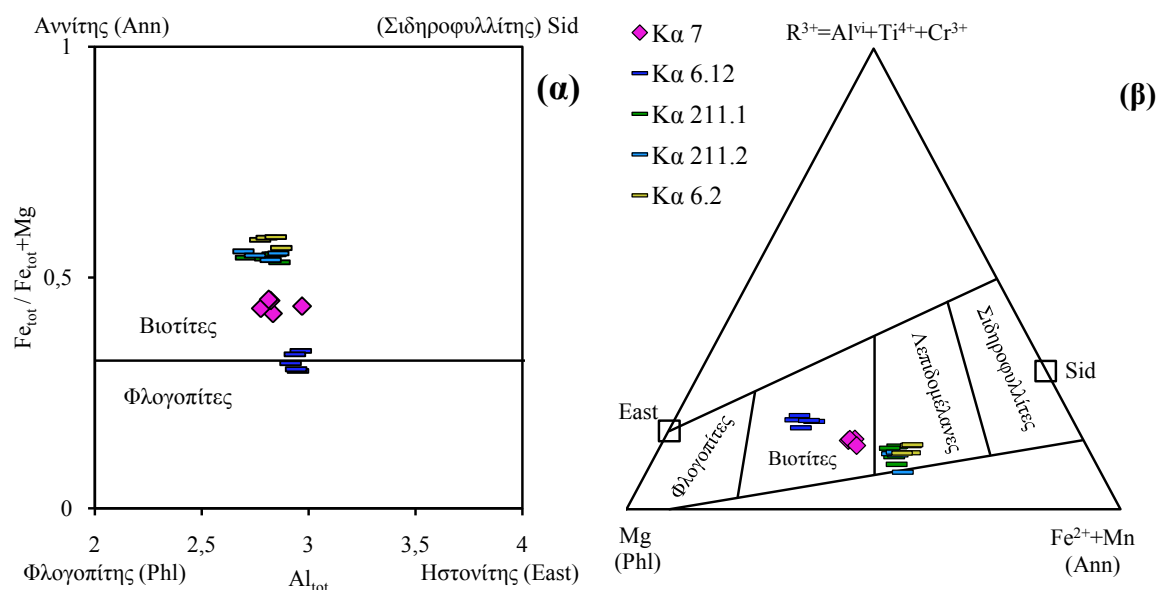
Ο βιοτίτης ανήκει στην ομάδα των τρι-οκταεδρικών μαρμαρυγιών και μπορεί να θεωρηθεί ως στερεό διάλυμα μεταξύ των ακραίων μελών φλογοπίτη (Phl) $K_2Mg_6(Al_2Si_6)O_{20}(OH)_4$ και αννίτη (Ann) $K_2Fe_6(Al_2Si_6)O_{20}(OH)_4$. Τόσο ο φλογοπίτης όσο και ο αννίτης δεν περιέχουν Al στην Y θέση, στην πραγματικότητα όμως στους βιοτίτες παρατηρείται μία αξιοσημείωτη τσερμακίτικη υποκατάσταση (βλέπε παραπάνω). Η αντικατάσταση αυτή οδηγεί στη δημιουργία δύο άλλων ακραίων μελών: του σιδηροφυλλίτη (Sid) ή Al-αννίτη $K_2Fe_4Al_2(Al_4Si_4)O_{20}(OH)_4$ και του ηστονίτη (East) ή Al-φλογοπίτη $K_2Mg_4Al_2(Al_4Si_4)O_{20}(OH)_4$.

Λόγω της ολοκληρωτικής μετατροπής του βιοτίτη σε ψευδόμορφους κρυστάλλους χλωρίτη, στους οποίους συχνά τα μοναδικά ιστολογικά χαρακτηριστικά που διασώζονται είναι το σχήμα του και η χαρακτηριστική πλεοχροϊκή άλω του ζirkονίου στο εσωτερικό του κρυστάλλου (Εικ. 33B), καθώς και η όχι συχνή έως σποραδική παρουσία του στα σχιστολιθικά και αμφιβολιτικά πετρώματα, δεν μας επέτρεψαν την ορυκτοχημική έρευνα του ορυκτού στους συγκεκριμένους λιθολογικούς τύπους πετρωμάτων. Αντιθέτως, τον συναντάμε συχνά στους μεταγρανίτες και γνευσίους, αποτελώντας κύριο ορυκτό συστατικό αυτών των πετρωμάτων (Εικ. 33Γ, 36Γ και Δ) .

Οι βιοτίτες των μεταγρανιτών, εκτός από την παρούσα φάση όπου θα προσπαθήσουμε να ερευνήσουμε την πιθανή σχέση τους με το βαθμό μεταμόρφωσης, θα εξεταστούν και στο κεφάλαιο που ασχολείται ειδικότερα με τα πλουτωνικά πετρώματα που διεισδύουν το Πελαγονικό κρυσταλλοσχιστώδες στην περιοχή του Καϊμακτσαλάν.

Οι βιοτίτες σύμφωνα με τους Deer et al. (1962) χωρίζονται σε βιοτίτες και φλογοπίτες σύμφωνα με την τιμή της αναλογίας Mg:Fe. Στους πρώτους η αναλογία είναι μικρότερη του 2:1 ενώ στους δεύτερους μεγαλύτερη του 2:1. Στο διάγραμμα ταξινόμησής τους (Σχ. 41α) φαίνεται ότι όλοι οι αναλυθέντες κρύσταλλοι των βιοτιτών στα δείγματα που ερευνήθηκαν προβάλλονται στο πεδίο των βιοτιτών εκτός από αυτούς του δείγματος Ka 6.12, που προβάλλονται στο όριο με το πεδίο των φλογοπιτών.

Σύμφωνα με την ταξινόμηση της Foster (1960) στο τρίγωνο ($R^{3+}=Al^{VI}+Ti^{4+}+Cr^{3+}+Fe^{3+}$) - Mg - ($Fe^{2+}+Mn$) (Σχ. 35β) με την παραδοχή ότι όλος ο σίδηρος είναι Fe^{2+} , οι βιοτίτες που αναλύθηκαν, προβάλλονται στο πεδίο του βιοτίτη (Κα 6.12 και Κα 7) ενώ αυτοί των υπολοίπων δειγμάτων (Κα 211.1, Κα 211.2 και Κα 6.2) κοντά στο όριο με το πεδίο του λεπιδομέλανα (Σχ. 41β).



Σχήμα 41: Προβολή των βιοτιτών (στα διαγράμματα διαχωρισμού (α) των Deer et al. (1962) και (β) της Foster (1960)).

Έχουν γίνει διάφορες προσπάθειες ώστε να βρεθεί, εάν υπάρχει σχέση της σύστασης των βιοτιτών με τις συνθήκες μεταμόρφωσης. Σύμφωνα με τους Engel & Engel (1962), Fletcher & Greenwood (1979) και Schreurs (1985) η περιεκτικότητα του Ti αυξάνει παράλληλα με τον βαθμό μεταμόρφωσης, που σύμφωνα με τον τελευταίο ερευνητή γίνεται ο παρακάτω διαχωρισμός:

- α. πετρώματα χαμηλής έως ενδιάμεσης αμφιβολιτικής φάσης έχουν $Ti < 0,30$
- β. πετρώματα ενδιάμεσης έως υψηλής αμφιβολιτικής φάσης έχουν $0,30 < Ti < 0,45$
- γ. πετρώματα χαμηλής έως ενδιάμεσης γρανουλιτικής φάσης έχουν $Ti > 0,45$

Στην δική μας περίπτωση οι βιοτίτες είναι σχετικά φτωχοί σε Ti που κυμαίνεται στους γνευσίους από 0,11 έως 0,16 και στους μεταγρανίτες από 0,00 έως 0,33 που σύμφωνα με τον Schreurs (1985) χαρακτηρίζει πετρώματα χαμηλής έως ενδιάμεσης αμφιβολιτικής φάσης.

Οι Guidotti (1984) και Schreurs (1985) υποστηρίζουν ότι, αντίθετα με το Ti, το Al^{VI} μειώνεται με την αύξηση του βαθμού μεταμόρφωσης. Ειδικότερα, ο Schreurs (1985), όπως και στην περίπτωση του Ti, συσχετίζει την τιμή του Al^{VI} των βιοτιτών με τον βαθμό μεταμόρφωσης ως εξής:

- α. $Al^{VI} > 0,85$ χαρακτηρίζει την ενδιάμεση αμφιβολιτική φάση
- β. $0,55 < Al^{VI} < 0,85$ την ενδιάμεση έως υψηλή αμφιβολιτική φάση
- γ. $Al^{VI} < 0,55$ χαρακτηρίζει την χαμηλή έως ενδιάμεση γρανουλιτική φάση

Σύμφωνα με τα παραπάνω η τιμή του Al^{VI} στους αναλυθέντες βιοτίτες των γνευσίων κυμαίνεται από 0,69 έως 0,78, η οποία χαρακτηρίζει πετρώματα ενδιάμεσης έως υψηλής αμφιβολιτικής φάσης ενώ αυτοί των μεταγρανιτών καλύπτουν όλο το εύρος των τιμών, από 0,20 έως 1,06 φτάνοντας σε υψηλότερους βαθμούς ως την χαμηλή έως ενδιάμεση γρανουλιτική φάση.

Γενικότερα, ο Guidotti (1984) αναφέρει ότι βιοτίτες που έχουν τιμή Al^{VI} από 0 έως 1 έχουν υποστεί μεταμόρφωση αμφιβολιτικής φάσης, και ότι η τιμή του λόγου $Mg/(Fe+Mg)$ στους βιοτίτες που σχηματίστηκαν στην παραπάνω μεταμορφική φάση κυμαίνεται γενικά από 0,3 έως 1,0. Στην δική μας περίπτωση, σε όλους τους βιοτίτες που αναλύθηκαν οι τιμές του Al^{VI} (0,20-1,06) και του λόγου $Mg/(Fe+Mg)$ (0,7-0,41) εμπίπτουν στα παραπάνω εύρη τιμών που προτείνει ο Guidotti (1984).

Τέλος, μικροαναλύσεις που έγιναν σε ορισμένους βιοτίτες από τον πυρήνα στην περιφέρεια εμφανίζουν σχεδόν μία ομοιόμορφη κατανομή των μέσων τιμών του Ti (γνεύσιοι: 0,15→ 0,12, μεταγρανίτες: 0,15→0,20), του Mg (γνεύσιοι: 2,76→2,74, μεταγρανίτες: 2,41→2,35) και Fe^{2+} (γνεύσιοι: 2,20→2,19, μεταγρανίτες: 2,50→2,57) χωρίς ζώνωση η οποία προκαλείται από την ανάπτυξη του βιοτίτη.

3.2.1.3 Αμφίβολοι

Αμφίβολοι απαντώνται κυρίως στους αμφιβολίτες καθώς και σε ορισμένα γνευσιακά πετρώματα (Εικ. 9β, 17Α, 18Α και Δ, 34Β). Εκτός από τους παραπάνω πετρογραφικούς τύπους, αμφίβολοι παρατηρήθηκαν και στα πλουτωνικά πετρώματα που διεισδύουν το Πελαγονικό κρυσταλλοσχιστώδες, οι οποίοι θα αναλυθούν εκτενέστερα στο κεφάλαιο που πραγματεύεται τα πετρώματα αυτά

Ο γενικός τύπος των αμφιβόλων περιγράφεται από τη σχέση:



όπου το T του γενικού χημικού τύπου αντιστοιχεί στην τετραεδρική θέση, το C αντιστοιχεί στις οκταεδρικές $M_1+M_2+M_3$ θέσεις, το B αντιστοιχεί στη M_4 θέση και το A αντιστοιχεί στην θέση A της κρυσταλλικής δομής του ορυκτού.

Σύμφωνα με τους Lake et al. (1997) η κατανομή των κατιόντων στις διάφορες θέσεις γίνεται με βάση τα 23 O εφόσον δεν είναι γνωστό το ποσοστό του νερού και των αλογόνων (F, Cl) που περιέχονται στη δομή, ενώ σε αντίθετη περίπτωση υπολογίζεται στα 24 O. Η διαδικασία που ακολουθείται είναι η εξής:

- α) στην τετραεδρική θέση T του γενικού χημικού τύπου το άθροισμα των κατιόντων πρέπει να είναι 8 ($T=8,00$). Σε αυτή την θέση μπαίνει αρχικά το Si^{4+} και μετά το Al^{3+} , και εάν δεν συμπληρωθεί ο αριθμός $T=8,00$, προσθέτονται κατά σειρά προτίμησης Fe^{3+} και Ti^{4+} ,
- β) στην οκταεδρική θέση C το άθροισμα των κατιόντων πρέπει να είναι 5 ($C=5,00$), χρησιμοποιώντας διαδοχικά το περίσσευμα του Al^{3+} , Fe^{3+} και τέλος του Ti^{4+} από την προηγούμενη θέση, και στην συνέχεια τα κατιόντα Cr^{3+} , Fe^{2+} , Fe^{2+} , Mg^{2+} , Mn^{2+} , άλλα δισθενή ιόντα και τέλος το Li
- γ) στην θέση B το άθροισμα των κατιόντων πρέπει να είναι 2 ($B=2,00$). Στην θέση αυτή μπαίνει το περίσσευμα του Fe^{2+} , Mg^{2+} , Mn^{2+} και Li από την οκταεδρική θέση C και μετά διαδοχικά το Ca^{2+} και Na^{2+} ,
- δ) το περίσσευμα του Na^{2+} , από την θέση B τοποθετείται στην θέση A, όπως επίσης και το περίσσευμα του Ca^{2+} και μετά όλο το K^{+} . Το άθροισμα των ατόμων στην θέση A πρέπει να είναι μεταξύ του 0,00 και 1,00.

Ο χημικός τύπος των αμφιβόλων υπολογίστηκε στα 23 O και ο Fe_2O_3 και το H_2O και τα αλογόνα δεν προσδιορίστηκαν. Η αναγωγή μέρους του ολικού σιδήρου σε Fe^{3+} , που υπολογίστηκε σαν Fe^{2+} , έγινε με την μέθοδο του Dropp (1987).

Σύμφωνα με την γενική ταξινόμηση των αμφιβόλων των Leake et al. 1997, οι αμφίβολοι διακρίνονται σε τέσσερις γενικές ομάδες ανάλογα με τα κατιόντα που καταλαμβάνουν τις θέσεις B:

- α) Όταν $(\text{Ca}+\text{Na})_B < 1,00$ και $(\text{Mg}, \text{Fe}, \text{Mn}, \text{Li})_B \geq 1,00$, τότε η αμφίβολος ανήκει στην ομάδα μαγνήσιο-σίδηρο-μαγγάνιο-λίθιο αμφιβόλων.
- β) Όταν $(\text{Ca}+\text{Na})_B \geq 1,00$ και $\text{Na}_B < 0,5$, τότε η αμφίβολος ανήκει στις ασβεσταμφιβόλους. Συνήθως $\text{Ca}_B > 1,5$.

γ) Όταν $(Ca+Na)_B \geq 1,00$ και Na_B μεταξύ 0,5 και 1,50, τότε η αμφίβολος ανήκει στην ομάδα νάτριο-ασβεστούχων αμφιβόλων.

δ) Όταν $Na_B \geq 1,50$, τότε πρόκειται για μία νατριούχο αμφίβολο. Στην συνέχεια οι νατριούχοι αμφίβολοι διακρίνονται σ' αυτές με $(Mg+Fe^{2+}+Mn) > 2,5$ και σ' αυτές με $(Mg+Fe^{2+}+Mn) \leq 2,5$ ανά μονάδα χημικού τύπου.

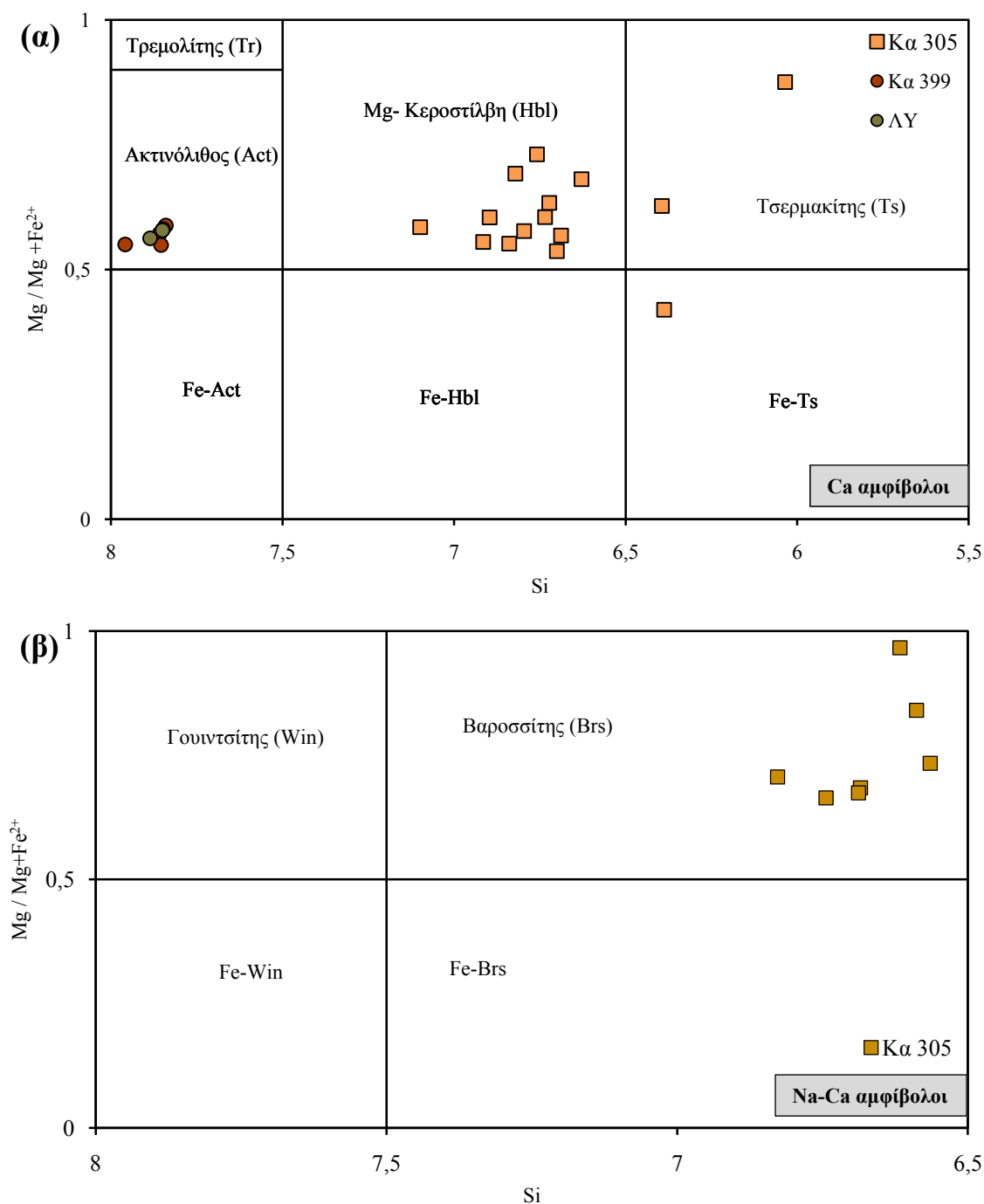
Με βάση τα παραπάνω οι αμφίβολοι που εδώ αναλύθηκαν ανήκουν στην ομάδα των Ca-αμφιβόλων καθώς και στην ομάδα των Na-Ca-αμφιβόλων.

Ειδικότερα, στο διάγραμμα $Mg/(Mg+Fe^{2+})$ -Si των Lake et al. 1997 (Σχ. 42α), οι Ca-αμφίβολοι από τον αμφιβολίτη του Πελαγονικού κρυσταλλοσχιστώδους (Κα 305), στο μεγαλύτερο ποσοστό τους προβάλλονται στο πεδίο της Mg-κεροστίλβης ενώ δύο αναλύσεις προβάλλονται στο πεδίο του τσερμακίτη και Fe-τσερμακίτη. Στο πεδίο του ακτινολίθου προβάλλονται οι αμφίβολοι των γνευσίων (ΛΥ, Κα 399) της ενότητας Άννας. Η προβολή των Na-Ca-αμφιβόλων του δείγματος (Κα 305), σε αντίστοιχο διάγραμμα (Σχ. 42β), τοποθετούνται στο πεδίο του βαροσίτη.

Στο διάγραμμα Si προς Na_B του σχήματος 43, οι γραμμές που οριοθετούν τα πεδία των Ca και Ca-Na αμφιβόλων πάρθηκαν από τους Leake et al. (1997), γίνεται φανερό ότι οι αμφίβολοι που προβάλλονται στο πεδίο των βαροσιτών είναι πιο πλούσιοι σε Na και φτωχότεροι σε Si, αντίθετα με αυτές που προβάλλονται στο πεδίο της Mg-κεροστίλβης. Χαμηλότερο Si από τις Mg-κεροστίλβες φαίνεται να παρουσιάζουν οι τσερμακιτικές αμφίβολοι. Τέλος πολύ αυξημένο Si και σαφώς χαμηλότερο Na περιέχουν οι αμφίβολοι που προβάλλονται στο πεδίο των ακτινολίθων. Από το ίδιο διάγραμμα, γίνεται φανερή μία πτωτική τάση της τιμής του Na από τον πυρήνα στην περιφέρεια ορισμένων αμφιβόλων που παρουσιάζουν ζώνωση, έτσι ώστε ο πυρήνας τους να χαρακτηρίζεται από βαροσίτη και η περιφέρεια τους από Mg-κεροστίλβη.

Από πολλούς ερευνητές, έχει αποδειχθεί ότι η χημική σύσταση των αμφιβόλων συνδέεται άμεσα με τον βαθμό μεταμόρφωσης. Έτσι, ο Raase (1974) πρότεινε για τον διαχωρισμό των Ca-ούχων αμφιβόλων διαφορετικού βαθμού μεταμόρφωσης, ότι μπορεί να χρησιμοποιηθεί η περιεκτικότητα τους σε Al^{IV} και Si. Στο διάγραμμα Al^{IV} προς Si του σχήματος 44 γίνεται ένας διαχωρισμός όλων των αμφιβόλων εκατέρωθεν της ισοβαρούς των 5 Kbar (αμφίβολοι χαμηλής και υψηλής πίεσης). Οι συστάσεις των περισσότερων αμφιβόλων που αναλύθηκαν από το δείγμα (Κα 305) προβάλλονται στο πεδίο υψηλών πιέσεων (πάνω από 5 Kbar), ενώ δύο προβάλλονται στο πεδίο των χαμηλών πιέσεων κάτω από την

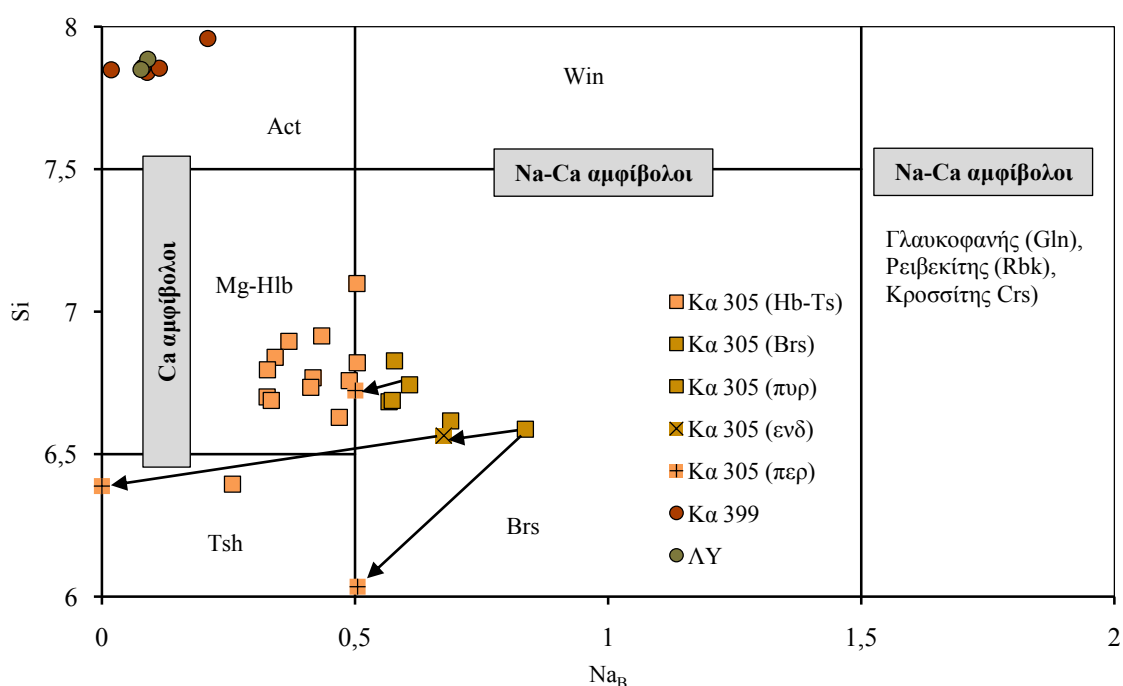
διαχωριστική γραμμή των 5 Kb. Οι αμφίβολοι των γενεσίων (ΛΥ και Κα 399) της ενότητας Άννας προβάλλονται κοντά στην γραμμή των 5 kb.



Σχήμα 42: Προβολή των αμφιβόλων στα διαγράμματα ταξινόμησης των Leake et al. (1997).

Σύμφωνα με τον Brown (1977), ο οποίος εξέτασε τη σχέση μεταξύ της τιμής του $N_{B(M4)}$ και της πίεσης των Ca-ουχων αμφιβόλων, βρήκε ότι αυτή, για χαμηλού και μέσου βαθμού μεταμορφωμένα πετρώματα, εξαρτάται από τις συνθήκες πίεσης. Βασική

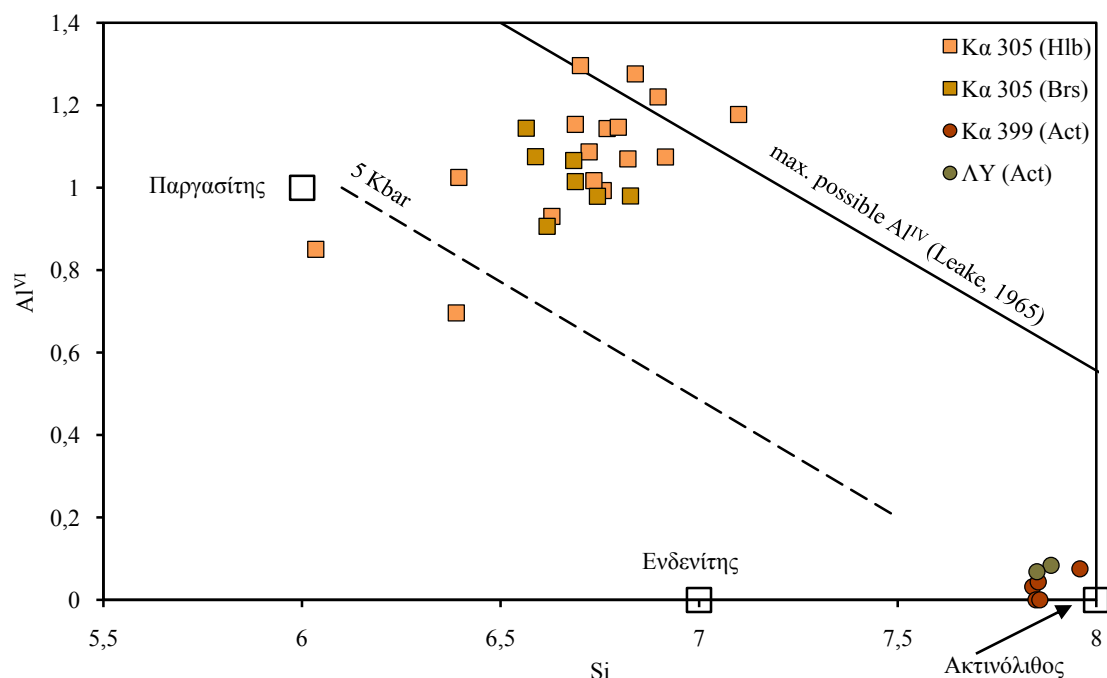
προϋπόθεση αποτελεί ότι οι αμφίβολοι αυτοί συμμετέχουν στην βασική παραγένεση του πετρώματος μαζί με αλβίτη, χλωρίτη και σιδεροξειδία. Στην δική μας περίπτωση οι αμφίβολοι που αναλύσαμε δεν πληρούν την παραπάνω προϋπόθεση, αφού ο χλωρίτης δεν είναι πρωτογενής, με συνέπεια να μην είναι αξιόπιστο το διάγραμμα του Brown (1977). Εντούτοις η χρησιμοποίησή τους γίνεται για λόγους σύγκρισης των συνθηκών πίεσης υπό τις οποίες σχηματίστηκαν οι αμφίβολοι που αναλύσαμε. Έτσι στο σχήμα 45 φαίνεται ότι οι αμφίβολοι των γενεσίων της ενότητας Άννας προβάλλονται μεταξύ 2-4 Kbar, ενώ οι αυτές του αμφιβολίτη της Πελαγονικής ζώνης μεταξύ 5 και 7 Kbar.



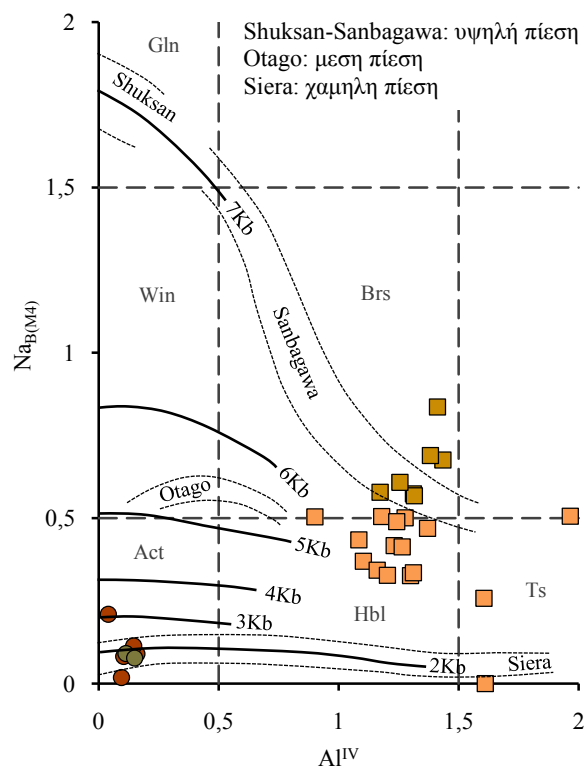
Σχήμα 43: Προβολή στο διάγραμμα Na_B ως προς το Si των αμφιβόλων καθώς και η μεταβολή της χημικής σύστασης (πυρήνας – περιφέρεια) ορισμένων από αυτούς. Οι διαχωριστικές γραμμές χάραχθηκαν σύμφωνα με τους Leake et al. (1997).

Μια αξιόλογη προσπάθεια να συνδεθεί η χημική σύσταση των αμφιβόλων με την θερμοκρασία και την πίεση έγινε από τους Laird et Albee (1981a,b) και Laird et al. (1984), μόνο όμως με την προϋπόθεση ότι η αμφίβολος συμμετέχει σε μία χαρακτηριστική «κοινή παραγένεση» των μεταβασιτών: αμφίβολος + χλωρίτης + επίδοτο + πλαγιόκλαστο + χαλαζίας + τιτανιούχος φάση ± ανθρακικά ± K-ούχος μαρμαρυγίας ± οξειδία του Fe. Και σε αυτήν την περίπτωση, όπως και παραπάνω, τα δείγματά μας δεν έχουν αυτή την προϋπόθεση και κατά συνέπεια δεν είμαστε βέβαιοι ότι τα αποτελέσματα που προκύπτουν από την χρήση των παραπάνω διαγραμμάτων είναι αξιόπιστα. Εντούτοις, παρά τις επιφυλάξεις μας τα

χρησιμοποιήσαμε, λαμβάνοντας υπόψη τις σχετικές σχέσεις συνθηκών πίεσης και θερμοκρασίας των διαφόρων αμφιβόλων και όχι τις απόλυτες.

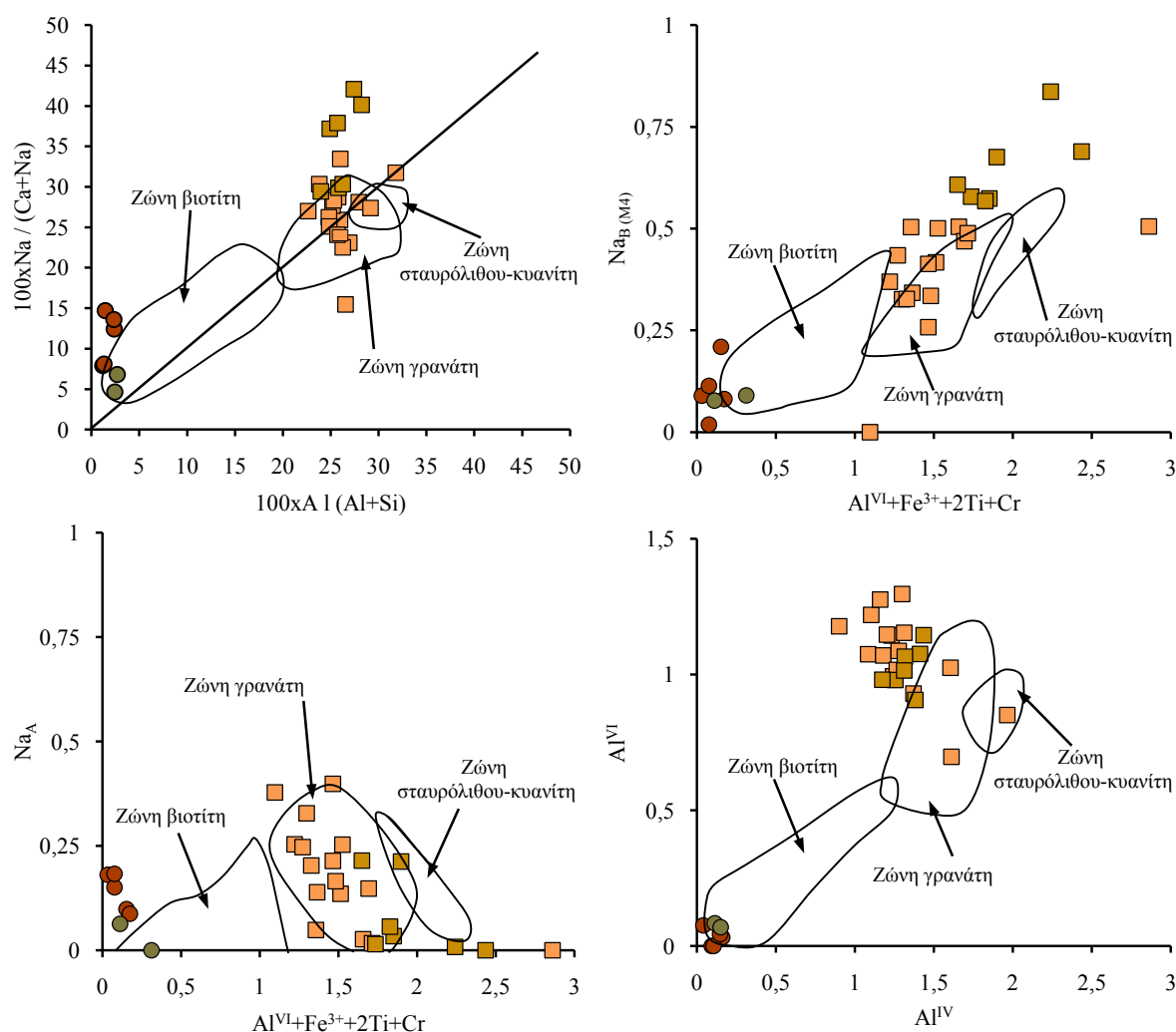


Σχήμα 44: Προβολή των αμφιβόλων στο διάγραμμα Si ως προς το Al^{IV} του Rase (1974).



Σχήμα 45: Προβολή των αμφιβόλων στο διάγραμμα Al^{IV} ως προς το $Na_{B(M4)}$ του Brown (1977). Οι συμβολισμοί όπως στο σχήμα 38.

Από τη χρήση των διαγραμμάτων των Laird et Albee (1981b) στο σχήμα 46 γίνεται φανερό ότι οι κεροστιλβικοί-τερμακίτικοι αμφίβολοι του αμφιβολίτη (Κα 305) προβάλλονται κυρίως στην ζώνη του γρανάτη, προσεγγίζοντας όμως σε αρκετές περιπτώσεις και το πεδίο της ζώνης του σταυρόλιθου – κυανίτη. Αντίθετα οι αμφίβολοι με ακτινολιθική σύσταση των αμφιβολιτικών γνευσίων προβάλλονται στο πεδίο της ζώνης του βιοτίτη. Από



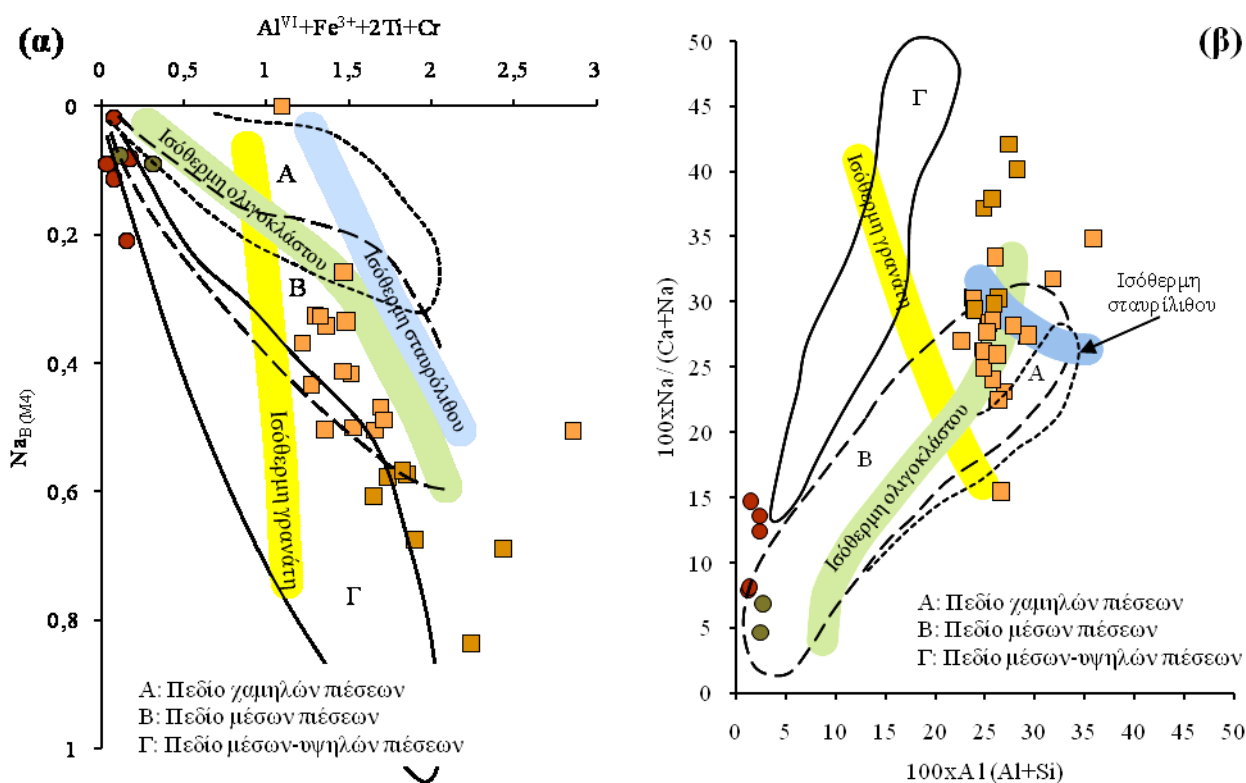
Σχήμα 46: Προβολή των αμφιβόλων στα διάγραμμα των Laird & Albee (1981b). Οι συμβολισμοί όπως στο σχήμα 38.

τα παραπάνω διαγράμματα, φαίνεται επίσης ότι και στις δύο περιπτώσεις αρκετές αναλύσεις αμφιβόλων προβάλλονται εκτός των καθορισμένων πεδίων και κυρίως αυτές με πιο βαροσιτικές συστάσεις. Αυτό πιθανόν να οφείλεται στην μη εξισορρόπηση των ορυκτών στις διάφορες ζώνες, άλλα μπορούμε να υποστηρίξουμε ότι υπάρχουν ενδείξεις μεταμόρφωσης

υψηλότερου βαθμού. που επηρεάστηκε από μία ανάδρομη μεταμόρφωση, γεγονός που δείχνει, ακόμα μια φορά, την πολύπλοκη μεταμορφική πορεία των πετρωμάτων της περιοχής έρευνας.

Οι Laird et al. (1984) αναφέρουν ότι η αύξηση της πίεσης προκαλεί αύξηση της συμμετοχής του Na στη θέση B(M₄) σε σχέση με το άθροισμα $Al^{VI}+Fe^{3+}+2Ti+Cr$ στις αμφιβόλους που συμμετέχουν σε πετρώματα με την βασική παραγένεση του Brown (1977). Ακόμα, ότι η αύξηση της θερμοκρασίας προκαλεί την αύξηση της τιμής των δύο προηγούμενων παραμέτρων, ενώ τα πλαγιόκλαστα γίνονται πιο πλούσια σε ανορθίτη. Από την προβολή των αναλύσεων των αμφιβόλων, στο διάγραμμα του σχήματος 47α των Laird et al. (1984), φαίνεται ότι οι περισσότερες αμφιβόλοι του δείγματος (Κα 305) προβάλλονται κυρίως στο κοινό πεδίο υψηλών και μέσων πιέσεων, καθώς και στο πεδίο των υψηλών πιέσεων, ανάμεσα στην ισόθερμη του ολιγοκλάστου και του γρανάτη. Κάτω από την ισόθερμη του γρανάτη προβάλλονται οι ακτινόλιθοι των δειγμάτων (ΛΥ, Κα 399) της ενότητας Άννας.

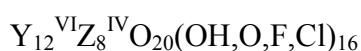
Στο διάγραμμα των λόγων $100Na/(Ca+Na)$ ως προς το $100Al/(Si+Al)$ των Laird & Albee (1981b) του σχήματος 47β, οι περισσότερες αναλύσεις των αμφιβόλων προβάλλονται στο πεδίο των μέσων πιέσεων και στο κοινό πεδίο με αυτές των χαμηλών πιέσεων. Αύξηση της πίεσης αντιστοιχεί σε αύξηση της τιμής του λόγου $100Na/(Ca+Na)$, ενώ αύξηση της θερμοκρασίας σε αύξηση της τιμής του λόγου $100Al/(Si+Al)$. Στις μέσες πιέσεις κατά τους Laird & Albee 1981a,b) και στην ζώνη του γρανάτη, η κεροστίλβη είναι γαλαζοπράσινη και έχει $0,2 < (Na_A+K) < 0,5$, $0,2 \leq Na_B \leq 0,5$, $1,2 \leq Al^{IV} \leq 1,8$ και $1,2 \leq Al^{VI}+Fe^{3+}+2Ti+Cr \leq 1,8$, ενώ στις χαμηλές πιέσεις, κάτω από την ισόθερμη του γρανάτη, η αμφιβόλος είναι ανοιχτοπράσινη ακτινολιθική με $(Na_A+K) \leq 0,25$, $Na_B \leq 0,2$, $0,6 \leq Al^{IV} \leq 1,2$ και $1,6 \leq Al^{VI}+Fe^{3+}+2Ti+Cr \leq 1,2$. Οι Mg-κεροστίλβες του αμφιβολίτη της Πελαγονικής ζώνης (Κα 305) βρίσκονται μέσα στα συστατικά όρια των αμφιβόλων μέσων έως χαμηλών πιέσεων και παρουσιάζονται συχνά με γαλαζοπράσινο χρώμα. Ακόμη και οι ακτινόλιθοι των γνευσίων της ενότητας Άννας (ΛΥ, Κα 399) έχουν συστάσεις αντίστοιχες με αυτές των αμφιβόλων μέσων πιέσεων. Οι συστάσεις τεσσάρων αναλύσεων των βαροσσιτών προβάλλονται ανάμεσα σε αυτά των ενδιάμεσων και υψηλών πιέσεων εκτός των συστατικών ορίων των αμφιβόλων. Θα πρέπει βέβαια να σημειωθεί ότι και για τη χρήση του διαγράμματος αυτού, ισχύουν οι επιφυλάξεις που εκφράσαμε για τα δύο προηγούμενα διαγράμματα, εξαιτίας της μη πλήρους παρουσίας στα πετρώματα της βασικής παραγένεσης.



Σχήμα 47: Προβολή των αμφιβόλων στα διάγραμμα (α) των Laird et al. (1984) και (β) Laird & Albee (1981b). Οι συμβολισμοί όπως στο σχήμα 38.

3.2.1.4 Χλωρίτες

Σύμφωνα με τους Laird & Albee (1981a, b), γενικός κρυσταλλοχημικός τύπος των χλωριτών είναι ο εξής:

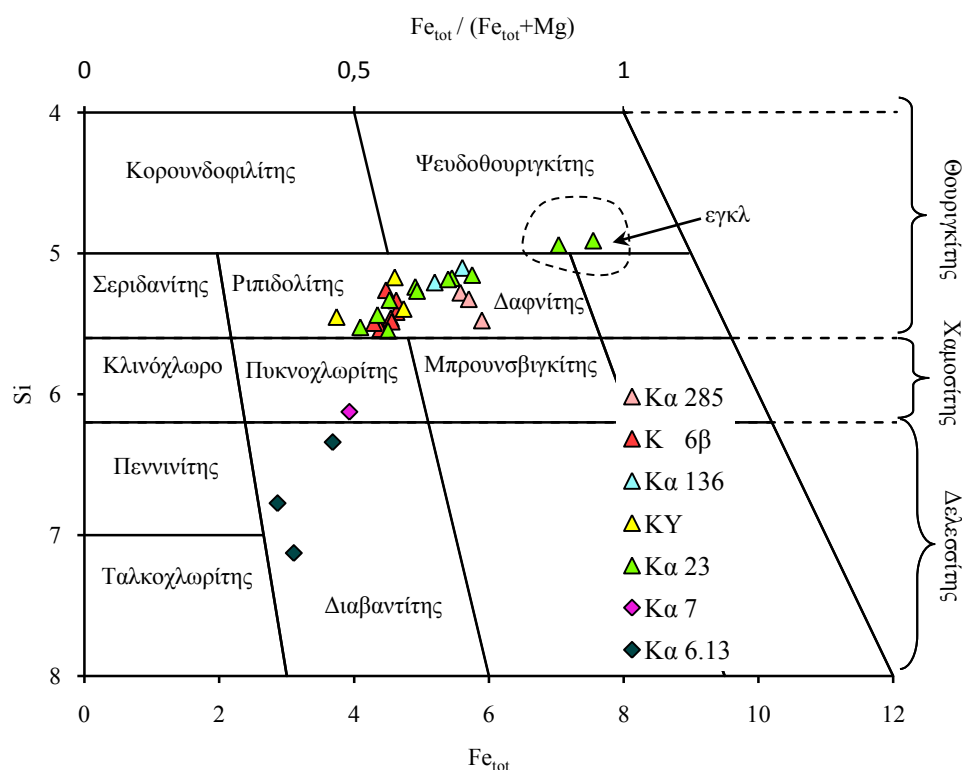


όπου στην τετραεδρική θέση (Z) τοποθετείται το Si και μέρος του Al ώστε αυτή να συμπληρωθεί με 8 κατιόντα, ενώ τα υπόλοιπα κατιόντα τοποθετούνται στην οκταεδρική θέση (Y).

Ο χημικός τύπος των χλωριτών υπολογίστηκε στα 28 O και όπως φαίνεται, από τις περισσότερες αναλύσεις (πίν. 5B παράρτημα B) το Al^{IV} υπολείπεται σε σχέση με το A^{VI} , στοιχείο που σημαίνει ότι όλος ο σίδηρος είναι δισθενής, εκτός όμως από ορισμένους χλωρίτες, όπου η τιμή του Al^{IV} είναι μεγαλύτερη από εκείνη του A^{VI} (Σχ. 50δ), πράγμα που δηλώνει την παρουσία τρισθενούς σιδήρου στο πλέγμα του κρυστάλλου. Σε κάθε περίπτωση, ο ολικός σίδηρος υπολογίστηκε ως Fe^{2+} .

Ο χλωρίτης παρουσιάζεται σε όλους τους πετρογραφικούς τύπους των πετρωμάτων που αναλύθηκαν και προέρχεται από αντικατάσταση προϋπαρχόντων ορυκτών, κυρίως του γρανάτη του βιοτίτη, αλλά και της αμφιβόλου καθώς επίσης και του χλωριτοειδή (Εικ. 17Α και Δ, 18Β, 20Δ, 32Β, 33Β, Γ και). Αναλύσεις χλωριτών έγιναν σε πετρώματα της Πελαγονικής ζώνης, ειδικότερα σε σχιστολιθικά (Κα 285, Κα 6β, Κα 131, ΚΥ και Κα 23) και σε γνευσιακά πετρώματα (Κα 7 και Κα 6.13).

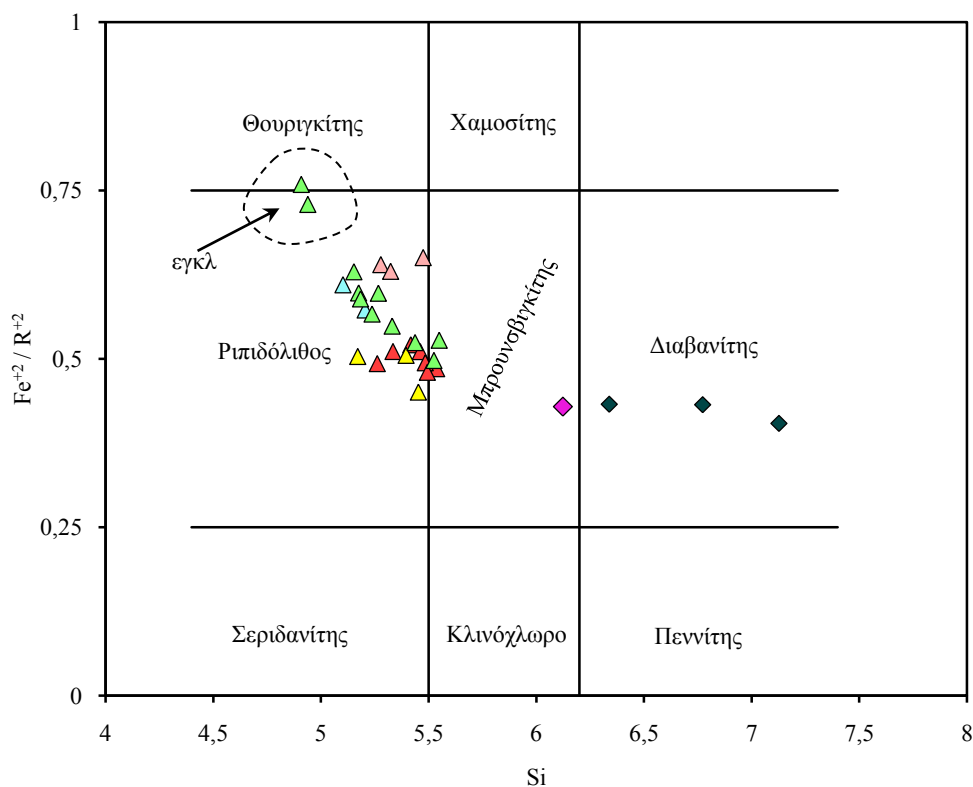
Στο διάγραμμα ταξινόμησης των χλωριτών (Σχ. 48) που πρότεινε ο Hey (1954) διακρίνεται ότι, οι περισσότεροι από τους χλωρίτες των σχιστολίθων προβάλλονται στο πεδίο του ριπιδόλιτη, εκτός από δύο αναλύσεις χλωριτών του δείγματος Κα 23, οι οποίοι αποτελούν εγκλείσματα σε γρανάτη και προβάλλονται στο πεδίο ψευδοθουριγκίτη. Οι χλωρίτες των γνευσίων προβάλλονται στο πεδίο του διαβαντίτη, εκτός από αυτόν του δείγματος Κα 7 που προβάλλεται στο πεδίο του πυκνοχλωρίτη.



Σχήμα 48: Προβολή των χλωριτών στο διάγραμμα ταξινόμησης κατά Hey (1954). (εγκλ.): εγκλεισμένοι χλωρίτες στον γρανάτη.

Η Foster (1962) ταξινομεί τους χλωρίτες με βάση την ατομική συμμετοχή του Si στο δομικό τύπο και την τιμή του λόγου Fe^{2+}/R^{2+} , όπου $R^{2+}=Fe^{2+}+Mg^{2+}+Mn^{2+}$ (Σχ. 49). Και σε αυτή την περίπτωση οι χλωρίτες των σχιστολίθων προβάλλονται στο πεδίο του ριπιδόλιτη με

αυτούς που εγκλείονται στο γρανάτη να φθάνουν κοντά στο πεδίο του θουριγκίτη. Και στα γνευσιακά πετρώματα, εκτός του χλωρίτη του δείγματος Κα 7 που προβάλλεται στο πεδίο του μπρουνσβίγκιτη, οι υπόλοιποι τοποθετούνται στο πεδίο του διαβανίτη.



Σχήμα 49: Προβολή των χλωριτών στο διάγραμμα ταξινόμησης κατά Foster (1962). Οι συμβολισμοί όπως στο σχήμα 42.

Οι Bayliss (1975) και Bailey (1980), απλοποιούν σημαντικά την ταξινόμηση και ονοματολογία των χλωριτών. Σύμφωνα με το σύστημα αυτό ένα χλωρίτης στον οποίο κυριαρχεί το Mg ονομάζεται κλινόχλωρο, ένας στον οποίο κυριαρχεί ο Fe^{2+} ονομάζεται χαμοσίτης, όταν κυριαρχεί το Ni ονομάζεται νιμίτης και όταν κυριαρχεί το Mn ονομάζεται πεναντίτης. Στους υπό εξέταση χλωρίτες, στα σχιστολιθικά πετρώματα επί το πλείστον, επικρατεί ο χαμοσίτης, εκτός από μερικούς που επικρατεί το Mg, άρα έχουμε κλινόχλωρο. Στους γνευσίους, οι χλωρίτες που αναλύθηκαν είναι πλουσιότεροι σε Mg, άρα ανήκουν στους κλινόχλωρους.

Κατά τους Pauling (1930) και Brindley & Robinson (1951) η τιμή του Si στις τετραεδρικές θέσεις των χλωριτών μεταβάλλεται μεταξύ των τιμών 2 και 3, εάν υπολογίσουμε τον δομικό τύπο με βάση τα 14 O. Ο Hey (1954) επέκτεινε το εύρος των τιμών του Si και ταξινόμησε τους χλωρίτες σε πεδίο όπου οι τιμές του Si μεταβάλλονται μεταξύ 2

και 4. Το σύνολο των χλωριτών που χρησιμοποίησε όμως, εκτός από έναν, είχαν τιμές μικρότερες από 3,4. Στην δική μας περίπτωση οι χλωρίτες των σχιστολιθικών πετρωμάτων έχουν τιμές Si που κυμαίνονται από 2,45 έως 2,77, με αυτούς που εγκλείονται στον γρανάτη να παρουσιάζουν τις χαμηλότερες (2,45-2,47). Το Si στους χλωρίτες των γνευσίων κυμαίνεται από 3,06 έως 3,56.

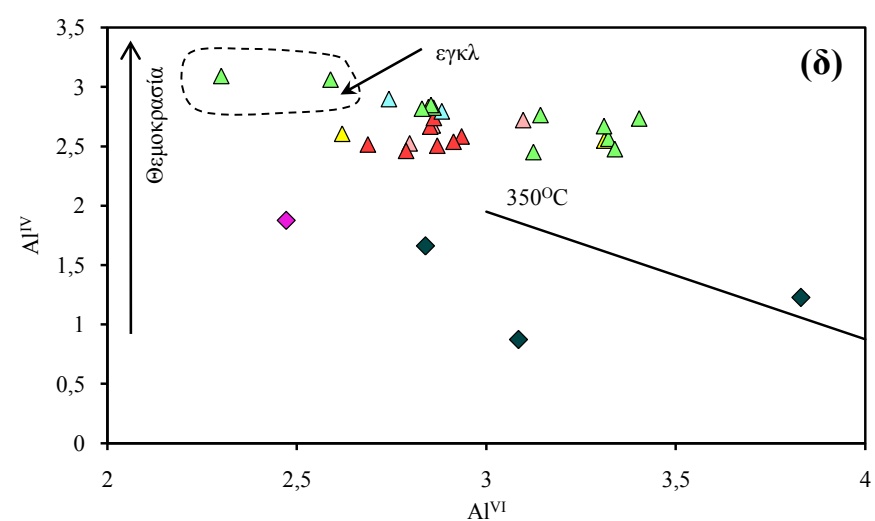
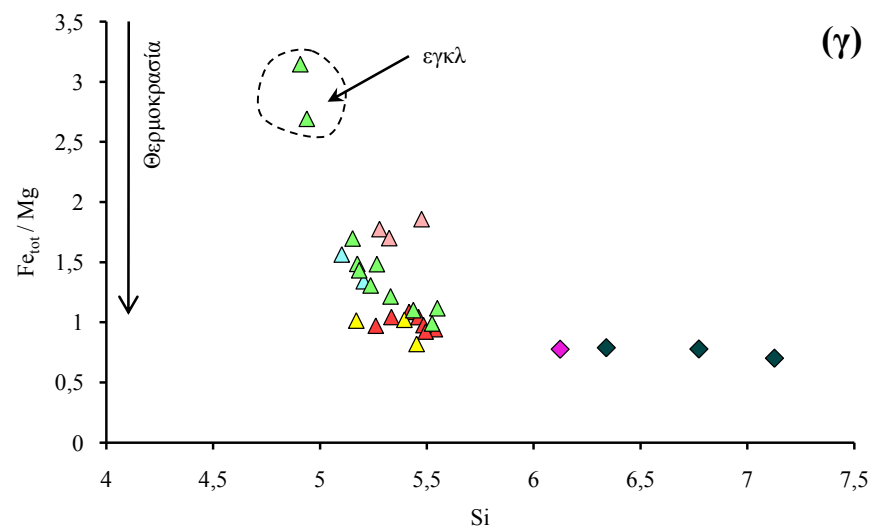
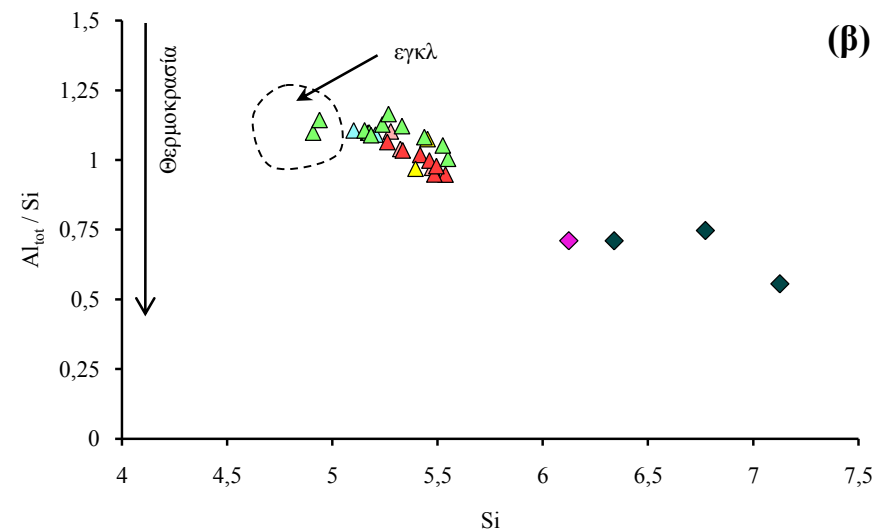
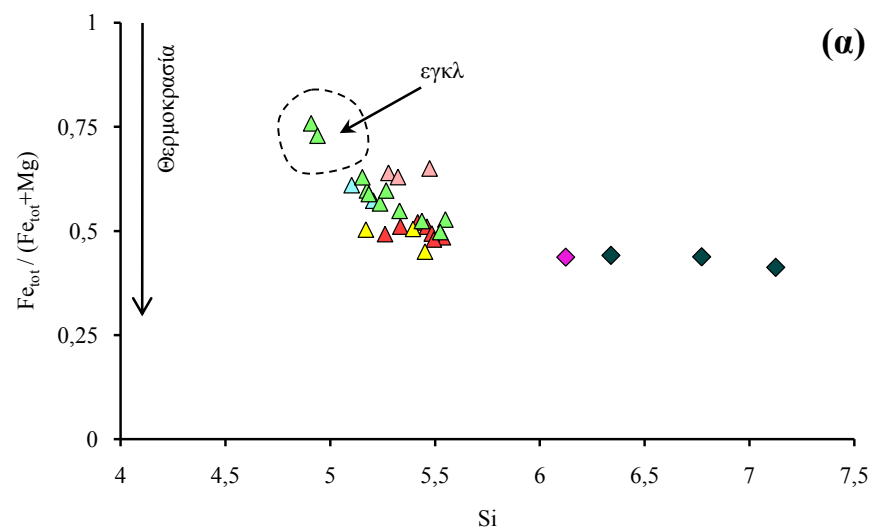
Σύμφωνα με τους Albee (1962), σε μαρμαρυγιακούς σχιστόλιθους ο λόγος $Fe^{2+}/Fe^{2+}+Mg$ των χλωριτών κυμαίνεται μεταξύ 0,2 και 0,8. Πράγματι, ο λόγος $Fe^{2+}/Fe^{2+}+Mg$ στα σχιστολιθικά πετρώματα κυμαίνεται από 0,45-0,76, με τις υψηλότερες τιμές (0,73-0,76) να λαμβάνουν οι χλωρίτες που εγκλείονται στο γρανάτη του δείγματος Κα 23. Στους γνευσίους ο λόγος $Fe^{2+}/Fe^{2+}+Mg$ κυμαίνεται από 0,41 έως 0,44 (Σχ. 50α).

Έχει αναφερθεί από πολλούς ερευνητές ότι οι λόγοι $Fe_{tot}/Fe_{tot}+Mg$, Al_{tot}/Si και Fe_{tot}/Mg στους χλωρίτες ελαττώνονται με την αύξηση του βαθμού μεταμόρφωσης και κυρίως της θερμοκρασίας (Σχ. 50α, β και γ). (Iwasaki 1963, Ernst et al. 1970, Cooper 1972, Miyashiro (1973), Kawachi 1975, Kuniyoshi & Liou 1976, Stern & Elthon (1979), Liou et al. 1981). Επίσης, έχει αποδειχθεί ότι η τιμή του X_{Fe} επηρεάζεται σημαντικά πολλές φορές και από την χημική σύσταση του φιλοξενούντος πετρώματος.

Έτσι λοιπόν, στο σχήμα 50, τα διαγράμματα α, β και γ μεταφράζονται στο ότι, όσο πλησιέστερα στον οριζόντιο άξονα προβάλλεται ένας χλωρίτης τόσο πιο υψηλής θερμοκρασίας είναι. Σε αντίθεση με τα παραπάνω, προβάλλοντας τους χλωρίτες στο διάγραμμα Al^{VI} ως προς το Al^{IV} (Σχ. 50δ), όπου έχει σχεδιαστεί και το ανώτατο τμήμα της ευθείας που προσδιορίζει σύμφωνα με τον Weaver (1984), τη φύση των συστατικών αλλαγών στους χλωρίτες από πετρώματα χαμηλού βαθμού μεταμόρφωσης, φαίνεται ότι οι χλωρίτες των μαρμαρυγιακών σχιστολίθων, σε αντίθεση με τα διαγράμματα α, β και γ, έχουν σχηματιστεί σε θερμοκρασίες ανώτερες των 350°C ενώ αυτοί των γνευσίων προβάλλονται κάτω από την γραμμή των 350°C.

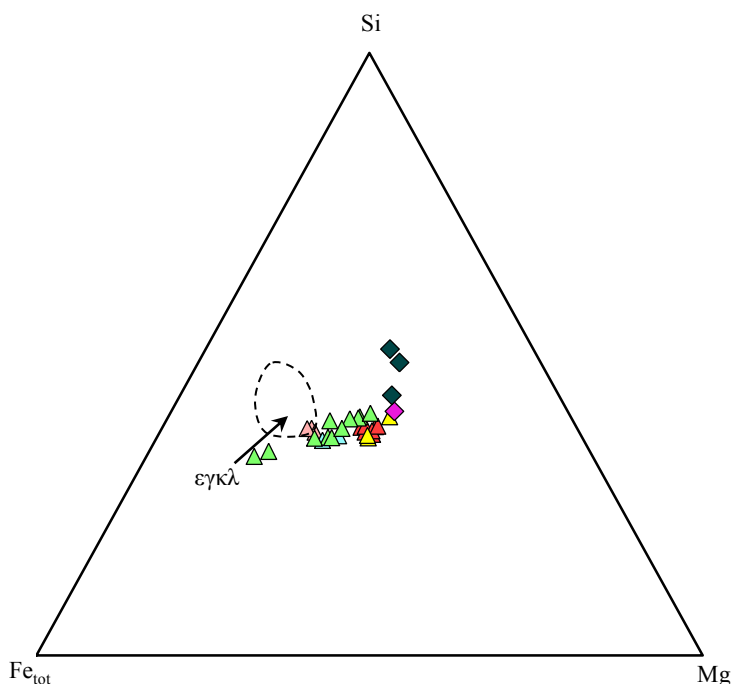
Από τις παραπάνω παρατηρήσεις και από το σχήμα 51 μπορούμε να πούμε ότι οι χλωρίτες των γνευσίων είναι περισσότερο μαγνησιούχοι (κλινόχλωροι) και περιέχουν περισσότερο Si στον δομικό τους τύπο, από αυτούς των σχιστολιθικών πετρωμάτων οι οποίοι είναι κυρίως σιδηρούχοι (χαμοσίτες). Στους σχιστολίθους οι εγκλεισμένοι στον γρανάτη χλωρίτες είναι πιο σιδηρούχοι από αυτούς που βρίσκονται στο εξωτερικό του.

Για την σχέση των χλωριτών με τις συνθήκες μεταμόρφωσης δεν μπορούμε να βγάλουμε σαφή συμπεράσματα, αλλά σε σύγκριση με τις απόλυτες τιμές από την χρήση



Σχήμα 50: Προβολή των χλωριτών σε διάφορα διαγράμματα συσχετισμού Si ως προς τους λόγους $\text{Fe}_{\text{tot}}/\text{Fe}_{\text{tot}}+\text{Mg}$ (α), $\text{Al}_{\text{tot}}/\text{Si}$ (β), $\text{Fe}_{\text{tot}}/\text{Mg}$ (γ) και $\text{Al}^{\text{IV}}/\text{Al}^{\text{VI}}$ (δ) που ενδεικτικά δείχνουν την μεταβολή του βαθμού μεταμόρφωσης και κυρίως της θερμοκρασίας. Οι συμβολισμοί όπως στο σχήμα 42

διάφορων γεωθερμομέτρων, μπορούμε να υποθέσουμε με επιφύλαξη (και αυτό γιατί όπως θα δούμε παρακάτω, η θερμοκρασία δεν επηρεάζεται μόνο από τον χημισμό του πετρώματος, αλλά και από άλλους παράγοντες), ότι οι χλωρίτες των γνευσίων σχηματίστηκαν σε μικρότερες θερμοκρασίες από αυτούς των σχιστολίθων, με τους χλωρίτες στο εσωτερικό του γρανάτη, να σχηματίστηκαν σε ακόμα μεγαλύτερες .



Σχήμα 51: Προβολή των χλωριτών στο τριγωνικό διάγραμμα Fe_{tot} - Si - Mg. Οι συμβολισμοί όπως στο σχήμα 42.

3.2.1.5 Χλωριτοειδής

Ο χλωριτοειδής με γενικό χημικό τύπο: $(\text{Fe}^{2+}, \text{Mg}, \text{Mn})_2\text{Al}_4\text{Si}_2\text{O}_{10}(\text{OH})_4$, αποτελεί κύριο ορυκτολογικό συστατικό στα περισσότερα σχιστολιθικά πετρώματα και κυρίως εμφανίζεται στους σχιστολίθους της κατώτερης σχιστολιθικής σειράς του Πελαγονικού κρυσταλλοσχιστώδους. Το μέγεθος των κρυστάλλων ποικίλει από μερικά χιλιοστά έως ~2cm (Εικ. 6α₂, 19Α, 33Β, 34Γ). Παρ' όλα αυτά, παρατηρούνται και πολύ μικρότεροι κρύσταλλοι, ως συστατικό της κύριας μάζας (Εικ. 32Δ). Επίσης, συχνά εμφανίζονται και ως έγκλεισμα στο εσωτερικό των γρανατών (Εικ. 32Α). Ο χημικός τύπος υπολογίστηκε στα 24 Ο θεωρώντας όλο τον Fe ως δισθενή.

Ο χλωριτοειδής περιέχει υψηλή περιεκτικότητα σε Al_2O_3 δείχνοντας, μαζί με τον παραγωνίτη, ότι πρόκειται για μεταπηλινικά πετρώματα πλούσια σε αργίλιο. Η τιμή του Al κυμαίνεται από 8,13 έως 7,59, του Fe^{2+} από 3,70 έως 2,78 και του Mg από 0,56 έως 1,21 (πίν. 6B παράρτημα Β). Από τα παραπάνω και από τα διαγράμματα του σχήματος 52 γίνεται φανερό ότι στους αναλυθέντες χλωριτοειδείς ο Fe^{2+} υπερτερεί σαφέστατα του Mg. Επίσης, από το σχήμα 52β, φαίνεται ότι οι αναλυθέντες κρύσταλλοι χλωριτοειδούς είναι φτωχοί σε Mn με τιμές που φτάνουν τα 0,08 (Πιν. 6B παράρτημα Β). Δεν εντοπίστηκαν ουσιαστικές διαφορές στην περιεκτικότητα των προαναφερθέντων συστατικών, στους εγκλεισμένους χλωριτοειδείς στον γρανάτη σε σχέση με αυτούς που βρίσκονται στην κυρίως μάζα του πετρώματος.

Αναλύσεις που έγιναν από τον πυρήνα στην περιφέρεια για τυχόν, ζώνωση των κρυστάλλων χλωριτοειδούς, έδειξαν μία σχετικά μικρή μείωση της τιμής του Fe^{2+} , ενώ αντιθέτως η τιμή του Mg αυξάνεται ελαφριά από τον πυρήνα προς την περιφέρεια. Η τιμή του Al είτε αυξάνεται είτε παραμένει σταθερή. (Σχ. 53). Η παραπάνω ζώνωση με μείωση του Fe^{2+} και αύξηση του Mg χαρακτηρίζει την ανάπτυξη του χλωριτοειδούς σε προϊούσα φάση μεταμόρφωσης ενώ στην αντίθετη περίπτωση ο χλωριτοειδής αναπτύσσεται κατά την αποσυμπίεση ή την ανάδρομη μεταμόρφωση.

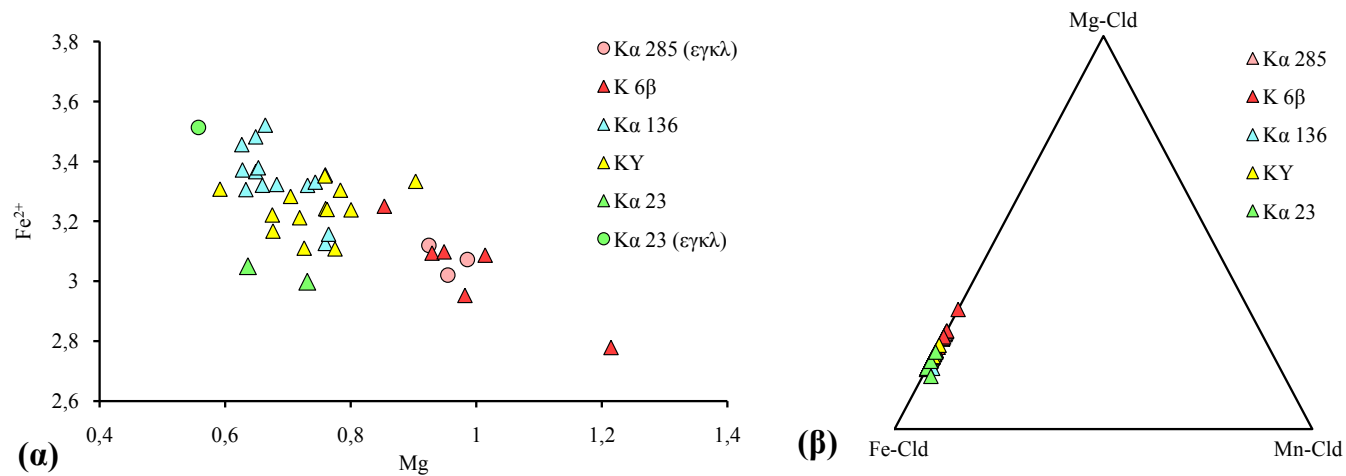
3.2.1.6 Άστριοι

Ο γενικός χημικός τύπος των αστρίων είναι:

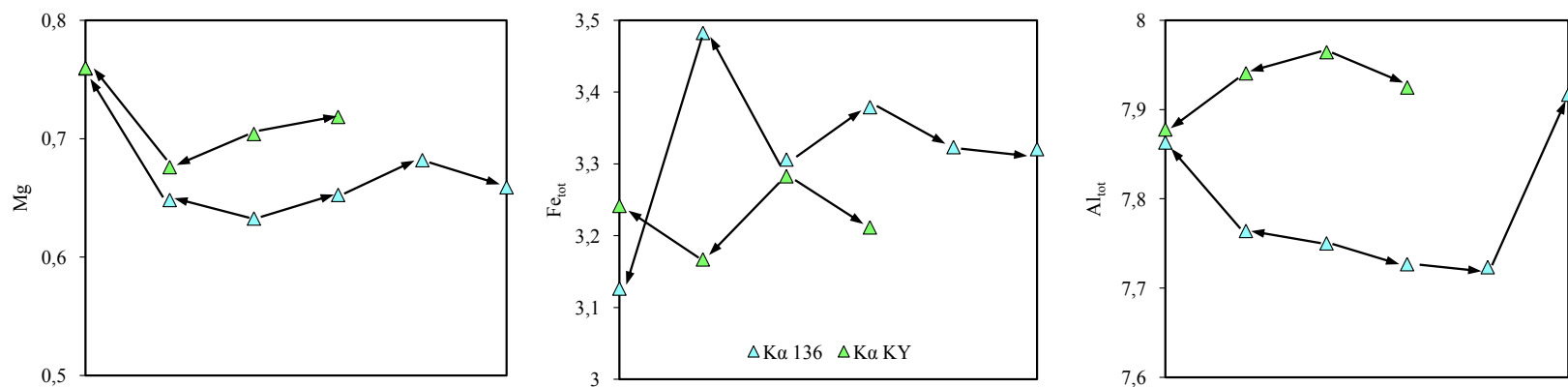


όπου $\text{X}=\text{K}^+, \text{Na}^+, \text{Ca}^{2+}, \text{Ba}^{2+}$ και $\text{Z}=\text{Si}^{4+}, \text{Al}^{3+}$. Η σύσταση των περισσότερων γνωστών αστρίων μπορεί να εκφραστεί με το τριαδικό σύστημα του ορθοκλάστου - KAlSi_3O_8 (Or), του αλβίτη - $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ (Ab) και του ανορθίτη - $\text{CaAlSi}_3\text{O}_8$ (An), όπως φαίνεται στο σχήμα 54.

Στο τριαδικό σύστημα του σχήματος 54 τα μέλη της σειράς μεταξύ του αλβίτη και του ανορθίτη, είναι τα πλαγιόκλαστα (Pl), τα οποία αποτελούν ισόμορφη παράμειξη μεταξύ ενός καθαρά νατριούχου (αλβίτης) και ενός καθαρά ασβεστούχου (ανορθίτης) μέλους. Στην σύσταση όμως των πλαγιόκλαστων υπεισέρχεται και ένα ποσοστό καλίου με την μορφή ορθοκλάστου, το οποίο κυμαίνεται μέχρι 5mol% στα μέλη ανορθίτη ως λαβραδόριο και αυξάνεται σταδιακά προς τα πιο νατριούχα μέλη της σειράς. Στο ίδιο σχήμα, τα μέλη της

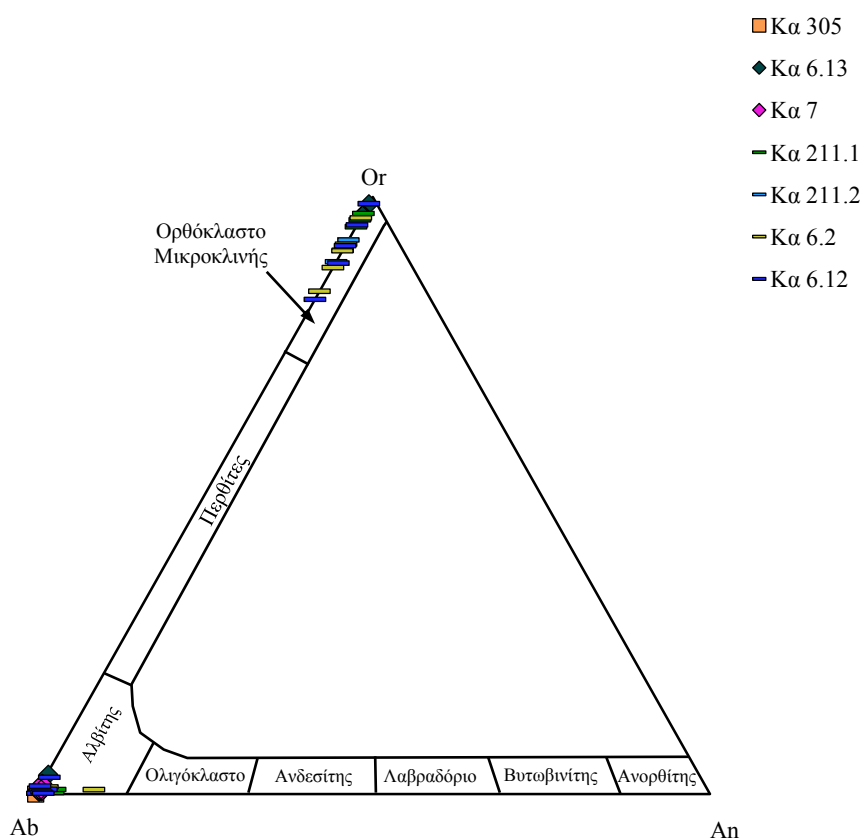


Σχήμα 52: Προβολή των χλωριτοειδών στο διάγραμμα Fe_{tot} ως προς το Mg (α) και στο τριγωνικό διάγραμμα Fe-Cld – Mg-Cld – Mn-Cld (β). (εγκλ.): εγκλεισμένοι χλωριτοειδείς στον γρανάτη.



Σχήμα 53: Διαγράμματα μεταβολής (πυρήνας – περιφέρεια), των συστατικών Mg, Fe_{tot} και Al_{tot} ορισμένων χλωριτοειδών. Τα βέλη δείχνουν την περιφέρεια των κρυστάλλων.

σειράς μεταξύ του ορθοκλάστου και του αλβίτη, είναι αλκαλιούχοι άστριοι (K-feld), οι οποίοι επίσης αποτελούν ισόμορφη παράμειξη μεταξύ του καλιούχου μέλους (ορθόκλαστο) και ενός νατριούχου μέλους (αλβίτη). Μπορούν όμως να περιέχουν και μικρές ποσότητες ανορθίτη, μέχρι 5mol% για συστάσεις $Or_{100}Ab_0$ και $Or_{100}Ab_0$ και σχετικά μεγαλύτερες περιεκτικότητες σε ανορθίτη όσο η σύστασή τους πλησιάζει το νατριούχο (αλβίτη) μέλος της σειράς. Με διάφορες αντικαταστάσεις, μπορούν να βρεθούν στη δομή των αστρίων γενικότερα, άλλα ιόντα, όπως Ti , Fe^{2+} , Fe^{3+} , Mg , Ba , Mn και Sr . Ο χημικός τύπος των αστρίων υπολογίστηκε με βάση τα 8 O και ο σίδηρος υπολογίστηκε ως τρισθενής.



Σχήμα 54: Προβολή των K-ούχων αστρίων στο τριγωνικό διάγραμμα Ab – Or – An.

Πλαγιόκλαστα απαντώνται γενικά σε όλους τους πετρογραφικούς τύπους που διερευνήθηκαν, άλλοτε με μικρότερο και άλλοτε με μεγαλύτερο ποσοστό συμμετοχής στο πέτρωμα που τους φιλοξενεί. Έτσι λοιπόν, στο ηλεκτρονικό μικροσκόπιο βρέθηκαν και αναλύθηκαν κρύσταλλοι πλαγιοκλάστων από αμφιβολίτες, γνευσίους και μεταγρανίτες του

κρυσταλλοσχιστώδους της ανατολικής Πελαγονικής ζώνης, ενώ στους δύο τελευταίους τύπους βρεθήκαν και αναλύθηκαν επιπρόσθετα και K-άστριοι (πίν. 7Α παράρτημα Β).

Τα πλαγιόκλαστα, κυρίως στους μεταγρανίτες (*Εικ. 36Γ και Δ, 37Β*) και γνευσίους, εμφανίζονται συχνά σερικιτιωμένα. Έτσι έγινε προσπάθεια ώστε τα πλαγιόκλαστα που αναλύθηκαν να έχουν διατηρημένη όσο το δυνατόν καλύτερα την αρχική τους σύσταση.

Από το τριγωνικό διάγραμμα του σχήματος 54, προκύπτει ότι τα πλαγιόκλαστα και στους δύο πετρογραφικούς τύπους είναι αλβίτες, με περιεκτικότητα $An_{0,00}$ στον αμφιβολίτη, ενώ στους γνευσίους παρουσιάζεται ελαφρώς μεγαλύτερη φτάνοντας $An_{0,76}$. Στους μεταγρανίτες το ποσοστό του ανορθίτη κυμαίνεται από $An_{0,20}$ έως $An_{8,30}$. Επίσης, σε ορισμένα πλαγιόκλαστα στους μεταγρανίτες και γνευσίους εντοπίστηκε μικροποσότητα σε Cn (κελσιανός) έως 0,71%. Σε αναλύσεις που έγιναν σε ορισμένους κρυστάλλους στον πυρήνα και στην περιφέρεια, δεν ανιχνεύτηκε σαφής ζώνωση, παρά μόνο σε αυτούς των γνευσίων και μεταγρανιτών, όπου τα περιθώρια τους είναι ασθενώς φτωχότερα σε An (πίν. 7Α παράρτημα Β).

Οι αλκαλιούχοι άστριοι που αναλύθηκαν στα γνευσιακά και μεταγρανιτικά πετρώματα (δείγμα Κα 6.13), έχουν σύσταση κυμαινόμενη από $Or_{97,89}$ έως $Or_{94,36}$ και $Ab_{3,07}$ έως $Ab_{1,17}$ όσο αφορά τον πρώτο πετρογραφικό τύπο, ενώ για τον δεύτερο η σύσταση τους κυμαίνεται από $Or_{98,04}$ έως $Or_{82,87}$ και $Ab_{17,16}$ έως $Ab_{1,13}$. Πολλοί από τους K-αστρίους, και των δύο πετρογραφικών τύπων, εμφανίζουν μικρές περιεκτικότητες σε Cn έως 2,87%.

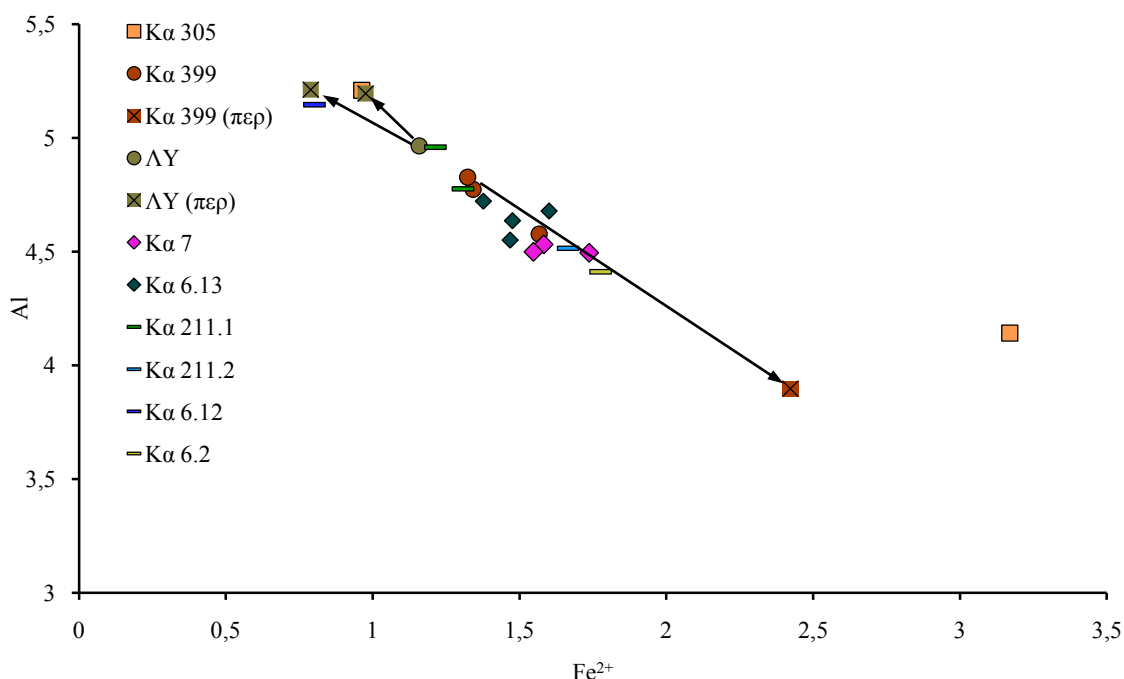
Η περιεκτικότητα των πλαγιοκλάστων σε ανορθίτη, σύμφωνα με τους Wenk & Wenk (1977), συνδέεται με τον βαθμό μεταμόρφωσης και μάλιστα, η περιεκτικότητα σε ανορθίτη αυξάνει παράλληλα με την αύξηση του βαθμού μεταμόρφωσης. Η σύσταση των αναλυμένων πλαγιοκλάστων με μικρή περιεκτικότητα σε ανορθίτη, δείχνει χαμηλού βαθμού συνθήκες μεταμόρφωσης. Πιθανόν, πολλοί από τους αλβίτες των πετρωμάτων που αναλύθηκαν να έχουν σχηματιστεί από την καταστροφή κάποιων βασικότερων πλαγιοκλάστων κατά την ανάδρομη μεταμόρφωση που υπέστη το πέτρωμα από την αμφιβολιτική στην πρασινοσχιστολιθική φάση.

3.2.1.7 Άλλα ορυκτά

Εκτός των παραπάνω ορυκτών στις διάφορες παραγενέσεις των πετρωμάτων εντοπίστηκαν και άλλα, ως επουσιώδη ορυκτά, τα οποία αναλύθηκαν (όπου ήταν δυνατόν)

και θα τα αναφέρουμε περιληπτικά (Πιν. 8B, 9B και 10B παράρτημα Β). Τα ορυκτά αυτά είναι: ορυκτά της ομάδας του επιδότου (γενικός τύπος: $\text{Ca}_2(\text{Al}, \text{Fe})_2(\text{OH})(\text{SiO}_4)_3$), ρουτίλιο (γενικός τύπος: TiO_2), ιλλμενίτης (γενικός τύπος: FeTiO_3), τιτανίτης (γενικός τύπος: CaTiOSiO_4) και απατίτης (γενικός τύπος: $\text{Ca}_5(\text{OH}, \text{F}, \text{Cl})(\text{PO}_4)_3$). Ο δομικός τους τύπος υπολογίστηκε στα 250 για το επίδοτο, στα 200 για τον τιτανίτη, 60 για τον ιλλμενίτη και τέλος στα 40 για το ρουτίλιο. Σε όλες τις περιπτώσεις ο ολικός σίδηρος υπολογίστηκε ως Fe^{2+} .

Από τα ορυκτά της ομάδας του επιδότου, αυτό που κυριαρχεί στα αμφιβολιτικά, γνευσιακά και μεταγρανιτικά πετρώματα είναι το επίδοτο/κλινοζοϊσίτης (Εικ. 17Α, 18Α και Δ, 33Γ, 36Α). Συνήθως αποτελούν συστατικά της μετατροπής των πλαγιокλάστων και άλλων ορυκτών. Γενικά, παρουσιάζουν υψηλή περιεκτικότητα σε πιστασίτη, δηλαδή ο λόγος $100 \times \text{Fe}/(\text{Fe}+\text{Al})$ κυμαίνεται στους αμφιβολίτες από 43,45 έως 15,60%, στους γνευσίους από 26,80 έως 22,57% και στους μεταγρανίτες από 20,70 έως 13,14% του Πελαγονικού κρυσταλλοσχιστώδους, ενώ στους γνευσίους της ενότητας Άννας κυμαίνεται από 38,33 έως 13,15%. Στο σχήμα 55 φαίνεται η αρνητική συσχέτιση μεταξύ του Fe και Al, καθώς και η ζώνωση ορισμένων κρυστάλλων.



Σχήμα 55: Προβολή επιδότων στο διάγραμμα Fe^{2+} ως προς το Al. Τα βέλη δείχνουν την περιφέρεια ορισμένων κρυστάλλων

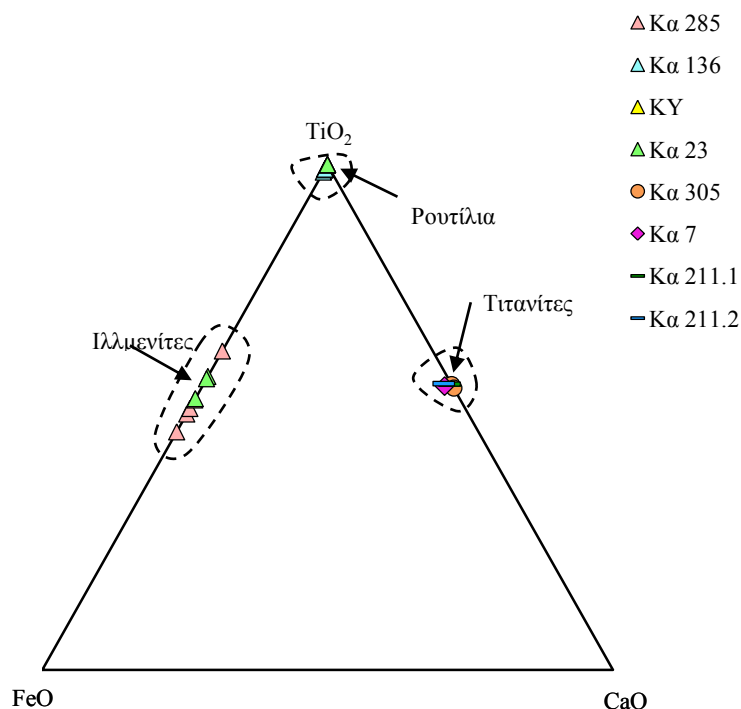
Από τα παραπάνω παρατηρείται μεγάλο εύρος τιμών στο ποσοστό του πιστατισίτη. Ο Tulloch (1979) αναφέρει για το μαγματικό επίδοτο ποσοστό πιστατισίτη από 27% έως 29%, σε αντίθεση με δευτερογενή επίδοτα που εμφανίζουν υψηλότερες τιμές πιστατισίτη. Επίσης, τα δεδομένα που παρουσιάζει ο Naney (1983), δείχνουν για το μαγματικό επίδοτο τιμές πιστατισίτη που κυμαίνονται από 26 έως 29%. Όσον αφορά λοιπόν τη μαγματική ή όχι προέλευση των επιδότων των γνευσίων του κρυσταλλοσχιστώδους της Πελαγονικής πιθανόν να είναι μαγματική για τα επίδοτα με χαμηλό ποσοστό πιστατισίτη, αλλά οι μορφολογικές και οι ιστολογικές παρατηρήσεις δείχνουν το αντίθετο. Αντιθέτως, τα επιδότα στους γνευσίους της ενότητας Άννας, τα οποία παρουσιάζουν ιδιαίτερο ενδιαφέρον, εμφανίζονται με ιδιόμορφους ευμεγέθεις κρυστάλλους με σαφή ζώνωση (Εικ. 18Α), όπου η περιεκτικότητα του πιστατισίτη αυξάνεται προς την περιφέρεια τους ή και το αντίστροφο (Σχ. 55). Παρατηρείται ανάπτυξη διδύμων κρυστάλλων και είναι πλούσια σε εγκλείσματα όπως χαλαζία και ρουτίλιο. Από τα παραπάνω ιστολογικά χαρακτηριστικά και σύμφωνα με τους Zen & Hammarstrom (1984), πιθανότατα αυτά τα επίδοτα να είναι μαγματικής προέλευσης. Τα εν λόγω επίδοτα συχνά σχηματίζουν πορφυροκλάστες, στις σκιές πίεσης των οποίων αναπτύσσεται Κ-ούχος λευκός μαρμαρυγίας (φεγγίτης) και ακτινολιθική αμφίβολος με ινώδη ανάπτυξη. (Εικ. 18Α). Μια περαιτέρω και πιο αναλυτική διερεύνηση των επιδότων της ενότητας Άννας, θα ήταν σημαντική για την προέλευση ή/και την μεταμορφική εξέλιξή τους. Για την μαγματική ή όχι προέλευση των επιδότων στους μεταγρανίτες, θα αναφερθούμε στο κεφάλαιο που πραγματεύεται τα πλουτωνικά πετρώματα (κεφάλαιο 4).

Πολλοί ερευνητές μετά από τους Miyashiro & Seki (1958) έχουν πιστοποιήσει την τάση που παρουσιάζει το πλούσιο σε πιστατισίτη επίδοτο να κρυσταλλώνεται σε χαμηλές θερμοκρασίες. Όσο έχουμε προοδευτική ελάττωση του πιστατισιτικού μορίου, τόσο έχουμε αύξηση του βαθμού μεταμόρφωσης. Αυτό πιθανόν να οφείλεται στην παράλληλη ελάττωση του βαθμού οξείδωσης του πετρώματος και στην αυξημένη διαθεσιμότητα του πιστατισίτη που παρατηρείται με την αύξηση του βαθμού μεταμόρφωσης (Coombs et al. 1976).

Το άλλο ορυκτό το οποίο ανήκει στην ομάδα του επιδότου και συναντάται πιο σπάνια από το επίδοτο/κλινοζοϊσίτη, είναι ο αλλανίτης που βρίσκεται κυρίως στους γνευσίους, αλλά μερικές φορές αλλανίτες απαντώνται και στα σχιστολιθικά πετρώματα. Χαρακτηρίζεται από την σχετικά μεγάλη συγκέντρωση σε Ce, αλλά και στοιχείων της ομάδας σπάνιων γαιών όπως La και Nd (Πιν. 8B παράρτημα Β). Συνήθως είναι ζωνώδης και σχεδόν πάντοτε περιβάλλεται από επίδοτο. Όπως θα δούμε στο κεφάλαιο που πραγματεύεται τα πλουτωνικά

πετρώματα της Πελαγονικής ζώνης, ο αλλανίτης βρίσκεται, πάντα ως εποψιδώδες ορυκτό, σε αρκετούς πετρογραφικούς τύπους των πλουτωνιτών. Για τους αλλανίτες που βρέθηκαν στα γνευσιακά πετρώματα που ιστολογικά, μορφολογικά και ορυκτοχημικά μοιάζουν με αυτούς των πλουτωνιτών, (ελαφρώς διαφέρουν στην ορυκτοχημεία, (Πίν. 8B παράρτημα Β και Πιν. 7Γ παράρτημα Γ) πιστεύουμε ότι είναι πρωτογενείς, μαγματικής προέλευσης. Και αυτό γιατί είναι ιδιόμορφοι κρύσταλλοι, αναπτύχθηκαν χωρίς παρενοχλήσεις από τα υπόλοιπα ορυκτά και παρουσιάζουν ζώνωση (Hildreth 1979, Gromet & Silver 1983).

Οι Ti-ούχες φάσεις που κυριαρχούν στα πετρώματα της περιοχής έρευνας είναι το ρουτίλιο, ο ιλλμενίτης και ο τιτανίτης (Σχ. 56). Συναντώνται σχεδόν σε όλους τους πετρογραφικούς τύπους, με τα δύο πρώτα ορυκτά να εμφανίζονται συχνότερα στα

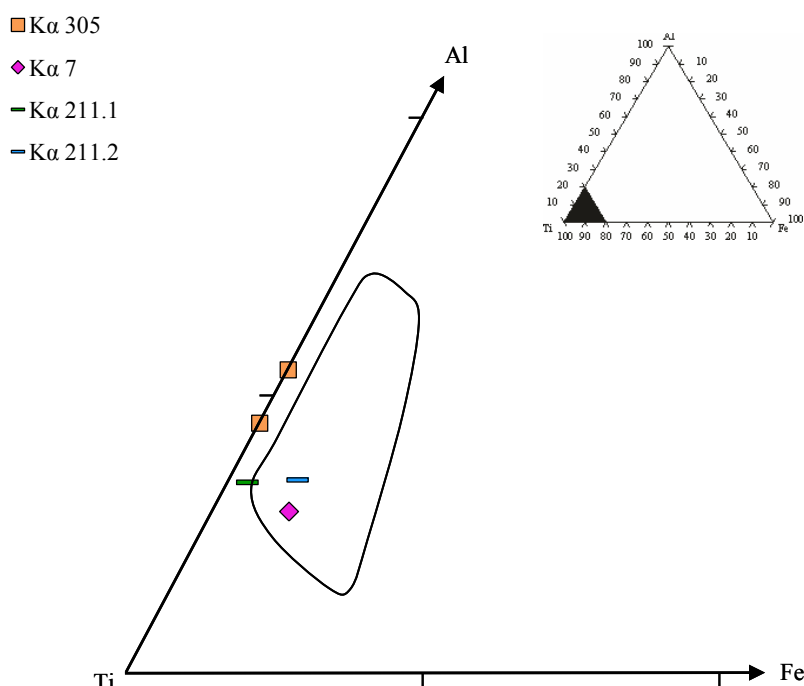


Σχήμα 56: Προβολή των Ti-ούχων ορυκτών στο τριγωνικό διάγραμμα FeO – TiO₂ – CaO.

σχιστολιθικά πετρώματα, είτε σαν εγκλείσματα στους γρανάτες είτε αποτελούν μέρος της εξωτερικής υφής του πετρώματος (Εικ. 18B και Δ, 32A, 33A). Επίσης, στα γνευσιακά και αμφιβολιτικά πετρώματα το ρουτίλιο εμφανίζεται με βελονοειδή μορφή στο εσωτερικό των βιοτιτών. Σε ευμεγέθη κρύσταλλο ρουτίλιου (δείγμα Ka 136), βρέθηκε μικρό ποσοστό FeO το οποίο ελαττώνεται ελαφρώς προς την περιφέρειά του. Το ποσοστό του TiO₂ στους

ιλμενίτες συνήθως υπερτερεί και κυμαίνεται από 45,71 έως 62,95%, ενώ το ποσοστό του FeO κυμαίνεται μεταξύ 36,76 και 51,30%. Εμφανίζουν μικρές ποσότητες MnO που κυμαίνονται από 0,00 έως 2,79%. Τέλος, εκτός των ουσιωδών στοιχείων που μετέχουν στον χημικό τύπο και των δύο ορυκτών, υπάρχουν ακόμα μικροποσότητες σπάνιων γαιών όπως Nb, Y και W. (Πιν. 9B παράρτημα Β)

Ο τιτανίτης απαντάται στους αμφιβολίτες, στους γνευσίους και στους μεταγρανίτες (Εικ. 32Γ, 36Γ). Οι αναλυθέντες τιτανίτες ανήκουν στους φτωχούς σε Al τιτανίτες, (σύμφωνα με τον ορισμό που δόθηκε από τους Oberti et al. (1991): $X_{Al} = Al/(Ti+Al+Fe^{3+}) < 0.25$) δεδομένου ότι το X_{Al} είναι σε όλες τις περιπτώσεις μικρότερο του 0,25, με το X_{Al} στους αμφιβολίτες να κυμαίνεται από 0,09 έως 0,11 και στους γνευσίους και μεταγρανίτες να κυμαίνεται σαφώς με μικρότερες τιμές από 0,06 έως 0,07. Επίσης, οι τιτανίτες του πρώτου πετρογραφικού τύπου στερούνται περιεκτικότητας σε FeO σε σχέση με τους δεύτερους που περιέχουν μικροποσότητες FeO που κυμαίνονται από 0,25 έως 0,959% (Πιν. 9B παράρτημα Β). Προβαλλόμενοι στο διάγραμμα Al-Ti-Fe (Σχ. 57) του Tulloch (1979) οι τιτανίτες των



Σχήμα 57: Προβολή τιτανιτών στο τριγωνικό διάγραμμα Ti – Al – FeO. Η γραμμή περικλείει το πεδίο όπου προβάλλονται οι τιτανίτες πυριγενούς προελεύσεως (Tulloch 1979).

γενεσιακών και μεταγρανιτικών πετρωμάτων προβάλλονται εντός ή στο όριο του πεδίου των πυριγενών πετρωμάτων, ενώ αυτοί των αμφιβολιτών προβάλλονται εκτός πεδίου, στους τιτανίτες των μεταμορφωμένων πετρωμάτων, που είναι πλουσιότεροι σε αργίλιο. Περαιτέρω αναφορά για τους τιτανίτες των μεταγρανιτών θα γίνει και στο κεφάλαιο 4.

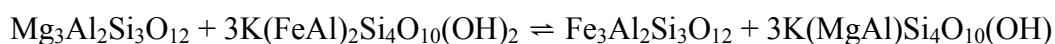
Όσο αφορά τον απατίτη, πρόκειται για μία ομάδα φωσφορικών ορυκτών, όπου το F, Cl και OH μπορεί να αντικαταστήσουν το ένα το άλλο και να σχηματίσουν έτσι μία πλήρη σειρά ισόμορφης παράμειξης με ακραία μέλη τον φθοροαπατίτη, τον χλωριοαπατίτη και τον υδροξυαπατίτη, με τον πρώτο να αποτελεί το πιο κοινό σε εμφάνιση μέλος της ομάδας (Deer et al 1992). Ο απατίτης, συναντάται σε όλα σχεδόν τα πετρώματα, συχνά με ευμεγέθεις κρυστάλλους έως και ~1cm, ενώ παρατηρείται να εγκλείεται στους αμφιβόλους και στους βιοτίτες με βελονοειδή μορφή. Αντιπροσωπευτικές αναλύσεις που έγιναν σε δείγματα από μερικούς πετρογραφικούς τύπους και όπου ήταν δυνατόν παρατίθενται στον Πιν. 10B παράρτημα Β.

3.2.2 Γεωθερμοβαρομετρία

Όπως είναι γνωστό οι ορυκτολογικές μεταβολές και η εξισορρόπησή τους στα πετρώματα, εξαρτώνται από την αλλαγή της θερμοκρασίας και της πίεσης. Οι μεταβολές αυτές πραγματοποιούνται με την ανταλλαγή των συστατικών των ορυκτών που είναι αποτέλεσμα μεταμορφικών αντιδράσεων μεταφοράς ιόντων. Έτσι λοιπόν στο παρελθόν, από πολλούς ερευνητές αναπτύχθηκαν πολυάριθμα πειραματικά και εμπειρικά ρυθμισμένα γεωθερμόμετρα και γεωβαρόμετρα για διαφορετικές ορυκτολογικές παραγενέσεις σε διάφορους πετρολογικούς τύπους. Για μια γενική επισκόπηση των ερευνών αυτών, παραπέμπουμε τον αναγνώστη στον Spear (1993). Έτσι λοιπόν, οι συνθήκες μεταμόρφωσης υπολογίστηκαν με τις μεθόδους γεωθερμομέτρων του γρανάτη-μοσχοβίτη (Hynes and Forest 1988, Wu et al. 2002), του γρανάτη-χλωρίτη (Dickenson & Hewitt (1986), Ghent et al. (1987), Grambling 1990), του μοσχοβίτη-παραγωνίτη (Blencoe et al. 1994), του χλωριτοειδή-χλωρίτη (Vidal et al. 1999), και του χλωρίτη (Cathelineau & Nieva 1985, Kranidiotis & McLean 1987, Cathelineau 1988, Hillier & Velde 1991, Joweet 1991, Zang and Fyfe 1995 και Xie et al. 1997) και με το γεωβαρόμετρο της σύστασης του φεγγίτη (Massonne and Schreyer 1987).

3.2.2.1 Γεωθερμόμετρο γρανάτη – μοσχοβίτη

Η ανταλλαγή ιόντων σιδήρου και μαγνησίου ανάμεσα σε γρανάτη και φεγγιτικό μοσχοβίτη σε κατάσταση ισορροπίας, παριστάνεται σύμφωνα με τους Green & Hellman (1982) από την ακόλουθη αντίδραση:



πυρωπό Fe – σελαδονίτης αλμανδίνης Mg – σελαδονίτης

Οι παραπάνω ερευνητές πρωτοχρησιμοποίησαν την παραπάνω αντίδραση ως γεωθερμόμετρο, σε πειραματικά μοντέλα με πιέσεις από 25 μέχρι 30 Kb. Όταν όμως το γεωθερμόμετρο εφαρμοσθεί σε πηλινικά πετρώματα που προέρχονται από περιοχικού τύπου μεταμόρφωση και σε πιέσεις μεταξύ 3 - 7 Kb, λαμβάνονται θερμοκρασίες πολύ υψηλότερες από εκείνες του γρανάτη – βιοτίτη. Για το λόγο αυτό οι Hynes & Forest (1988) πρότειναν ένα εμπειρικό υπολογισμό του γεωθερμόμετρου γρανάτη – μοσχοβίτη. Σύμφωνα λοιπόν με τους Green & Hellman (1982) και την ρύθμιση που πρότειναν οι Hynes & Forest (1988) έχουμε:

$$T(^{\circ}\text{K}) = (4,79 \times 10^3) / \ln K_D + 4,13$$

Η K_D είναι η “σταθερά” ισορροπίας για ιδανική μίξη και συνεπώς έχουμε:

$$K_D = (\text{Fe/Mg})_{\text{Grt}} / (\text{Fe/Mg})_{\text{Musc}}$$

Σύμφωνα με τους Hynes & Forest (1988) ο υπολογισμός της θερμοκρασίας γίνεται θεωρώντας ότι η ανταλλαγή κατιόντων μεταξύ γρανάτη και μοσχοβίτη είναι ανεξάρτητη από την πίεση. Οι συγγραφείς αιτιολογούν την επιλογή αυτή του μοντέλου τους γιατί οι λαμβανόμενες θερμοκρασίες απ’ αυτό δεν διαφέρουν από το γεωθερμόμετρο γρανάτη βιοτίτη περισσότερο από $\pm 15^{\circ}\text{C}$.

Πρόσφατα, οι Wu et al. (2002) προτείνουν δύο εμπειρικά γεωθερμόμετρα γρανάτη – μοσχοβίτη. Το πρώτο υποθέτει ότι όλος ο σίδηρος στον μοσχοβίτη είναι δισθενής (Μοντέλο Α) και το δεύτερο ότι το 50% του σιδήρου είναι σε τρισθενή μορφή (Μοντέλο Β). Σύμφωνα με τους παραπάνω ερευνητές, τα δύο γεωθερμόμετρα έδωσαν γενικά πανομοιότυπες θερμοκρασίες σε φυσικές συνθήκες πίεσης από 3,0 έως 14,0 kbar και θερμοκρασίες μεταξύ 530-700°C, τα οποία μπορούν να εφαρμοστούν με ασφάλεια σε μεταπηλινικά πετρώματα, ειδικά όταν απουσιάζει από την παραγένεση ο βιοτίτης, τα οποία έχουν υποστεί πρόδρομη ή ανάδρομη μεταμόρφωση σε διαφορετικές μεταμορφικές ζώνες και σε πετρώματα που έχουν υποστεί μεταμόρφωση επαφής.

Η πίεση δεν έχει σχεδόν καμία επίδραση στα δύο γεωθερμόμετρα που προτείνουν οι Wu et al. ((2002) δίνοντας ένα σφάλμα στον υπολογισμό της θερμοκρασίας $\pm 15^{\circ}\text{C}$. Τέλος, οι προϋποθέσεις που θέτουν οι συγγραφείς, εκτός από το πεδίο θερμοκρασίας και πίεσης που αναφέρθηκε παραπάνω, είναι ότι πρέπει η σύνθεση του γρανάτη να κυμαίνεται από: $X_{\text{Alm}} = 0,51 - 0,82$, $X_{\text{Pyrr}} = 0,04 - 0,22$ και $X_{\text{Gros}} = 0,03 - 0,24$ και στον μωσχοβίτη: $\text{Fe}_{\text{tot}} = 0,03 - 0,17$, και το $\text{Mg} = 0,04 - 0,14$ άτομα PFU.

Εμείς, θα χρησιμοποιήσουμε το “Μοντέλο Α”, θεωρώντας όλον τον σίδηρο ως δισθενή, χρησιμοποιώντας την παρακάτω εξίσωση:

$$T(^{\circ}\text{K}) = 969,9 + P(\text{Kbar})(1,3 - 9,1\text{Gb}) - 0,0091\text{Gc} - 4393,8(X_{\text{Fe}}^{\text{Musc}} - X_{\text{Mg}}^{\text{Musc}}) + 200,4X_{\text{Al}}^{\text{Musc}} / 1 + 0,0091(3R\ln K_D + \text{Ga})$$

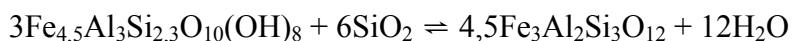
όπου η σταθερά ισορροπίας για ιδανική μίξη είναι: $K_D = (\text{Fe}^{2+}/\text{Mg})^{\text{Grt}} / \text{Fe}^{2+}/\text{Mg}^{\text{Musc}}$ και R είναι η παγκόσμια σταθερά αερίων, $R = 8,3144 \text{ J/molK}$

Τέλος, Ga , Gb και Gc είναι οι πολωνυμικές εκφράσεις των συστατικών του γρανάτη:

$$\begin{aligned} \text{Ga} &= 12,4(X_{\text{Fe}}^{\text{Grt}})^2 + 22,09(X_{\text{Mg}}^{\text{Grt}})^2 - 12,02(X_{\text{Ca}}^{\text{Grt}})^2 + 23,01(X_{\text{Mn}}^{\text{Grt}})^2 - 68,98(X_{\text{Fe}}^{\text{Grt}})(X_{\text{Mg}}^{\text{Grt}}) + \\ &\quad 37,33(X_{\text{Fe}}^{\text{Grt}})(X_{\text{Ca}}^{\text{Grt}}) + 18,165(X_{\text{Fe}}^{\text{Grt}})(X_{\text{Mn}}^{\text{Grt}}) + 35,33(X_{\text{Mg}}^{\text{Grt}})(X_{\text{Ca}}^{\text{Grt}}) + \\ &\quad 27,855(X_{\text{Mg}}^{\text{Grt}})(X_{\text{Mn}}^{\text{Grt}}) + 35,165(X_{\text{Ca}}^{\text{Grt}})(X_{\text{Mn}}^{\text{Grt}}) \\ \text{Gb} &= - 0,05(X_{\text{Fe}}^{\text{Grt}})^2 - 0,034(X_{\text{Mg}}^{\text{Grt}})^2 - 0,005(X_{\text{Ca}}^{\text{Grt}})^2 - 0,014(X_{\text{Mn}}^{\text{Grt}})^2 + 0,168(X_{\text{Fe}}^{\text{Grt}})(X_{\text{Mg}}^{\text{Grt}}) \\ &\quad + 0,1565(X_{\text{Fe}}^{\text{Grt}})(X_{\text{Ca}}^{\text{Grt}}) - 0,0225(X_{\text{Fe}}^{\text{Grt}})(X_{\text{Mn}}^{\text{Grt}}) - 0,2125(X_{\text{Mg}}^{\text{Grt}})(X_{\text{Ca}}^{\text{Grt}}) - \\ &\quad 0,006(X_{\text{Mg}}^{\text{Grt}})(X_{\text{Mn}}^{\text{Grt}}) - 0,0305(X_{\text{Ca}}^{\text{Grt}})(X_{\text{Mn}}^{\text{Grt}}) \\ \text{Gc} &= - 22265,05(X_{\text{Fe}}^{\text{Grt}})^2 - 24166,0(X_{\text{Mg}}^{\text{Grt}})^2 + 3220,0(X_{\text{Ca}}^{\text{Grt}})^2 - 39632,0(X_{\text{Mn}}^{\text{Grt}})^2 + \\ &\quad 92862,0(X_{\text{Fe}}^{\text{Grt}})(X_{\text{Mg}}^{\text{Grt}}) - 67328,0(X_{\text{Fe}}^{\text{Grt}})(X_{\text{Ca}}^{\text{Grt}}) - 38681,5(X_{\text{Fe}}^{\text{Grt}})(X_{\text{Mn}}^{\text{Grt}}) - \\ &\quad 99262,0(X_{\text{Mg}}^{\text{Grt}})(X_{\text{Ca}}^{\text{Grt}}) - 40582,0(X_{\text{Mg}}^{\text{Grt}})(X_{\text{Mn}}^{\text{Grt}}) - 79669,0(X_{\text{Ca}}^{\text{Grt}})(X_{\text{Mn}}^{\text{Grt}}) \end{aligned}$$

3.2.2.2 Γεωθερμόμετρο γρανάτη – χλωρίτη

Η ανταλλαγή ιόντων σιδήρου και μαγνησίου ανάμεσα σε γρανάτη και χλωρίτη σε κατάσταση ισορροπίας, μπορεί να χρησιμοποιηθεί ως γεωθερμόμετρο. Σύμφωνα με τους Dickenson & Hewitt (1986) και Ghent et al. (1987) η ανταλλαγή αυτή, καθώς και η εξισορρόπηση των ορυκτών φάσεων στις οποίες στηρίζεται το γεωθερμόμετρο, καθορίζεται από την ακόλουθη αντίδραση:



χλωρίτης χαλαζίας γρανάτης νερό

Οι Dickenson & Hewitt (1986), Chent et al. (1987) και Grambling (1990) μελετώντας τον συντελεστή διασποράς του Mg και Fe μεταξύ του γρανάτη και του χλωρίτη σε θερμοδυναμική ισορροπία προτείνουν τρία ξεχωριστά γεωθερμόμετρα.

Η εξίσωση που προτάθηκε από τους Dickenson & Hewitt (1986) είναι η ακόλουθη:

$$0 = 51906 - 7,541T(^{\circ}\text{C}) + 0,438P(\text{bars}) + 15R\ln K_D$$

Οι Ghent et al. (1987) εισηγούνται την εξίσωση:

$$T(^{\circ}\text{K}) = (2109,92 + 0,00608P(\text{bars}) / (0,6867 - \ln K_D)$$

Τέλος ο Grambling (1990) προτείνει την εξίσωση:

$$0 = 0,05P(\text{bars}) - 19,02T(^{\circ}\text{K}) + 4607\ln K_D + 24156$$

Σε όλες τις εξισώσεις η σταθερά ισορροπίας για ιδανική μείξη είναι $K_D = (\text{Mg/Fe})_{\text{Grt}} / (\text{Mg/Fe})_{\text{Chlt}}$ και R είναι η παγκόσμια σταθερά των αερίων

3.2.2.3 Γεωθερμόμετρο μοσχοβίτη - παραγωνίτη

Οι Blencoe et al. 1994, βασιζόμενοι σε παλαιότερα πειραματικά δεδομένα, χρησιμοποιώντας τις θερμοκρασίες εξισορρόπησης από γραφικά θερμόμετρα με καμπύλες solvus μεταξύ μοσχοβίτη και παραγωνίτη που προτάθηκαν κατά καιρούς από πολλούς ερευνητές, προτείνουν ένα “όχι θερμοδυναμικό” γεωθερμόμετρο, η μαθηματική έκφραση του οποίου δίνεται από την σχέση:

$$T(^{\circ}\text{C}) = 796,5 + 415,47\ln(1 - (X_{\text{musc}}^{\text{Musc(Parg)}} - X_{\text{musc}}^{\text{Parg(Musc)}})^2)$$

όπου $X_{\text{musc}}^{\text{Musc(Parg)}}$: περιεκτικότητα του μοσχοβίτη στον μοσχοβίτη και

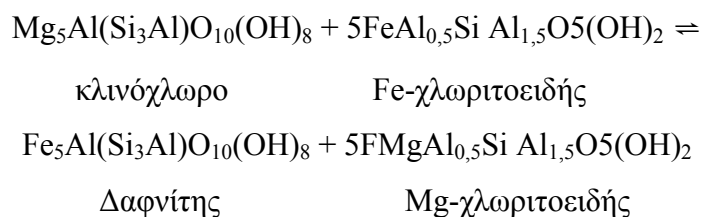
$X_{\text{musc}}^{\text{Parg(Musc)}}$: περιεκτικότητα του μοσχοβίτη στον παραγωνίτη.

Η παραπάνω εξίσωση εξαρτάται από την περιεκτικότητα του Na – K στον κορεσμένο σε K παραγωνίτη και στον κορεσμένο σε Na μοσχοβίτη αντίστοιχα. Επίσης, για την σωστή λειτουργία του γεωθερμομέτρου θα πρέπει, η μοριακή αναλογία του μαργαρίνη στον παραγωνίτη να είναι $< 0,05$, και στον μοσχοβίτη ο αριθμός των ατόμων πυριτίου ανά δομική μονάδα να είναι $\leq 6,2$ και το άθροισμα του Mg + Fe_{tot} ≤ 0.35 .

3.2.2.4 Γεωθερμόμετρο χλωρίτη – χλωριτοειδούς

Το γεωθερμόμετρο βασίζεται στην ανταλλαγή ιόντων μεταξύ του Fe και Mg. Η ανταλλαγή ιόντων σιδήρου και μαγνησίου ανάμεσα στον χλωρίτη και τον χλωριτοειδή σε κατάσταση ισορροπίας έχει μελετηθεί από τους Ashworth & Evirgen (1984) και Ghent et al. (1987)), δείχνοντας ότι η “σταθερά” ισορροπίας $K_D = (Fe/Mg)_{Chld} / (Fe/Mg)_{Chlt}$ μειώνεται με την αύξηση θερμοκρασία

Η παραγένεση χλωρίτη – χλωριτοειδή μπορεί να είναι σταθερή από ~ 300 έως ~550°C και η αντίδραση ανταλλαγής των κατιόντων Fe-Mg μεταξύ των δύο ορυκτών, αποτελεί τη βάση στην οποία στηρίζεται το εμπειρικό γεωθερμόμετρο χλωρίτη – χλωριτοειδή:



Οι Vidal et al. (1999) για τον υπολογισμό της θερμοκρασίας, ανεξάρτητα από την πίεση, προτείνουν την εξίσωση:

$$T(^{\circ}K) = 1977,7 / \ln K_D + 0,971$$

$$\text{όπου } K_D = (X_{Mg}^{Chlt})^5 \times (X_{Fe}^{Chld})^5 / (X_{Fe}^{Chlt})^5 \times (X_{Mg}^{Chld})^5$$

Σύμφωνα με τους Vidal et al. (1999), το γεωθερμόμετρο χλωρίτη – χλωριτοειδούς δεν μπορεί να εφαρμοστεί σε εξαιρετικά Fe-ούχες ή Mg-ούχες συστάσεις και δίνει μη λογικά αποτελέσματα για $X_{Mg}^{Chlt} < 0,2$ και $X_{Fe}^{Chld} > 0,8$ στους 700°C και για $X_{Mg}^{Chlt} < 0,1$ και $X_{Fe}^{Chld} > 0,9$ στους 300°C.

3.2.2.5 Γεωθερμόμετρα χλωρίτη

Οι χλωρίτες είναι το πιο συνηθισμένα ορυκτά στα μεταμορφωμένα πετρώματα της περιοχής έρευνας. Είναι πολύ εύκολη η ανακρυστάλλωσή τους, γι’ αυτό και συχνά παρουσιάζουν μεγάλη διακύμανση στις θερμοκρασίες που υπολογίζονται με την εφαρμογή των διαφόρων γεωθερμομέτρων. Τα γεωθερμόμετρα του χλωρίτη έχουν ικανοποιητική εφαρμογή κυρίως σε χλωρίτες διαγενετικής και υδροθερμικής προέλευσης, αλλά μπορούν να

χρησιμοποιηθούν και σε χλωρίτες μεταμορφικής προέλευσης. Επίσης, είναι απαραίτητο οι χλωρίτες να είναι καθαροί και να μην έχουν υποστεί κάποια μηχανική ή χημική μίξη με άλλα ορυκτά. Τέλος, η χημική σύσταση των χλωριτών που προέρχονται από την εξαλλοίωση του βιοτίτη μπορεί να επηρεάζεται από την σύσταση του αρχικού ορυκτού, όταν η εξαλλοίωση δεν έχει ολοκληρωθεί και στις περιπτώσεις αυτές η χρήση των παραπάνω γεωθερμομέτρων πρέπει να γίνεται με προσοχή ή ακόμα και να αποφεύγεται.

Σύμφωνα με τα παραπάνω, για την αποφυγή τέτοιων περιπτώσεων και για την όσο το δυνατόν ακριβέστερη εκτίμηση της θερμοκρασίας σχηματισμού των χλωριτών, εφαρμόστηκαν παραπάνω από ένα γεωθερμόμετρο.

Οι Cathelineau & Nieva (1985) παρατήρησαν ότι η θερμοκρασία σχηματισμού του χλωρίτη, συσχετίζεται με τον αριθμό των τετραεδρικών ατόμων (Al^{IV}) και εκφράζεται μέσω της γραμμικής σχέσης:

$$T(^{\circ}C) = 213,3 \times Al^{IV} + 17,5$$

Οι Kranidiotis & McLean (1987), όπως και οι προηγούμενοι ερευνητές, παρατήρησαν, ότι το περιεχόμενο σε Al^{IV} αυξάνεται με την αύξηση της θερμοκρασίας. Το γεωθερμόμετρο που προτείνουν στηρίζεται στον αριθμό του τετραεδρικού Al και στην μεταβολή του λόγου $X_{Fe} = Fe/(Fe+Mg)$

$$T(^{\circ}C) = 18 + 106 \times Al^{IV}_C$$

όπου, $Al^{IV}_C = Al^{IV} + 0,7(X_{Fe})$.

Ο Cathelineau (1988) βασιζόμενος σε αναλύσεις χλωριτών και μικροθερμομετρικές μετρήσεις ρευστών εγκλεισμάτων σε κρυστάλλους χαλαζία, ρυθμίζει το γεωθερμόμετρο των Cathelineau & Nieva (1985), υποστηρίζοντας και σε αυτήν την περίπτωση, ότι η περιεκτικότητα του Al^{IV} στην τετραεδρική θέση των χλωριτών αυξάνει ανάλογα με τη αύξηση της θερμοκρασίας.. Το γεωθερμόμετρο του χλωρίτη που προτείνει ο Cathelineau (1988) ρυθμίστηκε εμπειρικά για θερμοκρασίες μεταξύ $150^{\circ}C$ έως $300^{\circ}C$, όπου παρεκτάσεις του σε υψηλότερες και χαμηλότερες θερμοκρασίες είναι δυνατές. Η σχέση μεταξύ της περιεκτικότητας σε Al^{IV} και της θερμοκρασίας δίνεται την παρακάτω εξίσωση:

$$T(^{\circ}C) = - 61,92 + (321,28 \times Al^{IV})$$

Και οι Hillier & Velde (1991) στηριζόμενοι στον αριθμό του τετραεδρικού Al, για τον υπολογισμό της θερμοκρασίας προτείνουν την παρακάτω τροποποιημένη εξίσωση:

$$T(^{\circ}C) = (- 1,304 + 2 \times Al^{IV}) / 0,004007$$

Ο Jowett (1991), τροποποιώντας την σχέση του Cathelineau (1988), υποστηρίζει ότι το περιεχόμενο του Fe και Mg στον χλωρίτη επηρεάζει το Al^{IV} , ανεξάρτητα από την θερμοκρασία. Έτσι λοιπόν, ο παραπάνω ερευνητής, λαμβάνοντας υπόψη τόσο τον αριθμό του Al^{IV} όσο και την μεταβολή της περιεκτικότητας του σιδήρου σε αναλογία ($X_{Fe} = Fe/(Fe + Mg)$) στον χλωρίτη, προτείνει την ακόλουθη ρυθμισμένη εξίσωση:

$$T(^{\circ}C) = 319Al^{IV}_C (T_5)$$

όπου, $Al^{IV}_C = Al^{IV} + 0.1(X_{Fe})$. Η ρύθμιση του Jowett (1991) ισχύει για χλωρίτες με $X_{Fe} < 0,6$.

Οι Zang & Fyfe (1995), θεωρούν ότι οι θερμοκρασίες που έχουν υπολογιστεί με υψηλές τιμές $X_{Fe} = Fe/(Fe + Mg)$ θα είναι ακόμα υψηλότερες αν υπολογιστούν χωρίς διόρθωση της αναλογίας $Fe/(Fe + Mg)$. Η εξίσωση που προτείνουν αποτελεί αναπροσαρμογή αυτής που προέκυψε από το γεωθερμόμετρο των Cathelineau & Nieva (1985), δείχνοντας ότι το Al^{IV} μεταβάλλεται με την αναλογία $Fe/(Fe + Mg)$. Τα δεδομένα των Cathelineau & Nieva (1985) δίνουν ένα σφάλμα στο γεωθερμόμετρο $\sim 25^{\circ}C$. Για αυτό εισάγεται η διόρθωση του Al^{IV} σε σχέση με το $Fe/(Fe + Mg)$, όπως άλλωστε προτείνουν και οι Cathelineau & Nieva (1985) και οι Kranidiotis & McLean (1987). Έτσι λοιπόν η τελική εξίσωση έχει τη μορφή:

$$T(^{\circ}C) = 17,5 + 106,2 \times Al^{IV}_C - 69 \quad (T_6)$$

όπου, $Al^{IV}_C = Al^{IV} - 0,88(X_{Fe} - 0,34)$.

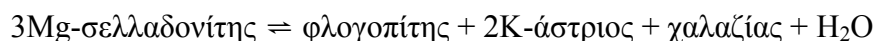
Οι Xie et al. (1997) προτείνουν ένα εμπειρικό γεωθερμόμετρο βασιζόμενο, όπως και τα προηγούμενα, στην περιεκτικότητα σε Al^{IV} και για χλωρίτες οι οποίοι παρουσιάζουν μεγάλη διακύμανση της αναλογίας X_{Fe} από 0,8 έως 0,12. Το γεωθερμόμετρο εφαρμόστηκε σε μεταφαιστικακά πετρώματα, οι χλωρίτες των οποίων σχηματίστηκαν κάτω από συνθήκες μεταμόρφωσης στην πρασινισχιστολιθική φάση. Οι εξισώσεις που προτείνουν ανάλογα με την περιεκτικότητα του X_{Fe} είναι δύο:

$$T(^{\circ}C) = 321,98 \times (Al^{IV} + 1,33 \times (0,31 - X_{Fe})) - 61,92 \text{ για } X_{Fe} < 0,3$$

$$T(^{\circ}C) = 321,98 \times (Al^{IV} - 1,33 \times (X_{Fe} - 0,31)) - 61,92 \text{ για } X_{Fe} > 0,3$$

3.2.2.6 Γεωβαρόμετρο σύστασης φεγγιτών

Για τον υπολογισμό των πιέσεων μεταμόρφωσης, χρησιμοποιήσαμε το γεωβαρόμετρο των Massonne & Schreyer (1987) (ενημερωμένο με καινούργια δεδομένα από τους Massone & Szpurka 1997), το οποίο στηρίζεται σε πειράματα που έλαβαν χώρα σε υψηλές πιέσεις στο σύστημα $K_2O - FeO - MgO - Al_2O_3 - SiO_2 - H_2O$ και βασίζεται στην αντίδραση:



Οι Massonne & Schreyer (1987) και Massone & Szpurka (1997) σύμφωνα με διάφορα πειραματικά δεδομένα, διαπίστωσαν ότι, το περιεχόμενο του Si των φεγγιτών, σε διάφορες ορυκτολογικές παραγενέσεις, χρησιμοποιείται ως ο κρίσιμος παράγοντας που σχετίζεται με την πίεση. Πιο συγκεκριμένα η αύξηση της πίεσης οδηγεί σε υψηλότερη περιεκτικότητα σε Si ανά δομική μονάδα στον τύπο του φεγγίτη, ενώ η άνοδος της θερμοκρασίας έχει μόνο μια μικρή επίδραση στην περιεκτικότητα του Si στον φεγγίτη. Έτσι λοιπόν, το γεωβαρόμετρο που εφαρμόζαμε, παρέχει τις τιμές της πίεσης μέσω ισοπληθών καμπυλών του Si που προκύπτουν από την παραπάνω αντίδραση. Σύμφωνα με την αντίδραση αυτή, τα ορυκτά Mg-σελλαδονίτης, φλογοπίτης, K-ούχος άστριος και χαλαζίας, θα πρέπει να συνυπάρχουν, έτσι ώστε να βρίσκονται σε συνθήκες ισορροπίας. Σύμφωνα με τους παραπάνω συγγραφείς όταν απουσιάζει κάποιο από τα ορυκτά φλογοπίτης ή K-ούχος άστριος ή χαλαζίας, οι τιμές των πιέσεων που θα προκύψουν θα είναι οι ελάχιστες δυνατές για κάθε περίπτωση.

3.2.3 Αποτελέσματα γεωθερμοβαρομετρίας

Για την σωστή εφαρμογή των γεωθερμομέτρων χρησιμοποιήθηκαν ζεύγη ορυκτών που βρίσκονται σε χημική ισορροπία μεταξύ τους, καθώς και συνδυασμός μικροαναλύσεων στις περιφέρειες των γειτνιασμένων ορυκτών, ενώ για τα γεωθερμοβαρόμετρα που χρησιμοποιούν μεμονωμένα ορυκτά χρησιμοποιήθηκαν αναλύσεις, όπου ήταν εφικτό, από τον πυρήνα και την περιφέρεια τους. Όπου, τα διάφορα γεωθερμόμετρα εξαρτώνται από την πίεση, οι θερμοκρασίες υπολογίστηκαν για δεδομένες πιέσεις 5, 7 και 10 kbar. Στους πίνακες 9 και 10 δίνονται αναλυτικά τα αποτελέσματα των θερμοκρασιών που υπολογίστηκαν από τα διάφορα γεωθερμόμετρα σε ζεύγη ορυκτών και οι ελάχιστες ($T_{\min}$) – μέγιστες θερμοκρασίες ($T_{\max}$) αντίστοιχα.

A. Τα γεωθερμόμετρα γρανάτη-μοσχοβίτη εφαρμόστηκαν σε τρία δείγματα από τα μεταπηλιτικά πετρώματα του κρυσταλλοσχιστώδους της ανατολικής Πελαγονικής ζώνης (Κα 23, KY, και Κα 285). Το εύρος τιμών που προέκυψε από την εφαρμογή του γεωθερμομέτρου των Hynes & Forest (1988) κυμαίνεται μεταξύ **455 ($T_{\min}$)** έως 596°C με τις μέγιστες θερμοκρασίες να λαμβάνονται από το δείγμα Κα 285. Συστηματικά μεγαλύτερες

Πίνακας 9: Αναλυτικός πίνακας με τα αποτελέσματα των διαφορετικών γεωθερμομέτρων που εφαρμόστηκαν σε συγκεκριμένα δείγματα καθώς και οι αντίστοιχοι αριθμοί μικροαναλύσεων που χρησιμοποιήθηκαν (βλέπε πίνακες παραρτήματος Β). Η ελάχιστη και η μέγιστη τιμή θερμοκρασίας που χρησιμοποιήθηκαν για την εφαρμογή του γεωβαρόμετρου του φεγγίτη, χαρακτηρίζεται με έντονο μαύρο.

			ΓΕΩΘΕΡΜΟΜΕΤΡΑ												Μοσχοβίτη - Παραγωνίτη		Χλωρίτη - Χλωριτοειδή	
			Γρανάτη - Μοσχοβίτη				Γρανάτη - Χλωρίτη											
			Hynes & Forest (1988)	Wu et al. (2002)			Ghent et al. (1987)			Dickenson & Hewitt (1986)			Grambling (1990)			Blencoe et al. (1994)	Vidal et al. (1999)	
Ζευγάρια															Fe _{tot}	Fe ²⁺		
Αρ. Δείγματος	Ορυκτών	Αναλύσεων		5	7	10	5	7	10	5	7	10	5	7	10			P (Kbar)
Κα 285	Grt - Ms	9* (περ) - 8* 17* (περ) - 10*	558 596	570 584	572 586	575 589												T (°C)
	Grt - Chl	22* (περ) - 1* 21* (περ) - 2*					987 859	994 865	1005 875	678 616	684 622	694 630	765 718	770 724	778 731			
Κ 6.β	Grt - Chl	14* (περ) - 17*					598	603	610	510	514	520	581	586	594			
Κα 136	Grt - Chl	6** (περ) 5 ** 8** (περ) - 9**					504 588	509 593	515 600	477 506	480 510	485 516	509 574	515 580	523 587			
	Chl - Cld	9** - 10** 5** - 4**														623 635	629 637	
ΚΥ	Grt - Ms	37* - 38* 56* - 55*	500 468	550 560	552 562	554 565												
	Ms - Pg	2.1**														557		
	Chl - Cld	52* - 52*														601	620	
Κα 23	Grt - Ms	23B** (περ) - 28B** 45B** (περ) - 46B**	526 455(T _{min})	571 560	573 562	576 565												
	Grt - Chl	23B* (περ) - 27B** 22B** (πυρ) - 26B** (εγκ) 45B** (περ) - 47B**					507 780 642	512 786 647	518 795 655(T _{max})	478 582 526	481 587 531	486 594 537	512 684 610	517 689 615	525 697 623			
	Ms - Pg	16A** - 14A** 18B** - 17B** 29B** - 30B** 37B** - 38B** 39B** - 40B**														504 516 498 539 410		
	Chl - Cld	3A** - 4A** 34B** - 36B**															598 553	605 554

Πίνακας 10: Συγκεντρωτικός πίνακας με το εύρος τιμών της θερμοκρασίας (μεγίστη και ελάχιστη) από την εφαρμογή διαφορετικών γεωθερμομέτρων. Με κόκκινο χαρακτηρίζονται οι τιμές θερμοκρασιών που είναι εκτός περιορισμών που θέτουν τα διάφορα γεωθερμόμετρα.

			Κα 285		Κ 6β		Κα 136		ΚΥ		Κα 23		Αρ. Δείγματος
			P (Kbar)	T _{min} (°C)	T _{max} (°C)	T _{min} (°C)	T _{max} (°C)	T _{min} (°C)	T _{max} (°C)	T _{min} (°C)	T _{max} (°C)		
ΓΕΩΘΕΡΜΟΜΕΤΡΑ	Γρανάτη - Μοσχοβίτη	Hynes & Forest (1988)		558	596					468	500	455	526
		Wu et al. (2002)	5	570	584					560	550	560	571
			7	572	586					562	552	562	573
			10	575	589					565	554	565	576
	Γρανάτη - Χλωρίτη	Ghent et al. (1987)	5	859	987	598		504	588			507	780
			7	865	994	603		509	593			512	786
			10	875	1005	610		515	600			518	795
		Dickenson & Hewitt (1986)	5	616	678	510		477	506			478	582
			7	622	684	514		480	510			481	587
			10	630	694	520		485	516			486	594
		Grambling (1990)	5	718	765	581		509	574			512	684
			7	724	770	586		515	580			517	689
			10	731	778	594		523	587			525	697
	Μοσχοβίτη - Παραγωνίτη	Blencoe et al. (1994)								557		410	539
	Χλωρίτη - Χλωριτοειδή	Vidal et al. (1999)						623	635	601		553	598

τιμές θερμοκρασιών, δίνει το γεωθερμόμετρο Wu et al. (2002) που κυμαίνονται από 550 έως 571°C για πίεση 5 kbar, 552 έως 573 για πίεση 7kbar και από 554 έως 576 για πίεση 10kbar. Και σε αυτήν περίπτωση οι μέγιστες θερμοκρασίες για τις δεδομένες πιέσεις (584-589°C) λαμβάνονται από το δείγμα Ka 285, τιμές που όμως δεν μπορούμε να τις δεχθούμε, εφόσον, σύμφωνα με τους περιορισμούς του γεωθερμομέτρου, η τιμή του $Fe_{Musc}=0,18$ είναι εκτός των ορίων που θέτει το γεωθερμόμετρο (0,03-0.18). Οι συστηματικά χαμηλότερες θερμοκρασίες που προκύπτουν από το γεωθερμόμετρο των Hynes & Forest (1988), μπορεί να οφείλεται στο γεγονός ότι είτε οι πιέσεις μπορεί να ήταν μεγαλύτερες από τα 7kbar, είτε η ρύθμιση να περιορίζεται σε περιορισμένης σύστασης πετρώματα και ως εκ τούτου δεν ισχύει για όλα τα πετρώματα ηλιιτικής σύστασης.

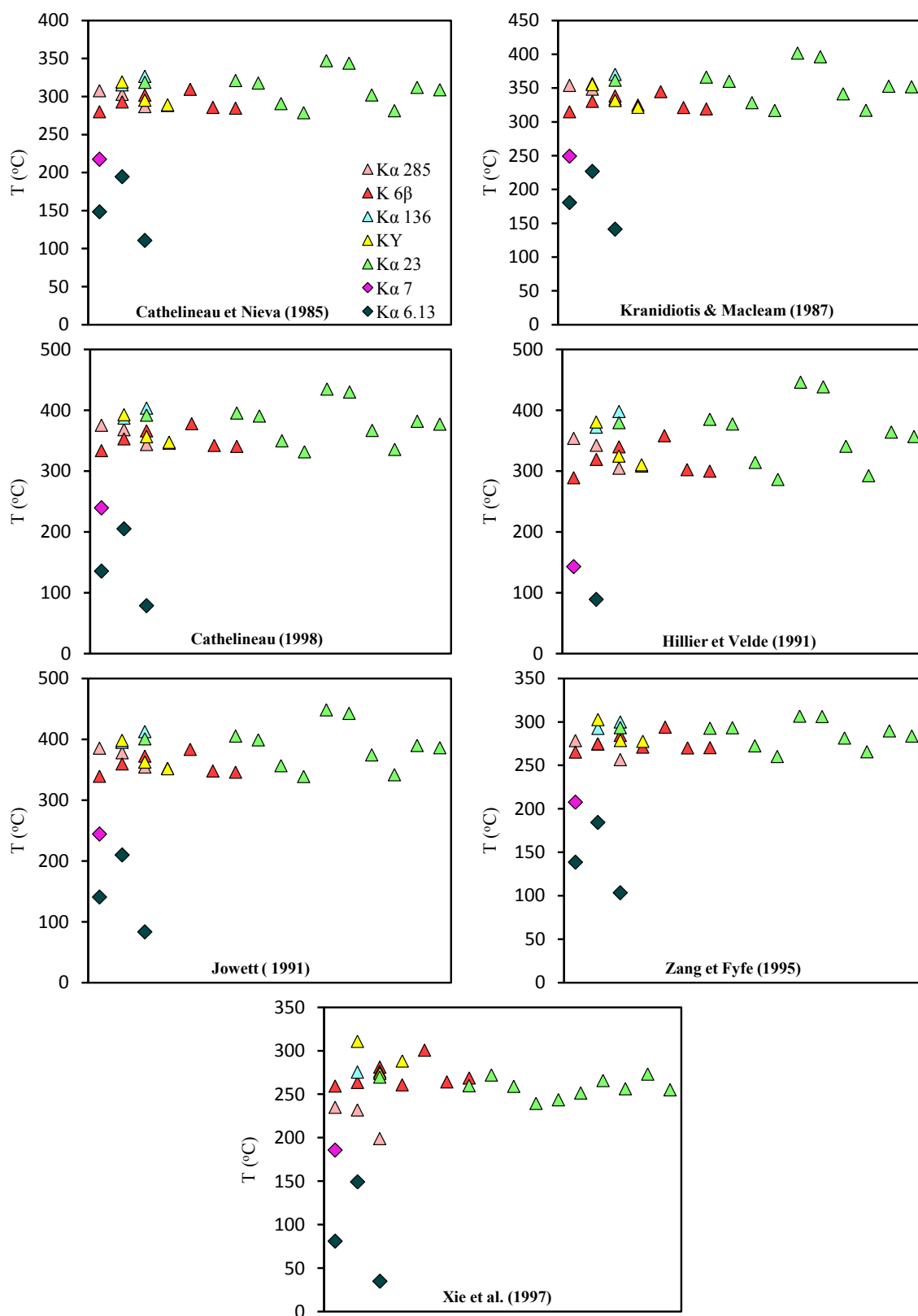
B. Επειδή στο δείγμα KY η τιμή του $Si=6,3$ στον δομικό τύπο του μοσχοβίτη υπερβαίνει το ανώτερο όριο ($Si\leq 6,2$) που θέτει ως περιορισμό το γεωθερμόμετρο μοσχοβίτη – παραγωνίτη των Blencoe et al. (1994), οι θερμοκρασίες υπολογίστηκαν μόνο στο δείγμα Ka 23 με εύρος τιμών που κυμαίνεται από 504 έως 539°C. Η θερμοκρασία των 410°C δεν λαμβάνεται υπόψη γιατί και σε αυτή την περίπτωση η τιμή του Si είναι μεγαλύτερη από το όριο που θέτει το γεωθερμόμετρο.

Γ. Από τα τρία γεωθερμόμετρα γρανάτη – χλωρίτη που εφαρμόστηκαν για τα σχιστολιθικά πετρώματα του κρυσταλλοσχιστώδους της Πελαγονικής ζώνης στην περιοχή έρευνας (Ka 23, KY, K 6β και Ka 285), οι θερμοκρασίες που υπολογίστηκαν από το γεωθερμόμετρο των Dikenson & Hewitt (1986), οι οποίες κυμαίνονται από 477 για πίεση 5Kb έως 594°C για πίεση 10Kb, είναι σχεδόν όμοιες με αυτές που λαμβάνονται από τα γεωθερμόμετρα γρανάτη – μοσχοβίτη. Οι μέγιστες τιμές θερμοκρασιών υπολογίστηκαν στο δείγμα Ka 23 με τον χλωρίτη να είναι εγκλεισμένος στο γρανάτη (582-594°C). Σε αντίθεση με αυτό, οι θερμοκρασίες που λαμβάνονται από τα άλλα δύο γεωθερμόμετρα είναι υψηλότερες, με τιμές που κυμαίνονται για το θερμόμετρο των Ghent et al. (1987) από 504°C για πίεση 5Kb έως 655°C (T_{max}) για πίεση 10kb και για το θερμόμετρο του Grambling (1990) με τιμές θερμοκρασίας κυμαινόμενες από 509 έως 623°C για αντίστοιχες πιέσεις 5 και 10Kb. Και σε αυτή την περίπτωση οι μέγιστες τιμές θερμοκρασίας υπολογίστηκαν στον εγκλεισμένο χλωρίτη στο γρανάτη, Ghent et al. (1987): 780-795°C και Grambling (1990): 684-697°C. Πιθανόν οι εν λόγω τιμές, αλλά σίγουρα οι εξαιρετικά υψηλότερες έως εξωπραγματικές τιμές θερμοκρασίας του δείγματος Ka 285, μπορεί να οφείλονται είτε στην έλλειψη ισορροπίας των ορυκτών που αναλύθηκαν, είτε σε πιθανά αναλυτικά λάθη ή την μη

σωστή ρύθμιση των γεωθερμομέτρων στην συγκεκριμένη σύσταση πετρώματος. Όμως οι θερμοκρασίες που ελήφθησαν από την εφαρμογή του γεωθερμομέτρου των Dikenson & Hewitt (1986) στο δείγμα Ka 285, οι οποίες κυμαίνονται από 616°C για πίεση 5Kb έως 630°C για πίεση 10Kb, σύμφωνα με τις υπολογιζόμενες θερμοκρασίες από τα άλλα γεωθερμόμετρα μπορούν να θεωρηθούν ρεαλιστικές.

Δ. Επίσης, σχετικά αυξημένες τιμές θερμοκρασίας υπολογίστηκαν και από την εφαρμογή του γεωθερμομέτρου χλωρίτη – χλωριτοειδούς του Vital et al (1999) στα μεταπηλιτικά δείγματα της Πελαγονικής ζώνης. Έτσι λοιπόν, στα σχιστολιθικά πετρώματα της ανατολικής Πελαγονικής ζώνης (Ka 23, Ka 133 και KY) το εύρος τιμών κυμαίνεται από 553 έως 635°C, με τις υψηλότερες τιμές να προέρχονται από το δείγμα Ka 131.

Ε. Οι θερμοκρασίες που προέκυψαν από την εφαρμογή των διαφόρων γεωθερμομέτρων χλωρίτη δίνονται στον πίνακα 5B του παραρτήματος Β και στο σχήμα 58. Οι χλωρίτες των σχιστολιθικών πετρωμάτων (Ka 285, K 6.β, Ka 131, KY και Ka 23) έδωσαν θερμοκρασίες που κυμαίνονται από 279 έως 446°C, βάσει των θερμομέτρων που λαμβάνουν υπόψη μόνο το Al^{IV} (Cathelineau & Nieva 1985, Cathelineau 1998 και Hillier & Velde 1991). Τα θερμόμετρα που ενσωματώνουν την επίδραση της υποκατάστασης $Fe = Mg$ (Kranidiotis & McLean 1987, Jowett 1991, Zang & Fyfe 1995 και Xie et al. 1997) έδωσαν μεγαλύτερο θερμοκρασιακό εύρος που κυμαίνεται από 199 έως 448. Την μέγιστη τιμή θερμοκρασίας έδωσε ο εγκλεισμένος χλωρίτης στον γρανάτη του δείγματος Ka 23. Γενικά οι τιμές θερμοκρασίας που λαμβάνονται από τα γενευσιακά πετρώματα (Ka 7 και Ka 6.13), δίνουν ελάχιστες θερμοκρασίες πολύ χαμηλές, με ένα εύρος τιμών να κυμαίνεται από 70 έως 239°C (βάση του Al^{IV}) και από 35 έως 249°C (βάση του $Fe = Mg$). Τις μικρότερες θερμοκρασιακές τιμές (σχιστόλιθοι: 199-311°C και γενεύσιοι: 78-249°C) δίνουν τα γεωθερμόμετρα των Kranidiotis & McLean (1987) και Zang & Fyfe (1995), σε σχέση με τα υπόλοιπα (σχιστόλιθοι: 279-446°C και γενεύσιοι: 123-311°C). Το μεγάλο εύρος θερμοκρασιών που προκύπτει από την εφαρμογή των παραπάνω γεωθερμομέτρων στους χλωρίτες, πιθανώς να σημαίνει, ότι πολλοί από τους αναλυθέντες χλωρίτες έχουν μερικώς ανακρυσταλλωθεί κατά την πορεία της ανάδρομης μεταμόρφωσης και ανόδου των πετρωμάτων προς την επιφάνεια. Οι πολύ μικρές θερμοκρασίες έως αρνητικές που λαμβάνονται, στα γενευσιακά κυρίως πετρώματα και από χλωρίτες οι οποίοι προέρχονται από



Σχήμα 58: Προβολή του εύρους τιμών που προέκυψαν από την εφαρμογή διαφορετικών γεωθερμομέτρων στους χλωρίτες στα διάφορα πετρώματα της περιοχής έρευνας.

εξαλλοίωση βιοτιτών, πιθανόν να οφείλονται στην μη ολοκλήρωση της εξαλλοίωσης και την χημική ισορροπία του ορυκτού.

Z. Οι πιέσεις που προέκυψαν από την εφαρμογή του γεωβαρόμετρου των Massonne & Schreyer (1987) δίνονται στον Πιν. 11 και προβάλλονται στο σχήμα 59. Στους μαρμαρυγιακούς σχιστολίθους του υποβάθρου της Πελαγονικής ζώνης στην περιοχή του Καϊμακτσαλάν, με βάση την αριθμό ατόμων Si στους K-ούχους λευκούς μαρμαρυγίες (φεγγίτες) που κυμαίνεται από 3,20 έως 3,42, η πίεση που υπολογίστηκε για την υπολογιζόμενη ελάχιστη θερμοκρασία των $T_{ελάχιστη} = 455^{\circ}\text{C}$ από 3,19 έως 7,67Kb και για την μέγιστη θερμοκρασία των $T_{μέγιστη} = 655^{\circ}\text{C}$ από 7,45 έως 12,75Kb.

Στους φεγγίτες των αμφιβολιτών το Si κυμαίνεται από 3,22 - 3,41 των γενεσίων από 3,20 - 3,49 και των μεταγρανιτών κυμαίνεται από 3,21 - 3,40. Θεωρώντας ότι οι θερμοκρασίες που υπολογίστηκαν στα σχιστολιθικά πετρώματα ($455-655^{\circ}\text{C}$) ισχύουν για το σύνολο των πετρογραφικών τύπων, υπολογίστηκαν πιέσεις από 3,90 - 8,13 έως 7,27 - 12,52Kb για τους αμφιβολίτες, για τους γενεσίους από 3,55 - 7,67 έως 8,70 - 14,37Kb και για τους μεταγρανίτες από 3,73 - 7,90 έως 7,10 - 12,29Kb.

Τέλος, οι φεγγίτες των γενεσίων της ενότητας Άννας, με το Si να κυμαίνεται από 3,26 έως 3,46, για τις ίδιες θερμοκρασίες δίνουν πιέσεις από 4,61 - 9,05Kb για $T_{ελάχιστη}$ και για $T_{μέγιστη}$ από 8,16 έως 13,68Kb.

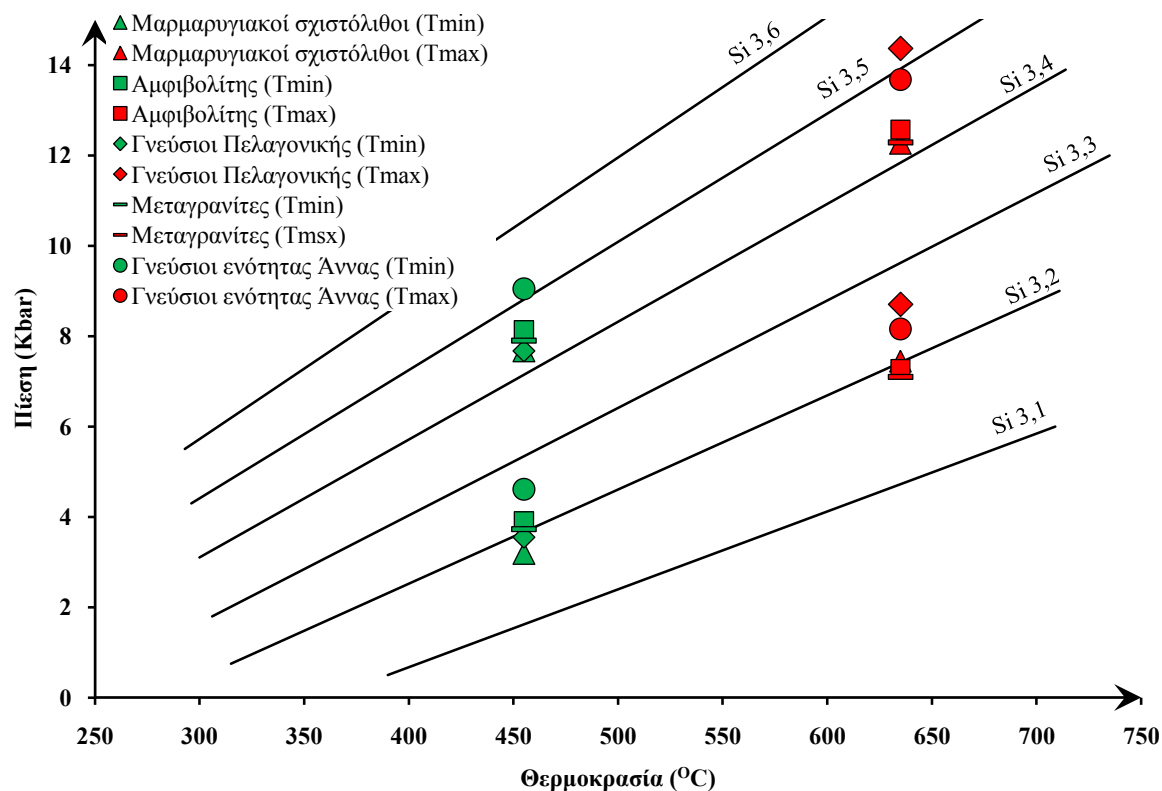
Οι πιέσεις που προέκυψαν από το γεωβαρόμετρο του φεγγίτη στα δείγματα τα οποία ερευνήθηκαν, αποτελούν ελάχιστες τιμές πίεσης, καθώς λείπει είτε ο K-ούχος άστριος, είτε ο βιοτίτης, ή και τα δύο ορυκτά συγχρόνως, τόσο από τους σχιστόλιθους όσο και από το αμφιβολίτες.

3.2.4 Σχέση παραμόρφωσης – μεταμόρφωσης και συνθήκες μεταμόρφωσης

Από την μικροσκοπική παρατήρηση και τον οπτικό προσδιορισμό των ορυκτών, από τις ορυκτολογικές παραγενέσεις στους διάφορους λιθολογικούς τύπους και τις καμπύλες ισορροπίας των ορυκτών την ορυκτοχημεία και την γεωθερμοβαρομετρία, καθώς και από τη σχετική χρονολογική ταξινόμηση μεταξύ τους, μέσα από τις διαδοχικές τεκτονικές επιφάνειες σχιστότητας και σχισμού που χαρακτηρίζουν καθένα από αυτά, μπορούν να παρουσιασθούν οι εκτιμήσεις μας σχετικά με τις P-T συνθήκες μεταμόρφωσης που χαρακτηρίζουν κυρίως τα δύο πρώτα πλαστικά παραμορφωτικά γεγονότα.

Πίνακας 11: Συγκεντρωτικός πίνακας πιέσεων που υπολογίστηκαν με το γεωβαρόμετρο στον φεγγίτη του Massonne & Schreyer (1987) για μέγιστη και ελάχιστη θερμοκρασία στους διάφορους πετρογραφικούς τύπους.

T _{min} : 455		T _{max} : 655		T _{min} : 455		T _{max} : 655		T _{min} : 455		T _{max} : 655		T _{min} : 455		T _{max} : 655		T _{min} : 455		T _{max} : 655		T(°C)
3,20	3,42	3,20	3,42	3,22	3,42	3,22	3,42	3,20	3,49	3,20	3,49	3,21	3,40	3,21	3,40	3,26	3,46	3,26	3,46	Αριθμός Ατόμων Si
3,19	7,67	7,45	12,75	3,9	8,13	7,27	12,27	3,55	7,67	8,70	14,37	3,73	7,90	7,10	12,29	4,61	9,05	8,16	13,68	P(Kb)
Μαρμαρυγιακοί σχιστόλιθοι				Αμφιβολίτες				Γνεύσιοι				Μεταγρανίτες				Γνεύσιοι				Πετρογραφικός τύπος
Ανατολική Πελαγονική Ζώνη																Ζώνη Αλμοπίας				



Σχήμα 59: Διάγραμμα πίεσης – θερμοκρασίας σύμφωνα με τη σύσταση του Si σε φεγγιτικούς K-ούχους μαρμαρυγίες Massonne & Schreyer (1987), όπου προβάλλονται οι μέγιστες και οι κατώτερες τιμές της σύστασης του Si από τους διάφορους πετρογραφικούς τύπους πετρωμάτων που διερευνήθηκαν στην παρούσα έρευνα.

3.2.4.1 M₁ – μεταμορφικό γεγονός

Το παλαιότερο D₁ τεκτονικό γεγονός που αναγνωρίστηκε στην περιοχή έρευνας, θα πρέπει να συνδέεται με την ανάπτυξη ενός μεταμορφικού (M₁) γεγονότος, καθώς όπως έχουμε ήδη αναφέρει η L₁ και η S₁ υφές ορίζονται από την παράλληλη συν-τεκτονική ανάπτυξη και προσανατολισμό χαρακτηριστικών ορυκτών.

Η χαρακτηριστική ορυκτολογική M₁-παραγένεση, συν-τεκτονική ως προς S₁ σχιστότητα, στους διάφορους πετρολογικούς τύπους είναι:

α) σχιστόλιθοι: Κ-ούχοι λευκοί μαρμαρυγίες + γρανάτης + χλωριτοειδής + παραγωνίτης + χαλαζίας ± πλαγιόκλαστο ± βιοτίτης ± ιλμενίτης ± ρουτίλιο ± απατίτης ± κυανίτης ± σταυρόλιθος ± τουρμαλίνη ± αλλανίτης ± αδιαφανή ορυκτά.

β) αμφιβολίτες: πράσινη αμφίβολος + χαλαζίας + πλαγιόκλαστο + επίδοτο/κλινοζοϊσίτης + Κ-ούχοι λευκοί μαρμαρυγίες + βιοτίτης ± γρανάτης ± τιτανίτης ± αδιαφανή ορυκτά

γ) γενεύσιοι: πλαγιόκλαστο + Κ-ούχος άστριος + Κ-ούχοι λευκοί μαρμαρυγίες + βιοτίτης + χαλαζίας + επίδοτο/κλινοζοϊσίτης ± αλλανίτης ± τιτανίτης ± απατίτης ± αδιαφανή ορυκτά

δ) μεταγρανίτες: πλαγιόκλαστο + Κ-ούχος άστριος + Κ-ούχοι λευκοί μαρμαρυγίες + βιοτίτης + χαλαζίας + επίδοτο ± γρανάτης ± αλλανίτης ± τιτανίτης ± απατίτης ± αδιαφανή ορυκτά

Στα σχιστολιθικά πετρώματα, όπως ήδη έχει αναφερθεί, οι γρανάτες αναπτύσσονται με την μορφή πορφυροβλαστών και περιέχουν εγκλείσματα χαλαζία, χλωριτοειδή, ιλμενίτη και ρουτίλιου, σχηματίζοντας μία εσωτερική S_i = S₁ σχιστότητα (Εικ. 8α, 17Γ και Δ, 18Β, 32Α και Β). Σε ελάχιστες περιπτώσεις παρατηρήθηκε ότι η S₁ σχιστότητα περιβάλλει ή κάμπτεται γύρω από τους κρυστάλλους των γρανατών, παράλληλα όμως η εξωτερική S_e = S₁ σχιστότητα συνεχίζεται και ταυτίζεται με την εσωτερική S_i σχιστότητα των κρυστάλλων, δείχνοντας έτσι ένα τυπικό συν-κινηματικό σχηματισμό τους ως προς την D₁ παραμόρφωση (Εικ. 17Δ). Τις περισσότερες φορές όμως η S_i = S₁ διακόπτεται από την εξωτερική S_e = S₂ σχιστότητα, δείχνοντας έτσι τον προ-κινηματικό σχηματισμό τους (Εικ. 8α, 17Γ 18Β). Στις περιπτώσεις αυτές οι γρανάτες παρακάμπτονται από την κυρίαρχη S₂ επίπεδη υφή. Αυτό δείχνει επίσης, ότι πρέπει να κρυσταλλώθηκαν πριν από την δημιουργία της S₂ σχιστότητας, είναι δηλαδή προγενέστεροι από το D₂ παραμορφωτικό γεγονός. Συχνά ο γρανάτης εμφανίζεται να αναπτύσσεται και μετά την D₁ τεκτονική, σχηματίζοντας κορώνες από νέο

γρανάτη γύρω από συν-κινηματικούς ως προς το D₁ παραμορφωτικό γεγονός πυρήνες γρανατών(Εικ. 17Γ).

Όπως είναι γνωστό η μεταβαλλόμενη σύνθεση από τον πυρήνα προς την περιφέρεια των πορφυροκλαστών των γρανατών αντικατοπτρίζει την αλλαγή των θερμοκρασιών κατά τη διάρκεια της εξέλιξής τους (Spear et al. 1990). Τα συστατικά προφίλ του σχήματος 32 των γρανατών στους μεταπηλίτες, οι οποίοι είναι αλμανδινικοί, προτείνουν προοδευτικές συνθήκες μεταμόρφωσης. Η προβολή των γρανατών (πυρήνας – περιφέρεια) στο διάγραμμα του Nandi (1967) (Σχ. 33), επιβεβαιώνει τα προαναφερθέντα καθώς παρατηρείται ότι, πολλές από τις αναλυθείσες περιφέρειες των γρανατών προβάλλονται στη ζώνη του σιλλιμανίτη (~650-750°C) σε αντίθεση με τους πυρήνες που προβάλλονται κυρίως στην ζώνη του κυανίτη (~600-650°C). Στο ίδιο διάγραμμα οι γρανάτες των αμφιβολιτών και μεταγρανιτών προβάλλονται στην γρανατούχο ζώνη (~500-550°C), χαμηλότερου βαθμού μεταμόρφωσης και είναι πλούσιοι σε γροσσουλάριο. Γρανάτες πλούσιοι σε γροσσουλάριο, κυρίως όπως αυτοί των μεταγρανιτών της περιοχής του Καϊμακτσαλάν, διαπιστώθηκαν σε αλβιτικούς ορθογενυσίους γρανιτικής ή τοναλτικής σύστασης, που έχουν υποστεί μεταμόρφωση μεσαίων μέχρι υψηλών πιέσεων (από Μπόσκος & Krohe 2001). Οι γρανάτες των παραπάνω πετρωμάτων, οι οποίοι συνυπάρχουν με φεγγιτικό μοσχοβίτη, τεκμηριώνουν τον σχετικά υψηλών πιέσεων χαρακτήρα της M₁ μεταμόρφωσης.

Οι M₁ λευκοί μαρμαρυγίες και χλωριτοειδείς στα σχιστολιθικά πετρώματα και οι M₁ κεροστίλβες και βιοτίτες στους αμφιβολίτες διατάσσονται λοξά και παρακάμπτονται από την S₂ σχιστότητα, ένδειξη ότι πρόκειται για προγενέστερα ορυκτά από την δημιουργία της S₂ υφής. Τις περισσότερες φορές όμως, τα παραπάνω M₁ ορυκτά περιστρέφονται και προσανατολίζονται παράλληλα στην S₂ επίπεδη υφή του επόμενου D₂ παραμορφωτικού γεγονότος (Εικ. 6α₂, 11β, 17Α, 18Γ, 19Α, 23Γ, 32Δ, 33Γ).

Από τα διαγράμματα των Laird et Albee (1981b) (Σχ. 40) οι πράσινοι αμφίβολοι προβάλλονται κυρίως στην ζώνη του γρανάτη (~500-550°C), προσεγγίζοντας όμως σε αρκετές περιπτώσεις και το πεδίο της ζώνης του σταυρόλιθου – κυανίτη (~500-650°C). Οι συστάσεις των M₁ αμφιβόλων στο διάγραμμα των Laird et al. (1984) (Σχ. 47α) προβάλλονται στα πεδία των μέσων και υψηλών πιέσεων, ανάμεσα στην ισόθερμη του γρανάτη και του ολιγοκλάστου, ενώ η προβολή τους στο διάγραμμα των Laird & Albee (1981b) (Σχ. 47β) δείχνει μεσαίες και χαμηλές πιέσεις. Τέλος, από το διάγραμμα του Brown (1977) οι (Σχ. 45) εκτιμούμενες πιέσεις για τις M₁ αμφιβόλους είναι μεταξύ περίπου 5 έως 7 Kb, ενώ σε αυτό

του Rase (1974) οι περισσότεροι κρύσταλλοι προβάλλονται στο πεδίο των υψηλών πιέσεων πάνω από την γραμμή των 5Kb (Σχ. 44).

Στο διάγραμμα (Σχ. 40) του Miyashiro (1973) οι συστάσεις των K-ούχων λευκών μαρμαρυγιών προβάλλονται στο πεδίο της ζώνης σταυρόλιθου – σιλιμανίτη και στο όριο με αυτό του γρανάτη (~550-750°C). Στο ίδιο διάγραμμα ενδιαφέρον παρουσιάζουν οι μαρμαρυγίες, που προβάλλονται στο πεδίο συστάσεων μαρμαρυγιών της γλαυκοφανικής φάσης.

Το περιεχόμενο του Ti σε βιοτίτες των γνευσίων και μεταγρανιτών από το κρυσταλλοσχιστώδες της ανατολικής Πελαγονικής ζώνης, σύμφωνα με τον Schreurs (1985) δείχνει χαμηλή έως μεσαία αμφιβολιτική φάση, ενώ η τιμή του Al^{IV} στα γνευσιακά πετρώματα δείχνει ενδιάμεση έως υψηλή αμφιβολιτική φάση ($T = \sim 550 - 600^\circ C$).

Με βάση την συν-S₁ M₁-παραγένεση των μεταπηλιτικών πετρωμάτων, και θεωρώντας ως κατώτερη θερμοκρασία δημιουργίας του γρανάτη την θερμοκρασία περίπου των 450°C (Bucher & Frey 1994), την ταυτόχρονη σποραδική εμφάνιση του σταυρόλιθου και την συχνότατη παρουσία του χλωριτοειδή από τα σχιστολιθικά πετρώματα του Πελαγονικού κρυσταλλοσχιστώδους στην περιοχή έρευνας, καθώς και το γεγονός ότι ο χλωριτοειδής καταστρέφεται πάνω από τους περίπου 520°C, σύμφωνα με την αντίδραση $clt + qtz = st + alm + H_2O$ (Pawell & Holland 1990), μπορούμε να εκτιμήσουμε για την M₁-μεταμόρφωση μια θερμοκρασία ανάπτυξης περίπου μεταξύ 450°C και 550°C.

Σύμφωνα με τον Spear 1993 η συν-S₁ η ανάπτυξη της πράσινης αμφιβόλου του αλβίτη και του επιδότου στους αμφιβολίτες αποτελεί την χαρακτηριστική παραγένεση της αλβιτικής – επιδοτικής αμφιβολιτικής φάσης (~500-600 °C). Επιπλέον, στους μεταγρανίτες και στους ορθογνευσίους, καθώς και γενικότερα στα πλουτωνικά πετρώματα όπως θα δούμε παρακάτω, η συν-S₁ ανάπτυξη ή διατήρηση των μαγματικών ορυκτών (πλαγιόκλαστο, K-ούχος άστριος, βιοτίτης και μαγματικής αμφιβόλου) καθώς και η ανάπτυξη του επιδότου/κλινοζωϊσίτη, K-ουχου λευκού μαρμαρυγία, τιτανίτη και γρανάτη αποτελούν τη χαρακτηριστική προαναφερθείσα παραγένεση (Εικ. 36Γ). Η παραπάνω συνύπαρξη και διατήρηση του αλβίτη με την πράσινη αμφίβολο καθορίζει το κατώτερο όριο της θερμοκρασίας, που θα πρέπει να έλαβε χώρα η M₁ μεταμόρφωση, περίπου στους 480 °C (Winkler 1979).

Σύμφωνα με τα παραπάνω, καθώς και από την σποραδική εμφάνιση του κυανίτη, αν και σε ελάχιστη ποσότητα, για την εκτιμώμενη θερμοκρασία των περίπου 450°C έως 600°C

μπορεί να καθοριστεί μια συντηρητική πίεση περίπου 4 έως 7Kb (Bucher & Frey 1994), για τα κρυσταλλοσχιστώδη πετρώματα της ανατολικής Πελαγονικής ζώνης. Όμως, σύμφωνα με τους Vuichard & Ballevre (1988) παραγένεση όμοια με αυτή των πλούσιων σε αργίλιο μεταπηλιτικών πετρωμάτων της περιοχής του Καϊμακτσαλάν, είναι σταθερή σε ένα ευρύ φάσμα πιέσεων, μεταξύ 5 και 18Kb.

Γενικότερα, για τα πετρώματα του δυτικού Βόρα στην περιοχή έρευνας, το παραπάνω εύρος θερμοκρασιών (~480-600°C), ουσιαστικά δεν διαφέρει από τις υπολογισμένες θερμοκρασίες ($T_{\text{ελάχιστη}} = 455^{\circ}\text{C}$ και για $T_{\text{μέγιστη}} = 655^{\circ}\text{C}$) με την εφαρμογή των γεωθερμομετρικών μεθόδων, θεωρώντας ότι οι πρώτες είναι σχετικές και εκτιμώμενες. Επίσης, οι υπολογιζόμενες πιέσεις από το γεωβαρόμετρο του φεγγίτη (για $T_{\text{ελάχιστη}} \rightarrow P = 3,55-9,05\text{Kb}$ και για $T_{\text{μέγιστη}} \rightarrow 8,16-14,13\text{Kb}$) εμπίπτουν γενικά στο εύρος τιμών που εκτιμήθηκε από τα προαναφερθέντα (περίπου $P = 4 - 18\text{Kb}$).

Όπως έχει ήδη αναφερθεί (Σχ. 43) η παρουσία βαροσσιτικών αμφιβόλων με ταυτόχρονη πτώση της τιμής των ατόμων Na_B από τον πυρήνα προς την περιφέρεια σε ορισμένους κρυστάλλους (Εικ. 32Γ), η παρουσία φεγγιτικών έως μη φεγγιτικών μοσχοβιτών (Σχ. 37) καθώς και η μείωση της τιμής των ατόμων Si από τον πυρήνα προς την περιφέρεια σε ορισμένους κρυστάλλους (Σχ. 38) και η προβολή ορισμένων κρυστάλλων στο πεδίο συστάσεων μαρμαρυγιών της γλαυκοφανικής φάσης (Σχ. 40), η πλούσια σε γρασσουλάριο σύσταση του γρανάτη στα μεταγρανιτικά πετρώματα (Πιν. 6), καθώς και η παρουσία στην M_1 -παραγένεση ρουτιλίου στον γρανάτη και η συχνή μετατροπή του σε ιλμενίτη σύμφωνα με την αντίδραση ισορροπίας $\text{Alm} + \text{Rt} = \text{Ilm} + \text{Ky} + \text{Qz}$ (Bohlen et al. 1983), δείχνουν μια πτώση των συνθηκών πίεσης κατά την διάρκεια εξέλιξης της M_1 -μεταμόρφωσης, κάτω από τα ~10Kb. Η εμφάνιση, των παραπάνω ορυκτών (φεγγίτης πλούσιος σε Si , βαροσσιτική αμφίβολος, ρουτίλιο και γρανάτης πλούσιος σε γρασσουλάριο) ως υπολειμματικά ορυκτά, πιθανότατα να ανήκουν σε κάποιο παλαιότερο μεταμορφικό γεγονός υψηλής πίεσης. Εξάλλου, οι Most 2003 και οι Kiliass et al. 2010a, μιλάνε για την ύπαρξη ενός τεκτονο-μεταμορφικού γεγονότος υψηλής πίεσης μεταξύ του βορειοανατολικού ορίου της ανατολικής (EPZ) και δυτικής (KoWPZ) Πελαγονικής ζώνης στην περιοχή νότια της πόλης των Σκοπίων της Π.Δ.Γ.Μ. Επίσης, μεταξύ της ανατολικής Πελαγονικής ζώνης και της ζώνης Αξιού στην Π.Δ.Γ.Μ. έχουν βρεθεί νατριούχοι πυρόξενοι και αμφίβολοι μαζί με βαροσσιτικές αμφιβόλους (Majer και Mason, 1983).

Οι Mposkos & Krohe (2004), στην περιοχή του Καϊμακτσαλάν, μιλάνε για ένα Άνω παλαιοζωϊκής ηλικίας υπολειμματικό μεταμορφικό γεγονός υψηλής θερμοκρασίας/χαμηλής πίεσης ($T = 610-640^{\circ}\text{C}$ και $P = 2,5-3\text{Kb}$), από την παρουσία σιλλιμανίτη, ανδαλουσίτη και κορδιερίτη σε πηλικά πετρώματα μίας μιγματιτικής “γενεσιακής σειράς”, όπως χαρακτηριστικά αναφέρουν. Όπως ήδη έχουμε αναφέρει, στην περιγραφή των τεκτονικών γεγονότων και όπως θα δούμε παρακάτω, η D_2 τεκτονική καθώς και η M_2 μεταμόρφωση σχεδόν επικαλύπτει ολοκληρωτικά προγενέστερα τεκτονο-μεταμορφικά γεγονότα και δεν θα μπορούσε να αφήσει ανεπηρέαστα τόσο ευαίσθητα μεταμορφικά ορυκτά μίας τόσο παλαιάς μεταμορφικής παραγένεσης. Με το σκεπτικό αυτό και από την παρουσία υπολογιζόμενων υψηλών θερμοκρασιών, θεωρούμε ότι το υπολειμματικό αυτό γεγονός πιθανόν να είναι νεώτερης ηλικίας. Πρόσφατα ο Schenke (2013), στην περιοχή του ποταμού Αλιάκμονα νότια του Βερμίου, αναφέρει μιγματικά πετρώματα Άνω Ιουρασικής έως Κάτω Κρητιδικής ηλικίας (137 ± 1), τα οποία υπέστησαν μια έντονη κρητιδική παραμόρφωση ($100-120\text{Ma}$ και 80Ma). Εξάλλου, την παρουσία πιθανής Άνω Ιουρασικής ηλικίας πλουτωνικών σωμάτων στην Πελαγονική ζώνη, αναφέρουν οι Κίλιας & Μουντράκης (1989) και Δάβη και Μιγκίρος (1980).

Ανακεφαλαιώνοντας, κατά την διάρκεια του D_1 τεκτονικού γεγονότος, οι M_1 μεταμορφικές συνθήκες οι οποίες επικράτησαν στα πετρώματα της περιοχής έρευνας καθορίζονται από την άνω πρασινοσχιστολιθικής έως την αμφιβολιτικής φάση με θερμοκρασίες που κυμαίνονται από 450 έως 650°C . Ωστόσο, οι μέγιστες θερμοκρασίες θα πρέπει να ήταν κάτω από 650°C , επειδή δομές που σχετίζονται με ανατηκτικά φαινόμενα, παρόλη την επίπονη προσπάθεια μας, δεν βρέθηκαν. Έτσι λοιπόν μπορούμε να θεωρήσουμε μία μέγιστη τιμή θερμοκρασίας στους 600°C , οι ανάλογες πιέσεις που υπολογίστηκαν από το Si στους φεγγίτες κατά μέσο όρο κυμαίνονται μεταξύ $6,3$ και $12,8\text{Kb}$ (Σχ. 74).

3.2.4.2 M_2 -μεταμορφικό γεγονός

Το M_2 μεταμορφικό γεγονός που επικαλύπτει σχεδόν ολοκληρωτικά το προηγούμενο, όπως αναφέρθηκε και προγενέστερα, χαρακτηρίζεται από τη δημιουργία των ορυκτών της κύριας σχιστότητας, η οποία άλλωστε αντιπροσωπεύει και την κυρίαρχη τεκτονική δομή διαμορφώνοντας σχεδόν αποκλειστικά τη σημερινή εικόνα των πετρωμάτων στην ύπαιθρο.

Η συν- S_2 M_2 -παραγένεση χαρακτηρίζεται στους:

α) μεταπηλίτες από: K-ούχο λευκό μαρμαρυγία (σερικήτη) + χλωρίτη + χαλαζία ± πλαγιόκλαστο ± ιλμενίτης ± τιτανίτης ± επίδοτο ± αδιαφανή ορυκτά

β) αμφιβολίτες από: ακτινολιθική αμφίβολο (συχνά σε ινώδη μορφή) + βιοτίτη (συχνά σπιλομέλανα) + χλωρίτη + χαλαζία + πλαγιόκλαστο + επίδοτο + K-ούχο λευκό μαρμαρυγία (σερικήτη)

γ) γνεύσιους από: K-ούχο λευκό μαρμαρυγία (σερικήτη) + βιοτίτη (συχνά σπιλομέλανα) + χλωρίτη + πλαγιόκλαστο + χαλαζία επίδοτο ± ακτινολιθική αμφίβολο (σε θυσάνους) ± αλλανίτης ± τιτανίτης ± γρανάτης

Κατά την διάρκεια του D₂-παραμορφωτικού γεγονότος στα μεταπηλιτικά πετρώματα ο γρανάτης και ο βιοτίτης μετατρέπονται σε χλωρίτη κατά μήκος των S₂-επιφανειών (Εικ. 8α, 17Γ και Δ, 18B, 33B), ενώ ο χλωριτοειδής διατηρείται συνήθως σταθερός. Όμως σε αρκετές περιπτώσεις, ο χλωριτοειδής φαίνεται να αντικαθίσταται από χλωρίτη και σερικήτη (Εικ. 33Δ) σύμφωνα με την αντίδραση $Cld + Bt = Chl + Mu$ (Speer 1993). Ανάλογα στους αμφιβολίτες η πράσινη αμφίβολος μετατρέπεται σε ακτινόλιθο και χλωρίτη (Εικ. 17Α).

Σύμφωνα με τα παραπάνω και σε συνδυασμό με την M₂-παραγένεση στα σχιστολιθικά πετρώματα, γίνεται φανερό ότι η M₂ έλαβε χώρα σε συνθήκες της πρασινοσχιστολιθικής φάσης κάτω από τους ~450°C. Ανάλογες συνθήκες προκύπτουν και από τα αμφιβολιτικά πετρώματα.

Εξάλλου, η συνύπαρξη του σπιλομέλανα και του λευκού μαρμαρυγία (Εικ. 34Α) με ταυτόχρονη απουσία βιοτίτη στις S₂-επιφάνειες μερικών αμφιβολιτικών πετρωμάτων της ενότητας Λουτρών Αριδαίας και σε γνευσίους της ενότητας Άννας, καθορίζουν ένα ανώτερο όριο των συνθηκών θερμοκρασίας σύμφωνα με την αντίδραση ισορροπίας $Str + Mu + Act = Bt + Chl + Epd$ το οποίο αντιστοιχεί στους $445 \pm 10^\circ C$ για 4Kb στους αμφιβολίτες και $Str + Mu = Bt + Chl$ στα μεταϊζήματα $430^\circ C$ για 1Kb (Nitsch 1970).

Οι K-ούχοι λευκοί μαρμαρυγίες που προβάλλονται στο διάγραμμα του σχήματος 40 (Miyashiro (1973) στην ζώνη χλωρίτη-βιοτίτη (~300-500°C), καθώς και αυτοί που προβάλλονται στους χαμηλότερους βαθμούς της ζώνης του γρανάτη, πιθανόν να ανήκουν στην M₂ μεταμόρφωση.

Στα διαγράμματα των Laird et Albee (1981b) στο σχήμα 46 οι ακτινολιθικές αμφίβολοι προβάλλονται στο κατώτερο πεδίο της ζώνης του βιοτίτη (~425-500°C). Οι συστάσεις των M₂ ακτινολιθικών αμφιβόλων στο διάγραμμα των Laird et al. (1984) (Σχ. 47α) προβάλλονται κάτω από την ισόθερμη του γρανάτη, ενώ στα διαγράμματα των Rase (1974) και Brown

(1997), προβάλλονται κάτω από την διαχωριστική γραμμή των 5Kb και μεταξύ 2-4Kb στα αντίστοιχα διαγράμματα (Σχ. 44 και 45).

Για τις συνθήκες πίεσης κατά τη διάρκεια της D₂-παραμόρφωσης θα μπορούσαμε να υποθέσουμε μια διακύμανση της πίεσης μεταξύ 3-6kb, συνθήκες που χαρακτηρίζουν γενικά την πρασινοσχιστολιθική φάση.

Όλα τα χαρακτηριστικά της M₂-μεταμόρφωσης σε συνδυασμό με το κατά προσέγγιση πεδίο ανάπτυξης αυτής όπως υπολογίστηκε, φανερώνουν τον ανάδρομο χαρακτήρα της M₂-μεταμόρφωσης. Το γεγονός αυτό τεκμηριώνεται επίσης και από το συστατικό προφίλ του γρανάτη του δείγματος K 6β (Σχ. 32), όπου στην περιφέρειά του παρουσιάζει μεταβολή της κανονικής ζώνωσης, δείχνοντας ότι αναπτύσσεται κατά την διάρκεια μίας ανάδρομης μεταμόρφωσης.

Εξάλλου σε μερικές περιπτώσεις παρατηρήθηκαν και συν-κινηματικοί γρανάτες ως προς την D₂-παραμόρφωση, με την εξωτερική $S_e = S_2$ σχιστότητα να συνεχίζεται παράλληλα με την εσωτερική S_i σχιστότητα των κρυστάλλων (Εικ. 34B).

Τέλος, η συν-κινηματική ανάπτυξη χλωρίτη και σερίκίτη και η ολική μετατροπή του γρανάτη, του βιοτίτη, του χλωριτοειδή και της αμφιβόλου σε χλωρίτη κατά μήκος των D_{2SB}-επιφανειών διάτμησης (Εικ. 18Γ και Δ, 19Α), φανερώνουν περαιτέρω πτώση των συνθηκών θερμοκρασίας. Εντούτοις, η δυναμική κρυστάλλωση του χαλαζία κατά μήκος των D_{2SB}-επιφανειών διάτμησης δηλώνει την διατήρηση της θερμοκρασίας, τουλάχιστον πάνω από τους 300°C (σύμφωνα με τον Winkler 1979 η χαμηλότερη θερμοκρασία ανακρυστάλλωσής του τοποθετείται στους 270°C), κατά το εξελικτικό αυτό στάδιο της D₂-παραμόρφωσης.

Η D₂-παραμόρφωση ακολουθήθηκε τοπικά, από μία στατική μετα-κινηματική αναθέρμανση όπως αυτή εξάγεται, από πολυγωνικές μικροϋφές χαλαζία με ισορροπημένα όρια κόκκων και “τριπλά σημεία” ισορροπίας (Εικ. 34Γ).

Σύμφωνα με τα προαναφερθέντα και από την εφαρμογή των διαφόρων γεωθερμόμετρων που εφαρμόστηκαν σε κρυστάλλους χλωρίτη μπορούμε να δεχθούμε ένα θερμοκρασιακό εύρος για την M₂-μεταμόρφωση από 330 έως 440 °C. Για τις συνθήκες πίεσης κατά τη διάρκεια της D₂-παραμόρφωσης θα μπορούσαμε να υποθέσουμε μια διακύμανση της πίεσης από 3 έως 5kb, συνθήκες που χαρακτηρίζουν γενικά την πρασινοσχιστολιθική φάση (Σχ. 68).

3.2.4.3 Νεώτερα γεγονότα

Η μικροσκοπική παρατήρηση των πετρωμάτων έδειξε ότι, κατά τη διάρκεια εξέλιξης του D_3 τεκτονικού γεγονότος, αναπτύσσονται χαμηλού βαθμού μεταμορφωμένοι μυλονίτες, οι οποίοι χαρακτηρίζονται από τη δυναμική ανακρυστάλλωση και πλαστική παραμόρφωση του χαλαζία και από επιμηκυσμένες ταινίες χαλαζία (ribbons) καθώς και από ένα ισχυρό δικτυωτό πλέγμα (lattice) αποτελούμενο από τον κατά προτίμηση προσανατολισμό του χαλαζία (Εικ. 21Α, και Δ). Η παρατήρηση αυτή αποδεικνύει μια έντονη καταπόνηση των πετρωμάτων υπό συνθήκες θερμοκρασιών άνω των 300 °C (Passchier & Trouw 1996).

Οι κλάστες των γρανατών και των αστρίων μπορεί να είναι σπασμένοι και να δείχνουν έναν υποκοκκώδη (subgrain) σχηματισμό (Εικ. 20Δ και 21Β και Γ). Οι τελευταίοι είναι ενσωματωμένοι σε μια δυναμικά ανακρυσταλλωμένη μάζα (matrix) αποτελούμενη από χαλαζία και σερίκίτη. Οι επιμηκυσμένοι και δυναμικά ανακρυσταλλωμένοι αυτοί κόκκοι εμφανίζουν συχνά μια δευτέρα πλάγια σχιστότητα η οποία σχηματίζει γωνία με την κύρια S_3 -σχιστότητα, σχηματίζοντας έτσι μια καλά αναπτυγμένη S-C υφή (Lister & Snoke 1984 (Εικ. 21Β και Δ).

Τέλος, κατά μήκος των επιπέδων που συσχετίζονται με τις D_4 ζώνες επώθησης καθώς και με τις D_5 - D_6 χαμηλής γωνίας ζώνες διάτμησης, παρατηρήθηκε σε τοπικό επίπεδο δυναμική ανακρυστάλλωση του χαλαζία, του λευκού μαρμαρυγία και του χλωρίτη (Εικ. 34Δ). Οι μικρότερες θερμοκρασιακές τιμές (από 108 έως περίπου τους 270 °C), από τα διάφορα γεωθερμόμετρα του χλωρίτη, όπως ήδη έχει προαναφερθεί, πιθανόν να αντιστοιχούν στα παραπάνω D_4 , D_5 και D_6 πιο θραυστογενή παραμορφωτικά στάδια εξέλιξης των πετρωμάτων της περιοχής έρευνας.

3.3 ΧΡΟΝΟΛΟΓΗΣΗ ΤΩΝ ΤΕΚΤΟΝΟ-ΜΕΤΑΜΟΡΦΙΚΩΝ ΓΕΓΟΝΟΤΩΝ

Η ηλικία των τεκτονο-μεταμορφικών γεγονότων καθορίστηκε με τα υπάρχοντα στην βιβλιογραφία στρωματογραφικά (Mercier 1968, Μουντράκης 1976, 1983, Galeos et al., 1994, Brown & Robertson, 2004, Sharp & Robertson, 2006) και ραδιοχρονολογικά δεδομένα που δημοσιεύτηκαν κατά καιρούς για συν-τεκτονικούς λευκούς μαρμαρυγίες και βιοτίτες σε σχέση με τα αναγνωρισμένα τεκτονικά γεγονότα, καθώς και από τις χρονολογήσεις ιχνών σχάσης σε ζirkόνια και απατίτες, στην περιοχή έρευνας και στις γειτονικές σε αυτή περιοχές

(Πιν. 12 και 13). Τα δεδομένα αυτά τα οποία προέρχονται από έρευνες των Koroneos et al. (1993), Most et al., (2001), Most (2003), Αυγερινάς et al. (2001) και Anders (2005) αφορούν γενικότερα την Πελαγονική ζώνη και την ζώνη της Αλμωπίας (δυτικό τμήμα της ευρύτερης ζώνης του Αξιού) στο βορειοελλαδικό χώρο και την προέκταση των παραπάνω ζωνών στην γειτονική Π.Γ.Δ.Μ. (Most et al., 2001, Most 2003). Τα ραδιοχρονολογικά δεδομένα των Koroneos et al. (1993) αφορούν τον ανατολικό Βαρνούντα, που θεωρείται συνέχεια της ανατολικής Πελαγονικής ζώνης (περιοχή έρευνας) προς τα δυτικά. Επίσης, χρησιμοποιούνται συγκριτικά, δεδομένα και από νοτιότερες περιοχές της κεντρικής Ελλάδας (Πιν. 1), για την καλύτερη γεωχρονολογική απόδοση των τεκτονο-μεταμορφικών γεγονότων που επηρέασαν την δυτική οροσειρά του Βόρρα (Barton 1976, Yarwood και Dixon 1977, Jacobshagen et al. 1978, Kiliass & Chatsidimitriadis 1985, Kiliass & Mountrakis 1989, Schermer et al. 1990, Κίλιας et al. 1991, Kiliass et al 1991, Schermer 1993, Lips et al. 1998).

Το D₁ τεκτονικό γεγονός είναι παλαιότερο του Άνω Ιουρασικού - Κάτω Κρητιδικού, αφού δεν έχει επηρεάσει τις ηλικιακά ανάλογες ιζηματογενείς ακολουθίες (κλαστικές σειρές της ενότητας Λουτρών Αριδαίας) οι οποίες επικαλύπτουν και σφραγίζουν το Ιουρασικό οφιολιθικό κάλυμμα (οφιόλιθοι και οφιολιθικά μίγματα) στην δυτική ζώνη του Αξιού, αλλά είναι σαφώς νεότερο από την Βαρίσκια ορογένεση, διότι πλήττονται οι μετα-βαρίσκειοι (Πέρμιο) γρανίτες. Οι K/Ar, Ar/Ar και Rb/Sr ισοτοπικές χρονολογήσεις σε λευκούς μαρμαρυγίες και βιοτίτες από τα μεταμορφωμένα πετρώματα της ανατολικής Πελαγονικής ζώνης εμφανίζουν μια ομάδα ηλικιών μεταξύ 150-130Ma (Most 2003). Λόγω των επιτευχθέντων θερμοκρασιών κατά τη διάρκεια της μεταμόρφωσης, οι Most et al. (2001) και Most (2003) ερμηνεύουν αυτές τις ηλικίες, κοντά στο τελείωμα της κρυστάλλωσης των ορυκτών, μολονότι οι K/Ar και Ar/Ar ηλικίες συνήθως θεωρούνται ως θερμοκρασίες ψύξης (Jaeger 1973, Dodson 1973). Επίσης, σε άλλες περιοχές στην κεντρική Ελλάδα, αναφέρονται Κάτω Κρητιδικές ηλικίες για τα πετρώματα του Πελαγονικού κρυσταλλοσχιστώδους (Barton, 1976, Yarwood και Dixon, 1977). Στη ζώνη του Αξιού δεν υπάρχουν ραδιοχρονολογικές ηλικίες όσον αφορά το D₁ τεκτονικό γεγονός.

Τα χρονολογημένα απολιθώματα των επικλυσιγενών ανθρακικών πετρωμάτων ρηχής θάλασσας και των υπερκείμενων κλαστικών ακολουθιών Άνω Ιουρασικής – Κάτω Κρητιδικής ηλικίας (Μουντράκης 1976, Galeos et al. 1994, Brown & Robertson, 2004), τα οποία όπως προαναφέρθηκε καλύπτουν τους οφιόλιθους και τα οφιολιθικά μίγματα (βλέπε γεωλ. χάρτη), είναι σίγουρα μεταγενέστερα από την τοποθέτηση των εν λόγω πετρωμάτων

Πίνακας 12: Δεδομένα γεωχρονολογήσεων από την Πελαγονική Ζώνη και την Ζώνη Αξιού στην βόρειο Ελλάδα και στην Π.Γ.Δ.Μ.. Wm: λευκός μαρμαρυγίας, Bt: βιοτίτης.

Τεκτονική ενότητα	Λιθολογία	Μέθοδος γεωχρονολόγησης	Ορυκτά	Ηλικία (εκ.χρ.)	Βιβλιογραφία
Ανώτερη Πελαγονική ενότητα	Μυλονίτης (Π.Γ.Δ.Μ.)	K/Ar	Wm	25,6±1,4	Most (2003)
	Γνεύσιος (ΕΛΛΑΔΑ)	K/Ar	Wm	75,6±3	Most (2003)
	Γνεύσιος (ΕΛΛΑΔΑ)	K/Ar	Wm	40±2	Most (2003)
	Ορθογνεύσιος (ΕΛΛΑΔΑ)	Rb/Sr	Bt	89,2±26	Koroneos et al (1993)
	Ορθογνεύσιος (ΕΛΛΑΔΑ)	Rb/Sr	Bt	54,5±1,6	Koroneos et al (1993)
	Ορθογνεύσιος (ΕΛΛΑΔΑ)	Rb/Sr	Ολικό πέτρωμα (errorchron)	297±5,4	Koroneos et al (1993)
	Γρανίτης (έγκλεισμα) (ΕΛΛΑΔΑ)	Pb/Pb	Zrc	282±8	Anders (2005)
	Γρανίτης (έγκλεισμα) (ΕΛΛΑΔΑ)	Pb/Pb	Zrc	296±6	Anders (2005)
	Γρανίτης (ΕΛΛΑΔΑ)	Pb/Pb	Zrc	289±8	Anders (2005)
	Γρανίτης (ΕΛΛΑΔΑ)	Pb/Pb και U/Pb	Zrc	290±6	Anders (2005)
	Γρανίτης (ΕΛΛΑΔΑ)	Pb/Pb	Zrc	294±4	Anders (2005)
	Μεταρύλιθος	U/Pb	Zrc	244±1	Anders (2005)
Κυανοσχιστόλιθοι	Κυανοσχιστόλιθος (Π.Γ.Δ.Μ.)	K/Ar	Wm	150±5,1	Most (2003)
	Κυανοσχιστόλιθος (Π.Γ.Δ.Μ.)	Ar /Ar	Wm	149±1	Most (2003)
Κατώτερη Πελαγονική ενότητα	Γρανίτης (ΕΛΛΑΔΑ)	Pb/Pb	Zrc	300±3	Αυγερινάς et al. (2001)
	Κυανοσχιστόλιθος (Π.Γ.Δ.Μ.)	Ar /Ar	Wm	148,7±3,3	Most (2003)
	Μαρμαρυγιακός σχιστόλιθος (ΕΛΛΑΔΑ)	K/Ar	Wm	145±5,5	Most (2003)
	Μαρμαρυγιακός σχιστόλιθος (ΕΛΛΑΔΑ)	K/Ar	Wm	98,6±3,7	Most (2003)
	Μαρμαρυγιακός σχιστόλιθος (Π.Γ.Δ.Μ.)	Ar /Ar	Wm	132,5±2,6	Most (2003)
			Bt	134±7	Most (2003)
	Μαρμαρυγιακός σχιστόλιθος (ΕΛΛΑΔΑ)	K/Ar	Wm	128,8±5,4	Most (2003)
	Μαρμαρυγιακός σχιστόλιθος (ΕΛΛΑΔΑ)	K/Ar	Wm	131,6±5	Most (2003)
	Μαρμαρυγιακός σχιστόλιθος (Π.Γ.Δ.Μ.)	K/Ar	Wm	111,3±4,2	Most (2003)
	Μαρμαρυγιακός σχιστόλιθος (Π.Γ.Δ.Μ.)	K/Ar	Wm	93,8±7	Most (2003)
	Γνεύσιος (Π.Γ.Δ.Μ.)	K/Ar	Wm	147,8±5,7	Most (2003)
	Γνεύσιος (Π.Γ.Δ.Μ.)	K/Ar	Wm	140,6±5,3	Most (2003)
	Μαρμαρυγιακός σχιστόλιθος (ΕΛΛΑΔΑ)	K/Ar	Wm	118±4,5	Most (2003)
	Μαρμαρυγιακός σχιστόλιθος (Π.Γ.Δ.Μ.)	Ar /Ar	Bt	103±1,5	Most (2003)
	Μαρμαρυγιακός σχιστόλιθοι (Π.Γ.Δ.Μ.)	K/Ar	Wm	135,7±5,2	Most (2003)
	Ορθογνεύσιος (Π.Γ.Δ.Μ.)	K/Ar	Wm	134,7±5,1	Most (2003)
	Γρανίτης (Π.Γ.Δ.Μ.)	K/Ar	Wm	128,2±9	Most (2003)
	Μαρμαρυγιακός σχιστόλιθοι (Π.Γ.Δ.Μ.)	K/Ar	Wm	125,9±4,8	Most (2003)
			Bt	121,46±4,6	Most (2003)
	Μαρμαρυγιακός σχιστόλιθοι (Π.Γ.Δ.Μ.)	K/Ar	Wm	137,1±5,3	Most (2003)
			Bt	137,1±5,2	Most (2003)
Ζώνη Αξιού	Ορθογνεύσιος (ΕΛΛΑΔΑ)	U/Pb	Zrc	285±2	Anders (2005)
	Μαρμαρυγιακός σχιστόλιθος (ΕΛΛΑΔΑ)	Ar /Ar	Wm	112±1	Most (2003)
	Μαρμαρυγιακός σχιστόλιθος (ΕΛΛΑΔΑ)	K/Ar	Wm	102,3±3,9	Most (2003)
	Μεταφλύσχης (Π.Γ.Δ.Μ.)	K/Ar	Wm	66,1±2,5	Most (2003)
	Μαρμαρυγιακός σχιστόλιθος (ΕΛΛΑΔΑ)	K/Ar	Wm	66,2±2,6	Most (2003)
	Μεταφλύσχης (ΕΛΛΑΔΑ)	K/Ar	Wm	64,6±2,5	Most (2003)
	Κροκάλλες στον φλύσχη (ΕΛΛΑΔΑ)	K/Ar	Wm	132,8±5	Most (2003)
	Κροκάλλες στον φλύσχη (ΕΛΛΑΔΑ)	K/Ar	Wm	144,4±5	Most (2003)

Πίνακας 13: Αντιπροσωπευτικές ηλικίες ιχνών σχάσης σε ζirkόνια και απατίτες από τα κρυσταλλοσχιστώδη πετρώματα της Πελαγονικής ζώνης και της ζώνης Αξιού (από Most 2003).

Τεκτονική ενότητα	Ηλικία ιχνών σχάσης ζirkονίου (εκ.χρ.)	Ηλικία ιχνών σχάσης Απατίτη (εκ.χρ.)
KoWPZ (Ανώτερη Πελαγονική ενότητα)	60,5±4,2 (Π.Γ.Δ.Μ.) 53,35±3,1 (Π.Γ.Δ.Μ.) 39±2 (ΕΛΛΑΔΑ) 49±2,4 (ΕΛΛΑΔΑ) 51,4±4,1 (Π.Γ.Δ.Μ.)	31±2 (ΕΛΛΑΔΑ) 29±5 (Π.Γ.Δ.Μ.)
EPZ (Κατώτερη Πελαγονική ενότητα)	86±4 (Π.Γ.Δ.Μ.) 80±6 (Π.Γ.Δ.Μ.) 63±4 (Π.Γ.Δ.Μ.) 71±4 (Π.Γ.Δ.Μ.) 66,2±3,1 (ΕΛΛΑΔΑ)	46±3 (Π.Γ.Δ.Μ.) 32±4 (Π.Γ.Δ.Μ.) 41±2,3 (ΕΛΛΑΔΑ)
Ζώνη Αξιού	58±5 (ΕΛΛΑΔΑ)	60±3 (ΕΛΛΑΔΑ) 52±3 (Π.Γ.Δ.Μ.)

πάνω στους σχηματισμούς της Πελαγονικής ζώνης, τοποθέτηση που πραγματοποιήθηκε κατά τη διάρκεια της Μέσης έως Άνω Ιουρασικής περιόδου (Mercier 1968, Μουντράκης 1983). Αυτές οι ανθρακικές και κλαστικές ακολουθίες είναι με την σειρά τους επωθημένες από τα κρυσταλλοσχιστώδη πετρώματα της ενότητας Άννας της δυτικής ζώνης του Αξιού, αποκαλύπτοντας έτσι ένα τεκτονικό γεγονός κατά την διάρκεια και μετά το Άπτιο-Άλβιο (βλέπε γεωλ. χάρτη). Η συν- έως μετά- Άλβια-Άπτια ηλικία της D₂ παραμόρφωσης τεκμηριώνεται και από το γεγονός ότι δεν επηρεάζει τους σχηματισμούς του άνω κρητιδικού επικλυσιγενούς καλύμματος, θέτοντας έτσι ένα ανώτερο όριο για την D₂ παραμόρφωση πριν το Άνω Κρητιδικό.

Με αυτό το γεγονός φαίνεται να συσχετίζονται οι ηλικίες μεταξύ 110 - 95Ma, κυρίως στο Άλβιο, που υπολογίστηκαν με K/Ar και Ar/Ar σε λευκούς μαρμαρυγίες στο κρυσταλλοσχιστώδες υπόβαθρο της Πελαγονικής ζώνης και της ζώνης Αξιού (Koroneos et al., 1993 και Most 2003) Εμείς, και σε αυτή την περίπτωση, θα ερμηνεύσουμε τις ηλικίες αυτές, ως ηλικίες κρυστάλλωσης συν-τεκτονικές ως προς το D₂ παραμορφωτικό γεγονός.

Στην παρούσα έρευνα οι K/Ar ηλικίες (Most 2003) των λευκών μαρμαρυγιών οι οποίες προέρχονται από την δυτική Πελαγονική ζώνη και από την ζώνη του Αξιού και κυμαίνονται μεταξύ 90 και 70Ma ερμηνεύονται ότι αφορούν το D₃ γεγονός, έτσι ώστε να προτείνεται η Άνω Κρητιδική ηλικία για τις D₃ μυλονιτικές υφές. Ανάλογες ηλικίες σε

ανάλογους πετρογραφικούς τύπους αναφέρονται πιο δυτικά στην περιοχή του ανατολικού Βαρνούντα (Koroneos et al. 1993).

Το D₄ ημι-πλαστικό έως θραυστιγενές τεκτονικό γεγονός πραγματοποιήθηκε στο Παλαιόκαινο έως το Ηώκαινο στα ανώτερα επίπεδα του φλοιού. Τα πετρώματα των ενοτήτων της δυτικής ζώνης του Αξιού επωθήθηκαν πάνω στον Μεστρίχτιο έως Παλαιόκαινο φλύσχη του Άνω Κρητιδικού επικλυστιγεννούς ανθρακικού καλύμματος. (βλέπε γεωλ. χάρτη). Η επώθηση αυτών των πετρωμάτων πάνω στον φλύσχη προκαλεί τοπικά, χαμηλού βαθμού δυναμική ανακρυστάλλωση του χαλαζία, μαρμαρυγία και του χλωρίτη. Το γεγονός αυτό χρονολογείται από 65 έως 50Ma από την μέθοδο K/Ar σε λεπτόκοκκους σερίκίτες του φλύσχη (Most, 2003). Αυτές οι ηλικίες είναι σε συμφωνία με τα στρωματογραφικά κριτήρια που θέσαμε παραπάνω, καθώς και τις ηλικίες ιχνών σχάσης σε ζιρκόνια και απατίτες.

Οι ηλικίες ιχνών σχάσης σε ζιρκόνια μεταξύ 85 και 65Ma από την ανατολική Πελαγονική ζώνη (Most 2003) δείχνουν ότι αυτά στα βαθύτερα τεκτονικά επίπεδα του Πελαγονικού οικοδομήματος έχουν ήδη ψυχθεί κάτω από περίπου 240°C στα τέλη του Άνω Κρητιδικού. Σύμφωνα με τον Most 2003, οι παλαιότερες ηλικίες ιχνών σχάσης σε ζιρκόνια (85 Ma) προέρχονται από τα ενδότερα τμήματα της ανατολικής Πελαγονικής ζώνης, ενώ νεότερες ηλικίες σχάσης δεσπόζουν προς το ανατολικό (72 Ma) και προς το δυτικό (63 Ma) περιθώριο της. Επιπλέον, γνευσιακές και σχιστολιθικές κροκάλες που προέρχονται από το κρυσταλλοσχιστώδες υπόβαθρο της ανατολικής Πελαγονικής ζώνης και περιλαμβάνονται στον Μεστρίχτιο έως Παλαιόκαινο φλύσχη, δείχνουν το αποτύπωμα του D₁ γεγονότος. Ως εκ τούτου, τμήματα του υποβάθρου της ανατολικής Πελαγονικής ζώνης είχαν ήδη εκταφεί εκείνη την περίοδο. Ηλικίες ιχνών σχάσης σε ζιρκόνια από την δυτική Πελαγονική ζώνη είναι μεταξύ 53 και 40Ma και από την ζώνη του Αξιού μεταξύ 80 και 60Ma (Most 2003).

Ηλικίες από τα ίχνη σχάσης σε απατίτες της δυτικής και ανατολικής Πελαγονικής ζώνης, καθώς και από την ζώνη του Αξιού διασπείρονται μεταξύ 60 και 30Ma (Most, 2003). Αυτές είναι σε συνεχή μείωση από την ζώνη του Αξιού (περίπου 60 Ma) μέσω της ανατολικής Πελαγονικής ζώνης (46-33Ma) έως την δυτική Πελαγονική ζώνη (περίπου 30Ma). Αυτό δείχνει προοδευτική εκταφή και περαιτέρω ψύξη περίπου στους 110°C από τα ανατολικά προς τα δυτικά. Η προς τα δυτικά μετανάστευση της παραμόρφωσης κατά τη διάρκεια του Τριτογενούς είχε ήδη παρατηρηθεί από Jacobshagen et al. (1978), Schermer et al. (1990), Κίλιας et al. 1991, Kiliass et al. 1991, 1999 και Schermer (1993).

Ραδιομετρικές χρονολογήσεις λευκών μαρμαρυγιών στον Όλυμπο και στα Πιέρια όρη στην κεντρική Πελαγονική ζώνη νότια της περιοχής έρευνας (Πιν. 1), δείχνουν μια γενικά συνεχή περίοδο παραμόρφωσης μεταξύ περίπου 65 και 40 Ma, που συνδέεται με υψηλής-πίεσης μεταμόρφωση, πλαστική παραμόρφωση και τον σχηματισμό μυλονιτικών πετρωμάτων. Αυτή η περιοχή ανήκει στην εσωτερική κυανοσχιστολιθική ζώνη των Ελληνίδων (Σχ. 7 και 8) και αποτελεί τα χαμηλότερα τεκτονικά επίπεδα του Πελαγονικού καλύμματος (Schermer et al., 1990, Κίλιας & Mountrakis 1989, al., 1991, Schermer, 1993, Lips et al., 1998).

Για τα D₅ (κανονικές έως πλαγιοκανονικές ζώνες διάτμησης και ρήγματα) και D₆ (κανονικές ζώνες διάτμησης και ρήγματα) παραμορφωτικά γεγονότα προτείνεται μια ηλικία μεταξύ Ολιγοκαίνου και αρχή Μειόκαινου, επειδή είναι νεότερα από το D₄ τεκτονικό γεγονός (το D₅ πιθανόν να ξεκινάει νωρίτερα, συγχρόνως με το τελείωμα του D₄) και παλαιότερα από το D₇ τεκτονικό γεγονός, που σχετίζεται με τον σχηματισμό των Νεογενών-Τεταρτογενών λεκανών, ξεκινώντας από το Μειόκαινο και το οποίο λειτουργεί μέχρι σήμερα με την παρουσία ενεργών ρηγμάτων.

4 ΤΑ ΠΛΟΥΤΩΝΙΚΑ ΠΕΤΡΩΜΑΤΑ

4.1 ΓΕΝΙΚΑ ΓΙΑ ΤΑ ΠΛΟΥΤΩΝΙΚΑ ΠΕΤΡΩΜΑΤΑ ΤΗΣ ΒΟΡΕΙΑΣ ΠΕΛΑΓΟΝΙΚΗΣ ΖΩΝΗΣ

Γενικότερα, στο βόρειο τμήμα της Πελαγονικής Ζώνης κατά την διάρκεια της Ερκύνιας ορογένεσης, διεισδύουν στο Παλαιοζωικό ή και παλαιότερο κρυσταλλοσχιστώδες υπόβαθρο αρκετά πλουτωνικά σώματα άνω παλαιοζωικής ηλικίας, κυρίως ενδιάμεσης έως όξινης σύστασης. Συγκεκριμένα είναι, ο πλουτωνίτης του όρους Baba στην Π.Γ.Δ.Μ. (Κατερινόπουλος & Κυριακόπουλος 1989, Katerinopoulos et al. 1992), της Καστοριάς (Πλαστήρας 1983 και Μουντράκης 1983), του Βαρνούντα (Κίλιας 1980, Κατερινόπουλος 1983, Κορωναίος 1991) και πιο νότια του Καταφυγίου (Yarwood & Aftalion 1976, Yarwood 1978).

Ειδικότερα, στην περιοχή έρευνας και συγκεκριμένα στην περιοχή του όρους Καϊμακτσαλάν, όπως ήδη έχει αναφερθεί σε προηγούμενο κεφάλαιο, εμφανίζονται μικροί πυρήνες (βλέπε γεωλ. χάρτη) αποτελούμενοι από σχεδόν αμεταμόρφωτα γρανιτικά πετρώματα, τα οποία εμφανίζονται στα περιφερειακά τμήματά τους συχνά γνευσιωμένα. Επιπλέον, σύμφωνα με τις δικές μας γεωλογικές παρατηρήσεις (βλέπε κεφάλαιο 2), η προέλευση πολλών από τους γνεύσιους της κατώτερης ενότητας του Πελαγονικού κρυσταλλοσχιστώδους αποτελούν γνευσιωμένα τμήματα αυτών των πλουτωνικών σωμάτων, γεγονός το οποίο υποστηρίζει και ο Μουντράκης (1983). Η ηλικία των παραπάνω πλουτωνικών πετρωμάτων, έχει προσδιοριστεί από τους Αυγερινάς et al. (2001) με την μέθοδο Pb/Pb εξατμίζοντας μονοκρυστάλλους μη κληρονομημένων μαγματικών ζirkονίων, στα 300 ± 3 Ma.

Στο κεφάλαιο αυτό θα εξεταστεί, η πετρογραφία και η γεωχημεία, των πλουτωνικών αυτών σωμάτων, με στόχο να αντληθούν πληροφορίες για την γένεση και την εξέλιξη του μάγματος, που δημιούργησε τα εν λόγω γρανιτικά πετρώματα. Για τον σκοπό αυτό έγινε λεπτομερής δειγματοληψία από τα δύο πλουτωνικά σώματα, που εμφανίζονται στον δρόμο που οδηγεί από τον Παλιό Άγιο Αθανάσιο προς το χιονοδρομικό κέντρο του Βόρα (βλέπε γεωλ. χάρτη) Τα δείγματα της σειράς (1.1, 1.2 κ.λ.π.) προέρχονται από την εμφάνιση κοντά στον οικισμό και αυτά με αριθμό (6.2, 6.3 κ.λ.π) από την επόμενη εμφάνιση στην τοποθεσία Χασανάκος. Επίσης εξετάστηκαν και άλλα δύο δείγματα, Ka 211.1 και Ka 211.2, βόρεια του

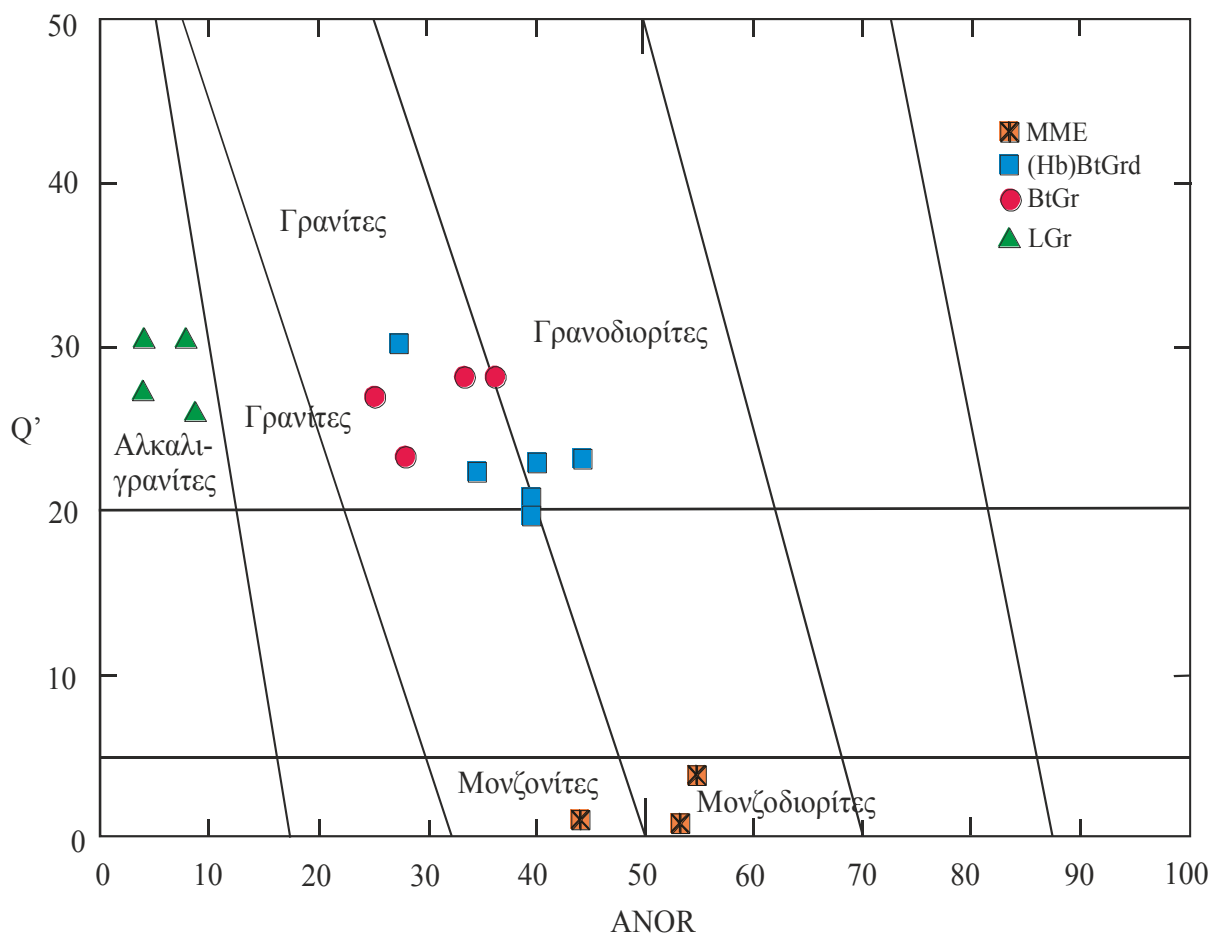
ρέματος της Παπαδιάς (βλέπε Πιν. 5). Επιπρόσθετα, εξετάστηκαν και δύο δείγματα (Κα 6.13 και Κα 7) γνευσιακών πετρωμάτων (Gn) από την περιφέρεια του δεύτερου πλουτωνικού σώματος (της σειράς 6), με σκοπό την χημική και ορυκτολογική συμπεριφορά τους σε σχέση με τα πλουτωνικά πετρώματα.

4.2 ΠΕΤΡΟΓΡΑΦΙΑ - ΟΡΥΚΤΟΛΟΓΙΑ

Τα πλουτωνικά πετρώματα που εξετάζονται στην παρούσα διατριβή διακρίνονται με βάση την υπαίθρια παρατήρηση, την ορυκτολογική σύσταση και το διάγραμμα Q'-ANOR (Streckeisen & Le Maitre 1979), το οποίο στηρίζεται στην δυνητική σύσταση (norm) των πετρωμάτων με βάση τα χημικά δεδομένα (Σχ. 60) σε κεροστιλβικούς-βιοτιτικούς γρανοδιορίτες έως γρανίτες ((Hb)BtGrd), βιοτιτικούς γρανίτες (BtGr) και λευκογρανίτες (LGr). Οι δυο πρώτοι πετρογραφικοί τύποι περιέχουν μονζονιτικής έως μονζοδιοριτικής σύστασης εγκλείσματα (MME) με συχνότερη εμφάνιση στους (Hb)BtGrd και πιο σπάνια στους BtGr, ενώ σπανίζουν οι ξενόλιθοι (XEN).

Μακροσκοπικά οι (Hb)BtGrd και BtGr καταλαμβάνουν το μεγαλύτερο μέρος των πλουτωνικών σωμάτων, έχουν λευκόγκριζο χρώμα και αρκετά συχνά περιέχουν μεγακρυστάλλους αστρίων οι οποίοι προσδιορίζουν πορφυροειδή ιστό (Εικ. 35Α, Γ και Δ). Σε αρκετές περιπτώσεις είναι έντονα αποσαθρωμένοι και τεκτονισμένοι (Εικ. 29). Τα πρωτογενή ορυκτά που παρατηρήθηκαν στο μικροσκόπιο και για τους δύο πετρογραφικούς τύπους είναι τα εξής: χαλαζίας (Qtz), μικροκλινής (Mi), πλαγιόκλαστο (Pl), βιοτίτης (Bt), κεροστίλβη (Hbl), τιτανίτης (Ttn), απατίτης (Apt), αλλανίτης (Aln) και ζirkόνιο (Zrn), ενώ επίδοτο (Ep), ακτινόλιθος (Act), χλωρίτης (Chl), λευκός μαρμαρυγίας (Wm) και γρανάτης (Grt) (μόνο στους BtGr και LGr) εμφανίζονται έως δευτερογενή ορυκτά (Εικ. 36Γ και Δ, 37, 38Α και Γ).

Τα MME είναι λεπτό- έως μεσόκκοκα ολοκρυσταλλικά πετρώματα με σκούρο πράσινο χρώμα που οφείλεται στην μεγάλη συμμετοχή φεμικών συστατικών (Εικ. 35Α, 36Α και Β). Τα πρωτογενή ορυκτά που παρατηρήθηκαν είναι: Qtz, Mi, Pl, Bt, Hbl, Ttn, Apt (με χαρακτηριστική βελονοειδή μορφή, που δείχνει γρήγορη ψύξη του πετρώματος μέσα στο οποίο βρίσκονται) Zrn και Aln, ενώ έως δευτερογενή ορυκτά εμφανίζονται Ep, Act, Chl και Wm. (Εικ. 38Β και Δ).



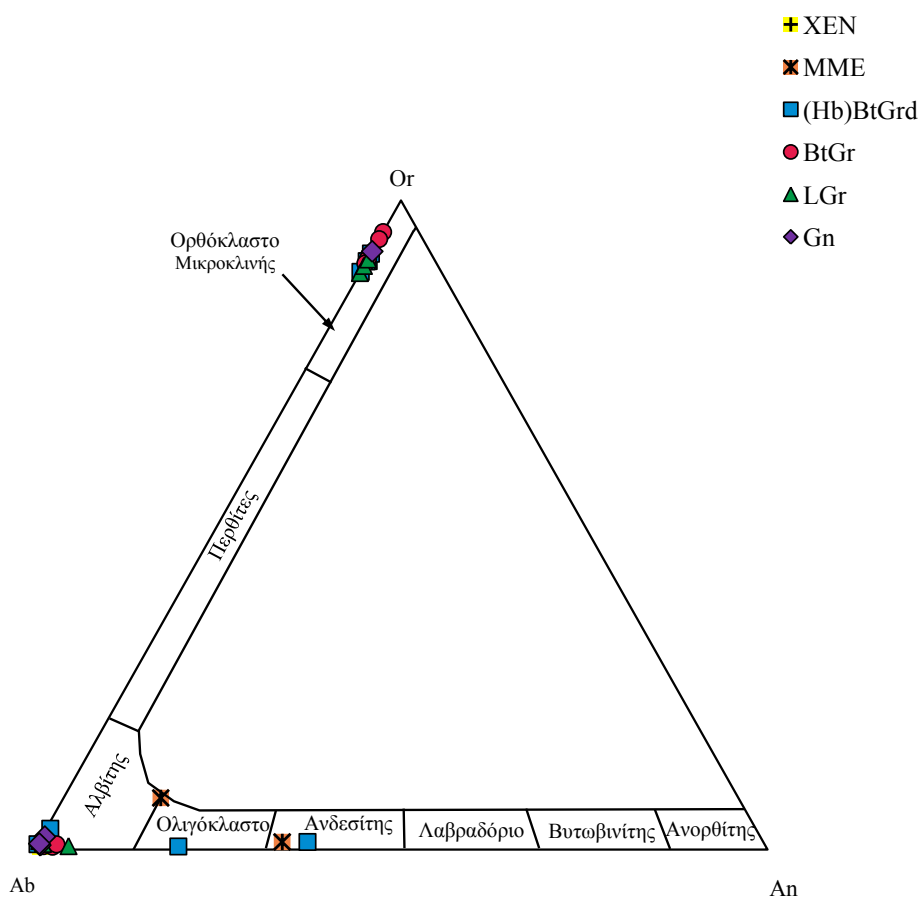
Σχήμα 60: Προβολή των δειγμάτων των plutωνικών πετρωμάτων στο διάγραμμα Q' – ANOR. Q': $100 \times Q / (Q + Or + Ab + An)$ και ANOR = $100 \times An / (Or + An)$ (Streckeisen & Le Maitre 1979).

Οι LGr είναι μεσο- έως αδρόκκοκα πετρώματα με χαρακτηριστικό λευκό έως λευκόγκριζο χρώμα και περιέχουν πολύ λίγα φεμικά συστατικά. Διεισδύουν με την μορφή φλεβών στους προηγούμενους πετρογραφικούς τύπους (Εικ.29). Περιέχουν Qtz, Mi, Pl, Bt, Apt, Tit και Zrn ως πρωτογενή ορυκτά ενώ Ep, Act, Chl, Wm και Grt εμφανίζονται έως δευτερογενή ορυκτά.

Απλιτικές φλέβες, οι οποίες κόβουν κυρίως τους (Hb)BtGrd και (BtGr), είναι πλούσιες σε Qtz, και K-άστριο, ενώ το Pl και ο Bt υπάρχουν σε μικρότερα ποσοστά (Εικ. 36B).

Ο χαλαζίας εμφανίζεται σε όλους τους πετρογραφικούς τύπους που μελετήθηκαν. Σχηματίζει αλλοτριόμορφους κρυστάλλους και καλύπτει τα διάκενα των υπολοίπων ορυκτών. Συχνά εγκλείεται σε άλλα ορυκτά, ενώ βρέθηκε να γεμίζει και ρωγμές σπασμένων κρυστάλλων. Συνήθως εμφανίζει το φαινόμενο της κυματοειδούς κατάσβεσης και της μωσαϊκής δομής, γεγονός που δείχνει την τεκτονική καταπόνηση του πετρώματος.

Οι Κ-ούχοι άστριοι παρουσιάζονται με την μορφή μικρών κρυστάλλων και/ή μεγαλύτερων κρυστάλλων, σχηματίζοντας υπιδιόμορφους έως αλλοτριόμορφους κρυστάλλους. Είναι μικροκλινείς συχνά περθιτωμένοι (Εικ. 37Α και Δ, 38Α) και εμφανίζονται σε όλους τους πετρογραφικούς τύπους με ποσοστά συμμετοχής κατά κανόνα πολύ μικρότερα του πλαγιόκλαστου, με ιδιαίτερα χαμηλά ποσοστά για τα ΜΜΕ μέχρι που μπορούν να απουσιάζουν τελείως. Γενικά ο μικροκλινής εμφανίζεται αναλλοίωτος και σαν εγκλείσματα σε αυτόν βρίσκονται πλαγιόκλαστα (Εικ. 37Α), τα οποία σχεδόν πάντοτε είναι σερικιτιωμένα, βιοτίτης, επίδοτο, τιτανίτης και χαλαζίας. Η σύσταση τους είναι $Or_{90,5}Ab_{9,4}An_{0,0}$ στους (Hb)BtGrd, $Or_{92,6}Ab_{7,4}An_{0,0}$ στους BtGr και $Or_{89,8}Ab_{10,11}An_{0,0}$ $Or_{92,6}Ab_{7,4}An_{0,0}$ (Σχ. 61 και Πιν. 1Γ, παράρτημα Γ).



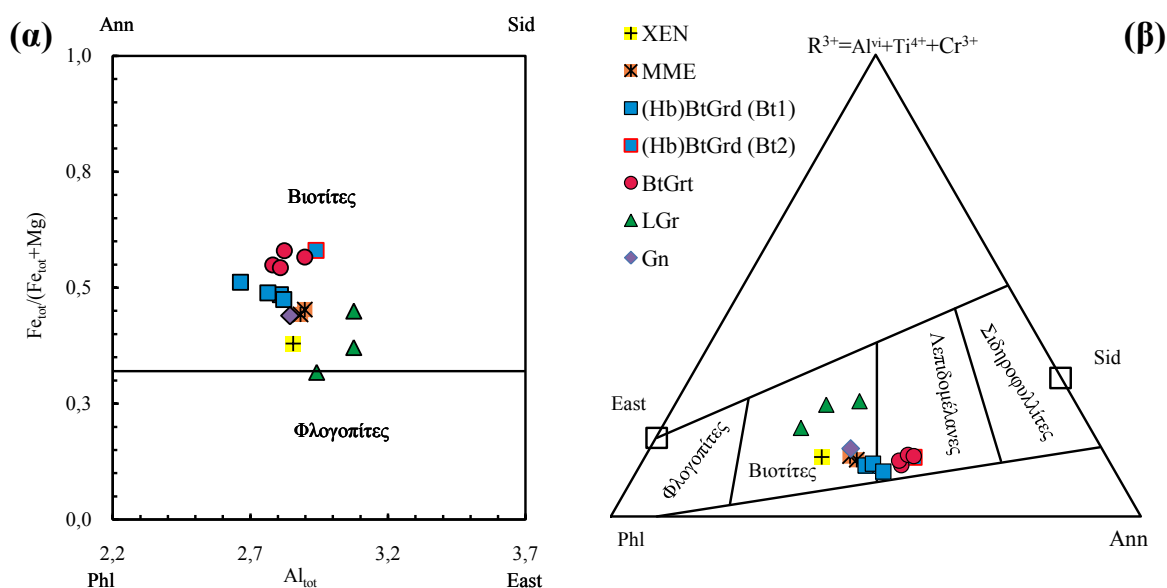
Σχήμα 61: Προβολή των αστρίων των πλουτωνικών πετρωμάτων στο τριγωνικό διάγραμμα Ab - Or - An.

Τα πλαγιόκλαστα υπάρχουν σε όλα τα δείγματα των πλουτωνικών πετρωμάτων με την μορφή μικρών κρυστάλλων που φθάνουν έως και ~2εκ., σχηματίζοντας υπιδιόμορφους έως αλλοτριόμορφους κρυστάλλους, αρκετές φορές εμφανίζονται ζωνώδεις και είναι σχεδόν όλα σερικιτιωμένα ή έχουν μετατραπεί σε Ep και ζωϊσίτη (Εικ. 36Α και Β, 37Β, Γ και Δ). Τα πλαγιόκλαστα στα ΜΜΕ έχουν σύσταση από $An_{0,5}$ έως $An_{33,2}$, στους (Hb)BtGrd από An_0 έως $An_{62,2}$, στους BtGr από $An_{0,9}$ έως $An_{2,6}$ και τέλος στους LGr από An_0 έως $An_{4,4}$ (Σχ. 61 και Πιν. 2Γ, παράρτημα Γ). Πιθανόν, τα πλαγιόκλαστα με χαμηλό ποσοστό ανορθίτη να αντιπροσωπεύουν το προϊόν αλλοίωσης πρωτογενών πλαγιόκλαστων βασικότερης σύστασης.

Ο βιοτίτης αποτελεί το κύριο φεμικό ορυκτό και εμφανίζεται σε όλους τους πετρογραφικούς τύπους των πλουτωνικών σωμάτων. Κυρίως σχηματίζει υπιδιόμορφους κρυστάλλους ενώ συχνά οι βιοτίτες των BtGr και LGr και σπανιότερα αυτοί των ΜΜΕ εμφανίζονται σε συσσωματώματα μικρών κρυστάλλων (Εικ. 36Γ και Δ). Στους (Hb)BtGrd, BtGr και LGr, οι βιοτίτες συχνά αλλοιώνονται δευτερογενώς σε λευκό μαρμαρυγία (σερικήτη), που σε μερικές περιπτώσεις έχει ολοκληρωτικά αντικαταστήσει τον κρύσταλλο (Εικ. 37Β). Επίσης παρατηρούνται συχνά και φαινόμενα μερικής χλωριτίωσης (Εικ. 37Γ). Οι βιοτίτες των πλουτωνικών πετρωμάτων εγκλείουν Apt (με χαρακτηριστική μακροπρισματική και βελονοειδή μορφή για τα ΜΜΕ), ζirkόνιο με πλεοχρωϊκή άλω, επίδοτο, τιτανίτη, βελονοειδείς κρυστάλλους ρουτιλίου που σχηματίζουν δίκτυο σαγενίτη (στους (Hb)BtGrd, BtGr και ΜΜΕ) και αδιαφανή ορυκτά. Όλα τα δείγματα των βιοτιτών που αναλύθηκαν προβάλλονται στο διάγραμμα των Deer et al. (1962) κυρίως στο πεδίο των βιοτιτών (Σχ. 62α), ενώ σύμφωνα με την ταξινόμηση της Foster (1960) (Σχ. 62β) προβάλλονται στο πεδίο των βιοτιτών και κοντά στο όριο με το πεδίο του λεπιδομέλανα, εκτός από τους βιοτίτες των BtGr που προβάλλονται στο πεδίο του λεπιδομέλανα.

Το MgO των βιοτιτών μειώνεται από τα ΜΜΕ προς τους BtGr ενώ το FeO αυξάνεται με την διαφοροποίηση (Σχ. 63α και β). Από τα παραπάνω διαγράμματα καθώς και από αυτά της συσχέτισης MgO προς FeO και MgO προς K_2O (Σχ. 63γ και δ) γίνεται εμφανές, ότι μερικοί βιοτίτες (Bt_2) των (Hb)BtGrd διαφοροποιούνται από τους υπόλοιπους βιοτίτες (Bt_1), ακολουθώντας αυτούς των BtGr και ΜΜΕ (Πιν. 3Γ, παράρτημα Γ).

Σύμφωνα με τους Abdel-Rahman (1994) και Nachit et al. (1985) οι βιοτίτες δείχνουν τη φύση του πετρώματος στο οποίο περιέχονται και διακρίνονται σε βιοτίτες αλκαλικών (Α), ασβεσταλκαλικών (C), υπεραργιλικών (Ρ), αλκαλικών-υπεραλκαλικών (Α+ΡΑ) και υποαλκαλικών (CA) πετρωμάτων με βάση την περιεκτικότητα σε Mg, Al, Al_2O_3 , FeO και

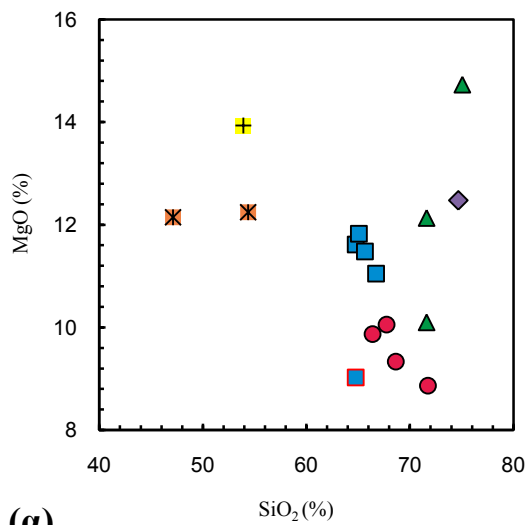


Σχήμα 62: Προβολή των βιοτιτών στα διαγράμματα διαχωρισμού (α) των Deer et al. (1962) και (β) της Foster (1960). Συμβολισμοί ορυκτών βλέπε σχήμα 35.

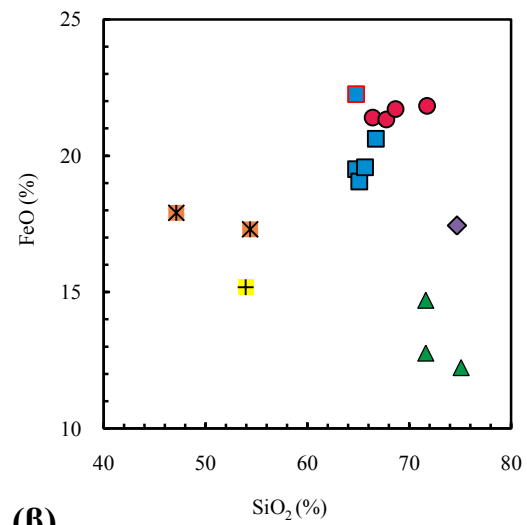
MgO (Σχ. 64). Οι βιοτίτες των περισσοτέρων πλουτωνικών πετρωμάτων, προβάλλονται στο πεδίο των ασβεστοαλκαλικών πετρωμάτων. Εξαιρέση αποτελούν οι Bt₂ των (Hb)BtGrd και μερικοί βιοτίτες των BtGr και LGr που προβάλλονται, στο όριο με το πεδίο των υπεαραγγλικών πετρωμάτων, στο διάγραμμα Al_2O_3/FeO (Σχ. 64 β και γ).

Οι αμφίβολοι με την μορφή κεροστίλβης υπάρχουν σε δύο πετρογραφικούς τύπους των πλουτωνικών πετρωμάτων που μελετήθηκαν. Συγκεκριμένα, απαντώνται στους (Hb)BtGrd και στα MME με ποσοστό συμμετοχής κατά κανόνα μικρότερο του βιοτίτη, ιδιαίτερα χαμηλά για τους (Hb)BtGrd.

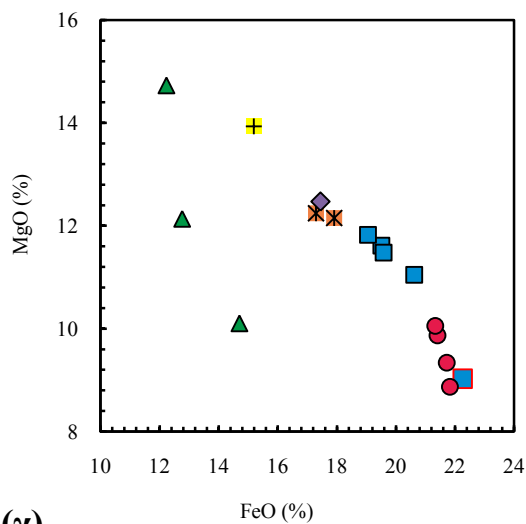
Οι αμφίβολοι σύμφωνα με το διάγραμμα των Leake et al. (1997) ταξινομούνται ως μαγνησιο-κεροστίλβες και ενδενίτες (Σχ. 65). Είναι γενικά όμοιες και δεν παρουσιάζουν μεταβολές στη σύστασή τους από τον πυρήνα προς την περιφέρεια (Πιν. 4Γ, παράρτημα Γ). Η μικροσκοπική παρατήρηση έδειξε ότι αρκετές κεροστίλβες στους (Hb)BtGrd, αποχρωματίζονται στην περιφέρεια τους με αποτέλεσμα να εμφανίζεται ακτινόλιθος (Εικ. 37Δ, 38Α και Β). Η κεροστίλβη εμφανίζεται με ιδιόμορφους έως υπιδιόμορφους κρυστάλλους μερικές φορές σε συσσωματώματα κρυστάλλων και τα χρώματα πλεοχροϊσμού της κυμαίνονται από πράσινα έως κιτρινοπράσινα. Πολλές φορές αντικαθιστάται από βιοτίτη ή τον εγκλείει, ενώ όχι σπάνια αλλοιώνεται σε χλωρίτη. (Εικ. 38Β). Παρατηρήθηκαν επίσης αρκετά εγκλείσματα ιδιόμορφων κρυστάλλων απατίτη και πιο σπάνια αδιαφανή ορυκτά, στις κεροστίλβες.



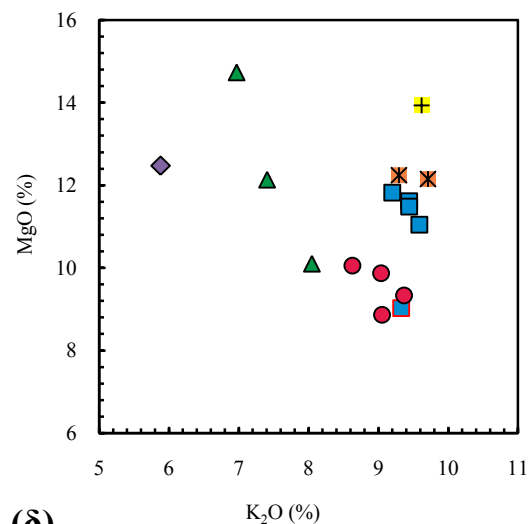
(α)



(β)



(γ)

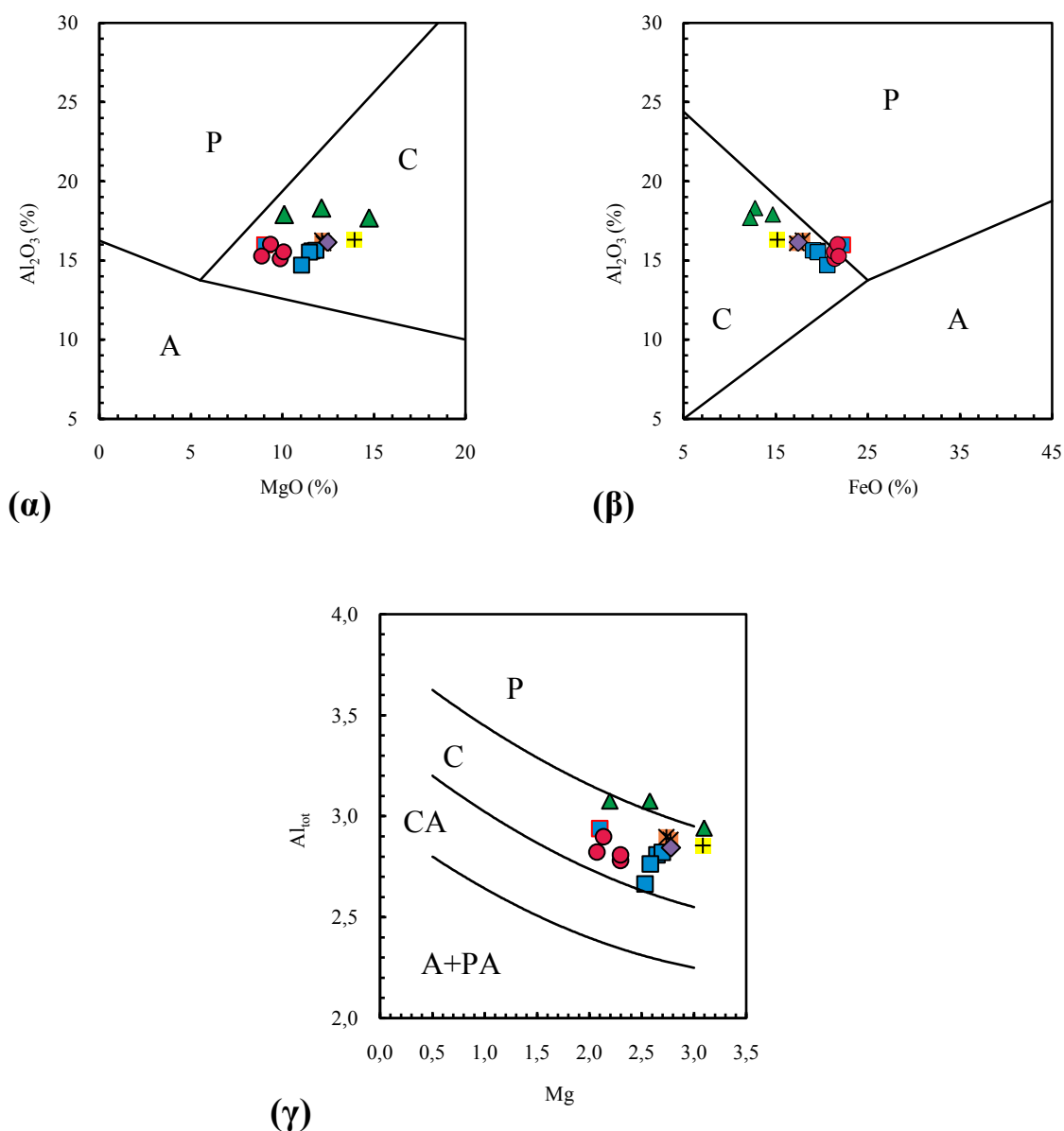


(δ)

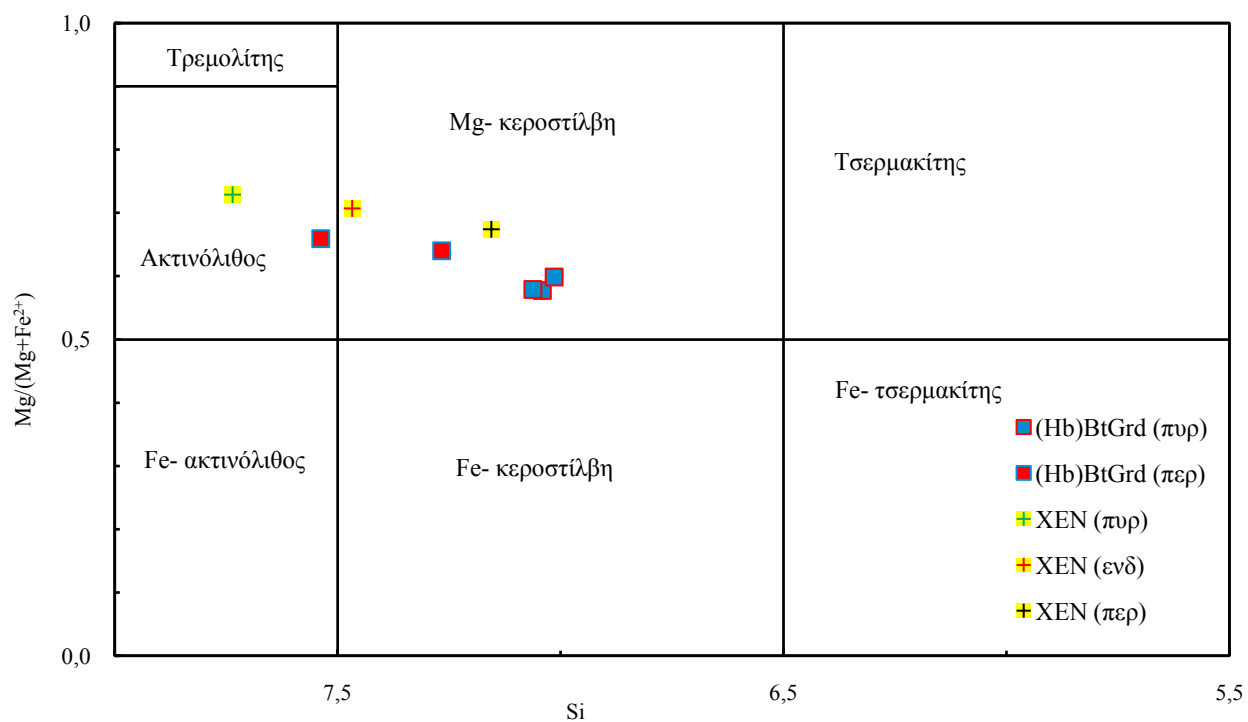
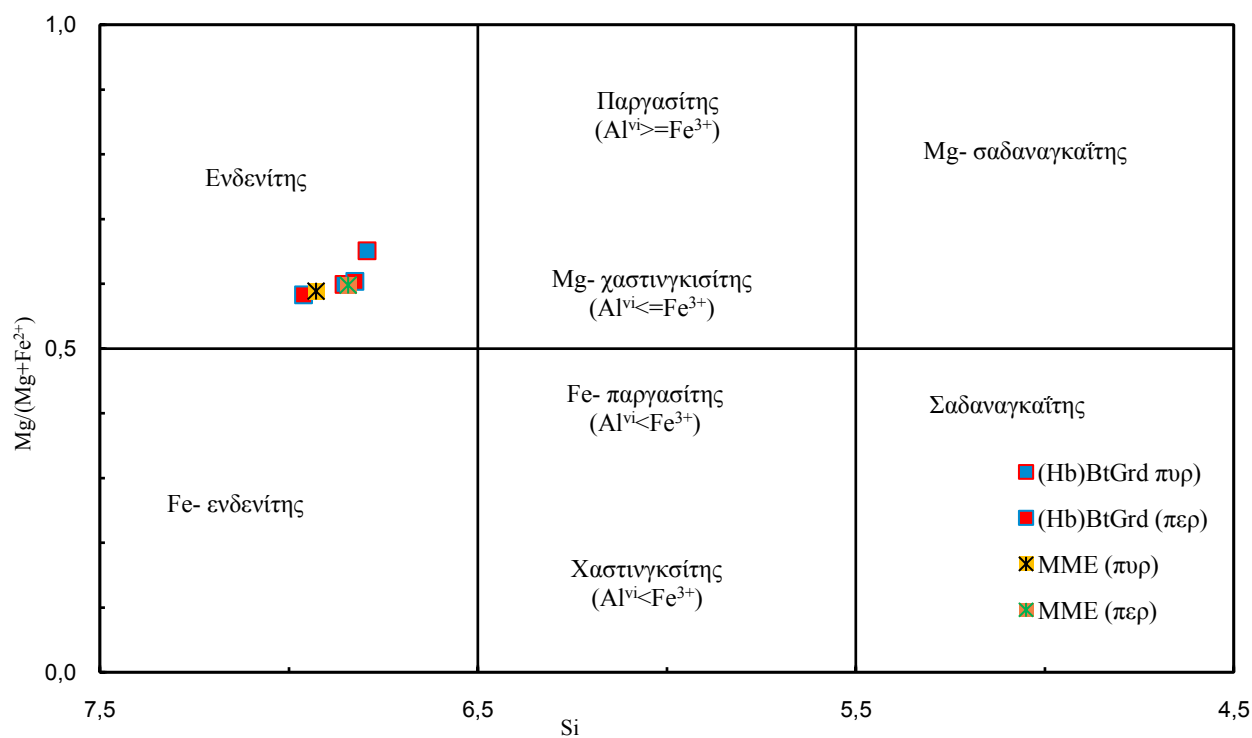
Σχήμα 63: Προβολή του MgO (α) και FeO (β) των βιοτιτών ως προς το SiO₂ των πετρωμάτων αντίστοιχα και προβολή του FeO (γ) και K₂O (δ) ως προς MgO των βιοτιτών αντίστοιχα. Συμβολισμός όπως στο σχήμα 62.

Οι τιτανίτες είναι αρκετά διαδεδομένο επουσιώδες ορυκτό στα πλουτωνικά πετρώματα του δυτικού Βόρα, και εμφανίζονται με ιδιόμορφους κρυστάλλους (Εικ. 38Α). Χημικές αναλύσεις των τιτανιτών, εκτός από τους LGr, δίνονται στον πίνακα 5Γ του παραρτήματος Γ με την μορφή μέσων όρων και στον πίνακα 9B του παραρτήματος Β όπου φαίνεται ότι αυτοί των BtGr παρουσιάζουν το υψηλότερο ποσοστό σε Al₂O₃. Το Ti των τιτανιτών στα MME και στους BtGr εμφανίζει θετική συσχέτιση με την περιεκτικότητα σε CaO του πετρώματος, που κατά τον Tulloch (1979) διακρίνει τους τιτανίτες πυριγενών

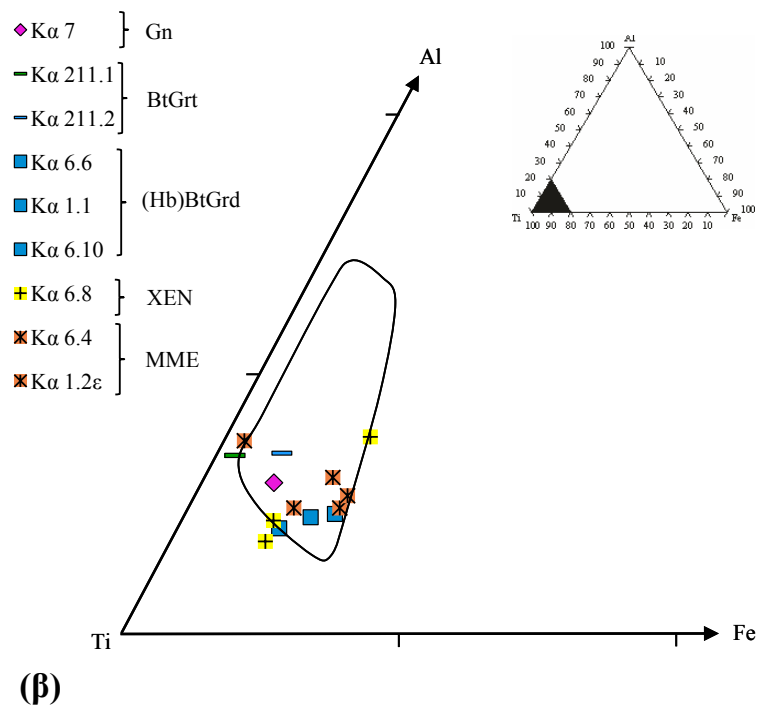
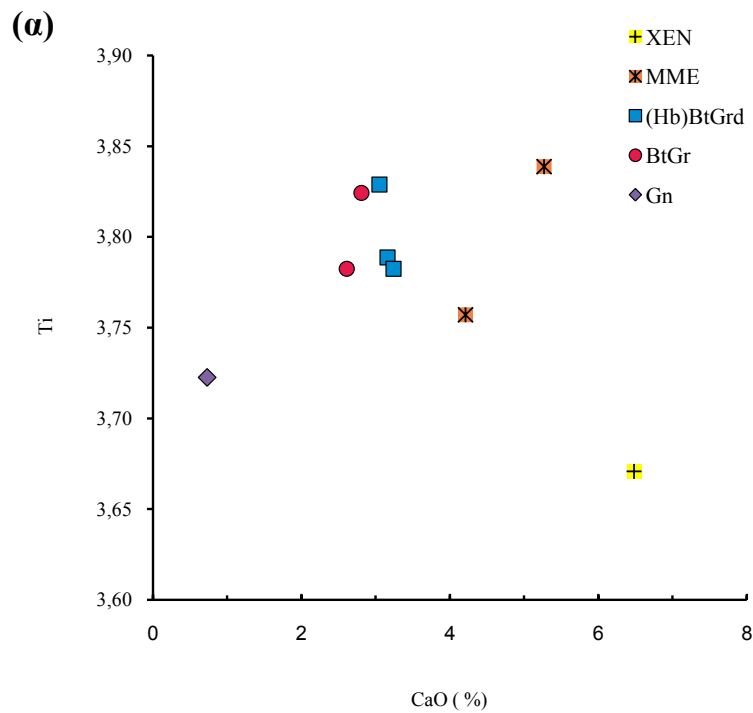
πετρωμάτων από αυτούς των μεταμορφωμένων, ενώ αντίθετα οι τιτανίτες των (Hb)BtGrd που παρουσιάζουν ελαφριά αρνητική συσχέτιση πιθανόν να προέρχονται από μεταμορφωμένα πετρώματα (Σχ. 66α). Από το τριγωνικό διάγραμμα του Σχ. 66β (Tulloch 1979) φαίνεται ότι οι αναλυθέντες τιτανίτες προβάλλονται εντός του πεδίου ή στο όριο των πυριγενών πετρωμάτων.



Σχήμα 64: Προβολή των βιοτιτών στα διαγράμματα των Abdel-Rahman (1994) (α και β) και του Nachit et al. (1985) (γ). A: Bt αλκαλικών πετρωμάτων, C: Bt ασβεσταλκαλικών πετρωμάτων, P: Bt υπεραργίλικών πετρωμάτων, A+PA: Bt αλκαλικών-υπεραλκαλικών πετρωμάτων και CA: Bt υποαλκαλικών πετρωμάτων. Συμβολισμός όπως στο σχήμα 62.



Σχήμα 65: Προβολή των Ca-αμφιβόλων των πλουτωνικών πετρωμάτων στα διαγράμματα ταξινόμησης των Leake et al. (1997).



Σχήμα 66: Προβολή του Ti των τιτανιτών ως προς το SiO₂ των πετρωμάτων (α) και (β) προβολή τιτανιτών στο τριγωνικό διάγραμμα Ti – Al – FeO, η γραμμή περικλείει το πεδίο όπου προβάλλονται οι τιτανίτες πυριγενούς προελεύσεως (Tulloch 1979).

Το επίδοτο βρίσκεται σε όλα τα δείγματα των πλουτωνικών πετρωμάτων ως προϊόν αλλοίωσης των πλαγιόκλαστων. Σε κάποια δείγματα των MME (6.4) και των (Hb)BtGrd (1.2 και 1.1) βρέθηκε επιταξική ανάπτυξη επιδότου γύρω από αλλανίτη (Εικ. 38Γ). Από τον πίνακα 6Γ του παρατήματος Γ των χημικών αναλύσεων φαίνεται ότι δεν υπάρχουν ιδιαίτερες διαφορές μεταξύ των επιδότων των διαφόρων δειγμάτων. Όμως από τον πίνακα φαίνεται ότι οι τιμές πιστασίτη ($Ps=100Fe^{3+}/(Fe^{3+}+Al)$), παρουσιάζουν μεγάλο εύρος τιμών (13,5%-33,9%). Όπως ήδη έχουμε αναφέρει ο Tulloch (1979) αναφέρει για το μαγματικό επίδοτο ποσοστό 27% έως 29% Ps, σε αντίθεση με τα δευτερογενή επίδοτα που εμφανίζουν υψηλότερες τιμές Ps. Τα δεδομένα του Naney (1983) δείχνουν για μαγματικό επίδοτο τιμές Ps που κυμαίνονται από 26% έως 29%. Όσον αφορά λοιπόν τη μαγματική ή όχι προέλευση των επιδότων στα πλουτωνικά πετρώματα του δυτικού Βόρα, πιθανόν να είναι μαγματική για τα επίδοτα με χαμηλό ποσοστό πιστασίτη. Επίσης, αρκετά συχνά παρουσιάζουν διάφορα μορφολογικά και ιστολογικά χαρακτηριστικά τα οποία σύμφωνα με τους Zen & Hammarstrom (1984) είναι χαρακτηριστικά της μαγματικής τους προέλευσης, όπως είναι α) οι ιδιόμορφες τομές σε επαφή με βιοτίτη ή όταν εγκλείεται από αυτόν, β) οι δίδυμοι κρύσταλλοι, γ) η ανάπτυξη γύρω από κρυστάλλους αλλανίτη, δ) οι στρογγυλεμένες γωνίες και εγκοιλώσεις σε επαφή με πλαγιόκλαστο και χαλαζία.

Ο αλλανίτης, ο οποίος ανήκει στην ομάδα του επιδότου είναι και αυτό επουσιώδες ορυκτό και εμφανίζεται με ιδιόμορφους κρυστάλλους χρώματος καστανού με σαφή πλεοχροϊσμό και συνήθως είναι ζωνώδης (Εικ. 38Γ). Από τις αναλύσεις του πίνακα 6Γ του παρατήματος Γ φαίνεται ότι ο αλλανίτης περιέχει υψηλό ποσοστό ελαφρών σπάνιων γαιών, όπως το La και το Ce, που αντικαθιστούν το Ca όπως υποστηρίζουν οι Deer et. al. (1962). Επίσης φαίνεται ότι στα MME οι αλλανίτες παρουσιάζουν μεγαλύτερες μέσες τιμές σε La και σε Ce από ότι στους (Hb)BtGrd. Όσον αναφορά τη γένεση του αλλανίτη υποστηρίζεται ότι αυτός είναι προϊόν πρωτογενούς μαγματικής κρυστάλλωσης (Hildreth 1979, Gromet & Silver 1983). Η άποψη αυτή βασίζεται κυρίως στα μορφολογικά ιστολογικά και ορυκτοχημικά χαρακτηριστικά του αλλανίτη, όπως η ιδιομορφία των κρυστάλλων, η επιταξική ανάπτυξη πρωτογενούς επιδότου και η ζώνωση του. Για τους αλλανίτες που βρέθηκαν στα πλουτωνικά και γνευσιακά πετρώματα του δυτικού Βόρα πιστεύουμε ότι είναι πρωτογενείς. Και τούτο διότι είναι ιδιόμορφοι κρύσταλλοι, αναπτύχθηκαν χωρίς παρενοχλήσεις από άλλα ορυκτά και παρουσιάζουν ζώνωση.

4.3 ΓΕΩΧΗΜΕΙΑ

Για την γεωχημική εξέταση των γρανιτικών πετρωμάτων του Καϊμακτσαλάν στον δυτικό Βόρα, αναλύθηκαν για κύρια στοιχεία και ιχνοστοιχεία 18 αντιπροσωπευτικά δείγματα σε απαραμόρφωτα τμήματα των πλουτωνικών σωμάτων (συμπεριλαμβανομένου και του ξενόλιθου: δείγμα Κα 6. 8) και δύο δείγματα γνευσιακών πετρωμάτων από την περιφέρεια τους. Τα δεδομένα των αναλύσεων παρουσιάζονται στον πίνακα 14.

4.3.1 Κύρια στοιχεία

Τα κύρια στοιχεία γενικά παρουσιάζουν μικρές μεταβολές στους διάφορους πετρογραφικούς τύπους των γρανιτικών πετρωμάτων του Καϊμακτσαλάν. Το εύρος μεταβολής του SiO_2 κυμαίνεται από 47,1% έως 54,4% κ.β. στα MME, από 64,8% έως 66,9% κ.β. στους (Hb)BtGrd, από 66,4% έως 71,8% κ.β. στους BtGr και από 71,6% έως 75,1% κ.β. στους LGr, ενώ το περιεχόμενο του SiO_2 στα δύο γνευσιακά πετρώματα κυμαίνεται από 73,0 έως 74,7% κ.β. (πίν. 14).

Από τον παραπάνω πίνακα και το σχήμα 67 γίνεται φανερό ότι τα κύρια στοιχεία παρουσιάζουν μικρές μεταβολές στους διάφορους πετρογραφικούς τύπους. Έτσι λοιπόν, τα οξείδια TiO_2 , Fe_2O_3 , MgO , Al_2O_3 και CaO μειώνονται με την αύξηση του SiO_2 και σε γενικές γραμμές παρουσιάζουν καλά συσχετιζόμενες τάσεις μεταβολής με την διαφοροποίηση. Αυτή η τάση ξεκινάει από τα πιο βασικά MME έως τους LGr, παρόλο που παρουσιάζει μικρές αλλαγές στα επόμενα δύο οξείδια από τους BtGr προς τους LGr. Έτσι λοιπόν το MnO και ο P_2O_5 ελαττώνονται από τα πιο βασικά MME έως τους πιο όξινους BtGr αλλά οι LGr δημιουργούν διασταυρούμενη (MnO) και υποπαράλληλη (P_2O_5) τάση κατά την διάρκεια της διαφοροποίησης. Το Na_2O αυξάνεται στα MME και στους (Hb)BtGrd + BtGr παρόλο που παρουσιάζει μικρή διασπορά ενώ παρουσιάζει μεγάλη διασπορά στους LGr. Το K_2O ελαττώνεται στα MME, αυξάνεται στους (Hb)BtGrd + BtGr με μικρή διασπορά και ελαττώνεται στους LGr, παρουσιάζοντας διασταυρούμενη τάση.

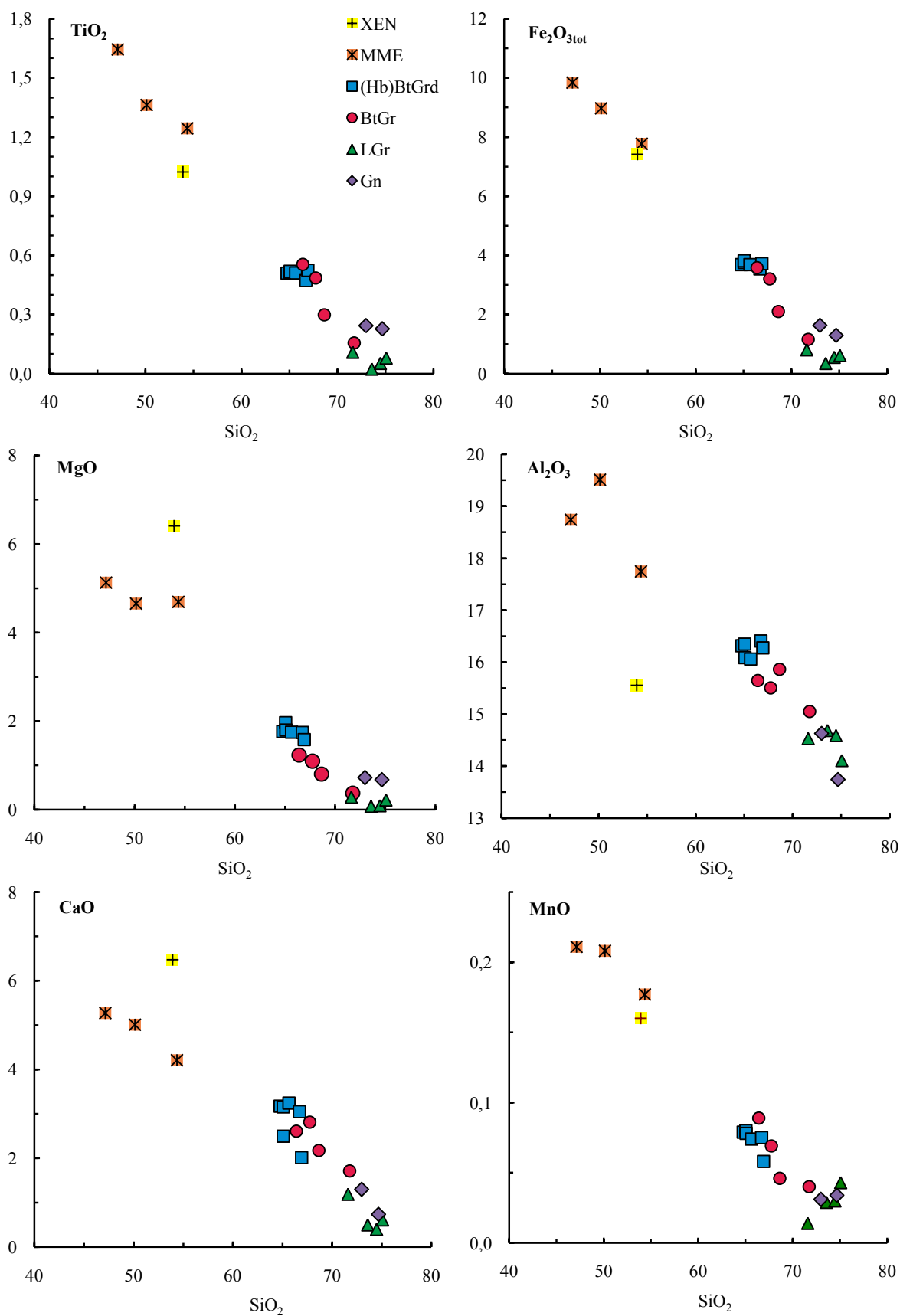
Τέλος, από τα περισσότερα διαγράμματα των κυρίων στοιχείων του σχήματος 67, φαίνεται ο XEN να παρεκκλίνει από τις προαναφερθείσες τάσεις ενώ οι γνεύσιοι παρουσιάζουν παρόμοια γεωχημική συμπεριφορά των κύριων στοιχείων, εκτός από K_2O , με

Πίνακας 14: Αναλύσεις κύριων στοιχείων (κ.β%) και ιχνοστοιχείων (ppm) των πλουτωνικών. Fe₂O₃(tot): ολικός σίδηρος ως τρισθενής, * : δεν αναλύθηκε

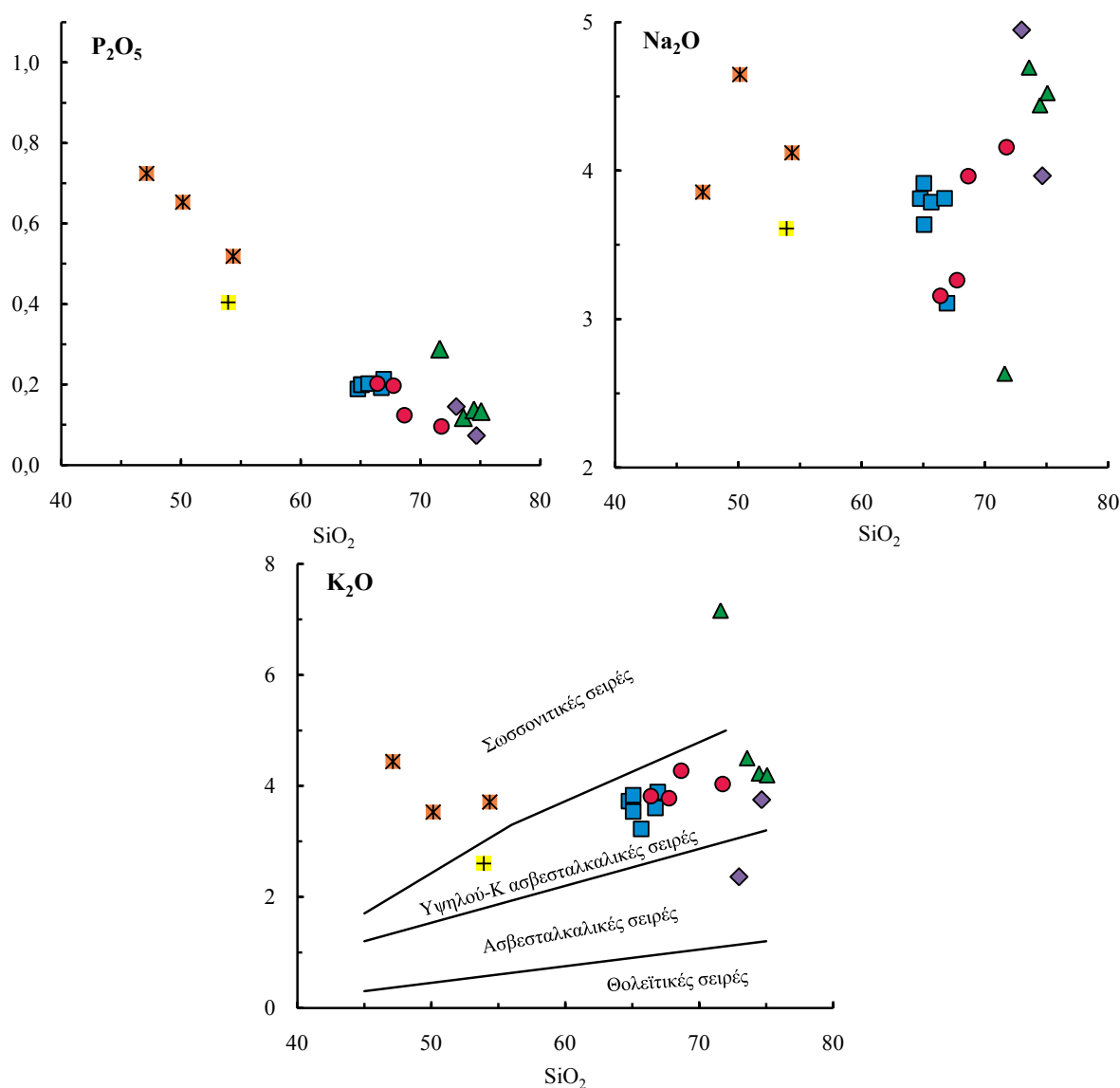
Πετρογραφικός τύπος	XEN	MME			(Hb)BtGrd						BtGr				LGr				Gn	
Δείγμα	6.8	6.4	1.1ε	1.2ε	1.2	6.9	6.10	6.6	1.1	6.11	Ka 211.2	Ka 211.1	6.5	Ka 6.2	6.3	6.7	1.3	Ka 6.12	Ka 6.13	Ka 7
SiO ₂	53,92	47,13	50,13	54,36	64,76	65,06	65,07	65,66	66,72	66,91	66,40	67,74	68,65	71,75	71,60	73,58	74,47	75,07	72,98	74,67
TiO ₂	1,02	1,64	1,36	1,24	0,51	0,51	0,52	0,51	0,47	0,52	0,55	0,49	0,30	0,16	0,11	0,02	0,05	0,08	0,24	0,23
Al ₂ O ₃	15,56	18,74	19,51	17,74	16,31	16,35	16,09	16,06	16,41	16,28	15,65	15,51	15,86	15,05	14,53	14,69	14,59	14,11	14,63	13,74
Fe ₂ O ₃ (tot)	7,42	9,84	8,97	7,77	3,69	3,76	3,81	3,69	3,54	3,72	3,58	3,20	2,10	1,16	0,81	0,35	0,55	0,62	1,63	1,30
MnO	0,16	0,21	0,21	0,18	0,08	0,08	0,08	0,07	0,08	0,06	0,09	0,07	0,05	0,04	0,01	0,03	0,03	0,04	0,03	0,03
MgO	6,41	5,13	4,65	4,69	1,76	1,96	1,80	1,75	1,74	1,58	1,23	1,10	0,80	0,37	0,28	0,08	0,09	0,22	0,73	0,68
CaO	6,48	5,27	5,01	4,21	3,17	2,50	3,16	3,24	3,05	2,01	2,61	2,81	2,18	1,71	1,19	0,50	0,40	0,61	1,30	0,73
Na ₂ O	3,61	3,86	4,65	4,12	3,81	3,92	3,64	3,79	3,81	3,11	3,16	3,26	3,96	4,16	2,63	4,70	4,44	4,52	4,95	3,97
K ₂ O	2,60	4,44	3,53	3,71	3,72	3,54	3,83	3,22	3,60	3,89	3,82	3,78	4,28	4,03	7,16	4,50	4,23	4,19	2,36	3,75
P ₂ O ₅	0,40	0,72	0,65	0,52	0,19	0,20	0,20	0,20	0,19	0,21	0,20	0,20	0,12	0,10	0,29	0,12	0,14	0,13	0,15	0,07
LOI	1,58	1,82	1,18	1,44	0,97	1,54	1,03	1,06	0,78	1,61	1,60	1,44	0,95	0,68	0,57	0,46	0,59	0,48	1,08	0,83
Σύνολο	99,16	98,80	99,85	99,98	98,97	99,42	99,23	99,25	100,39	99,90	98,89	99,60	99,25	99,21	99,18	99,03	99,58	100,07	100,08	100,00

Rb	99	269	225	205	142	137	144	135	138	171	202	176	184	182	198	219	428	162	101	130
Sr	570	536	520	494	624	549	576	586	622	450	268	268	335	247	350	35	36	130	465	197
Ba	962	772	1158	740	1276	1109	1290	896	1158	1087	646	616	772	399	1625	46	94	448	615	610
Zn	84	120	111	110	48	53	52	52	45	56	82	51	38	20	10	6	27	7	22	31
Ni	90	5	26	42	22	11	23	29	23	16	3	*	10	2	2	1	2	*	4	*
Cr	334	40	113	154	59	96	48	51	38	49	7	5	40	18	2	3	5	*	7	12
V	170	256	190	163	62	65	62	58	56	65	56	48	26	17	6	5	5	6	20	16
Y	26	52	48	34	20	18	16	18	19	20	26	20	18	12	22	10	13	11	17	18
Zr	190	334	308	305	194	200	196	202	195	196	165	153	138	86	56	32	35	40	116	119
Nb	12	22	22	18	10	8	8	7	8	10	14	12	7	9	*	5	19	18	6	11

K ₂ O + Na ₂ O	6,21	8,30	8,18	7,83	7,53	7,46	7,47	7,01	7,41	7,00	6,98	7,04	8,24	8,19	9,79	9,20	8,67	8,71	7,31	7,72
K ₂ O / Na ₂ O	0,72	1,15	0,76	0,90	0,98	0,90	1,05	0,85	0,94	1,25	1,21	1,16	1,08	0,97	2,72	0,96	0,95	0,93	0,48	0,94
A / CNK	0,76	0,90	0,95	0,96	1,02	1,10	1,01	1,03	1,04	1,25	1,11	1,06	1,05	1,05	1,02	1,09	1,16	1,08	1,12	1,15
A / NK	1,78	1,68	1,70	1,64	1,58	1,59	1,59	1,65	1,61	1,75	1,68	1,64	1,42	1,34	1,20	1,17	1,23	1,18	1,37	1,30



Σχήμα 67: συνέχεια.....

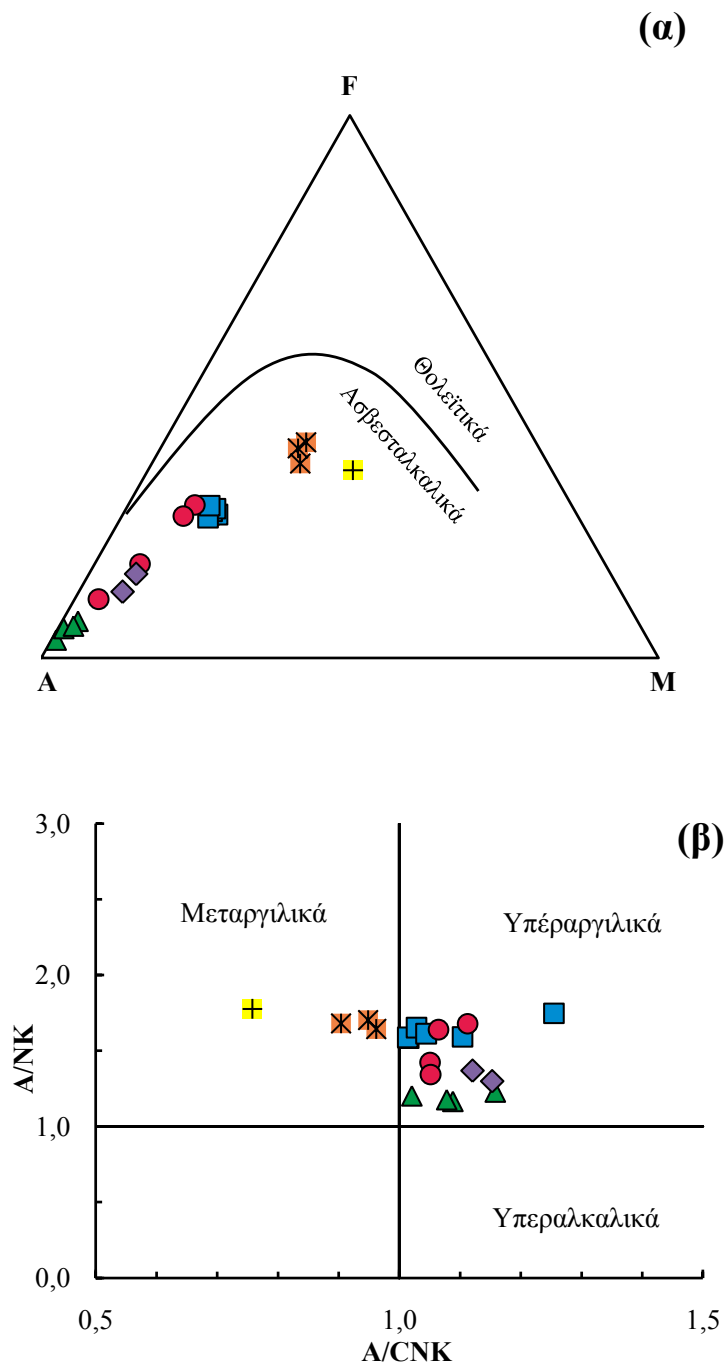


Σχήμα 67: Διαγράμματα μεταβολής κύριων στοιχείων: TiO_2 , Fe_2O_3 , MgO , Al_2O_3 , CaO , MnO , P_2O_5 , Na_2O και K_2O (Peccerillo & Taylor 1976) ως προς το SiO_2 των πετρωμάτων.

τα πλουτωνικά πετρώματα που έχουν συγκρίσιμη περιεκτικότητα σε SiO_2 , όπως είναι οι LGr και κάποια από τα δείγματα των BtGr.

Τα γρανιτικά πετρώματα του Καϊμακτσαλάν εμφανίζουν ασβεσταλκαλικό χαρακτήρα, όπως φαίνεται από το διάγραμμα AFM (Irvine & Baragar 1971) (Σχ. 68α). Ο λόγος $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ κυμαίνεται μεταξύ 0,72 και 2,72. Ο λόγος A/CNK, που είναι ο λόγος $\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{CaO} + \text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O})$ με την μορφή μοριακών αναλογιών, κυμαίνεται από 1,01 έως 1,25 για τους (Hb)BtGrd, από 1,05 έως 1,11 για τους BtGr και από 1,02 έως 1,16 για τους LGr. Τα MME εμφανίζουν χαμηλότερες τιμές A/CNK (0,76-0,96). Σύμφωνα με αυτές τις τιμές τα MME χαρακτηρίζονται ως μεταργιλικά, ενώ οι υπόλοιποι πετρογραφικοί τύποι

παρουσιάζονται ελαφρώς υπεραργίλικα (Shand 1943) (Σχ. 68β) Επίσης σε συμφωνία με τον παραπάνω χαρακτηρισμό, υπάρχει λιγότερο από 1% CIPW-norm κορούνδιο σε όλα σχεδόν τα δείγματα που αναλύθηκαν.



Σχήμα 68: Προβολή των πλουτωνικών πετρωμάτων στο τριγωνικό διάγραμμα AFM (α) των Irvine & Baragar (1971) και στο διάγραμμα του λόγου A/CNK ως προς τον λόγο A/NK (β) του Shand 1943. Συμβολισμός όπως στο σχήμα 67.

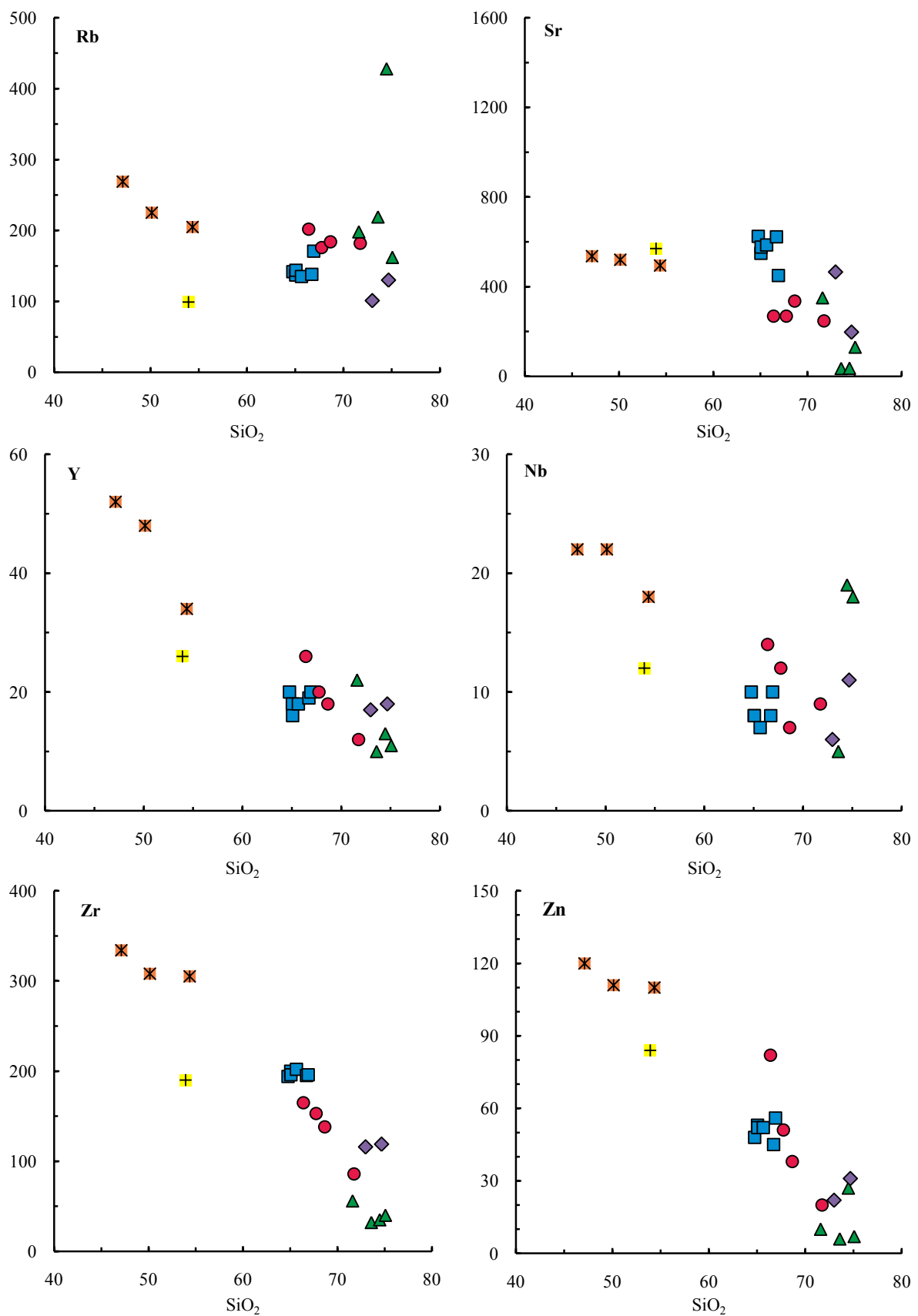
4.3.2 Ιχνοστοιχεία

Όπως φαίνεται από το Σχ. 63 και τον Πιν. 14 στα MME τα ιχνοστοιχεία Rb, Sr, Y, Nb, Zr, Zn και V ελαττώνονται, τα Ni και Cr αυξάνονται ενώ το Ba εμφανίζει διασπορά. Στους (Hb)BtGrd + BtGr όλα τα ιχνοστοιχεία μειώνονται με την διαφοροποίηση, σχηματίζοντας μάλιστα τάσεις με μεγάλους συντελεστές συσχέτισης με το SiO₂, εκτός από το Rb που παρουσιάζει ελαφρώς αυξητική τάση. Στους LGr τα ιχνοστοιχεία Rb, Sr, Ba, Y και Zr μειώνονται, το Nb αυξάνεται και τα Zn, V, Ni και Cr έχουν πολύ μικρές συγκεντρώσεις και γενικά παραμένουν σταθερά.

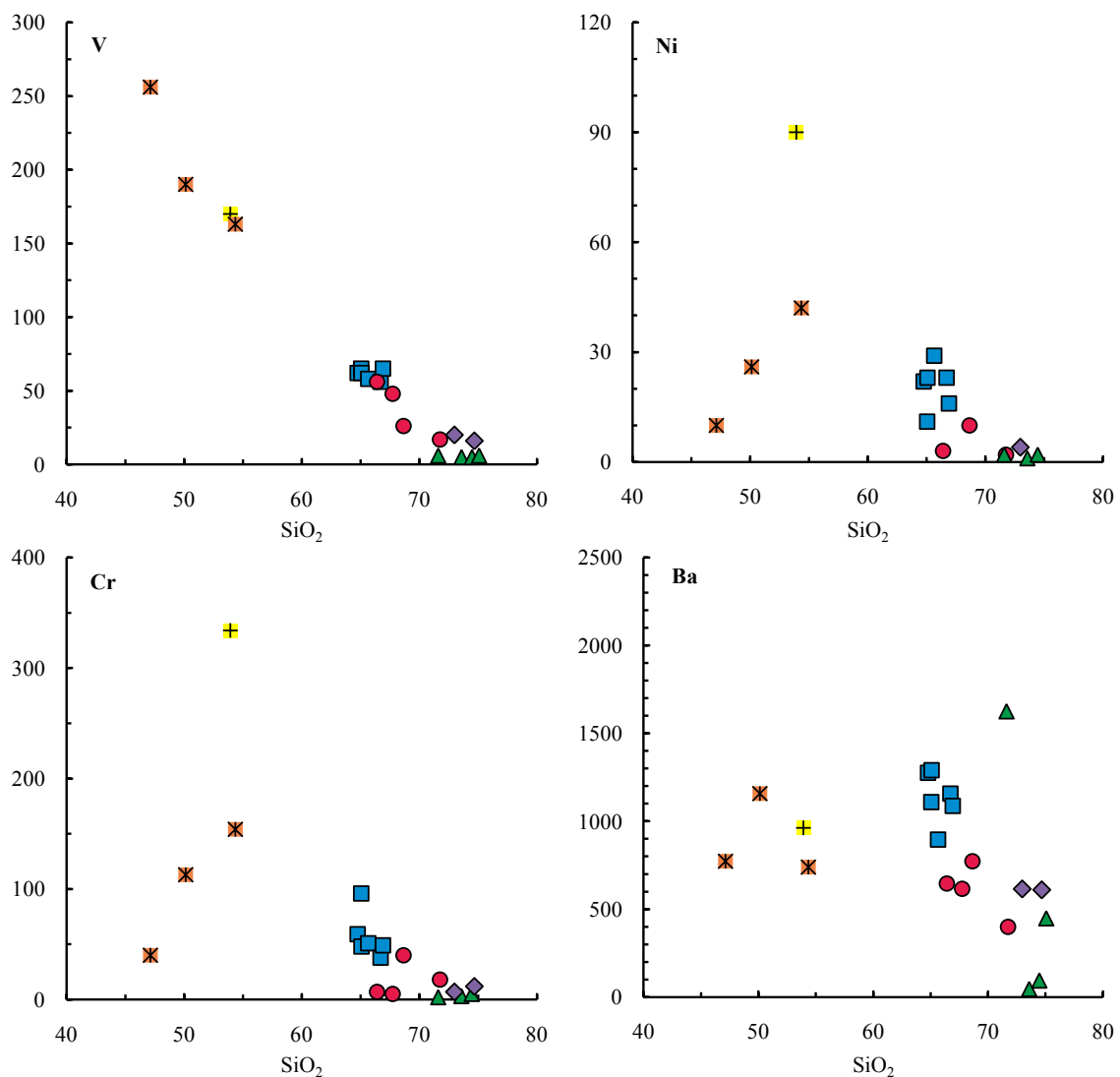
Όπως είδαμε παραπάνω τα περισσότερα κύρια στοιχεία εμφανίζουν καλά σχετιζόμενες τάσεις μεταβολής με τη διαφοροποίηση, που ξεκινούν από τα πιο βασικά MME έως τους BtGr ή τους LGr, ενώ αντιθέτως η γεωχημική συμπεριφορά των ιχνοστοιχείων χαρακτηρίζεται από σημαντικές αλλαγές μεταξύ των MME και των (Hb)BtGrd + BtGr. Ειδικότερα το Ba, Ni και Cr αυξάνονται και έπειτα ελαττώνονται, το Rb ελαττώνεται και κατόπιν αυξάνεται ενώ τα υπόλοιπα δείχνουν αλλαγές στην τάση. Συνήθως, οι LGr ακολουθούν τους BtGr εκτός από το Ba και Y τα οποία δημιουργούν υποπαράλληλη τάση και το Nb που παρουσιάζει διασταυρούμενη τάση με τους BtGr.

Και σε αυτήν την περίπτωση, όπως και για τα κύρια στοιχεία, σε πολλά από τα διαγράμματα των ιχνοστοιχείων (Σχ. 69), γίνεται φανερό ότι οι τάσεις που παρουσιάζουν διάφορα ιχνοστοιχεία (π.χ. Rb, Zn, Y, Zr, Nb και Cr) στον XEN αποκλίνουν σημαντικά από την γενική τάση των MME. Επιπλέον, η σύγκριση με το περισσότερο διαφοροποιημένο δείγμα των MME (δείγμα Κα 1.2ε) το οποίο περιέχει την ίδια περιεκτικότητα σε SiO₂ με τον XEN, δείχνει ότι πρόκειται για έγκλεισμα διαφορετικής σύστασης και προέλευσης από αυτά των MME. Οι γενεύσιοι παρουσιάζουν παρόμοια γεωχημική συμπεριφορά των ιχνοστοιχείων, εκτός από Rb, κυρίως με τους LGr αλλά και με κάποιους BtGr οι οποίοι περιέχουν την ίδια ποσότητα σε SiO₂.

Προκειμένου να προσδιοριστεί καλύτερα η γεωχημική συμπεριφορά των γρανιτικών πετρωμάτων του Καϊμακτσαλάν έγιναν μερικά διαγράμματα συσχέτισης μεταξύ λόγων στοιχείων (Σχ. 70). Από αυτά τα διαγράμματα φαίνεται ότι, οι γραμμικές μεταβολές των Rb/Sr προς 1/Sr και Rb/V προς 1/V για τους (Hb)BtGrd και BtGr δείχνουν διαδικασία μείξης (Langmuir et al. 1978).



Σχήμα 69: συνέχεια.....



Σχήμα 69: Διαγράμματα μεταβολής ιχνοστοιχείων: Rb, Sr, Y, Nb, Zr, Zn, V, Ni, Cr και Ba ως προς το SiO₂ των πετρωμάτων. Συμβολισμός όπως στο σχήμα 61.

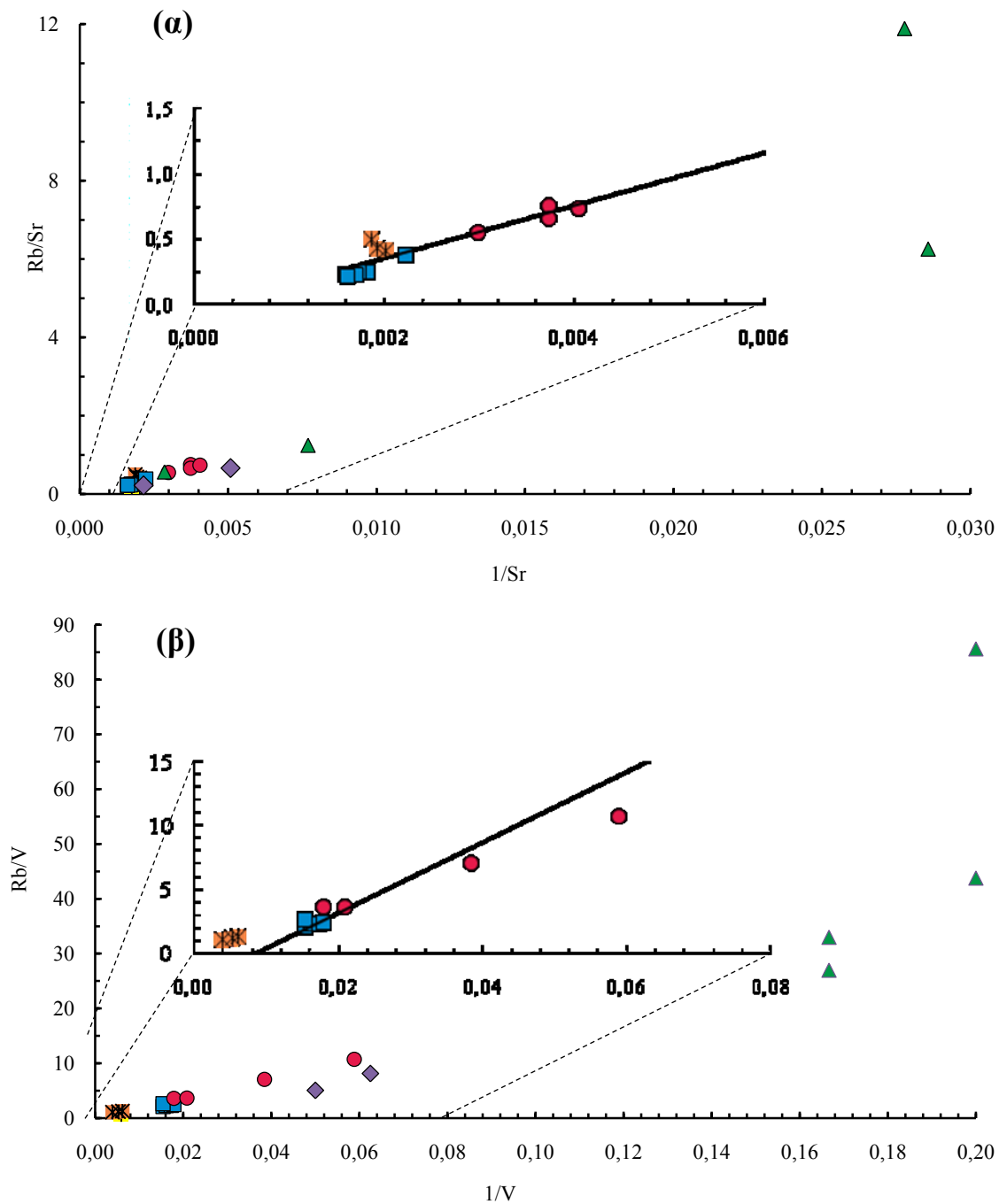
4.4 ΣΥΝΘΗΚΕΣ ΚΡΥΣΤΑΛΛΩΣΗΣ

Η πίεση κρυστάλλωσης για τα γρανιτικά πετρώματα του δυτικού Βόρα στην περιοχή του Καϊμακτσαλάν, υπολογίστηκε με βάση το περιεχόμενο του Al της κεροστίλβης, που σύμφωνα με πολλούς ερευνητές είναι γραμμική συνάρτηση της πίεσης κρυστάλλωσης του πλουτωνικού όγκου.

Έτσι λοιπόν, για τον υπολογισμό της πίεσης κρυστάλλωσης των γρανιτοειδών εφαρμόστηκαν τα εξής γεωβαρόμετρα:

α) Hammarstrom & Zen (1986)

$$P(\pm 3\text{Kb}) = -3,92 + 5,03 \times \text{Al}_{\text{tot}},$$



Σχήμα 70: Διαγράμματα μεταβολής των λόγων $1/\text{Sr}$ ως προς Rb/Sr (α) και $1/\text{V}$ ως προς Rb/V (β). Συμβολισμός όπως στο σχήμα 67.

όπου P είναι η πίεση και Al_{tot} το ολικό αργίλιο τους αμφιβόλου με τύπο δομής με βάση τα 23° . Για την σωστή λειτουργία του γεωβαρόμετρου θα πρέπει το $\text{Si} \leq 7,5$ και το $\text{Ca} \geq 1,6$.

β) Hollister et al. (1987)

$$P(\pm 1\text{Kb}) = -4,76 + 5,64 \times \text{Al}_{\text{tot}}$$

γ) Johnson & Rutherford (1989)

$$P(\pm 0,5\text{Kb}) = -3,46 + 4,23 \times Al_{\text{tot}}$$

με βάση πειράματα που έγιναν σε αναλύσεις κεροστιλβών για $P=2-8(\text{Kb})$ και $T^{\circ}\text{C}= 740-780^{\circ}\text{C}$.

δ) Schmidt (1992)

$$P(\pm 0,6\text{Kb}) = -3,01 + 4,7,6 \times Al_{\text{tot}}$$

για $P=2,5-13(\text{Kb})$ και $T^{\circ}\text{C} = 700-655^{\circ}\text{C}$ σε συνθήκες κορεσμού σε νερό.

Οι παραπάνω σχέσεις μπορούν να χρησιμοποιηθούν σε ασβεσταλκαλικά πυριγενή πετρώματα με ορυκτολογική σύσταση χαλαζία + πλαγιόκλαστα + Καλιούχο άστριο + βιοτίτη + κεροστίλβη + τιτανίτη + μαγνητίτη ή ιλμενίτη $\pm$ επίδοτο. Τα υπό μελέτη πλουτωνικά πετρώματα στην περιοχή του Καϊμακτσαλάν του δυτικού Βόρα πληρούν και τις δύο παραπάνω προϋποθέσεις. Έτσι λοιπόν, για τον υπολογισμό της πίεσης χρησιμοποιήθηκαν σημειακές αναλύσεις από την περιφέρεια αναλλοίωτων κρυστάλλων αφού θεωρητικά μόνο αυτές είναι πιθανότερο να βρίσκονται σε ισορροπία με το υπόλοιπο τήγμα.

Με βάση τα προηγούμενα και σε συνδυασμό με τον πίνακα 15 καταλληλότερο γεωβαρόμετρο κρίνεται του Schmidt (1992). Οι τιμές κυμαίνονται από 2,1 έως 3kb για τους (Hb)BtGrd και 2,5 έως 3,6kb για τα MME, οι οποίες όμως δεν είναι σύμφωνες με την πιθανή παρουσία μαγματικού επιδότου στο πέτρωμα. Παρόλο, που αρκετές μελέτες πάνω σε φυσικά και πειραματικά κατασκευασμένα συνθετικά επίδοτα δείχνουν πιέσεις κρυστάλλωσης μεγαλύτερες από ~4kb (Naney 1983, Zen & Hammarstrom 1984, Ghent et al. 1991), έχει αναφερθεί από πολλούς ερευνητές ότι το μαγματικό επίδοτο μπορεί να κρυσταλλωθεί και σε χαμηλότερες πιέσεις (Tulloch 1986, Moench 1986), πράγμα το οποίο επιβεβαιώθηκε πειραματικά από τους Schmidt & Thomson (1996).

Πίνακας 15: Συγκεντρωτικός πίνακας θερμοκρασιών και πιέσεων που υπολογίστηκαν με την εφαρμογή διαφορετικών γεωθερμο-βαρόμετρων για τα πλουτωνικά πετρώματα του δυτικού Βόρα στην περιοχή του Καϊμακτσαλάν.

	MME	(Hb)BtGrd	BtGr	LGr	
Hammarstrom & Zen (1986)	1,9 – 3,0	1,5 – 2,4			P (Kb)
Hollistr et al. (1987)	1,8 -3,0	1,3 – 2,3			
Johnson & Rutherford (1989)	1,5 – 2,4	1,1 – 1,9			
Schmidt (1992)	2,5 -3,6	2,1 – 3,0			
Holland & Blund (1994)	780 - 790	750 - 765			T (°C)
Vyhnal et al. (1991)	719 -745	708 -730			
Watson & Harrison (1983)	771-795	787 -815	734 - 788	665 -699	

Σύμφωνα με τις παραπάνω πιέσεις και χρησιμοποιώντας το γεωθερμόμετρο κεροστίλβης-πλαγιόκλαστου (Holland & Blundy 1994):

$$T(^{\circ}\text{K}) = 0,677 \times P(\text{Kb}) - 48,98 + Y / -0,0429 - 0,00831 \times 4\ln K,$$

$$\mu\epsilon K = \text{Si} - 4 / 8 - \text{Si}^{\text{I}} \times X_{\text{Ab}}^{\text{Pl}}$$

όπου Si είναι ο αριθμός ατόμων Si ανά δομική μονάδα στην κεροστίλβη και $X_{\text{Ab}}^{\text{Pl}}$ είναι η περιεκτικότητα του αλβίτη στο πλαγιόκλαστο και $Y=0$ για $X_{\text{Ab}} > 0,05$ (ισχύει για τα πλαγιόκλαστα των πετρωμάτων υπό διερεύνηση), υπολογίστηκαν θερμοκρασίες κρυστάλλωσης, που κυμαίνονται από 750 έως 765°C για τους (Hb)BtGrd και από 780 έως 790°C για τα MME.

Επίσης, χρησιμοποιήθηκε το γεωθερμόμετρο των Vyhnal et al. (1991), το οποίο εξαρτάται μόνο από την πίεση και δίνει την θερμοκρασία από τη σχέση:η

$$T(^{\circ}\text{C}) = 25,3 \times P(\text{Kb}) + 654,9$$

λαμβάνοντας θερμοκρασίες από 708 έως 730°C για τους (Hb)BtGrd και από 719 έως 745°C για τα MME.

Τέλος, σύμφωνα με τους Watson & Harrison (1983), μετά από υδροθερμικά πειράματα σε θερμοκρασίες 750-1020°C, κατέληξαν στο γεγονός ότι η διαλυτότητα του ζirkονίου είναι συνάρτηση του λόγου κατιόντων ($M: \text{Na} + \text{K} + 2\text{Ca} / \text{Al} \times \text{Si}$) και της θερμοκρασίας στα ένυδρα υπεραργιλικά και μεταργιλικά τήγματα σύμφωνα με τον τύπο:

$$\ln D_{\text{Zr}}^{\text{Zr/melt}} = -3,80 - (0,85(M-1)) + 12900/T(^{\circ}\text{K})$$

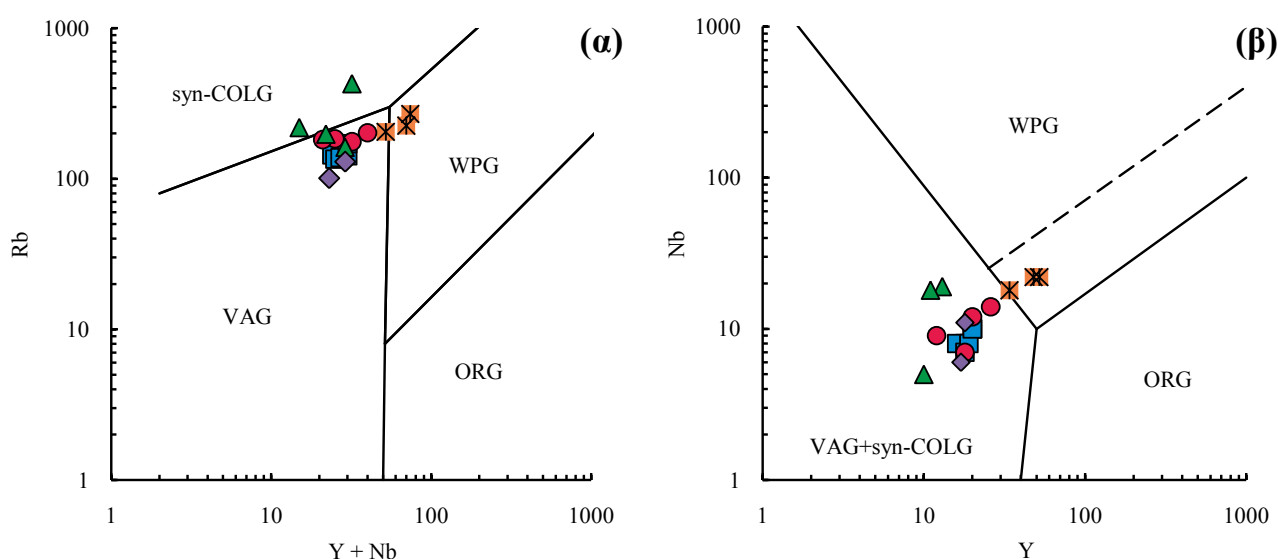
όπου $\ln D_{\text{Zr}}^{\text{Zr/melt}}$ είναι ο λόγος συγκέντρωσης του Zr στο στοιχειομετρικό Zr ως προς αυτή του τήγματος.

Χρησιμοποιώντας την περιεκτικότητα των δειγμάτων σε ζirkόνιο και σε κύρια στοιχεία (**Πιν. 15**), το θερμόμετρο κορεσμού του ζirkονίου έδωσε θερμοκρασίες μεταξύ 787 έως 815°C για τους (Hb)BtGrd, 734 έως 788°C για τους BtGr και 665 έως 699°C για τους LGr, ενώ οι θερμοκρασίες που υπολογίστηκαν για τα MME, κυμαίνονται από 771 έως 795°C.

4.5 ΓΕΩΤΕΚΤΟΝΙΚΟ ΠΕΡΙΒΑΛΛΟΝ

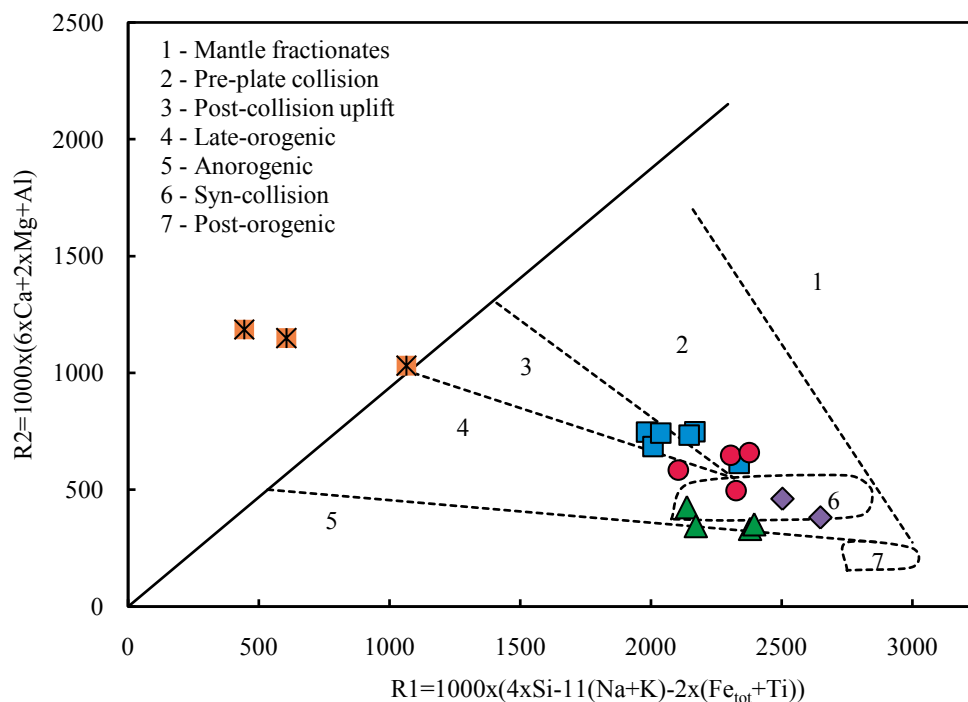
Για το γεωτεκτονικό περιβάλλον σχηματισμού των πλουτωνικών πετρωμάτων του δυτικού Βόρα στην περιοχή του Καϊμακτσαλάν, χρησιμοποιήθηκαν πετροτεκτονικά διαγράμματα τα οποία βασίζονται στα κύρια στοιχεία και στα ιχνοστοιχεία των πετρωμάτων.

Έτσι λοιπόν στα διακριτικά διαγράμματα των Pearce et al. (1984) (Σχ. 71) τα περισσότερα αναλυμένα δείγματα των γρανιτικών πετρωμάτων προβάλλονται στο πεδίο των γρανιτών που σχετίζονται με γεωτεκτονικό περιβάλλον ηφαιστειακού τόξου (VAG). Ειδικότερα, στο διάγραμμα Nb προς Y (Σχ. 71β) τα MME προβάλλονται στο πεδίο των ενδοπλακικών γρανιτών (WPG), ενώ οι (Hb)BtGrd, BtGr και LGr στο πεδίο των VAG και Syn-COLG (γρανίτες συσχετιζόμενοι με περιβάλλον σύγκρουσης ηπειρωτικών πλακών). Στο διάγραμμα Rb προς Y+Nb (Σχ. 71α) δύο από τα τρία δείγματα των MME προβάλλονται στο πεδίο των WPG, και το άλλο δείγμα μαζί με τους (Hb)BtGrd, BtGr και δύο δείγματα των LGr προβάλλονται στην περιοχή των VAG, ενώ τα υπόλοιπα δείγματα των LGr στο πεδίο των Syn-COLG.



Σχήμα 71: Προβολή των πλουτωνικών πετρωμάτων του δυτικού Βόρα στα διακριτικά διαγράμματα (α) (Yb+Ta) ως προς Rb και (β) Nb - Y, κατά Pearce et al. (1984). ORG: γρανίτες μεσωκεάνειων ράχων, VAG: γρανίτες ηφαιστειακών τόξων, WPG: ενδοπλακικοί γρανίτες και syn-COLG: γρανίτες σύγκρουσης ηπειρωτικών πλακών. Συμβολισμός όπως στο σχήμα 61.

Στο διάγραμμα R1-R2 των Bachelor & Bowden (1985) (Σχ. 72) τα περισσότερα δείγματα των (Hb)BtGrd και BtGr προβάλλονται στο όριο μεταξύ των πεδίων 2 και 3 (γρανίτες που σχηματίζονται πριν από την σύγκρουση ηπειρωτικών πλακών και γρανίτες που δημιουργούνται μετά την σύγκρουση σχετιζόμενοι με περιβάλλον ανύψωσης του φλοιού), ενώ οι LGr προβάλλονται στο πεδίο των συν-ορογενετικών ανατηκτικών γρανιτών. Όμως, σε αυτό το σημείο πρέπει να τονιστεί ότι η αλληλοεπικάλυψη γύρω από αυτό το πεδίο είναι αναμενόμενη, αφού όλα τα γρανιτικά πετρώματα εξελίσσονται προς την ευτηκτική σύσταση.



Σχήμα 72: Προβολή των πλουτωνικών πετρωμάτων του δυτικού Βόρα στο διάγραμμα R1 ως προς R2 (Batchelor & Bowden 1985). Τα αριθμημένα πεδία αντιστοιχούν στα διάφορα γεωτεκτονικά περιβάλλοντα. 1: γρανίτες από μανδυακά κλάσματα (πλαγιογρανίτες), 2: γρανίτες σε ενεργά περιθώρια πριν από την σύγκρουση των ηπειρωτικών πλακών, 3: γρανίτες σε ενεργά περιθώρια μετά από την σύγκρουση των ηπειρωτικών πλακών, σχετιζόμενα με περιβάλλον ανύψωσης του φλοιού, 4: μετά-ορογενετικοί γρανίτες αλκαλικής-υπεραλκαλικής σύστασης, 5: ανορογενετικοί γρανίτες, 6: συν-ορογενετικοί γρανίτες από τήγματα του φλοιού και 7: μετα-ορογενετικοί γρανίτες. Συμβολισμός όπως στο σχήμα 61.

4.6 ΓΕΝΕΣΗ ΚΑΙ ΕΞΕΛΙΞΗ ΤΟΥ ΜΑΓΜΑΤΟΣ

Το όποιο μοντέλο προταθεί για να εξηγήσει τη γένεση των πλουτωνικών πετρωμάτων του Καϊμακτσαλάν πρέπει να λαμβάνει υπόψη τις παρακάτω παρατηρήσεις: α) οι (Hb)BtGrd μεταπίπτουν σε BtGr, β) οι προηγούμενοι τύποι εγκλείουν σε όλη την έκτασή τους πολλά MME, γ) τα MME περιέχουν παρόμοια ορυκτά με τους (Hb)BtGrd και βελονοειδή απατίτη που δείχνει γρήγορη ψύξη του πετρώματος, δ) οι LGr διεισδύουν στους (Hb)BtGrd και στους BtGr, ε) στους (Hb)BtGrd απαντώνται δυο ειδών βιοτίτες, αυτοί που ακολουθούν τους βιοτίτες των MME αλλά και βιοτίτες που μοιάζουν με αυτούς των BtGr, στ) τα περισσότερα κύρια στοιχεία εμφανίζουν καλά συσχετιζόμενες τάσεις μεταβολής με τη διαφοροποίηση, που ξεκινούν από τα πιο βασικά MME έως τους BtGr ή τους LGr ενώ η συμπεριφορά των ιχνοστοιχείων χαρακτηρίζεται από αλλαγές μεταξύ των MME και των (Hb)BtGrd+BtGr, ζ) οι μεταβολές των Rb/Sr προς 1/Sr και Rb/V προς 1/V είναι γραμμικές για τους

(Hb)BtGrd+BtGr και η) οι διασταυρούμενες ή υποπαράλληλες τάσεις που σχηματίζουν οι LGr με την σειρά MME-(Hb)BtGrd+BtGr.

Με βάση όλες τις παραπάνω παρατηρήσεις υποστηρίζεται ότι η δημιουργία των MME, (Hb)BtGrd και BtGr οφείλεται σε μια διαδικασία δύο σταδίων. Στο πρώτο στάδιο ένα βασικό μάγμα μανδυακής προέλευσης, με σύσταση αντίστοιχη του βασικότερου MME υπόκειται σε διαδικασία κλασματικής κρυστάλλωσης και ταυτόχρονα μιγνύεται με ένα όξινο μάγμα, πιθανότατα φλοιϊκής προέλευσης, σύστασης παρόμοιας με του οξινότερου BtGr. Η διαδικασία προχωρεί με χαμηλό λόγο ρυθμού μίξης προς το ρυθμό κλασματικής κρυστάλλωσης (r) λόγω της μεγάλης διαφοράς σύστασης άρα και ιξώδους των δυο μαγμάτων και οδηγεί στη δημιουργία των βασικότερων (Hb)BtGrd. Ο χαμηλός ρυθμός μίξης έχει ως αποτέλεσμα τη μηχανική ανάμιξη των μαγμάτων και τη δημιουργία του μεγάλου αριθμού εγκλεισμάτων. Στο δεύτερο στάδιο το εξελιγμένο αυτό μάγμα διαφοροποιείται σε διαδικασία κλασματικής κρυστάλλωσης και ταυτόχρονα μιγνύεται με το ίδιο φλοιϊκό μάγμα, αλλά με υψηλότερο r , λόγω της μικρής διαφοράς ιξώδους των δυο μαγμάτων, και οδηγεί στη δημιουργία της σειράς των (Hb)BtGrd και BtGr. Οι (Hb)BtGrd αποτελούν δηλαδή μάγμα που προέρχεται από κλασματική κρυστάλλωση του βασικότερου (MME) μάγματος αλλά και από μίξη με το οξινότερο (BtGr) και αυτό φαίνεται από την παρουσία δυο ειδών βιοτίτη. Διαδικασία μίξης-κλασματικής κρυστάλλωσης από τα MME έως και τους BtGr δεν θα μπορούσε να εξηγήσει την αλλαγή των τάσεων στα ιχνοστοιχεία. Η σχέση των LGr με τους (Hb)BtGrd και BtGr στο ύπαιθρο και οι υποπαράλληλες και διασταυρούμενες τάσεις που σχηματίζουν οι LGr με τους BtGr υποδεικνύουν πιθανότατα ότι οι LGr δεν αποτελούν εξελιγμένο μάγμα των BtGr αλλά ξεχωριστή διείδυση.

Για την ποσοτική μελέτη της διαδικασίας μίξης-κλασματικής κρυστάλλωσης της σειράς MME - (Hb)BtGrd - BtGr χρησιμοποιήθηκε η εξίσωση του De Paolo (1981) που είναι:

$$C_m = C_m^0 D + (r/(r-1+D))C_a(1-f)$$

όπου $f = F(r-1+D/r-1)$, F το κλάσμα του υπολειμματικού τήγματος, r ο λόγος του ρυθμού αφομοίωσης προς το ρυθμό της κλασματικής κρυστάλλωσης, C_m^0 η συγκέντρωση του ιχνοστοιχείου στο αρχικό μάγμα, C_a η συγκέντρωση του ιχνοστοιχείου στο αφομοιούμενο υλικό, C_m η συγκέντρωση του ιχνοστοιχείου για κάθε τιμή του F στο μάγμα που προκύπτει και D ο ολικός συντελεστής κατανομής ενός στοιχείου σύμφωνα με την ισότητα: $D = XK_d$ όπου X είναι η εκατοστιαία αναλογία του ορυκτού στο πέτρωμα και K_d ο συντελεστής

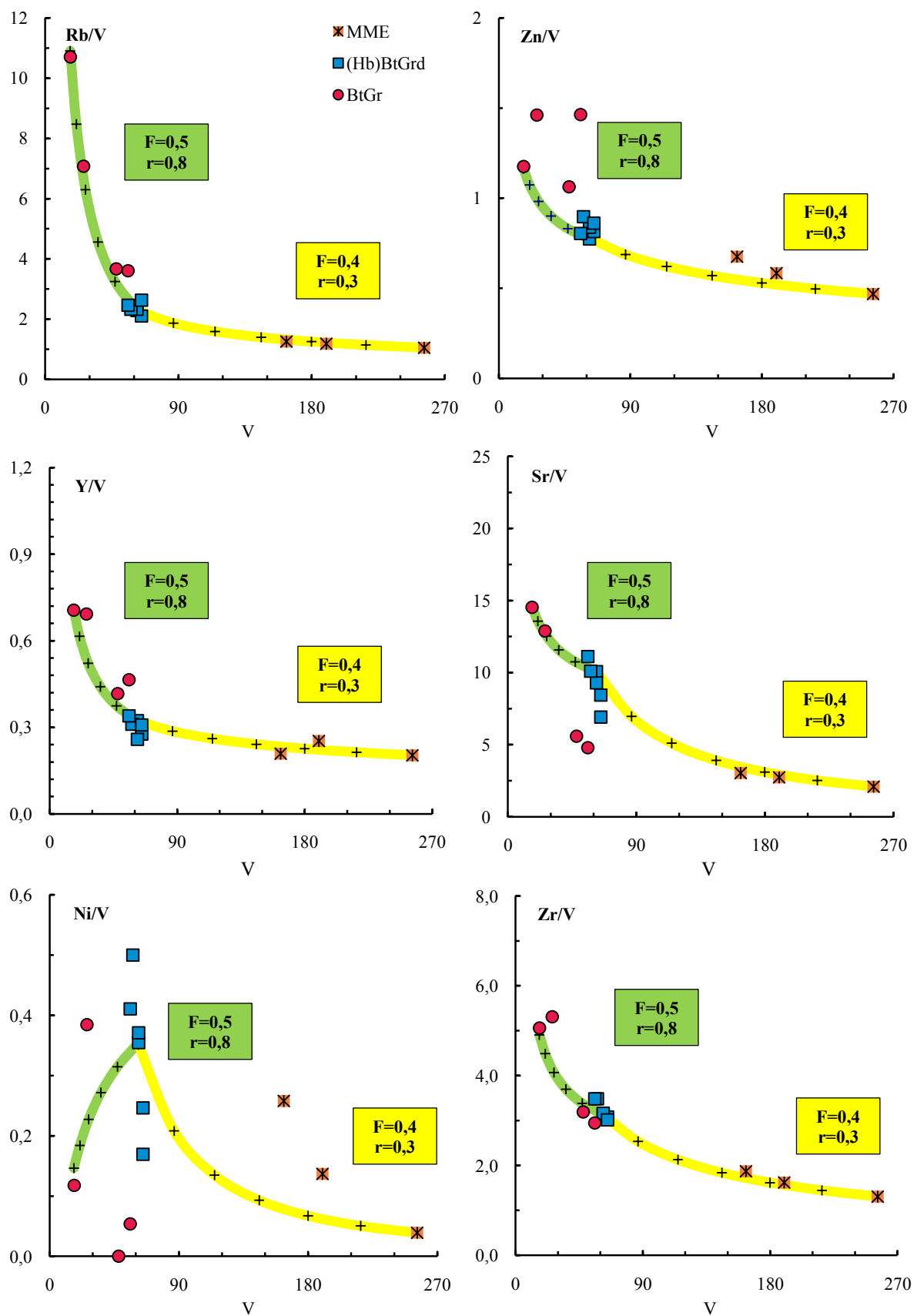
κατανομής του ιχνοστοιχείου στο ορυκτό που θεωρείται γνωστός αφού έχει υπολογιστεί πειραματικά.

Στην παραπάνω εξίσωση χρησιμοποιήθηκαν οι περιεκτικότητες των ιχνοστοιχείων ως ακολούθως. Στο πρώτο στάδιο ως αντιπροσωπευτική σύσταση του βασικού μάγματος χρησιμοποιήθηκε αυτή του βασικότερου MME (δείγμα 6.4) και ως αντιπροσωπευτική σύσταση του όξινου μάγματος αυτή του οξινότερου BtGr (δείγμα Ka 6.2). Στο δεύτερο στάδιο χρησιμοποιήθηκε ως αντιπροσωπευτική σύσταση του βασικού μάγματος αυτή του βασικότερου (Hb)BtGrd (δείγμα 1.2) και ως αντιπροσωπευτική σύσταση του όξινου μάγματος αυτή του οξινότερου BtGr (δείγμα Ka 6.2). Για το πρώτο στάδιο βρέθηκαν οι ολικοί συντελεστές κατανομής των ιχνοστοιχείων D_{obs} για όλους τους συνδυασμούς $F=0,9$ έως $0,2$ και $r=0,1$ έως $0,3$ ώστε η συγκέντρωση του ιχνοστοιχείου στο θεωρητικό τήγμα να συμπίπτει με αυτή του βασικότερου (Hb)BtGrd (δείγμα 1.2). Ακολούθως για κάθε ομάδα συντελεστών κατανομής και με βάση τους συντελεστές K_d των ιχνοστοιχείων στα ορυκτά (**Πιν. 16**) υπολογίζονταν κάθε φορά η σύσταση του κρυσταλλούμενου στερεού. Στη συνέχεια

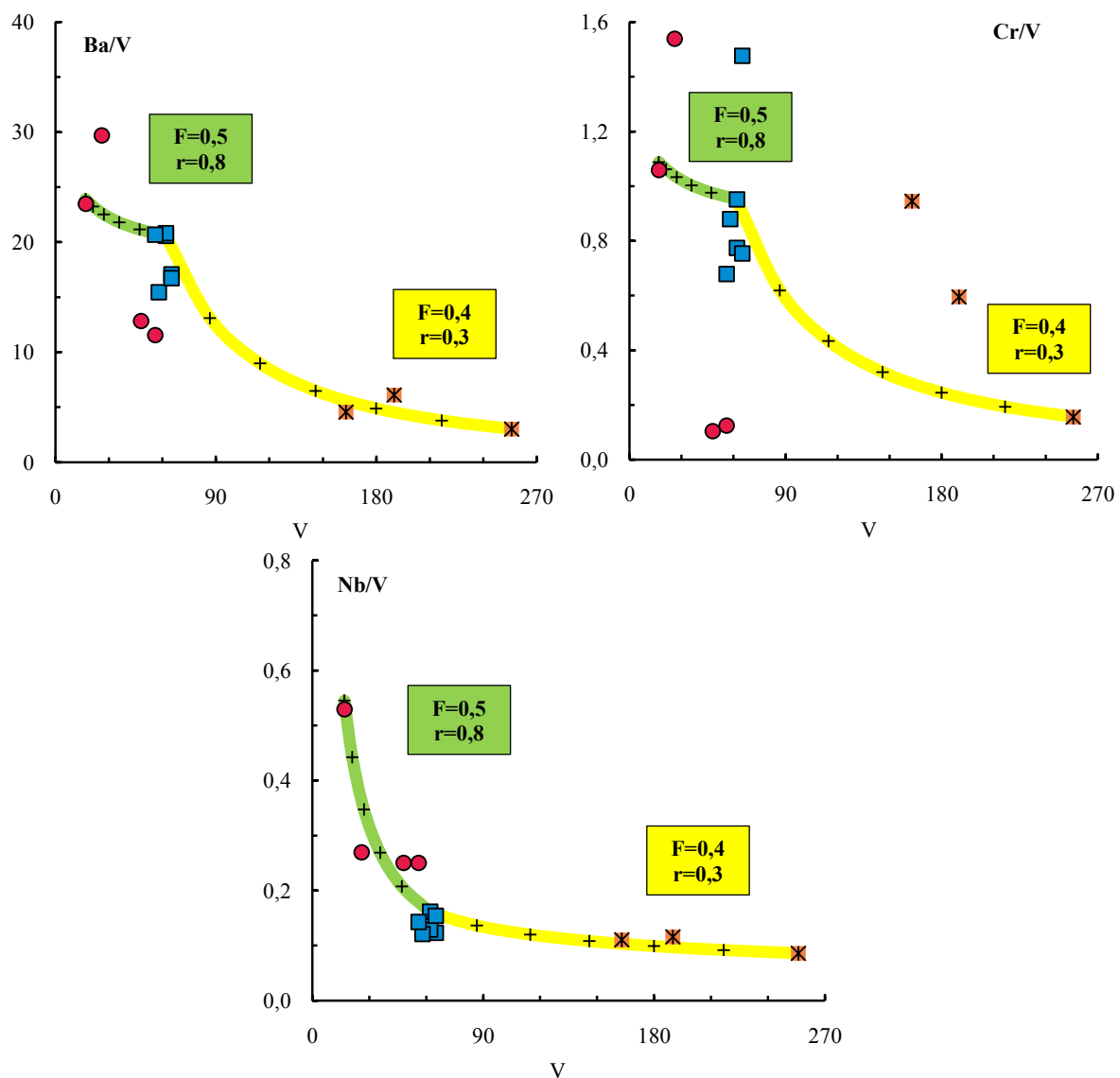
Πινάκας 16: Τιμές συντελεστών κατανομής (K_d) που χρησιμοποιήθηκαν στα μοντέλα.

Ορυκτά	Nb	Zr	Y	Sr	Rb	Zn	V	Ba
Pl	0,060 ¹	0,100 ¹	0,030 ⁴	2,600 ⁴	0,760 ⁷	0,240 ²	0,130 ⁵	0,110 ⁴
Kf	0,150 ²	0,030 ²	0,086 ²	1,480 ²	2,400 ⁸		1,100 ²	4,000 ¹¹
Bt	4,600 ²	1,197 ¹	2,300 ²	0,050 ³	5,300 ²	11,400 ²	2,000 ³	3,700 ¹³
Hb	6,700 ²	4,000 ¹	2,400 ³	0,022 ⁶	0,400 ⁹	2,300 ⁹	10,000 ³	0,044 ¹
Zr	1,000 ³	2000 ³	71,400 ⁵					
Ap	0,100 ¹	0,100 ¹	40,000 ¹		0,400 ¹¹			
Mt	2,500 ¹	0,800 ¹	0,120 ²			11,900 ²	8,700 ¹²	
Ttn	6,300 ¹					3,900 ¹⁰		
Qz					0,041 ¹			0,022 ¹

1: Rollinson (1993), 2: Ewart & Griffin (1994), 3: Soldatos et al. (1998), 4: Ewart et al. (1973), 5: Bea et al. (1994), 6: Nagasawa & Schnetzler (1971), 7: Icenhower & London (1996), 8: Nash & Crecraft (1985), 9: Bacon & Druitt (1988), 10: Luhr et al. (1984), 11: Mahood & Stimač (1990), 12: Luhr & Carmichael (1980), 13: Mahood & Hildreth (1983).



Σχήμα 73: συνέχεια.....



Σχήμα 73: Προβολή των αναλυμένων δειγμάτων μαζί με τις θεωρητικές πορείες τηγμάτων στα διαγράμματα συσχέτισης επιλεγμένων λόγων ιχνοστοιχείων/V ως προς το V. Η γραμμή και το πλαίσιο με κίτρινο χρώμα δείχνουν το πρώτο στάδιο μίξης – κλασματικής κρυστάλλωσης, ενώ με πράσινο χρώμα το δεύτερο στάδιο. F: ποσοστό υγρού και r: ρυθμός μίξης προς ρυθμό κρυστάλλωσης.

για τη συγκεκριμένη παραγένεση επαναυπολογίζονταν οι ολικοί συντελεστές κατανομής D_{calc} . Ως καλύτερη από τις παραπάνω λύσεις θεωρήθηκε αυτή που έδινε το μικρότερο άθροισμα $\Sigma=(D_{obs} - D_{calc})^2$. Σύμφωνα με τη λύση αυτή το ποσοστό του υγρού F είναι 40% και το $r=0,3$. Η σύσταση του κρυσταλλούμενου στερεού είναι $Qz_{38,27}Pl_{27,83}Hb_{14,84}Bi_{10,61}Kf_{6,13}Ap_{2,30}Zr_{0,02}$. Ομοίως για το δεύτερο στάδιο οι ολικοί συντελεστές κατανομής των ιχνοστοιχείων D_{obs} υπολογίστηκαν για όλους τους συνδυασμούς $F=0,9$ έως $0,2$ και $r=0,6$ έως $0,8$ ενώ ως σύσταση του υπολειμματικού τήγματος

χρησιμοποιήθηκε το οξινότερο BtGr (δείγμα Κα 6.2). Και σε αυτήν την περίπτωση, ως καλύτερη από τις λύσεις θεωρήθηκε αυτή που έδινε το μικρότερο άθροισμα $\Sigma=(D_{\text{obs}} - D_{\text{calc}})^2$, σύμφωνα με την οποία το F είναι 50% και το $r=0,8$. Έτσι λοιπόν η σύσταση του στερεού που προκύπτει είναι $\text{Qz}_{30,07}\text{Pl}_{27,75}\text{Hb}_{5,59}\text{Bi}_{3,33}\text{Kf}_{23,26}\text{Ap}_{1,91}\text{Zr}_{0,04}\text{Mt}_{2,19}\text{Tit}_{5,86}$.

Για τον έλεγχο του προηγούμενου μοντέλου δύο σταδίων τα αναλυμένα δείγματα προβάλλονται μαζί με τις θεωρητικές πορείες των τηγμάτων (Σχ. 73) που υπολογίστηκαν με βάση τις παραπάνω παραμέτρους. Από τα διαγράμματα του παραπάνω σχήματος φαίνεται ότι το μοντέλο περιγράφει πολύ ικανοποιητικά τη συμπεριφορά των ιχνοστοιχείων.

4.7 ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ ΓΙΑ ΤΑ ΠΛΟΥΤΩΝΙΚΑ ΠΕΤΡΩΜΑΤΑ ΤΟΥ ΔΥΤΙΚΟΥ ΒΟΡΑ

Στο παρόν κεφάλαιο εξετάζονται τα Ερκύνιας ηλικίας ($300\pm 3\text{Ma}$) πλουτωνικά πετρώματα του δυτικού Βόρα στην περιοχή του Καϊμακτσαλάν που διεισδύουν στο παλαιοζωικό υπόβαθρο της Πελαγονικής. Αυτά συνίστανται από τέσσερις κύριους πετρογραφικούς τύπους: τους κεροστιλβικούς-βιοτιτικούς γρανοδιορίτες έως γρανίτες ((Hb)BtGrd) που μεταβαίνουν σε βιοτιτικούς γρανίτες (BtGr), περιέχουν μονζονιτικής έως μοντζοδιοριτικής σύστασης εγκλείσματα (MME) και διακόπτονται από τους λευκογρανίτες (LGr).

Τα γεωλογικά, ορυκτολογικά και γεωχημικά στοιχεία δείχνουν ότι οι τρεις πρώτοι πετρογραφικοί τύποι είναι αποτέλεσμα μίξης-κλασματικής κρυστάλλωσης δύο σταδίων, ενώ οι LGr δεν αποτελούν εξελιγμένο μάγμα, αλλά ξεχωριστή διείσδυση.

Τα γρανιτικά πετρώματα του Καϊμακτσαλάν εμφανίζουν ασβεσταλκαλικό χαρακτήρα. Τα MME χαρακτηρίζονται ως μεταργιλικά, ενώ οι υπόλοιποι πετρογραφικοί τύποι παρουσιάζονται ελαφρώς υπεραργιλικό.

Οι πιέσεις κρυστάλλωσης υπολογίστηκαν από 2,5 έως 3,6 Kb για τα MME και 2,1 έως 3Kb για τους ((Hb)BtGrd), ενώ οι θερμοκρασίες κρυστάλλωσης από 719 έως 795°C στα MME, από 708 έως 815°C στους ((Hb)BtGrd), από 734 έως 788°C στους BtGr και στους LGr από 665 έως 699 °C.

Τέλος εξετάζοντας την παραμόρφωση και μεταμόρφωση στα περιφερειακά τμήματα των πλουτωνιτών του δυτικού Βόρα στην περιοχή του Καϊμακτσαλάν (βλέπε κεφάλαιο 3), γίνεται αντιληπτό ότι αυτά ακολουθούν τη γενική τεκτονική δομή της περιοχής κατά τη

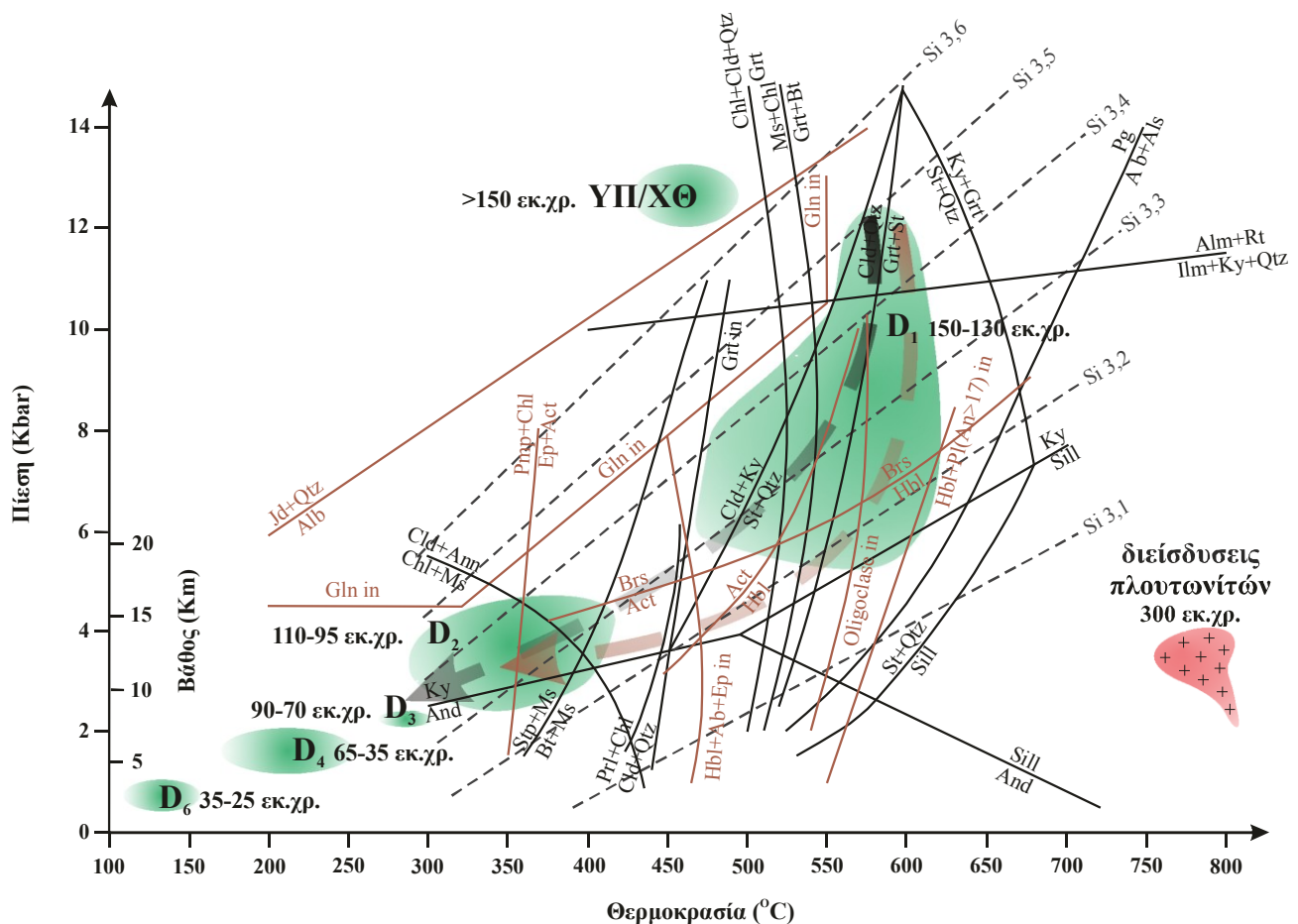
διάρκεια εξέλιξης των αλπικών τεκτο-μεταμορφικών γεγονότων. Επίσης, μπορούμε να θεωρήσουμε ένα προ-κινηματικό ως προς την αλπική παραμόρφωση τεκτονο-μαγματικό γεγονός, Ερκύνιας ηλικίας, $300 \pm 3 \text{ Ma}$ (Αυγερινάς et al. 2001), συσχετιζόμενο πιθανόν με γεωτεκτονικό περιβάλλον ηφαιστειακού τόξου κατά την διάρκεια σύγκλισης των λιθοσφαιρικών πλακών. Το γεγονός αυτό, όπως αναφέρεται από τους Mposkos και Krohe (2004), πιθανότατα να συνδέεται με υψηλής θερμοκρασίας/χαμηλής πίεσης μεταμόρφωση και μιγματίωση των χαλαζιοαστριούχων και πηλιτικών γνευσίων του δυτικού Βόρα.

5. ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ ΓΙΑ ΤΗΝ ΤΕΚΤΟΝΟ-ΜΕΤΑΜΟΡΦΙΚΗ **ΕΞΕΛΙΞΗ ΤΗΣ ΠΕΛΑΓΟΝΙΚΗΣ ΖΩΝΗΣ ΚΑΙ ΤΗΣ ΖΩΝΗΣ ΤΟΥ** **ΑΞΙΟΥ ΣΤΟΝ ΧΩΡΟ ΤΟΥ ΔΥΤΙΚΟΥ ΒΟΡΑ**

5.1 ΤΕΚΤΟΝΙΚΟ ΠΕΡΙΒΑΛΛΟΝ ΚΑΙ PT-t-d ΠΟΡΕΙΑ ΤΩΝ ΠΕΤΡΩΜΑΤΩΝ ΤΟΥ ΔΥΤΙΚΟΥ ΒΟΡΑ

Σύμφωνα με όλα τα δεδομένα που παρουσιάστηκαν στην παρούσα διατριβή, θα μπορούσαμε να υποθέσουμε το τεκτονικό περιβάλλον εξέλιξης των διάφορων τεκτονο-μεταμορφικών γεγονότων, καθώς και την πορεία της πίεσης-θερμοκρασίας-χρόνου-παραμόρφωσης (PT-t-d) (Σχ. 74).

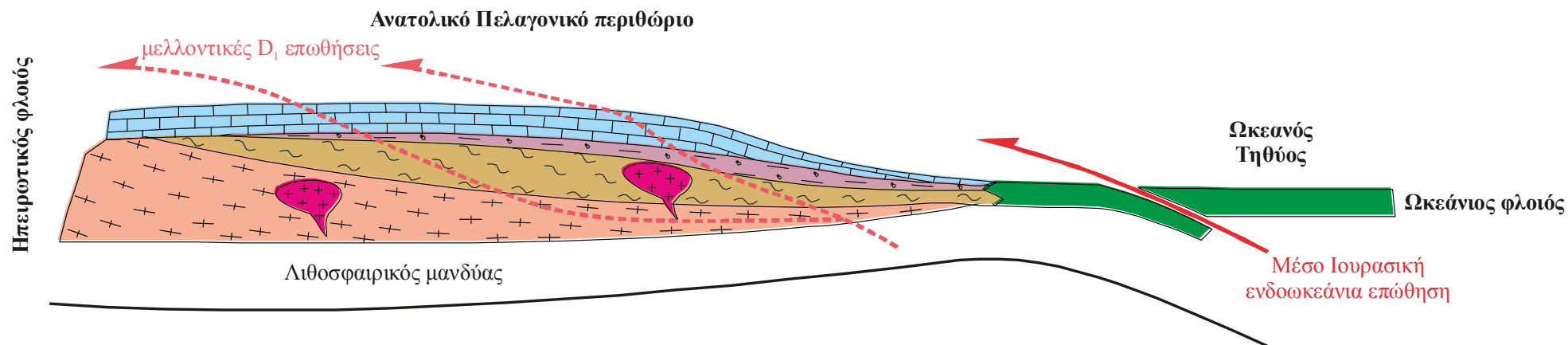
Το D_1 τεκτονικό γεγονός, αναγνωρίστηκε σε ορισμένες θέσεις, στις κρυσταλλοχιστώδεις σειρές της ανατολικής Πελαγονικής ζώνης, ενώ υπολειμματικά, και μόνο στο μικροσκόπιο, παρουσιάζεται και στα κρυσταλλοσχιτώδη πετρώματα των ενοτήτων της δυτικής ζώνης Αξιού. Οι συνθήκες μεταμόρφωσης κατά τη διάρκεια της D_1 παραμόρφωσης θα πρέπει να αντικατοπτρίζουν μία αρκετή πάχυνση του φλοιού πάνω από την ανατολική Πελαγονική ζώνη που οφείλεται σε μία συσσώρευση τεκτονικών καλυμμάτων με γενική φορά κίνησής τους προς τα δυτικά (Σχ. 75γ) και αυτό διότι ένα λεπτό οφιολιθικό κάλυμμα δεν θα μπορούσε από μόνο του να οδηγήσει στην περιγραφόμενη Άνω Ιουρασική - Κάτω Κρητιδική D_1 παραμόρφωση και την συναφή με αυτή M_1 μεταμόρφωση, όπως προτείνεται από διάφορες μελέτες (Barton, 1976, Μιγκίρος 1983, Yarwood & Dixon, 1977). Η πιθανή τελείως υπολειμματική μεταμόρφωση υψηλής πίεσης που αναγνωρίστηκε σε αμφιβολιτικά πετρώματα του κρυσταλλοσχιτώδους της Πελαγονικής, αλλά όμως περιγράφεται από τον Most (2003) και τους Kiliass et al. (2010a) ως μια κυανοσχιστολιθική ζώνη γύρω από τα όρια της βορειοδυτικής ανατολικής Πελαγονικής ζώνης στην περιοχή της Π.Γ.Δ.Μ., είναι σχετικά ακόμα παλαιότερη, από την συν- D_1 μεταμόρφωση (σύμφωνα με τον Most 2003, K/Ar και Ar/Ar ραδιοχρονολογήσεις σε λευκούς μαρμαρυγίες έδωσαν ηλικίες περίπου 150Ma, δηλαδή στο Άνω Ιουρασικό). Έτσι λοιπόν μπορούμε να θεωρήσουμε ότι, η πιθανή υψηλής πίεσης μεταμόρφωση και η D_1 παραμόρφωση σχετίζονται με μία ζώνη υποβύθισης, συσσώρευση των καλυμμάτων και πάχυνση του φλοιού (Σχ. 75α, β και γ).



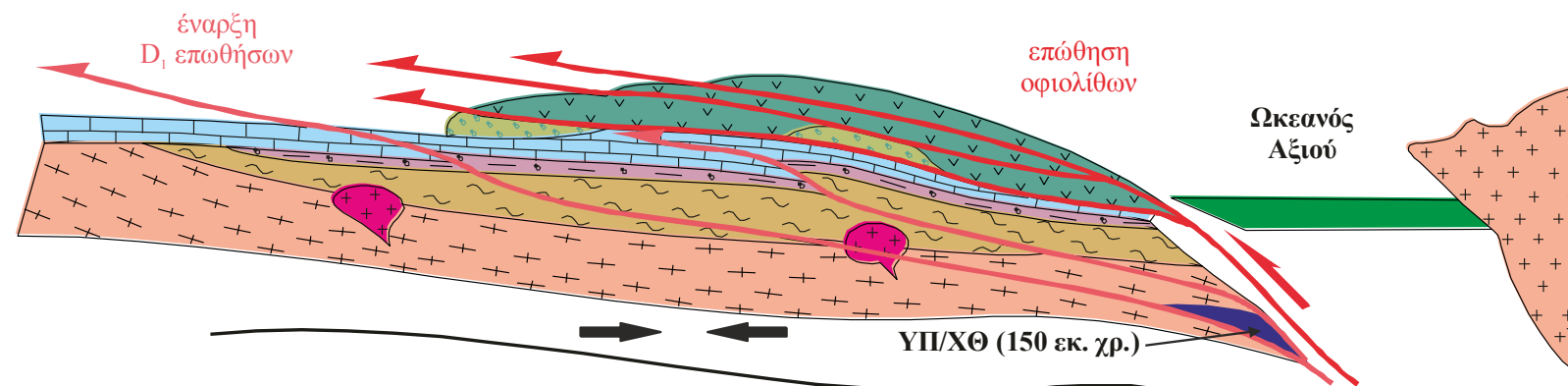
Σχήμα 74: Πετρογενετικό διάγραμμα (P-T-d) που απεικονίζει την σχέση μεταξύ πίεσης - θερμοκρασίας - ηλικία παραμόρφωσης όπου φαίνεται και η πιθανή πορεία (καμπύλη γραμμή με γκρι χρώμα) των πετρωμάτων του δυτικού Βόρα κατά τα διάφορα στάδια της εξέλιξης του ορογενούς, στο χώρο έρευνας (η καφέ καμπύλη γραμμή δείχνει την πιθανή πορεία των αμφιβολιτών της ανατολικής Πελαγονικής ζώνης). Στο ίδιο σχήμα δίνονται και οι καμπύλες ισορροπίας διαφόρων συν-τεκτονικών ορυκτολογικών παραγενέσεων: καμπύλες ισορροπίας Jd + Qtz = Ab από Holland (1980), Alm + Rt = Ilm + Ky + Qtz από Bohlen et al. (1983), Gln in από Maresch (1977), Grt in από Hsu (1968), Grt in από Hsu (1968), Pg + Qtz = Ab + Als από Chatterjee (1972), Ms + Chl = Grt + Bt Bucher & Frey (1994), Pmp + Chl + Qtz = Epd (Czo) + Act από Nitsch (1971), τα πεδία ισορροπίας Bs, Act και Hbl από Ernst (1979), τριπλό σημείο αργιλοπυριτικών ορυκτών (Ky - Sill - And) από Holdaway (1971), Prl + Chl = Cld + Qtz από Frey (1972), Chl + Ms = Ann + Cld, Cld + Ky = St + Qtz, Cld + Qtz = Grt + St, St + Qtz = Ky + Grt και St + Qtz = Sill από Spear (1993), Stp + Ms = Bt + Ms + Qtz, Hb + Ab + Epd in, Oligoclase in και Hb + Pl (An>17) in από (Winkler 1979) και οι καμπύλες ισορροπίας για Si = 3,1 έως 3,5 του K-ούχου λευκού μαρμαρυγία, σύμφωνα με τους Massonne και Schreyer (1987)

Περαιτέρω συσσώρευση των καλυμμάτων έλαβε χώρα κατά τη διάρκεια της εκδήλωσης του D₂ τεκτονικού γεγονότος, καταδεικνύοντας σαφώς την επώθηση των πετρωμάτων της ενότητας Άννας πάνω από τα Άνω Ιουρασικά – Κάτω Κρητιδικά κλαστικά ιζήματα και τους ασβεστόλιθους ρηγής θάλασσας κατά την διάρκεια της Άνω Ιουρασικής έως Άπτιας - Άλβιας περιόδου που με τη σειρά τους υπερκαλύπτουν επικλυσιγενώς τους

α) Άνω Τριαδικό - Κάτω Ιουρασικό (220-175 εκ. χρ.)

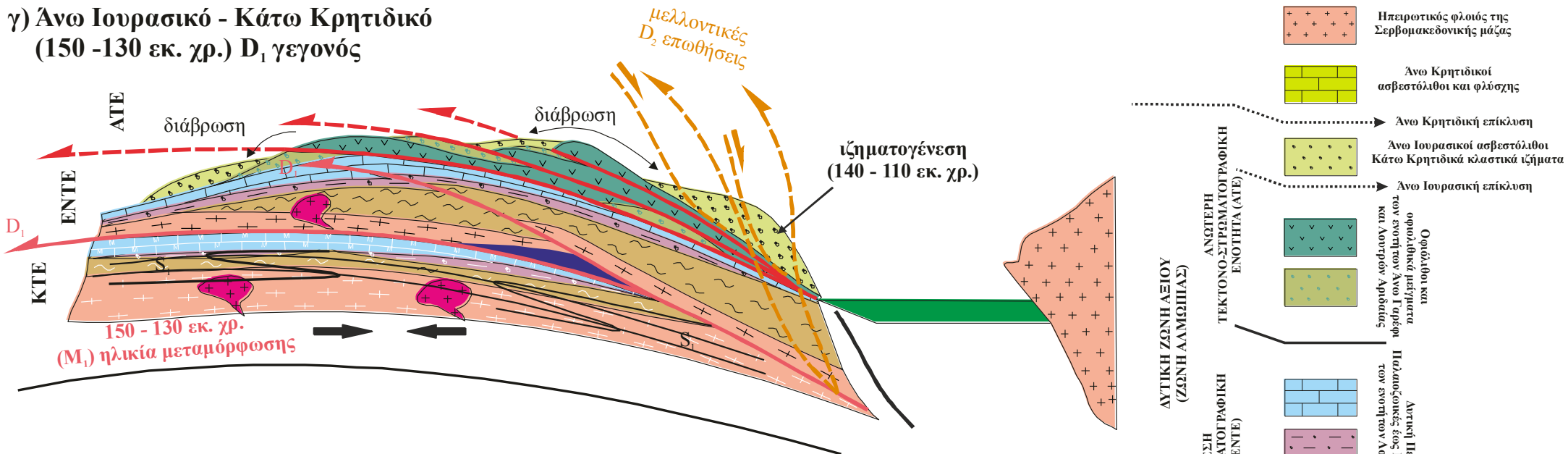


β) Μέσο - Άνω Ιουρασικό (160 -150 εκ. χρ.)

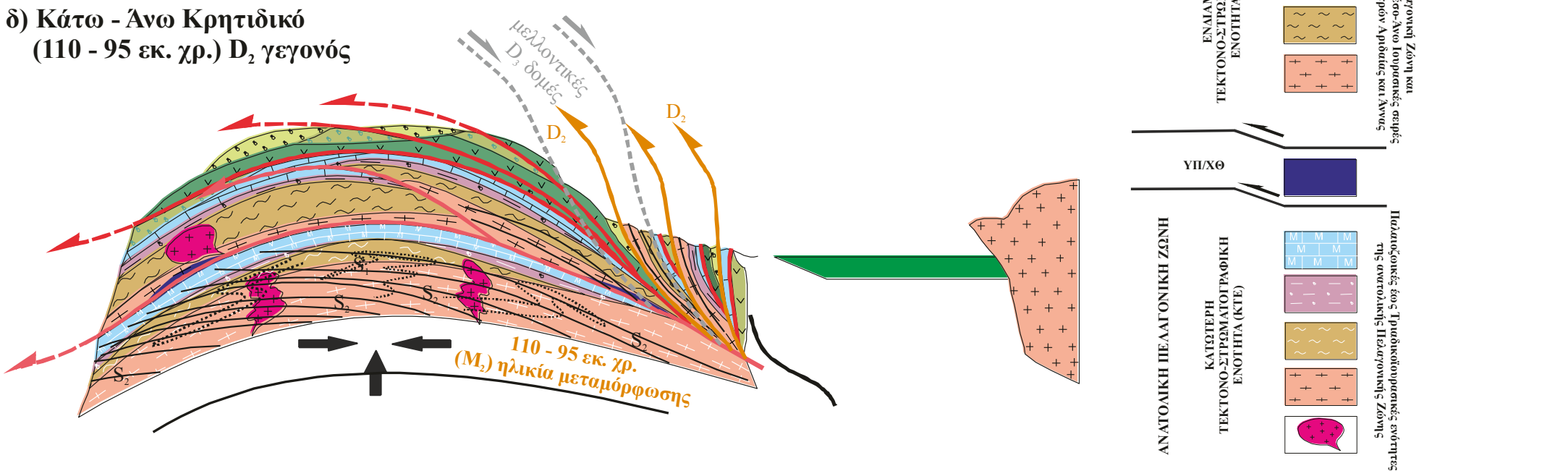


Σχήμα 75: συνέχεια.....

**γ) Άνω Ιουρασικό - Κάτω Κρητιδικό
(150 -130 εκ. χρ.) D₁ γεγονός**

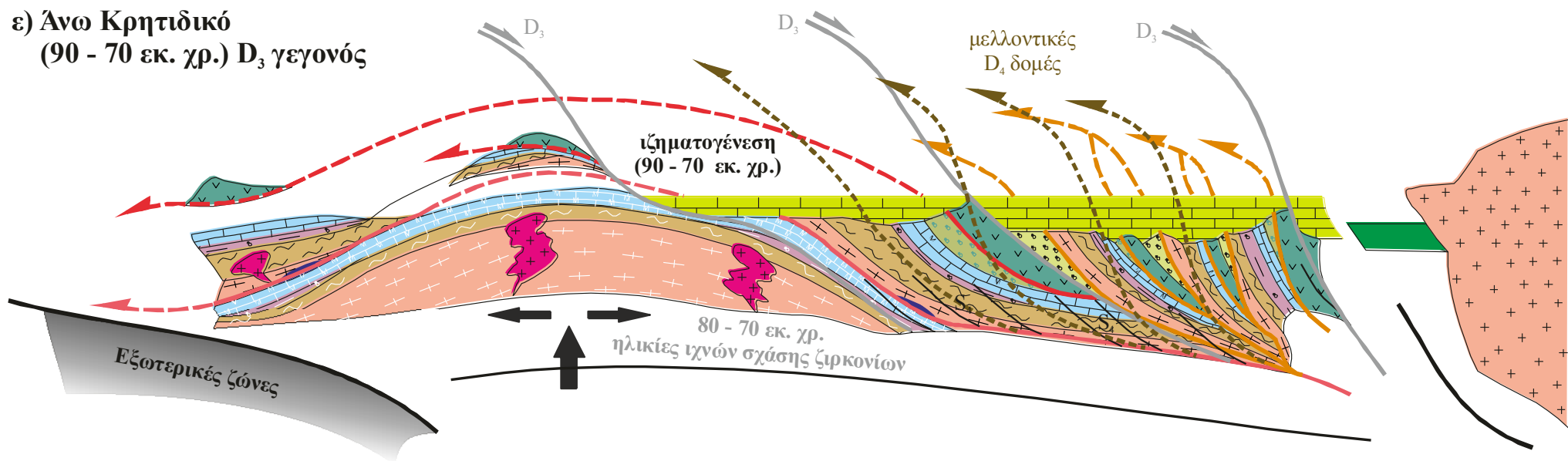


**δ) Κάτω - Άνω Κρητιδικό
(110 - 95 εκ. χρ.) D₂ γεγονός**

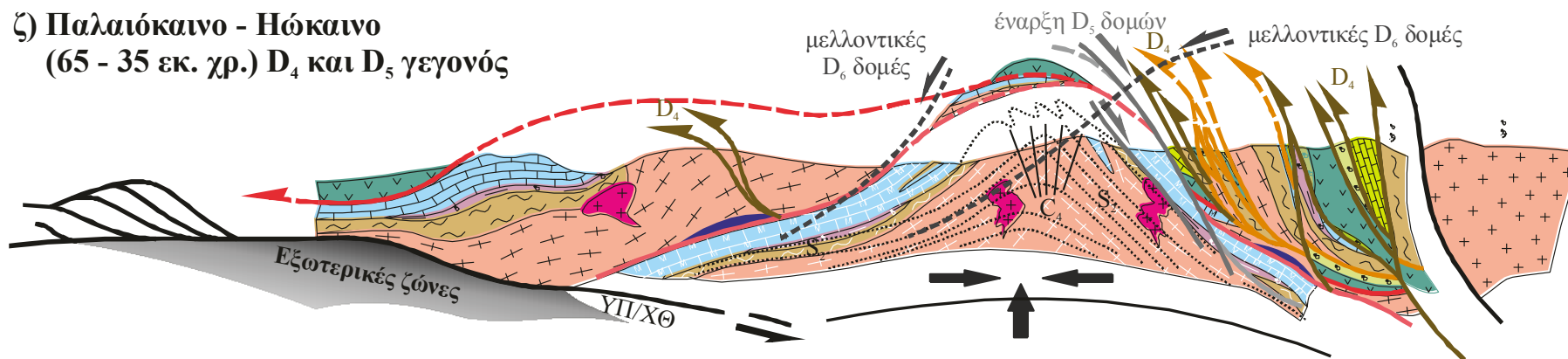


Σχήμα 75: συνέχεια.....

ε) Άνω Κρητιδικό
(90 - 70 εκ. χρ.) D₃ γεγονός

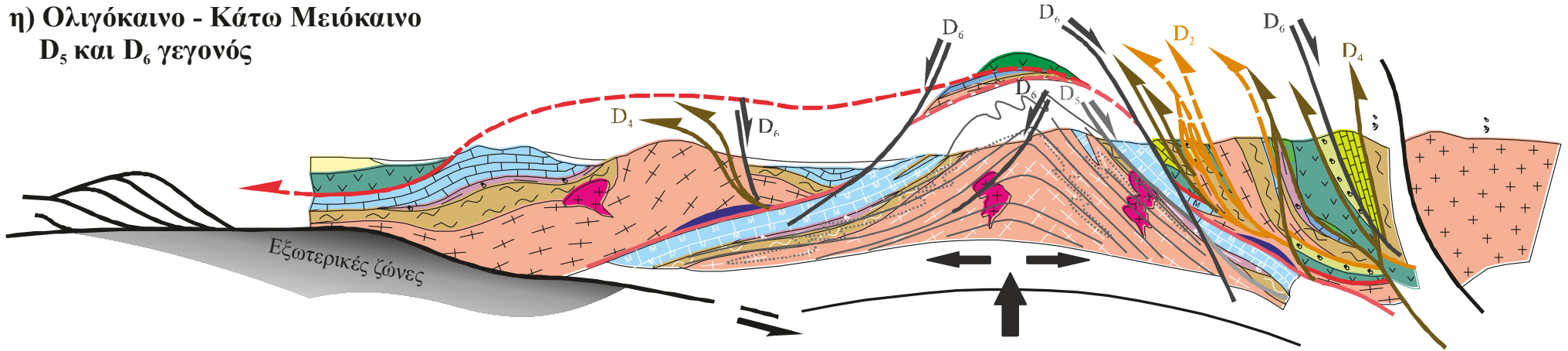


ζ) Παλαιόκαινο - Ηώκαινο
(65 - 35 εκ. χρ.) D₄ και D₅ γεγονόσ



Σχήμα 75: συνέχεια.....

η) Ολιγόκαινο - Κάτω Μειόκαινο D₅ και D₆ γεγονός



Σχήμα 75: Σχηματικές τομές σε κλίμακα φλοιού όπου παρουσιάζονται οι παλαιογεωγραφικές και τεκτονικές σχέσεις κατά τη διάρκεια της αλπικής ορογένεσης στην περιοχή έρευνας. (α) παλαιογεωγραφική σχέση κατά μήκος του ανατολικού Πελαγονικού ηπειρωτικού περιθωρίου κατά τη διάρκεια του Τριαδικού έως το Κάτω/Μέσο Ιουρασικό. Η παραμόρφωση που ξεκίνησε περίπου στο Κάτω-Μέσο Ιουρασικό σχετίζεται με τη σύγκλιση των λιθοσφαιρικών πλακών και με τις ενδο-ωκεάνιες επωθήσεις στον ωκεανό του Αξιού. (β) έως (η) προοδευτική παραμόρφωση και κινηματική εξέλιξη της ανατολικής Πελαγονικής ζώνης και της δυτικής ζώνης του Αξιού (ζώνη Αλμωπίας) από το Μέσο/Άνω Ιουρασικό έως το Ολιγόκαινο – Μειόκαινο (ΥΠ/ΧΘ, D₁, D₂, D₃, D₄, D₅ και D₆). Η συρρίκνωση και η συσσώρευση των καλυμμάτων σχετίζεται με κλαστική και ανθρακική ρηχής θάλασσας ιζηματογένεση από το Άνω Ιουρασικό έως το Κάτω Κρητιδικό (β) και (γ). Την D₂ συρρίκνωση ακολούθησε έκταση (D₃) στο Άνω Κρητιδικό, που συνδέεται με τον σχηματισμό λεκανών και την άνοδο του φλοιού (ε), η οποία ακολουθήθηκε από την D₄ σμίκρυνση και λεπίωση όλων των τεκτονικών ενοτήτων κατά τη διάρκεια του Παλαιοκαίνου έως το Ηώκαινο (ζ). Κανονικές έως οριζόντιας μετατόπισης δομές (D₅) εμφανίζονται προς το τέλος του (D₄) έως το Ολιγόκαινο (ζ) και (η), όπου και αρχίζουν οι (D₆) εκτατικές δομές από το Ολιγόκαινο έως το Κάτω Μειόκαινο (η). Τροποποιημένο από Kiliyas et al (2010a).

επωθημένους στην Πελαγονική ζώνη οφιόλιθους (Σχ. 75δ). Η συνδεδεμένη M_2 μεταμόρφωση με το D_2 τεκτονικό γεγονός, δεν υπερβαίνει τις συνθήκες της χαμηλής έως μέσης έως άνω πρασινοσχιστολιθικής φάσης. Η D_2 παραμόρφωση είναι αυτή που κυριαρχεί στα πετρώματα της ανατολικής Πελαγονικής ζώνης στην περιοχή έρευνας και σαφώς διεισδύει και στις προ- Άνω Ιουρασικές σειρές πετρωμάτων της δυτικής ζώνης του Αξιού και επηρεάζει τις ιζηματογενείς σειρές του Άνω Ιουρασικού - Κάτω Κρητιδικού

Λόγω των περιορισμένων παρατηρήσεων του D_1 τεκτονικού γεγονότος, με επιφύλαξη μπορούμε να πούμε ότι η κίνηση των καλυμμάτων κατά τη διάρκεια αυτής της παραμόρφωσης γινόταν με βορειοδυτική έως δυτική-νοτιοδυτική φορά κίνησης. Οι επωθήσεις κατά την διάρκεια της D_2 παραμόρφωσης στην Πελαγονική ζώνη θα θεωρήσουμε ότι γίνονταν κυρίως με γενική φορά προς τα βορειοδυτικά, παρόλο που αναγνωρίστηκε και μια έντονη προς τα νοτιοανατολικά φορά κίνησης των καλυμμάτων, δεχόμαστε την βορειοδυτική κίνηση διότι, οι παρατηρήσεις μας περιορίζονται σε έναν σχετικά μικρό χώρο της ανατολικής Πελαγονικής ζώνης στον Ελληνικό χώρο, ενώ οι Kílias et al. (2010a) μελετώντας την ευρύτερη περιοχή της βόρειας Πελαγονικής ζώνης σε όλη την έκτασή της και στην περιοχή της Π.Γ.Δ.Μ. παρατήρησαν εντονότερη την προς τα βορειοδυτικά κίνηση.

Προς τις ανώτερες τεκτονικά ενότητες της ζώνης Αξιού, η D_2 διεύθυνση μεταφοράς των καλυμμάτων γίνεται σταδιακά βορειοανατολική-νοτιοδυτική με φορά κίνησης προς τα νοτιοδυτικά. Οι αντιθετικές κινήσεις που παρατηρήθηκαν και στα δύο προηγούμενα τεκτονικά γεγονότα, εκπροσωπούν αντιθετικές επωθήσεις (backthrusts) ή/και διασπορά της παραμόρφωσης (strain partitioning), κατά πάσα πιθανότητα λόγω τοπικών επιπλοκών από τις μετέπειτα περιστροφές των μπλοκ, ως αποτέλεσμα της νεότερης ενεργοποίησης των ρηγμάτων.

Οι αποκλίσεις από την κύρια διεύθυνση μεταφοράς, όπως ήδη έχει αναφερθεί, κατά την διάρκεια κυρίως της D_2 παραμόρφωσης, θεωρούμε ότι προκύπτει από μία συμπίεση στον Υ-άξονα του τελικού ελλειψοειδούς παραμόρφωσης (costrictional-τύπου παραμόρφωση), κατά τα εξελικτικά στάδια του κύριου D_2 παραμορφωτικού γεγονότος, παραμόρφωση η οποία οφείλεται σε ένα γενικότερο πιθανό διασυμπιεστικό (transpression) μηχανισμό της παραμόρφωσης. Καταλήγουμε στο συμπέρασμα αυτό διότι από τα υπάρχοντα ραδιοχρονολογικά δεδομένα (Most 2003), στην περιοχή έρευνας καθώς και από την προέκταση της στην περιοχή της Π.Γ.Δ.Μ., δεν προκύπτουν διαφορές στην ηλικία της L_2 και L_2' γράμμωσης, έχοντας πάντα μια κάτω κρητιδική και συγκεκριμένα Άπτια - Άλβια ηλικία.

Επίσης, δεν παρατηρήθηκε μία διαφορετική ορυκτολογική ανάπτυξη κατά μήκος της L_2 και L_2' γράμμωση έκτασης. Τέλος από τις υπαίθριες παρατηρήσεις, δεν προέκυψε στο ίδιο δείγμα να εμφανίζονται δύο διαφορετικές γραμμώσεις έκτασης. Όπου εμφανίζονται δύο γραμμώσεις, η μία αποτελεί την κύρια γράμμωση έκτασης και η άλλη γράμμωση διατομής.

Και στην περιοχή της Π.Γ.Δ.Μ., οι Most (2003) και Kiliyas et al. (2010a) σε μία συνολική τεκτονική μελέτη της ανατολικής Πελαγονικής ζώνης και της ζώνης του Αξιού, παρατηρούν μια έντονη και συχνή διασπορά ανάλογης ηλικίας γραμμώσεων, τόσο στο Άνω Ιουρασικό/Κάτω Κρητιδικό, όσο και στο Κάτω Κρητιδικό (Άλβιο). Από τα παραπάνω μπορούμε να υποθέσουμε ότι και η διασπορά της L_1 όπως και της L_2 γράμμωση έκτασης, προκύπτει επίσης, από ένα D_1 διασυμπιεστικό (transpression) πεδίο των τάσεων, παλαιότερο από το D_2 τεκτονικό γεγονός εξελικτικό όμως του D_1 .

Οι D_3 μυλονιτικές ζώνες διάτμησης παρουσιάζουν γενικά μια προς τα βορειανατολικά κανονική φορά κίνησης και σπανίως συνδέονται με πτυχώσεις όπως συνήθως παρατηρούνται στις D_1 και D_2 δομές συρρίκνωσης. Οι D_3 μορφές διακριτών ζωνών διάτμησης χαμηλής γωνίας δεσπόζουν στα πετρώματα της ζώνης Αξιού κυρίως σε αυτά της ενότητας Άννας. Σύμφωνα με τη γεωμετρία και την κινηματική τους, θα ερμηνεύσουμε τις D_3 μυλονιτικές ζώνες διάτμησης ως εκτατικές δομές που σχετίζονται με περίπου μία βορειοανατολική-νοτιοδυτική έκταση του φλοιού και άνοδο των βαθύτερων τεκτονικών οριζόντων (Σχ. 75ε). Αυτή η έκταση είναι Άνω Κρητιδικής ηλικίας, και πιθανώς να σχετίζεται με τον σχηματισμό λεκανών και την ιζηματογένεση τους από τα Άνω Κρητιδικής ηλικίας ανθρακικά πετρώματα και από τον Μεστρίχτιο έως Παλαιόκαινο φλύσχη.

Στην περιοχή των ανατολικών Άλπεων στις υψηλότερες τεκτονικές ενότητες (Austroalpine mega-Unit), οι Ratschbacher et al. (1989) και Neubauer et al. (1995) περιγράφουν τον σχηματισμό της Gosau λεκάνης, η οποία συνδέεται με μια Άνω Κρητιδική έκταση και συνοδεύεται με την εκταφή μεταμορφωμένων πετρωμάτων από τεκτονικά βαθύτερους ορίζοντες.

Η επόμενη D_4 παραμόρφωση σαφώς σχετίζεται με καθεστώδες συρρίκνωσης και μία έντονη προς τα νοτιοδυτικά λεπίωση του συνόλου των τεκτονικών ενοτήτων. Τα μεταμορφωμένα πετρώματα της δυτικής ζώνης του Αξιού επωθούνται πάνω στον Μεστρίχτιας έως Πλειόκαινης ηλικίας φλύσχη. Επίσης, έντονες λεπίώσεις δημιουργούνται στο εσωτερικό των Μεσοζωικών και Τριτογενών ακολουθιών καθώς και στους οφιόλιθους της ζώνης του Αξιού (Σχ. 75ζ).

Οι D₅ μικρής γωνίας κανονικές έως πλαγιοκανονικές ζώνες διάτμησης, ενδεχομένως να συνδέονται με μία διαφυγή μέρους των πετρωμάτων της περιοχής έρευνας κυρίως προς τα νοτιοανατολικά, καθώς και με μία αρχική τεκτονική απογύμνωση ταυτόχρονα με το τέλος της D₄ συμπίεσης

Τα D₆ ρήγματα δείχνουν πάντα μια κανονική συνιστώσα ολίσθησης που υποδηλώνει εκτατικό τεκτονικό περιβάλλον κάτω από θραυστιγενείς συνθήκες παραμόρφωσης, κυρίως σε βορειοανατολική-νοτιοδυτική διεύθυνση (Σχ. 75η).

Το τελικό στάδιο της παραμόρφωσης συνδέεται με το D₇ διαφελκιστικό (transtensional) ή εκτατικό καθεστώς (Pavlidis et al. 1990) και είναι υπεύθυνο για τον έντονο τεμαχισμό του οικοδομήματος των καλυμμάτων στην περιοχή έρευνας και συνδέεται με τον σχηματισμό των Νεογενών-Τεταρτογενών λεκανών.

5.2. ΣΥΖΗΤΗΣΗ ΓΙΑ ΤΗΝ ΓΕΩΔΥΝΑΜΙΚΗ ΕΞΕΛΙΞΗ ΚΑΙ ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ

Η σύνθεση των τεκτονικών και πετρολογικών στοιχείων, που λεπτομερώς αναλύθηκαν στην παρούσα έρευνα (Πιν. 4), σε συνδυασμό με τα υπάρχοντα γεωχρονολογικά δεδομένα σχετικά με το βόρειο Πελαγονικό κάλυμμα της ανατολικής Πελαγονικής ζώνης και τη γειτονική δυτική Ζώνη του Αξιού (Ζώνη Αλμωπίας) στην περιοχή του δυτικού Βόρα στη βόρεια Ελλάδα, μας επιτρέπει να καθορίσουμε την γεωμετρία και κινηματική της παραμόρφωσης, καθώς και την τεκτονική εξέλιξη του Πελαγονικού καλύμματος στην οροσειρά του δυτικού Βόρα κατά τη διάρκεια της Αλπικής ορογένεσης.

Έτσι λοιπόν σύμφωνα με τη έρευνα μας, το σύστημα των καλυμμάτων στον δυτικό Βόρα, πριν την έναρξη της D₂ τεκτονικής, μπορεί να χωριστεί σε τρεις ξεχωριστές τεκτονο-στρωματογραφικές ενότητες που από κάτω προς τα πάνω είναι (Σχ. 21):

1. Η κατώτερη τεκτονο-στρωματογραφική ενότητα (ΚΤΕ) αποτελούμενη από τις κρυσταλλοσχιστώδεις σειρές πετρωμάτων συμπεριλαμβανομένων και των Άνω Παλαιοζωικών γρανιτών, καθώς και από τα υπερκείμενα Τριαδικοϊουρασικά ανθρακικά πετρώματα της ανατολικής Πελαγονικής ζώνης (Πελαγονικό κάλυμμα)

2. Η ενδιάμεση τεκτονο-στρωματογραφική ενότητα (ΕΝΤΕ), την οποία αντιπροσωπεύουν τα τεκτονικά λείπια της δυτικής Ζώνης του Αξιού, που περιλαμβάνουν όλες τις Παλαιοζωικές έως Μέσο - Άνω Ιουρασικές σειρές πετρωμάτων της ενότητας Άννας, καθώς και τα τεκτονικά τοποθετημένα τεμάχια μέσα στους πρασινίτες της κατώτερης

μεταμορφωμένης σειράς (τεκτονικό *mélange*) της ενότητας Λουτρά Αριδαίας αποτελούμενα από φυλλίτες, γνευσιοσχιστόλιθους, σχιστόλιθους και μάρμαρα. Τα εν λόγω πετρώματα θεωρούμε ότι αντιπροσωπεύουν όμοιες ακολουθίες πετρωμάτων με τις κρυσταλλοσχιστώδεις σειρές της γειτονικής προς τα δυτικά Πελαγονικής ζώνης, σε συμφωνία με τους Kiliyas et al. 2010a, που ταυτίζουν τα παραπάνω πετρώματα και διακρίνουν τεκτονικά ανώτερο τμήμα το Korabi-Δυτική Πελαγονική από το Ανατολικό Πελαγονικό τμήμα που το θεωρούν ως το κατώτερο σύστημα πετρωμάτων της περιοχής ενδιαφέροντος.

Σύμφωνα με τα προαναφερθέντα, καθώς και από τη συνολική γεωλογική εικόνα της περιοχής έρευνας, θεωρούμε ότι η ενδιάμεση τεκτονική ενότητα έχει τις ρίζες της μεταξύ της ανατολικής Πελαγονικής ζώνης και της ζώνης του Αξιού, όπου σήμερα αναγνωρίζονται μόνο έντονα τεκτονικά λεπιωμένα απομείναντα τεμάχια.

3. Οι πρασινίτες, οι οφιόλιθοι, τα οφιολιθικά μίγματα καθώς και οι Άνω Ιουρασικές – Κάτω Κρητιδικές ιζηματογενείς σειρές της ενότητας Λουτρών Αριδαίας και της ενότητας Άνω Γαρέφι, καθώς και οι νοτιότερες μικρές εμφανίσεις στην περιοχή Κερασιάς και Άρνισας, αντιπροσωπεύουν την **ανώτερη τεκτονο-στρωματογραφική ενότητα (ΑΤΕ) της δυτικής ζώνης του Αξιού**

Η παραπάνω τεκτονο-στρωματογραφική διάρθρωση αποδεικνύει την αναδίπλωση της Πελαγονικής ζώνης κατά την διάρκεια του Μέσου Ιουρασικού έως το Κάτω Κρητιδικό, με την προς ΔΒΔ έως ΒΔ τοποθέτηση και τη συσσώρευση των τεκτονικών καλυμμάτων κατά την διάρκεια του D₁ και του πιθανού υψηλής πίεσης τεκτονικού γεγονότος. Η τοποθέτηση και η συσσώρευση των καλυμμάτων σχετίζονται με τη σύγκλιση των πλακών Λαυρασίας και Γκοτβάνας, τις ενδοωκεάνιες επωθήσεις που συμβαίνουν στο δυτικό ωκεανό του Αξιού (Νεοτηθύς) και την επώθηση των οφιολίθων και των οφιολιθικών τεκτονικών μιγμάτων πάνω στο Πελαγονικό τέμαχος.

Κομβικό σημείο για την ανασυγκρότηση της τεκτονικής εξέλιξης της περιοχής έρευνας είναι τα Άνω Ιουρασικά έως Κάτω Κρητιδικά κλαστικά ιζήματα και οι ασβεστόλιθοι ρηχής θάλασσας, που επικλυσιογενώς υπερκαλύπτουν τους οφιόλιθους και παρέχουν ένα ανώτατο όριο για την τοποθέτηση των οφιολίθων, φανερώνοντας ότι οι οφιόλιθοι ήταν τοποθετημένοι πριν από το Κάτω Τιθόνιο - Κιμμερίδιο (Schlagintweit et al., 2008). Η D₁ τεκτονική καθώς και η M₁ μεταμόρφωση εξελίσσεται στα βαθύτερα τεκτονικά επίπεδα, σχεδόν ταυτόχρονα με την αρχή της ιζηματογένεσης αυτών των κλαστικών ιζηματογενών

ακολουθιών, ενδεχομένως να συνδέεται με μία σύγχρονη έκταση του φλοιού στα ανώτερα τμήματα των συσσωρευμένων τεκτονικών καλυμμάτων.

Μία ισοδύναμη ακολουθία ασβεστόλιθων αβαθών υδάτων και κλαστικών ιζημάτων, η σειρά του Kurbnesh, αναγνωρίζεται προς τα δυτικά στην Αλβανία, η οποία υπερκαλύπτει και σφραγίζει το οφιολιθικό κάλυμμα της Mirdita (Gawlick et al., 2008). Με την σειρά τους, οι οφιόλιθοι της Mirdita επικαλύπτουν τις τριαδικοϊουρασικές ανθρακικές σειρές της ζώνης Korabi (δυτική Πελαγονική ζώνη) (Robertson και Shallo 2000, Kiliyas et al. 2001, Shallo & Dilek 2003), όπως ανάλογα συμβαίνει και στην περιοχή έρευνας.

Η σύγκλιση των πλακών και οι συνοδευόμενες επωθήσεις συνεχίστηκαν κατά τη διάρκεια του Άπτιου έως το Άλβιο (περίπου 110 - 95 Ma), με την ίδια γενική κινηματική εικόνα όπως κατά τη διάρκεια της εκδήλωσης του D₁ γεγονότος, αλλά σε ένα διασυμπιεστικό (transpression) τεκτονικό περιβάλλον (D₂ τεκτονικό γεγονός), τουλάχιστον όσο αφορά την περιοχή έρευνας. Πολύ πιθανόν, και το D₁ τεκτονικό γεγονός να εξελισσόταν σε ένα παρόμοιο διασυμπιεστικό (transpression) τεκτονικό περιβάλλον.

Την D₁ και D₂ συσσώρευση των τεκτονικών καλυμμάτων και πάχυνση του φλοιού ακολούθησαν οι D₃ μικρής γωνίας κανονικές διακριτές μυλονιτικές ζώνες διάτμησης κατά τη διάρκεια της Άνω Κρητιδικής περιόδου. Αυτές σχετίζονται με το σχηματισμό των λεκανών και την ιζηματογένεση των νηριτικών ασβεστόλιθων του Άνω Κρητιδικού και του Μεστρίχτιου έως Παλαιόκαινου φλύσχη. Τα πρώτα τμήματα του κατώτερου Πελαγονικού καλύμματος που έχουν εκταφεί, πιθανόν να σχετίζονται με το D₃ εκτατικό τεκτονικό καθεστώς.

Σχεδόν ταυτόχρονα με την Άνω Κρητιδική έως Παλαιοκαινική έκταση και ιζηματογένεση πάνω στην ενδιάμεση και ανώτερη τεκτονική ενότητα, στις πιο εξωτερικές προς τα δυτικά ενότητες, αναπτύσσεται μια έντονη συμπίεστική τεκτονική όπου λαμβάνουν χώρα σημαντικά φαινόμενα τεκτονικών επωθήσεων και λεπιώσεων. Με την τελευταία συνδέεται προοδευτικά, η ανάπτυξη της εσωτερικής μεταμορφικής ζώνης υψηλής πίεσης (Schermer et al. 1990, Kiliyas et al. 1991, Κίλιας et al., 1991, Lips et al. 1998), που στην περιοχή του Ολύμπου, σχετίζεται με μία ενδο-ηπειρωτική υποβύθιση (Α-τύπου υποβίθιση, Schermer, 1990).

Οι D₄ επωθήσεις και η περαιτέρω συσσώρευση τεκτονικών καλυμμάτων χαρακτηρίζονται από πολύ-χαμηλού βαθμού μεταμόρφωση των επωθημένων τεμαχών. Η

σημερινή αντικλινική δομή της Πελαγονικής ζώνης στον όρος Καϊμακτσαλάν στο δυτικό Βόρα πιθανόν να είναι το αποτέλεσμα της D₄ σμίκρυνσης.

Σύμφωνα με τον Most, 2003, η κατανομή των ηλικιών από την σχάση στα ζιρκόνια στην ανατολική Πελαγονική ζώνη (βόρεια Ελλάδα και Π.Γ.Δ.Μ.), δείχνει ότι η ανατολική Πελαγονική ζώνη δεν εξελίσσεται ως ένα σύμπλεγμα μεταμορφικού πυρήνα. Στις περιπτώσεις των συμπλεγμάτων μεταμορφωμένων πυρήνων η έκταση διαδραματίζει σημαντικό ρόλο (Platt, 1993) και η νεότερη ηλικία ψύξης βρίσκεται στο κέντρο του δόμου (π.χ., Tauern metamorphic core complex στις Ανατολικές Άλπεις: Ratschbacher et al. 1989 και σύμπλεγμα μεταμορφωμένου πυρήνα της Ροδόπης στην βόρεια Ελλάδα: Dinter e Royden 1993, Kiliass et al., 1999). Πρόσφατα ο Schenker (2013), πιο νότια στην περιοχή του Βερμίου, αναφέρει την ύπαρξη μίας τέτοιας μεγα-δομής, δηλαδή ενός συμπλέγματος μεταμορφωμένου πυρήνα της ανατολικής Πελαγονικής, όπως χαρακτηριστικά την ονομάζει.

Η D₄ 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-Όσσα-Πηλίου (Godfriaux 1968, Katsikatsos et al. 1982, 1986, Schermer et al. 1990, Κίλιας et al. 1991, Faupl et al. 1996, 2002, Lips et al. 1998), στο νησί της Εύβοιας (Katsikatsos 1977, Xypolias et al. 2003), καθώς και στις Κυκλάδες (Dürr et al. 1978, Andriessen et al. 1979, Schliestedt et al. 1987). Επίσης, κατά την διάρκεια του D₄ τεκτονικού γεγονότος λαμβάνει χώρα η τελική τοποθέτηση των Εσωτερικών Ελληνίδων (Πελαγονικά καλύμματα) πάνω στις Εξωτερικές Ελληνίδες. Σύμφωνα με τα προαναφερθέντα, από το Άνω Κρητιδικό έως το Ηώκαινο, υπήρξε μια συνεχής περίοδος προοδευτικής παραμόρφωσης από τα τεκτονικά ανώτερα έως τα τεκτονικά βαθύτερα τμήματα του Πελαγονικού καλύμματος, η οποία συνδέεται με τη συσσώρευση τεκτονικών καλυμμάτων και με Τριτογενή μεταμόρφωση υψηλής πίεσης.

Μία γενική λεπτομερής συζήτηση και ανάλυση των παλαιογεωγραφικών συνθηκών για την εξέλιξη ενός ή περισσότερων ωκεάνιων λεκανών στις Ελληνίδες (Vergely 1984, Mountrakis 1986, Jones & Robertson 1991, Robertson & Shallo 2000, Shallo & Dilek 2003, Rassios & Moores 2006, Gawlick et al. 2008, Rassios & Dilek, 2009, Papanikolaou 2009, Kiliass et al. 2010a) είναι εκτός του σκοπού της παρούσας διατριβής. Παρ' όλα αυτά, θέλουμε να επισημάνουμε ότι η ζώνη συρραφής μεταξύ εξωτερικών και εσωτερικών Ελληνίδων στη βόρεια Ελλάδα είναι απαλλαγμένη από οφιόλιθους και ότι όλα τα Πελαγονικά τεκτονικά

καλύμματα μεταξύ Εξωτερικών Ελληνίδων και της βάσης του οφιολιθικού καλύμματος είναι ηπειρωτικής προέλευσης (Schermer et al. 1990, Faupl et al. 1999b, Kiliass et al. 2010). Επιπλέον, η κύρια προς τα νοτιοδυτικά έως βορειοδυτικά κατεύθυνση κίνησης κατά τη διάρκεια των D₁ και D₂ τεκτονικών γεγονότων, όπως αποδεικνύεται εν προκειμένω, δείχνει ότι το οφιολιθικό κάλυμμα στα ανώτερα τμήματα του Πελαγονικού καλύμματος θα έπρεπε να προέρχεται από μία ωκεάνια λεκάνη ανατολικά του Πελαγονικού καλύμματος, που ταυτίζεται με τον ωκεανό του Αξίου = Νεοτηθύς. Οι οφιολιθικές τοποθετήσεις ήταν περισσότερο ή λιγότερο σταθερές προς τα δυτικά (σχ. 75). Όλα αυτά σημαίνουν ότι το Πελαγονικό ηπειρωτικό τέμαχος δεν διαχωριζόταν από τις Εξωτερικές Ελληνίδες από μια ωκεάνια λιθόσφαιρα κατά τη διάρκεια της Αλπικής ορογένεσης. Ως εκ τούτου, δεν βλέπουμε έναν ανεξάρτητο ωκεανό της Πίνδου κατά την διάρκεια της Τριαδικής, αλλά ούτε της Ιουρασικής περιόδου (Gawlick et al. 2008, Schagintweit et al. 2008, Schmid et al. 2008, Kiliass et al. 2010a)

Επίσης, στα μετέπειτα στάδια της αλπικής παραμόρφωσης, από το Άνω Κρητιδικό έως το Τριτογενές, εμείς δεν παρατηρούμε σημαντικές προς τα ανατολικά επωθήσεις. Οι προς τα ανατολικά υψηλής θερμοκρασίας μυλονιτικές ζώνες διάτμησης των οφιολίθων πάνω από το δυτικό περιθώριο της Πελαγονικής, που περιγράφονται από Rassios & Moores (2006) και Rassios & Dilek (2009), υπονοώντας την ανατολική έως βορειοανατολική τεκτονική τοποθέτηση των οφιολίθων, δεν συσχετίζονται με την τεκτονική παραμόρφωση των Πελαγονικών ενοτήτων, που υπόκεινται του οφιολιθικού καλύμματος. Στην περιοχή έρευνας, οι προς τα βορειοανατολικά κινήσεις συνδέονται με τις εκτατικές μυλονιτικές ζώνες διάτμησης (D₃ τεκτονικό γεγονός) και με αντιθετικές επωθήσεις κατά τη διάρκεια της D₄ συσσώρευσης των καλυμμάτων. Επιπλέον, τα παλαιογεωγραφικά στοιχεία από την Τυθή για τις Ελληνίδες, από την περίοδο του Ιουρασικού (Ricou et al. 1998, Schmid et al., 2008, Papanikolaou, 2009), τα οποία συνηγορούν σε μία γενική προς τα ανατολικά έως βορειοανατολικά υποβύθιση, που είχε ως αποτέλεσμα το κλείσιμο της ωκεάνιας λεκάνης της Τηθύος, δύσκολα μπορεί να εξηγήσουν την προς τα ανατολικά έως βορειοανατολικά φορά της τεκτονικής τοποθέτησης των οφιολίθων πάνω στο παρακείμενο ηπειρωτικό περιθώριο.

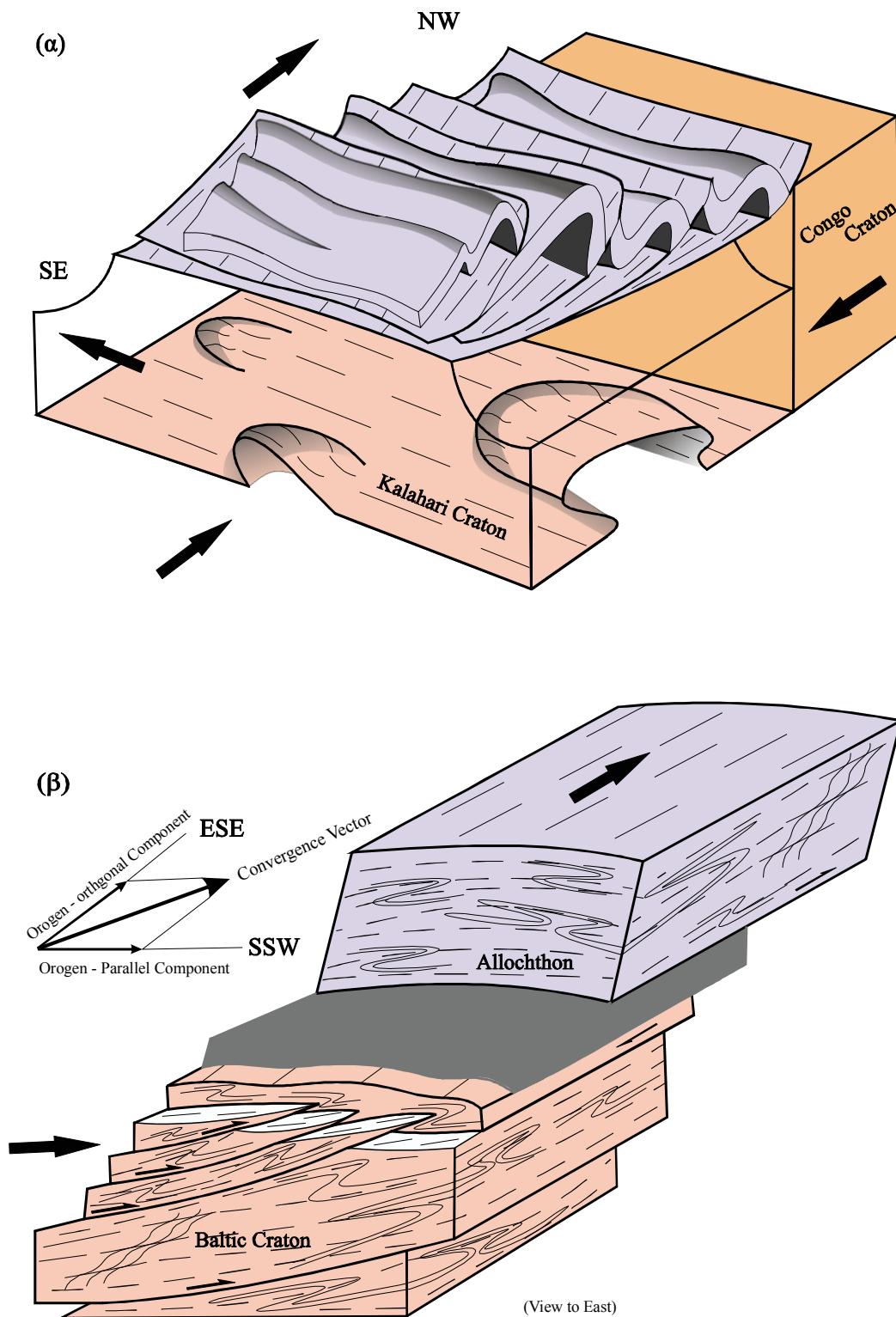
Εξάλλου, το ίδιο σενάριο με τη γενική προς τα δυτικά φορά τοποθέτησης των μεγάλων οφιολιθικών σωμάτων που προέρχονται από έναν και μόνο ωκεανό στα ανατολικά τεκμηριώνεται στην Αλβανία. Υπάρχει το μεγάλο οφιολιθικό κάλυμμα της Mirdita στα δυτικά της ζώνης του Korabi, που σύμφωνα με τους Hoxha (2001), Kiliass et al. (2001) και

Gawlick et al. (2008) είναι ένα πολύ-ταξιθεμένο τμήμα του ωκεανού του Αξιού (Νεοτηθύς), που παρουσιάζεται σήμερα στη θέση του, αποτέλεσμα της προς τα δυτικά επώθησής του κατά τη διάρκεια της μέσης έως άνω Ιουρασικής περιόδου (D_1 τεκτονικό γεγονός).

Τέλος, η ταυτόχρονη ανάπτυξη δύο διευθύνσεων μεταφοράς (BA-NA και BA-ND) κατά την διάρκεια εξέλιξης των D_1 και D_2 τεκτονικών γεγονότων στα πρώιμα στάδια της Αλπικής παραμόρφωσης από το Μέσο Ιουρασικό έως το Άνω Κρητιδικό, όπως αυτό αποδεικνύεται από την παρουσία δυο γραμμώσεων έκτασης, στην παρούσα έρευνα ερμηνεύονται από εμάς ως αποτέλεσμα μίας πιθανής διασυμπιεστικής (transpression) τεκτονικής. Παρόμοιο περιβάλλον παραμόρφωσης για την Άνω Ιουρασική – Κάτω Κρητιδική περίοδο, περιγράφεται στον ελληνικό χώρο από τους Bèbien et al (1986), Kílias (1991), Stampfli & Borel (2001), Most (2003) και Tranos et al. (2007). Ανάλογες κινήσεις, σε άλλες περιοχές εκτός του αλπικού ορογενετικού συστήματος, ερμηνεύονται από τους Northrup & Burhifel 1996 και Kisters et al. 2004 ως αποτέλεσμα μίας υπό γωνία υποβύθισης (oblique subduction) της κατώτερης τεκτονικής πλάκας κάτω από την ανώτερη (σχ. 76). Έτσι λοιπόν, θα μπορούσαμε να υποθέσουμε την ύπαρξη μίας πλάγιας σύγκλισης των λιθοσφαιρικών πλακών και για τον Ελληνικό χώρο στην περίοδο αυτή.

Ταυτόχρονα με το τέλος της D_4 συμπίεσης έως την έναρξη του επόμενου τεκτονικού γεγονότος, στην περιοχή έρευνας, αναπτύσσονται μικρής γωνίας κανονικές έως πλαγιοκανονικές ζώνες διάτμησης (D_5 τεκτονικό γεγονός), πιθανόν συνδεδεμένες με μια διαφυγή μέρους των πετρωμάτων κυρίως προς τα NA, καθώς και με μία αρχική τεκτονική απογύμνωση του ορογενούς.

Η τεκτονική συνεχίστηκε κατά τη διάρκεια του Ολιγοκαίνου έως το Κάτω Μειόκαινο (D_6) στα υψηλότερα επίπεδα των καλυμμάτων της ανατολικής Πελαγονικής ζώνης και της ζώνης του Αξιού, κάτω από ημιεθραστες έως εύθραυστες συνθήκες παραμόρφωσης κατά μήκος χαμηλής γωνίας κανονικών ζωνών διάτμησης, προκαλώντας την διαφυγή σημαντικού πάχους πετρωμάτων με BA και ND φορά κίνησης. Οι D_6 όπως και D_5 μικρής γωνίας διατμητικές ζώνες συνδέονται με κατακλαστικά και υπερκατακλαστικά φαινόμενα. Ταυτόχρονα, πλαστική παραμόρφωση με μυλονίτες και με σταθερή προς τα νοτιοδυτικά κανονική φορά της διάτμησης συνδεδεμένη με υπο-οριζόντια έκταση, λαμβάνει χώρα σε τεκτονικά βαθύτερα επίπεδα του Πελαγονικού καλύμματος κοντά στην επαφή του με τις υποκείμενες Εξωτερικές Ελληνίδες (Sfeikos et al. 1991, Κίλιας et al. 1991, Sfeikos 1992, Schermer 1993, Faupl et al. 1999a). Η διαδικασία αυτή σχετίζεται με την κατάρρευση στο



Σχήμα 76: Σχηματικά σκαριφήματα, που παρουσιάζουν ορθογώνια διεύθυνση και φορά κίνησης σε διαφορετικά δομικά επίπεδα εκτός του αλπικού ορογενετικού συστήματος, ως αποτέλεσμα μίας υπό γωνιά σύγκλισης των λιθοσφαιρικών πλακών και ταυτόχρονη διαφυγή (extrusion) του κατώτερου δομικού επιπέδου (α): οροσειρά Damara Ναμίμπια (νοτιοδυτική Αφρική, παν-αφρικανική ορογένεση) από Kisters et al. 2004 και ως αποτέλεσμα αριστερόστροφης πλευρικής σύγκλισης των πλακών (β): περιοχή Eifjorden (βόρεια Σκανδιναβία, Καληδόνια ορογένεση) από Northrup & Burhifel (1996).

Ολιγόκαινο-Μειόκαινο του Πελαγονικού οικοδομήματος, των τεκτονικών επωθήσεων, καθώς και με την άνοδο και εκταφή των τεκτονικά βαθύτερων επίπεδων των Εξωτερικών Ελληνίδων (π.χ. το τεκτονικό παράθυρο του Ολύμπου-Όσσας). Κατά τη διάρκεια αυτής της περιόδου συνεχίζεται η προς τα δυτικά έως νοτιοδυτικά φορά των επωθήσεων, επηρεάζοντας την εμπροστοχώρα και τις ακόμα πιο εξωτερικές περιοχές των Ελληνίδων (Schermer et al. 1990, Sfeikos et al. 1991, Κίλιας et al. 1991, Kiliias et al. 2002, Schermer 1993).

Από το Μειόκαινο έως την σημερινή εποχή, μεγάλης γωνίας κανονικά ρήγματα έως πλάγιο-κανονικά ρήγματα (D₇) φαίνεται να επηρεάζουν όλες τις τεκτονικές ενότητες και σειρές πετρωμάτων. Πρόκειται για ένα εκτακτικό τεκτονικό γεγονός που είναι υπεύθυνο για το σχηματισμό των Νεογενών λεκανών και το κατευθυντήριο για την ανοδική ιστορία της υπό έρευνα περιοχής. Μεγάλο μέρος των ρηγμάτων αυτού του γεγονότος παραμένει ακόμη και σήμερα ενεργό, προκαλώντας την έντονη σεισμική δράση του ελληνικού τόξου.

ΕΛΛΗΝΙΚΗ ΠΕΡΙΛΗΨΗ

Η παρούσα διδακτορική διατριβή πραγματεύεται την παραμόρφωση και κινηματική της Πελαγονικής ζώνης στη βόρεια Ελλάδα και συγκεκριμένα στο δυτικό τμήμα της οροσειράς του Βόρα. Στα κατώτερα δομικά επίπεδα, το δυτικό τμήμα της οροσειράς του Βόρα, συγκροτείται από τις κρυσταλλοσχιστώδεις σειρές της ανατολικής Πελαγονικής ζώνης καθώς και από τις υπερκείμενες Τριαδικοϊουρασικές ανθρακικές σειρές. Τα ανώτερα δομικά επίπεδα της δυτικής οροσειράς του Βόρα συγκροτούνται από τις κρυσταλλοσχιστώδεις σειρές, τους οφιόλιθους, καθώς και από τις επικλυσιγενείς ημιμεταμορφωμένες σειρές του Άνω Ιουρασικού - Κάτω Κρητιδικού της δυτικής ζώνης του Αξιού (υποζώνη Αλμωπίας). Οι σειρές αυτές των πετρωμάτων συγκροτούν γεωλογικές ενότητες που τοποθετούνται μεταξύ τους με την μορφή τεκτονικών λεπίων, και από τα ανατολικά προς τα δυτικά και από πάνω προς τα κάτω διακρίνονται στην ενότητα Άνω Γαρέφι, ενότητα Άννας και ενότητα Λουτρών Αριδαίας. Οι ενότητες αυτές μαζί με τους σχηματισμούς του Άνω Κρητιδικού επικλυσιγενούς καλύμματος, το οποίο συμμετέχει και αυτό στην τελική λεπίωση, τοποθετούνται τεκτονικά πάνω στο ανατολικό Πελαγονικό κάλυμμα. Η γεωλογική και τεκτονική χαρτογράφηση, η ανάλυση και κινηματική της παραμόρφωσης καθώς και η σχέση τεκτονικής-μεταμόρφωσης σε συνδυασμό με τα υπάρχοντα γεωχρονολογικά και στρωματογραφικά δεδομένα, στο βόρειο τμήμα του Πελαγονικού υποβάθρου και των παρακείμενων ιζηματογενών και μεταμορφωμένων ακολουθιών της ζώνης του Αξιού στην ευρύτερη περιοχή έρευνας (βορειοδυτική Ελλάδα και Π.Γ.Δ.Μ.) μας επέτρεψε να ανασυνθέσουμε τη γεωμετρία, κινηματική και την ιστορία της παραμόρφωσης-μεταμόρφωσης του Πελαγονικού καλύμματος κατά τη διάρκεια της Αλπικής ορογένεσης. Έτσι λοιπόν, αναγνωρίσαμε επτά παραμορφωτικά γεγονότα (D_1 έως D_7).

Η πρώτη, σχεδόν υπολειμματική D_1 παραμόρφωση έλαβε χώρα σε πλαστικές συνθήκες παραμόρφωσης, ξεκίνησε στο Μέσο έως Άνω Ιουρασικό και συνδέεται με τις ενδο-ωκεάνιες επωθήσεις που συμβαίνουν στον δυτικό ωκεανό του Αξιού (Νεοτηθύς), την προς ΒΔ έως ΔΝΔ επώθηση των οφιολίθων και των οφιολιθικών μειγμάτων (δημιουργία τεκτονικού mélange) πάνω στα πετρώματα των Πελαγονικών ενοτήτων με ταυτόχρονη συσσώρευση καλυμμάτων και πάχυνση του φλοιού. Τα πετρώματα της ανατολικής Πελαγονικής ζώνης μεταμορφώνονται στην άνω πρασινοσχιστολιθική έως αμφιβολιτική φάση (M_1 : $T=450-600^{\circ}\text{C}$, $P=6,3-12,8\text{kb}$). Επίσης, αναγνωρίστηκε και μια πιθανή, τελείως

υπολειμματική μεταμόρφωση υψηλής πίεσης σχετικά παλαιότερη από την M_1 μεταμόρφωση. Τα επικλυσιογενή κλαστικά ιζήματα και οι ασβεστόλιθοι ρηχής θάλασσας του Άνω Ιουρασικού έως Κάτω Κρητιδικού που υπέρκεινται των επωθημένων οφιολίθων, ενδεχομένως να συνδέονται με μια έκταση και τη δημιουργία λεκανών στα ανώτερα τμήματα των συσσωρευμένων καλυμμάτων, ταυτόχρονα με τον σχηματισμό και την μεταμόρφωση των κατωτέρων τεκτονικών Πελαγονικών καλυμμάτων.

Πλαστική D_2 παραμόρφωση συνεχίστηκε και κατά την διάρκεια του Άπτιου - Άλβιου με έντονη ανάδρομη παραμόρφωση και μεταμόρφωση (M_2 : $T= 330-440^{\circ}\text{C}$, $P=3-5\text{kb}$). Η μεταφορά των τεκτονικών καλυμμάτων στα κατώτερα δομικά επίπεδα γινόταν κυρίως προς τα ΝΑ αλλά και προς τα ΒΔ, ενώ στα ανώτερα δομικά επίπεδα προς τα ΝΔ, σε ένα διασυμπιεστικό περιβάλλον παραμόρφωσης (transpression), όπως φαίνεται από την ταυτόχρονη ανάπτυξη δύο διευθύνσεων τεκτονικής μεταφοράς (ΒΔ-ΝΑ και ΒΑ-ΝΔ) των καλυμμάτων κατά την διάρκεια εξέλιξης του D_2 τεκτονικού γεγονότος, αποτέλεσμα μίας ενδεχόμενης πλάγιας σύγκλισης των λιθοσφαιρικών πλακών την περίοδο αυτή.

Μικρής γωνίας μυλονιτικές ζώνες διάτμησης χαμηλού βαθμού μεταμόρφωσης με φορά κίνησης προς ΒΑ (D_3), αναπτύχθηκαν κατά την διάρκεια της Άνω Κρητιδικής περιόδου, ταυτόχρονα με τον σχηματισμό λεκανών και την ιζηματογένεση των νηριτικών ασβεστόλιθων του Άνω Κρητιδικού και του Μεστρίχτιου έως Παλαιόκαινου φλύσχη.

Έντονη λεπίωση κάτω από ημίθραυσιογενείς συνθήκες παραμόρφωσης του συνόλου των τεκτονικών ενοτήτων, εξελίσσεται κατά τη διάρκεια του Παλαιοκαίνου έως το Ηώκαινο με ΝΔ φορά κίνησης (D_4). Η σημερινή αντικλινική δομή της Πελαγονικής ζώνης στην περιοχή έρευνας πιθανόν να είναι αποτέλεσμα της D_4 συρρίκνωσης. Η D_4 παραμόρφωση εξελίσσεται ταυτόχρονα με τη συνεχιζόμενη υποβύθιση ηπειρωτικού φλοιού κάτω από τα βαθύτερα τεκτονικά επίπεδα του Πελαγονικού καλύμματος προς την εμπροστοχώρα με την τελική ανάπτυξη της εσωτερικής ζώνης υψηλής πίεσης στην περιοχή της ανατολικής Θεσσαλίας, Εύβοιας και στις Κυκλάδες. Ταυτόχρονα με το τέλος της D_4 συμπίεσης έως την έναρξη του επόμενου τεκτονικού γεγονότος, στην περιοχή έρευνας, αναπτύσσονται μικρής γωνίας κανονικές έως πλαγιοκανονικές ζώνες διάτμησης (D_5 τεκτονικό γεγονός), ενδεχομένως συνδεδεμένες με τη διαφυγή μέρους των πετρωμάτων κυρίως προς τα ΝΑ, συνοδευόμενες από μία αρχική τεκτονική απογύμνωση του ορογενούς.

Η τεκτονική συνεχίστηκε κατά τη διάρκεια του Ολιγοκαίνου έως το Κάτω Μειόκαινο (D_6) στα υψηλότερα επίπεδα των καλυμμάτων της ανατολικής Πελαγονικής ζώνης και της

ζώνης του Αξιού, κάτω από ημιεύθραστες έως εύθραυστες συνθήκες παραμόρφωσης κατά μήκος χαμηλής γωνίας κανονικών ζωνών διάτμησης, προκαλώντας την διαφυγή σημαντικού πάχους πετρωμάτων με ΒΑ και ΝΔ φορά κίνησης. Οι D₆ όπως και D₅ μικρής γωνίας διατμητικές ζώνες συνδέονται με κατακλαστικά και υπερκατακλαστικά φαινόμενα.

Από το Μειόκαινο έως την σημερινή εποχή, μεγάλης γωνίας κανονικά ρήγματα έως πλάγιο-κανονικά ρήγματα (D₇) φαίνεται να επηρεάζουν όλες τις τεκτονικές ενότητες και σειρές πετρωμάτων. Πρόκειται για ένα εκτατικό τεκτονικό γεγονός που είναι υπεύθυνο για τον σχηματισμό των Νεογενών λεκανών και το κατευθυντήριο για την ανοδική ιστορία της υπό έρευνα περιοχής.

Επιπρόσθετα, στην παρούσα διατριβή, εξετάστηκαν και τα Ερκύνιας ηλικίας (300±3Ma) πλουτωνικά πετρώματα στην περιοχή του δυτικού Βόρα που διεισδύουν στο παλαιοζωικό υπόβαθρο της ανατολικής Πελαγονικής ζώνης. Αυτά συνίστανται από τέσσερις κύριους πετρογραφικούς τύπους: τους κεροστιλβικούς-βιοτιτικούς γρανοδιορίτες έως γρανίτες ((Hb)BtGrd) που μεταβαίνουν σε βιοτιτικούς γρανίτες (BtGr), περιέχουν μονζονιτικής έως μοντζοδιοριτικής σύστασης εγκλείσματα (MME), ενώ σπανίζουν οι ξενόλιθοι (XEN) και διακόπτονται από τους λευκογρανίτες (LGr). Τα γεωλογικά, ορυκτολογικά και γεωχημικά στοιχεία δείχνουν ότι τα MME και οι (Hb)BtGrd + BtGr είναι αποτέλεσμα μίξης-κλασματικής κρυστάλλωσης δύο σταδίων, ενώ οι LGr δεν αποτελούν εξελιγμένο μάγμα, αλλά ξεχωριστή διείσδυση. Στο πρώτο στάδιο βασικό μάγμα μανδυακής προέλευσης, με σύσταση αντίστοιχη του βασικότερου από τα εγκλείσματα (MME), υπόκειται σε κλασματική κρυστάλλωση και ταυτόχρονα μειγνύεται με ένα όξινο μάγμα, πιθανά φλοιϊκής προέλευσης, σύστασης παρόμοιας του οξινότερου από τους BtGr. Ο ρυθμός μείξης προς τον ρυθμό κλασματικής κρυστάλλωσης (r) είναι χαμηλός λόγω της μεγάλης διαφοράς ιξώδους των δύο μαγμάτων με αποτέλεσμα τη δημιουργία των MME και των βασικότερων (Hb)BtGrd. Στο δεύτερο στάδιο το μάγμα που προκύπτει υπόκειται σε διαδικασία κλασματικής κρυστάλλωσης και ταυτόχρονα μειγνύεται με το ίδιο όξινο φλοιϊκό μάγμα. Σε αυτή την περίπτωση ο ρυθμός μίξης προς τον ρυθμό κλασματικής κρυστάλλωσης (r) είναι υψηλότερος λόγω της μικρής διαφοράς ιξώδους των δύο μαγμάτων οδηγώντας στη δημιουργία της σειράς των (Hb)BtGrd και BtGr.

Οι πιέσεις κρυστάλλωσης υπολογίστηκαν από 2,5 έως 3,6 Kb για τα MME και 2,1 έως 3Kb για τους ((Hb)BtGrd), ενώ οι θερμοκρασίες κρυστάλλωσης από 719 έως 795°C στα

MME, από 708 έως 815°C στους ((Hb)BtGrd), από 734 έως 788°C στους BtGr και στους LGr από 665 έως 699 °C.

Επειδή τα πλουτωνικά πετρώματα που διεισδύουν στο Πελαγονικό κρυσταλλοσχιστώδες ακολουθούν τη γενική τεκτονική δομή της περιοχής κατά τη διάρκεια εξέλιξης των αλπικών τεκτο-μεταμορφικών γεγονότων, μπορούμε να θεωρήσουμε ένα προ-κινηματικό ως προς την αλπική παραμόρφωση τεκτονο-μαγματικό γεγονός, Ερκύνιας ηλικίας, 300 ± 3 Ma, συσχετιζόμενο πιθανόν με γεωτεκτονικό περιβάλλον ηφαιστειακού τόξου κατά τη διάρκεια σύγκλισης των λιθοσφαιρικών πλακών.

ΑΓΓΛΙΚΗ ΠΕΡΙΛΗΨΗ (SUMMARY)

The present thesis investigates the deformation and kinematics of the Pelagonian nappe in Northern Greece and particularly the western part of the Voras mountainous area. At its lower structural levels, the western part of the Voras Mountain is composed of the crystalline series of the eastern Pelagonian nappe, as well as the overlain Triassic-Jurassic carbonate series. The upper structural levels of the western Voras mountain consist of metamorphic crystalline rocks, ophiolites and the transgressive Upper Jurassic-Lower Cretaceous low grade metamorphic series of the western Axios zone (Almopias Subzone), forming a complicate thrust sheet structure. From East to West and from top to bottom, this structure is distinguished into the Garefi Unit, the Anna Unit and the Loutra Aridaia Unit. These units together with the transgressive Upper Cretaceous limestones overthrust the eastern Pelagonian margin. Geological mapping, structural analysis and tectonic-metamorphism relationships associated with the existing isotopic and stratigraphic data from the northern part of the Pelagonian nappe and the neighboring units of the western Axios zone, allowed us to reconstruct the geometry, kinematic and evolutionary history of the deformation and metamorphism of the Pelagonian nappe during the Alpine orogeny. We distinguished seven deformational events (D_1 to D_7), affected the study area.

The first, almost relictic, D_1 -deformation took place in ductile conditions, during the Mid-Late Jurassic. It is related with an intra-oceanic subduction in the Axios Ocean (=Neotethys), and subsequently with a towards-NW to WNW obduction of the Axios-ophiolites on the eastern Pelagonian margin. Intense thrusting, nappe stacking and crustal overthickening took place simultaneously with D_1 -event. Furthermore, syn- D_1 M_1 -metamorphism from top to bottom in the greenschist- to amphibolite facies conditions (M_1 : $T=450-600^{\circ}\text{C}$, $P=6,3-12\text{ Kb}$) affected the Pelagonian units. A possible remnant high pressure metamorphism, relatively older than the M_1 ($>150\text{ Ma}$), is also recognized in the Pelagonian basement. The transgressive Upper Jurassic-Lower Cretaceous clastic sediments and shallow water limestones on the top of the obducted ophiolitic rocks and mélanges are possibly related with local extension and basin subsidence during the D_1 , ca. simultaneously with the nappe stacking and metamorphism at the structurally lower Pelagonian crustal levels.

Ductile D₂-deformation continued during Aptian-Albian time associated with intense retrogression under greenschist facies conditions (M₂ metamorphism: T=330-440⁰C, P=3-5 Kb) and new nappe stacking. The main tectonic movement during D₂ has been recognized towards-NW to WNW but also towards-SE to ESE. In the metamorphic rocks of the Axios zone (e.g. Anna Unit), a SW-ward sense of movement during D₂ dominates. A transpressional tectonic deformation during the D₂-event could explain the simultaneous development of these perpendicular movement directions of the nappe transport, possibly due to an oblique plate convergence.

Low angle discrete mylonitic shear zones (D₃-event) with normal sense of movement, mainly towards NE, took place during the Late Cretaceous, possibly associated with basins subsidence and deposition of the Upper Cretaceous neritic limestones and Paleocene flysch.

Intense imbrication and kink folding affected all tectonic units during the Paleocene-Eocene with a main vergence towards-SW (D₄-deformation). Towards-NE buckthrusts are also recognized in a few cases. Simultaneously with the D₄-event, the A-type subduction and the evolution of the Paleocene-Eocene HP zone of the Hellenides took place more western towards the foreland and at the deeper Pelagonian levels. At the late action stages of the D₄-contraction, low angle normal to normal oblique semibrittle shear zones (D₅-event) developed progressively, also related to a main top to SE sense of movement and tectonic denudation.

During the Oligocene-Miocene semibrittle to brittle low angle normal shear zones were developed (D₆-deformation), causing a towards-SW and NE tectonic collapse and crustal escape of the previous overthickening crust and nappe pile. Thick clastites or ultraclastites formations were commonly developed along the D₅ and D₆ shear zones and their shear planes.

From Miocene until today, high angle normal and strike-slip faults were formed. They are the younger brittle structures (D₇-event) recognized in the study area, overprinting all previous structures and rocks units and are related to the creation of the Neogene depressions, as well as the final crustal uplift. Some of these great faults remain active until today.

Furthermore, our attempt was also focused in the study of the Ercynian granitoids (~300 Ma), intruded often into the Paleozoic or older Pelagonian crystalline basement. The Ercynian granitoids are composed of hornblende-biotite granodiorites to granites (Hb)BtGrd, biotite granites (BtGr), monzonitic to monzodioritic mafic enclaves (MME) and leucogranites (LGr). Based on the field observations, the mineralogical composition and the geochemistry

of the rock types, a two-stage process of the formation of MME, (Hb)BtGrd and BtGr is suggested. In the first stage, a basic magma of mantle origin and composition similar to the more basic MME underwent fractional crystallization and simultaneously was mixed with an acid magma of crustal origin and composition similar to the most acid BtGr. This mixing-fractional crystallization process had low rate of fractional crystallization (r), due to the difference in composition and viscosity of the two magmas. It resulted in the formation of the most basic (Hb)BtGrd. In the second stage, the produced magma was fractionated and mixed with the afore mentioned crustal magma, but with higher r giving the (Hb)BtGrd and BtGr. The LGr followed a different evolutionary history forming a separate intrusion.

Crystallization pressures range from 2,5 to 3,6 Kb for the MME and 2,1 to 3 Kb for the (Hb)BtGrd, while the crystallization temperatures range from 719 to 795°C for the MME, 708 to 815°C for the (Hb)BtGrd, 734 to 788°C for the BtGr and 665 to 699°C for the LGr.

Finally, the granitoid rocks according to their geochemical composition and structural geometry, as well as isotopic age (~300 Ma), could be related to a Late Paleozoic volcanic arc geotectonic setting, associated with the subduction of the Paleotethys ocean beneath the Pelagonian continental fragment.

ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ

Α. ΕΛΛΗΝΙΚΗ

- Αυγερινάς, Α., Κίλιας, Α., Κορωναίος, Α., & Μουντράκης, Δ., 2004.** Παραμόρφωση, γεωχημεία και γένεση των Ερκύνιων γρανιτικών πετρωμάτων της Πελαγονικής στην οροσειρά του Βόρα (Μακεδονία, Βόρεια Ελλάδα). Δελτίο της Ελληνικής Γεωλογικής Εταιρίας, 36, 1540-1549.
- Αυγερινάς, Α., Κίλιας, Α., Κορωναίος, Α., Μουντράκης, Δ., Frisch, W., Dunkl, I. & Most, T., 2001.** Τεκτονική εξέλιξη του Πελαγονικού κρυσταλλοσχιστώδους κατά την διάρκεια του Κρητιδικού (Δυτικό τμήμα οροσειράς Βόρα, Μακεδονία, Ελλάδα). Δελτίο της Ελληνικής Γεωλογικής Εταιρίας, 34, 129-136.
- Βουγιουκαλάκης, Γ., 2002.** Πετρολογική, γεωχημική και ηφαιστειολογική μελέτη των Πλειοκαινικών ηφαιστειακών σχηματισμών της Αλμωπίας. Συσχετισμός τους με τις γεωθερμικές εκδηλώσεις της περιοχής. Διδακτορική Διατριβή, Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης, 303σελ.
- Γαλέος Α., 1998.** Γεωλογικός χάρτης Ελλάδας 1:50.000, φύλλο "Βιτολίστε". Ι.Γ.Μ.Ε., Αθήνα.
- Γαλέος Α., Καρφάκη Ι. & Φωτιάδη Α. 2003.** Γεωλογικός χάρτης Ελλάδας 1:50.000, φύλλο "Πρόμαχοι". Ι.Γ.Μ.Ε., Αθήνα.
- Δάβη Ε. & Μιγκίρος Γ., 1980.** Γρανιτικά διεισδύσεις εντός του μεταμορφωμένου συστήματος εις Ανατολικήν Θεσσαλίαν. Δελτίο της Ελληνικής Γεωλογικής Εταιρίας, 15, 168-183.
- Ζούρος, Ν., 1993.** Μελέτη των φαινομένων της επώθησης του καλύμματος της Πίνδου στο χώρο της Ηπείρου. Διδακτορική Διατριβή, Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης, 407σελ.
- Θωμαΐδου, Ε., 2009.** Η Γεωλογική δομή της Λέσβου. Διδακτορική Διατριβή, Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης, 200σελ.
- Ιωαννίδης, Ν., 1998.** Γεωλογική έρευνα των μετα-ιζημάτων του Νεοπαλαιοζικού έως και Κάτω Ιουρασικού καθώς και των ασβεστολίθων του Άνω Ιουρασικού, στη Νέα Μάκρη

- Αλεξανδρουπόλεως/Νομός Έβρου. Διδακτορική Διατριβή, Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης, 190σελ.
- Κατερινόπουλος Α. Ε., 1983.** Συμβολή στη μελέτη των πλουτώνιων πετρωμάτων του Δυτικού Βαρνούντα. Διδακτορική διατριβή, Εθνικό και Καποδιστριακό Πανεπιστήμιο Αθηνών, 182σελ.
- Κατερινόπουλος Α. & Κυριακόπουλος Κ., 1989.** Πετρογραφική και πετροχημική μελέτη των πλουτωνικών πετρωμάτων του όρους Baba (Γιουγκοσλαβία). Δελτίο της Ελληνικής Γεωλογικής Εταιρίας, 23, 561-576.
- Κατριβάνος Ε., Κίλιας Α. & Μουντράκης Δ., 2012.** Η Γεωλογική δομή και η κινηματική της παραμόρφωσης της ορεινής μάζας του Πάικου (Κεντρική Μακεδονία Ελλάς). Μια νέα προσέγγιση. Τιμητική έκδοση στη μνήμη του ομότιμου καθηγητή Κ. Σολδάτου. Επιστημονική Επετηρίδα, Τμήμα Γεωλογίας, Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης, 101, 37-36.
- Κίλιας, Α., 1980.** Γεωλογική και τεκτονική μελέτη της περιοχής του Ανατολικού Βαρνούντα (ΒΔ Μακεδονία. Διδακτορική Διατριβή, Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης, 271σελ.
- Κίλιας, Α., 2001.** Βραδυ-ορογενετική έκταση στις Ελληνίδες οροσειρές. Δελτίο της Ελληνικής Γεωλογικής Εταιρίας, 34, 31-46.
- Κίλιας, Α. & Μουντράκης, Δ., 1989.** Το τεκτονικό κάλυμμα της Πελαγονικής. Τεκτονική, μεταμόρφωση και μαγματισμός. Δελτίο της Ελληνικής Γεωλογικής Εταιρίας, 23, 29-46
- Κίλιας, Α., Frish, 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 Εταιρίας, 25, 81-99.
- Κορωνάιος Α. 1991.** Ορυκτολογία, πετρολογία και γεωχημεία του πλουτονίτη του Ανατ. Βαρνούντα (ΒΔ. Μακεδονία). Διδακτορική Διατριβή, Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης, 451σελ.
- Mercier, J., Vergely, P. & Γαλέος Α., 1988.** Γεωλογικός χάρτης Ελλάδας 1:50.000, φύλλο "Άρνισσα". Ι.Γ.Μ.Ε., Αθήνα.
- Μαρίνος, Γ., 1956.** Περί της κατά γεωτεκτονικά ζώνας, διαιρέσεως της Ανατολικής Ελλάδας. Δελτίο της Ελληνικής Γεωλογικής Εταιρίας, 3, 73-83.
- Ματαράγκας, Δ., 1981.** Γεωλογικός χάρτης Ελλάδας 1:50.000, φύλλο "Βεύη". Ι.Γ.Μ.Ε., Αθήνα.

- Μιγκίρος, Γ., 1983.** Γεωλογική μελέτη περιοχής Κάτω Ολύμπου Θεσσαλίας. Διδακτορική διατριβή, Γεωλογικό Τμήμα Πανεπιστημίου Πατρών, 1-224σελ.
- Μουνράκης Δ., 1976.** Συμβολή εις την γνώσιν της γεωλογίας του βορείου ορίου των ζωνών Αξιού και Πελαγονικής εις την περιοχή Κ. Λουτρακίου – Όρμας (Αλμωπίας). Διδακτορική Διατριβή, Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης, 164σελ.
- Μουντράκης, Δ., 1983.** Η γεωλογική δομή της Βόρειας Πελαγονικής Ζώνης και η γεωτεκτονική εξέλιξη των εσωτερικών ελληνίδων. Πραγματεία για Υψηγεία, Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης, 289σελ.
- Μουντράκης, Δ., 1994.** Εισαγωγή στη γεωλογία της Μακεδονίας και της Θράκης. Απόψεις για τη γεωτεκτονική εξέλιξη της ελληνικής ενδοχώρας και των εσωτερικών ελληνίδων. Δελτίο της Ελληνικής Γεωλογικής Εταιρίας, 303, 31-46.
- Μουντράκης, Δ., 2002.** Τεκτονική εξέλιξη του Ελληνικού Ορογενούς: γεωμετρία και κινηματική της παραμόρφωσης. Δελτίο της Ελληνικής Γεωλογικής Εταιρίας, 34, 2113–2126.
- Μουντράκης, Δ. & Σούλιος Γ., 1978.** Περί μιας επωθημένης σχιστοκερατολιθικής διαπλάσεως με οφειόλιθους και της παρουσίας οφειολιθικών μιγμάτων στην περιοχή της Άρνισσας. Η σημασία αυτών για την τεκτο-ορογενετική εξέλιξη της Πελαγονικής Ζώνης. Δελτίο της Ελληνικής Γεωλογικής Εταιρίας, 13, 18-33.
- Μπόσκογ, Ε. & Krohe, F., 2001.** Η αλπική πολυμεταμορφική εξέλιξη του πελαγονικού καλύμματος στην περιοχή Καστανιάς-Παναγίας Σουμελά (Νότιο Βέρμιο). Εκδόσεις Εθνικό Μετσόβιο Πολυτεχνείο. Τιμητικός Τόμος Ι. Παπαγεωργάκη, 125-152.
- Oladeji, A. J., 1997.** Η έρευνα του γρανίτη της Αρναίας νομού Χαλκιδικής από γεωλογική και πετρογραφική άποψη. Διδακτορική Διατριβή, Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης, 181σελ.
- Παπαζάχος, Β., 2002.** «Ενεργός Τεκτονική του Αιγαίου και των γύρω περιοχών». Δελτίο της Ελληνικής Γεωλογικής Εταιρίας, 34, 2237-2253.
- Παπαζάχος, Β.Κ., Μουντράκης, Δ.Μ., Παπαζάχος, Κ.Β., Τρανός, Μ.Δ., Καρακαϊσης, Γ.Φ. & Σαββαΐδης, Α.Σ., 2001.** Τα ρήγματα που προκάλεσαν τους γνωστούς ισχυρούς σεισμούς στην Ελλάδα και τη γύρω περιοχή από τον 5ο αιώνα π.Χ. μέχρι σήμερα. Πρακτικά 2ου Συνεδρίου Αντισεισμικής Μηχανικής και Τεχνικής Σεισμολογίας, Τ.Ε.Ε., Θεσσαλονίκη, 1, 17-26.

- Πάτρας, Δ., Κίλιας, Α., Χατζηδημητριάδης, Ε. & Μουντράκης Δ., 1988.** Μελέτη των παραμορφωτικών φάσεων των Εσωτερικών Ελληνίδων στο χώρο της Βόρειας Ελλάδας. Δελτίο της Ελληνικής Γεωλογικής Εταιρίας, 201, 139-157.
- Παυλίδης, Σ., 1985.** Νεοτεκτονική εξέλιξη της λεκάνης Φλώρινας-Βεγορίτιδας-Πτολεμαΐδας (Δυτική Μακεδονία). Διδακτορική Διατριβή, Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης, 265σελ.
- Πλαστήρας Ν.Π., 1983.** Γεωλογική μελέτη της περιοχής νότια των Πρεσπών. Διδακτορική Διατριβή, Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης, 320σελ.
- Σολδάτος, Κ., 1955.** Οι Ηφαιστίται της Αλμωπίας. Διδακτορική Διατριβή, Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης, 48σελ.
- Σπυρόπουλος, Ν., 1992.** Η γεωλογική δομή της Πελαγονικής Ζώνης στο όρος Άσκιο (Δυτική Μακεδονία). Διδακτορική Διατριβή, Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης, 251σελ.
- Τρανός, Μ.Δ., 1998.** Συμβολή στη μελέτη της νεοτεκτονικής παραμόρφωσης στο χώρο της Κεντρικής Μακεδονίας και του Βορείου Αιγαίου. Διδακτορική Διατριβή, Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης, 349σελ.
- Φαλαλάκης, Γ., 2004.** Κινηματική ανάλυση και παραμόρφωση στο όριο των κρυσταλλοσχιστώδων μαζών της Σερβομακεδονικής και της Ροδόπης (Ορη Κερκίνης, Βροντούς - Μακεδονία). Διδακτορική Διατριβή, Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης, 200σελ.
- Φασουλάς, Χ., 1995.** Κινηματική και παραμόρφωση των καλυμμάτων της κεντρικής Κρήτης. Διδακτορική Διατριβή, Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης, 258σελ.
- Χατζηδημητριάδης, Ε., 1990.** Συμβολή στη γεωλογία των Εσωτερικών Ελληνίδων Ζωνών. Νέες απόψεις περί της γεωλογίας της Σερβομακεδονικής μάζας και της αυτόχθονης σειράς της Σβούλας/Βόρεια Ελλάδα. Annales Géologiques des Pays Helléniques, Athens, 34/12, 187-222.

Β. ΞΕΝΟΓΛΩΣΣΗ

- Abdel-Rahman, A.M., 1994.** Nature of biotites from alkaline, calc-alkaline, and peraluminous magmas. Journal of Petrology, 35, 525-541.

- Albee, A.L., 1962.** Relationship between the mineral association, chemical composition and physical properties of the chlorite series. *American Mineralogist*, 47, 851-879.
- Anders, B., 2005.** The Pre-Alpine evolution of the basement of the Pelagonian zone and the Vardar zone, Greece. PhD thesis, University of Mainz, Germany, 153p.
- Anderson, D.E. & Buckley G.R., 1973.** Zoning in Garnets; Diffusion Models. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 40, 87-104.
- 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.
- Arsovski, M. & Dumurdzanov, N., 1984.** Recent findings of the structure of the Pelagonian anticlinorium and its relation with the Rhodopean and Serbian Macedonian Massif. *Geologica Macedonica*, 2, 15-22.
- Arsovski, M., Dumurdzanov, N., Hristov, S., Ivanova, N., Petkovski, P. & Stojanov, R., 1977.** Correlation of the Pre-Cambrian complexes of the Pelagonian Massif, Vardar zone and Serbo-Macedonian massif. In: Kallergis (ed.). *Proceedings of the 6th colloquium on the geology of the Aegean region*, Athens, 549-557.
- Ashworth, J.R. & Evirgen M.M., 1984.** Mineral chemistry of regional chloritoid assemblages in the Chlorite Zone, Lycian Nappes, South-west Turkey. *Mineralogical Magazine*, 48, 59-165.
- Aubouin, J., 1959.** Contribution a l' etude geologique de la Grece septentrionale, les confins de l' Epire et de la Thessalie. *Annales Géologiques des Pays Helléniques*, 10, 526.
- Bacon, C.R. & Druitt, T.H., 1988.** Compositional evolution of the zoned calcalkaline magma chamber of Mount Mazama, Crater Lake, Oregon. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 98, 224-256.
- Bailey, S., 1980.** Summary of the recommendations of AIPEA nomenclature committee on clay minerals. *American Mineralogist*, 65, 1-7.
- Baroz, F., Bebieen, J. & Ikenne, M. 1987.** An example of high-pressure low-temperature metamorphic rocks from an island-arc: the Paikon series (Innermost Hellenides, Greece). *Journal of Metamorphic Geology*, 5, 509-527.

- 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.
- Batchelor, R.A. & Bowden, P., 1985.** Petrogenetic interpretation of granitoid rock series using multicationic parameters. *Chemical Geology*, 48, 43–55.
- Bayliss, P., 1975.** Nomenclature of the trioctahedral chlorites. *The Canadian Mineralogist*, 13, 178 –180.
- Bea, F., Pereira, M.D. & Stroh, A., 1994.** Mineral/leucosome trace-element partitioning in a peraluminous migmatite (a laser ablation-ICP-MS study). *Chemical geology*, 117, 291-312.
- Bébien, J., Dubois, R. & Gauthier, A., 1986.** Example of ensialic ophiolites emplaced in a wrench zone: Innermost Hellenic ophiolite belt (Greek Macedonia): *Geology*, 14, 1016–1019.
- Bebien, J., Platevoet, B. & Mercier, J. 1994.** Geodynamic significance of the Paikon massif in the Hellenides: Contribution of the volcanic rock studies. *Bulletins of the Geological Society of Greece*, 30, 63-67.
- Bernouli, D. & Laubscher, H., 1972.** The palinspastic problem of the Hellenides. *Eclogae Geologicae Helvetiae*, 65, 107-118.
- Bijon, J., 1982.** Géologie et géochimie des formations volcano-sédimentaires d'âge Jurassique supérieur et Crétacé de la région d'Edessa (Grèce, province de Pella). Thèse 3ème cycle, Université de Paris-Sud, Orsay, 192p.
- Blencoe, J.G., Guidotti, C. V. & Sassi F.P., 1994.** The paragonite-muscovite solvus: II. Numerical geothermometers for natural, quasibinary paragonitemuscovite pairs. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 58, 2277-2288.
- Bohlen, S.R., Wall, V.J., & Boettcher, A.L., 1983.** Experimental investigations and geological applications of equilibria in the system $\text{FeO-TiO}_2\text{-Al}_2\text{O}_3\text{-SiO}_2\text{-H}_2\text{O}$. *American Mineralogist*, 68, 1049-1058.
- Bonneau, M., 1973.** Sur les affinités ioniennes des “Calcaires en plaquettes” épimétamorphiques de la Crète. Le charriage de la série de Gavrovo-Tripolitsa et la structure de l'arc Egeen. *Comptes Rendus de l'Académie de Sciences, Paris*, 277, 2453-2456.

- Borsi, S., Ferrara, G., Mercier, J. & Tongiorgi, E., 1966.** Age stratigraphique et radiométrique jurassique supérieur d'un granite des zones internes des Hellénides (granite de Fanos, Macédoine, Grèce). *Revue de Géographie Physique et Géologie*, 2, 279-287.
- 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.
- Braud, J., 1967.** Stratigraphie, tectonique, métamorphisme et ophiolites, dans le Vermion septentrional (Macédoine, Grèce. Thèse, 3ème cycle, Université de Paris-Sud, Orsay, 213p.
- Brindley, G.W. & Robinson, K., 1951.** The chlorite minerals: In "X-ray identification and crystal structures of clay minerals. Mineralogical Society of Great Britain Monograph, 6, 173-198.
- Brown, E. H., 1977.** The crossite content of Ca-amphibole as a guide to pressure of metamorphism. *Journal of Petrology*, 18, 53-72.
- 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, 143-173.
- Brunn, J.H., 1956.** Contribution à l'étude géologique du Pindus septentrional et d'une partie de la Macédoine centrale. *Annales Géologiques des Pays Helléniques*, 7, 1-358.
- Brunn, J., 1959.** Zone du Vardar et zone Pélagonienne en Grèce. *Compte Rendu Sommaire des séances de la Société Géologique de France*, 6, 138-139.
- Bucher, K. & Frey, M., 1994.** Petrogenesis of metamorphic rocks. Springer-Verlag, Berlin, 318p.
- Burchfiel, B.C., 1980.** Eastern European Alpine system and the Carpathian orocline as an example of collision tectonics. *Tectonophysics*, 63, 31-61.
- Campion, G., 1966.** Étude géologique du massif de Gola Tsouka (Chaîne de Vermion, Macédoine, Grèce). Doctoral thesis, Université de Paris, Orsay, 173p.
- Catthelineau, M., 1998.** Cation site occupancy in chlorites and illites as a function of temperature. *Clay Minerals*, 23, 471-485.

- Cathelineau M. & Nieva D., 1985.** A chlorite solid solution geothermometer. The Los Azufres geothermal system (México). *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 91, 235-244.
- Celet, P., Clement, B. & Ferriere, J., 1976.** La zone beotienne en Grece: implications paleogeographiques et structurales. *Eclogae Geologicae Helvetiae*. 69, 577–599.
- Chatterjee, N. D., 1972.** The upper stability limit of the assemblage paragonite+quartz and its natural occurrences. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 34, 288-303.
- Clément, B., 1983.** Evolution géodynamique d'un secteur des Hellenides internes: l'Attique-Béotie (Grèce Continentale).Thèse Etat, Université Lille, 521p.
- Coombs, D.S., Nakamura, Y. and Vuagnat, M., 1976.** Pumpellyite-actinolite facies schists of the Tayanne Formation near Loeche Valais Switzerland. *Journal of Petrology*, 17, 440-471.
- Cooper, A. F., 1972.** Progressive metamorphism of metabasic rocks from the Haast Schist Group of southern New Zealand. *Journal of Petrology*, 13, 457-492.
- Coward, M. & Dietrich, D., 1989.** Alpine tectonics- an overview. In: Coward M.P. & Dietrich D., Park P.G. (eds) *Alpine tectonics*. Geological Society, London, Special Publications, 45, 153–171.
- Crawford, M. L., 1977.** Calcium zoning in almandine garnet, Wissahickon formation, Philadelphia, Pennsylvania. *Canadian Mineralogist*, 15, 243-249.
- De Bono, R., Martini, L., Zaninetti, F., Hirsch, G., Stampfli, I. & Vavassis, A., 2001.** Permo-Triassic stratigraphy of the Pelagonian Zone in central Evia island (Greece). *Eclogae Geologicae Helvetiae*, 94, 213-223.
- De Paolo, D.J., 1981.** Trace element and isotopic effects of combined wall-rock assimilation and fractional crystallization. *Earth Planetary Science Letters*, 53, 189–202.
- Deer, W. A., Howie, R. A. & Zussman, J., 1962.** Rock - forming minerals. 1, 2, 3, 4, 5, Longman, London.
- Deer, W. A., Howie, R. A. & Zussman, J., 1992.** An Introduction to the Rock Forming Minerals. 2nd ed., Longman, London, 696p.
- Dempster, T.J., 1985.** Garnet zoning and metamorphism of the barrovian type area, Scotland. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 89, 30-38.
- Dercourt, J., 1972.** The Canadian cordillera, the Hellenides and the sea-floor spreading theory. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 9, 709–743.

- Dercourt, J., Zonenshain, L.P., Ricou, L.E., Le Pichon, X., Knipper, A.L., Grandjaquet, C., Sbertshikov, I.M., Geussant, J., Lepvrier, C., Pechersku, D.H., Boulin, J., Bazhenov, M.L., Lauer, J.P. & Biju-Duval, B., 1986.** Geological evolution of the Tethys belt from the Atlantic to the Pamirs since the Lias. *Tectonophysics*, 123, 241-315.
- Dewey, J.F., Pitman, W.C., Ryan, W.B.F. & Bonnin, J., 1973.** Plate tectonics and the evolution of the Alpine system. *Geological Society of America Bulletin*, 84, 3137-3180.
- Dickenson, M. P., & Hewitt, D., 1986.** A garnet-chlorite geothermometer (abstract). *Geological Society of America Abstracts with Programs*, 18, 584.
- Didelot, J., 1970.** Géologie de la bordure orientale du massif du Vermion (Macédoine centrale, Grèce). Thèse 3ème cycle. Université de Paris-Sud, Orsay, 224p.
- Dimo-Lahitte, A., Monié, P. & Vergély, P., 2001.** Metamorphic soles from the Albanian ophiolites: Petrology, $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronology, and geodynamic evolution. *Tectonics*, 20, 78-96.
- Dinter, D. A., 1998.** Late Cenozoic extension of the Alpine collisional orogen, northeastern Greece: Origin of the north Aegean basin. *Geological Society of American Bulletins*, 110, 1208-1226.
- Dinter, D. A., & Royden, L. H., 1993.** Late Cenozoic extension in NE Greece: Strymon Valley detachment and Rhodope Core Complex. *Geology*, 21, 45-48.
- Dodson, M., 1973.** Closure temperature in cooling geochronological and petrological systems. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 40, 259-274.
- Droop, G.T.R., 1987.** A general equation for estimating Fe^{3+} concentrations in ferromagnesian silicates and oxides from microprobe analyses using stoichiometric criteria. *Mineralogical Magazine*, 51, 431-435.
- Dumurdzanov, N., Hritov, S., Pavlovski, B. & Ivanova, V., 1976.** Explanatory note of the general geological map of SRFJ, Sheet Vitoliste and Kajmakalan. Federal Geological Survey of Yugoslavia, Belgrade, scale 1:100.000.
- Dumurdzanov, N., Serafimovski, T. & Burchfiel, B.C., 2005.** Cenozoic tectonic of Macedonia and its relation to the South Balkan extensional regime. *Geosphere*, 1, 1-22.
- 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.
- Duyster, J., 2000.** Stereo Nett Version 2.46 & 1.0.3. Ruhr-Universität Bochum Institut für Geologie, Mineralogie & Geophysik.
- 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.
- Engel, A.E.J. & Engel, C.G., 1960.** Progressive metamorphism and granitization of the Major paragneiss, northwest Adirondack Mountains, New York. Part II: Mineralogy. Bulletin of the Geological Society of America, 71, 1-58.
- Ernst, W.G., 1979.** Coexisting sodic and calcic amphiboles from high-pressure metamorphic belts, and the stability of barroisitic amphibole. Mineralogical Magazine, 43, 269-278.
- Ernst, W.G., Seki, Y., Onuki, H., & Gilbert, M.C., 1970.** Comparative Study of Low-Grade Metamorphism in the California Coast Ranges and the Outer Metamorphic Belt of Japan. Geological Society of America Memoir, 124, 276p.
- Ewart, A. & Griffin, W.L., 1994.** Application of proton-microprobe data to trace element partitioning in volcanic rocks. Chemical Geology, 117, 251–284.
- Ewart, A., Bryan, W.B. & Gill, J.B., 1973.** Mineralogy and Geochemistry of the Younger Volcanic Islands of Tonga, S. W. Pacific. Journal of Petrology, 14, 3, 429-465.
- Fassoulas, Ch., Kilias, A. & Mountrakis D., 1994.** Postnappe stacking extension and exhumation of highpressure/low temperature rocks in the island of Crete, Greece. Tectonics, 13, 127-138.
- Faulp, P., 1980.** Einführung in die Historische Geologie. Univeroef. Skiptum zur gleichnamigen Vorl., 113S, Wien.
- 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., Pavlopoulos, A. & Migiros, G., 1999a.** The Palaeogene history of the Pelagonian Zone s.l. (Hellenides, Greece). Heavy mineral study from terrigenous flysch sediments. Geologica Carpathica, 50, 449–458.

- Faupl, P., Pavlopoulos, A. & Migiros, G., 1999b.** On the origin of terrigenous flysch meta-sediments exposed in the Olympos - Ossa tectonic window (Central Greece): Implications from heavy minerals investigations. *Mitteilungen der Österreichischen Geologischen Gesellschaft*, 90, 57-65.
- 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.
- Ferriere, J. & Stais, A., 1995.** Nouvelle interprétation de la suture téthysienne vardarienne d'après l'analyse des séries de Péonias (Vardar oriental, Hellenides internes). *Bulletin de la Societe Geologique France*, 166, 327-339.
- Fletcher, C.J.N. & Greenwood, H.J., 1979.** Metamorphism and Structure of Penfold Creek Area, near Quesnel Lake, British Columbia. *Journal of Petrology*, 20, 743-794.
- Fleury, J., 1980.** Les zones de Gavrovo-Tripolitza et du Pinde-Olonos (Grece continentale et Peloponnese du Nord). Evolution d'une plateforme et d'un bassin dans leur cadre alpin. *Memoire de la Societe Geologique du Nord*, 4, 651p.
- Foster, M. D., 1960.** Interpretation of the composition of trioctahedral micas. U.S. Geological Survey, Professional paper, 354-B, 24-29.
- Foster, M.D., 1962.** Interpretation of the composition and a classification of the chlorites. U.S. Geological Survey, Professional paper, 414/A, 1-33.
- Frey, M., 1978.** Progressive low-grade metamorphism of a black shale formation, central Swiss Alps, with special reference to pyrophyllite and margarite bearing assemblages. *Journal of Petrology*, 19, 95-135.
- Gautier, P. & Brun, J.P., 1993.** Structure and kinematics of upper Cenozoic extensional detachment on Naxos and Paros (Cyclades Islands, Greece). *Tectonics*, 12, 1180-1194
- Gawlick, H.J., Frisch, W., Hoxha, L., Dumitrica, P., Krystyn, L., Lein, R., Missoni, S. & Schlagintweit, F., 2008.** Mirdita zone ophiolites and associated sediments in Albania reveal Neothethys Ocean origin. *International Journal of Earth Sciences*, 94, 865-881.
- Geleos, A., Pamoni-Papaioannou, F., Tsaila-Monopolis, S., Turneek, D. & Joakim, Chr., 1994.** Upper Jurassic-Lower Cretaceous "molassic type" sedimentation in the western part of Almopia subzone, Loutra Aridea unit (Northern Greece). *Bulletin of Geological Society of Greece*, 30, 171-184.

- Ghent, E.D., Nicholls, J., Simony, P.S., Sevigny, J.H. & Stout, M.Z. 1991.** Hornblende barometry of the Nelson batholith, southeastern British Columbia. Tectonic implications. Canadian Journal of Earth, Sciences, 28, 1982-1991.
- Ghent, E.D., Stout, M.Z., Black, P.M. & Brothers, R.M., 1987.** Chloritoid bearing rocks associated with blueschists and eclogites, northern New Caledonia. Journal of Metamorphic Geology, 5, 239-254.
- Godfriaux, I., 1968.** Etude géologique de la région de l'Olympe (Grèce). Annales Géologiques des Pays Helléniques, 19, 1-271.
- Godfriaux, I. & Ricou, L.E., 1991.** Le Paikon, une fenetre tectonique dans les Hellenides Internes (Macedoine, Grece). Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Paris, 313/2, 1479-1484.
- Grambling, A.J., 1990.** Internally-consistent geothermometry and H₂O barometry in metamorphic rocks: the axample garnet-chlorite-quartz. Contributions to Mineralogy and Petrology, 105, 617-628.
- Green, T.H. & Hellman, P.L., 1982.** Fe-Mg partitioning between coexisting garnet and phengite at high pressure, and comments on a garnet-phengite geothermometer. Lithos, 15, 253-266.
- Gromet, L.P. & Silver, L.T., 1983.** Rare earth element distributions among minerals in a granodiorite and their petrogenetic implications. Geochimica et Cosmochimica Acta, 47, 925-939.
- Guidotti, C. V., 1968.** On the relative scarcity of paragonite. American Mineralogist, 53, 963-974.
- Guidotti, C.V., 1978.** Compositional variation of muscovite in medium- to high-grade metapelites of northwestern Maine. American Mineralogist, 63, 878-884.
- Guidotti, C.V., 1984.** Micas in metamorphic rocks. In: S.W. Bailey (ed.), Micas. Mineralogical Society of America, Reviews in Mineralogy, 13, 357-468.
- Hammarstrom, J. M. & Zen, E.-An., 1986.** Aluminum in Hornblende: an empirical igneous geobarometer. American Mineralogist, 71, 1297-1313.
- Hanmer, S. & Passchier, C., 1991.** Shear sense indicators: a review. Geological Survey of Canada, paper 90, 1-71.
- Hey, M. H., 1954.** A new review of the chlorites. Mineralogical Magazine, 30, 277-292.

- Hillier, S. & Velde, B., 1991.** Octahedral occupancy and chemical composition of diagenetic (low-temperature) chlorites. *Clay Miner*, 26, 149-168.
- Hildreth, W., 1979.** The Bishop Tuf. Evidence for the origin of compositional zonation in silicic magma chambers. Geological Society of America, Special Paper, 180, 43-75.
- Holdaway, M.J., 1971.** Stability of andalusite and the aluminum silicate phase diagram. *American Journal of Science*, 271, 97-131.
- Holland, T.J.B., 1980.** The reaction albite: jadeite+quartz determined experimentally in the range 600-1200°C. *American Mineralogist*, 65, 129-134.
- Holland, T. & Blundy, J., 1994.** Non-ideal interactions in calcic amphiboles and their bearing on amphibole-plagioclase thermometry. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 116, 433-447.
- Hollister, L.S., 1966.** Garnet zoning: an interpretation - based on the Rayleigh fractionation model. *Science*, 154, 1642-1651.
- Hollister, L.S., Grissom, G.C., Peters, E.K., Stowell, H.H. & Sisson, V.B., 1987.** Confirmation of the empirical correlation of Al in hornblende with pressure of solidification of calc-alkaline plutons. *American Mineralogy*, 72, 231-239.
- 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.
- Hsu, L.C., 1968.** Selected phase relationships in the system Al-Mn-Fe-Si-O-H: a model for garnet equilibria. *Journal of Petrology*, 9, 40-83.
- Hynes, A. & Forest, R.C., 1988.** Empirical garnet-muscovite geothermometry in low-grade pelapelite, Selwyn Range (Canadian Rockies). *Journal of Metamorphic Geology*, 6, 297-309.
- Icenhower, J. & London, D., 1996.** Experimental partitioning of Rb, Cs, Sr, and Ba between alkali feldspar and peraluminous melt. *American Mineralogist*, 81, 719-734.
- Irvine, T.N. & Baragar, W.R. 1971.** A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 8, 523-548.
- Iwasaki, M., 1963.** Metamorphic rocks of the Kotu-Bizan area, eastern Shikoku. *Journal of the Faculty of Science, University of Tokyo, Section II*, 15, 1-90.
- Jacobshagen, V., 1986.** *Geologie von Griechenland. Beitrage zur regionalen Geologie der Erde.* Gebrueder Borntraeger Verlag, Berlin, 363p.

- 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. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, Stuttgart, 537-564.
- Jäger, E., 1973.** Die alpine Orogenese im Lichte der radiometrischen Altersbestimmung. *Eclogae geologicae Helvetiae*, 66, 11-21.
- Johnson, M.C. & Rutherford M.J., 1988.** Experimental calibration of an aluminium-in hornblende geobarometer applicable to calc-alkaline rocks. *Geology*, 17, 837-841.
- Jones, G., & Robertson, A.H.F., 1991.** Tectonostratigraphy and evolution of the Mesozoic Pindos ophiolite and related units, Northwestern Greece. *Journal of Geological Society of London*, 148, 267-288.
- Jowett, E. G., 1991.** Fitting iron and magnesium into the hydrothermal chlorite geothermometers. *Geological Society of Canada, Abstracts with Programs*, 16, 62.
- 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.
- Katerinopoulos, A., 2008.** Variscan basic dykes in the Pelagonian (Northern Greece and south F.Y.R.O.M.): Geodynamic significance based on petrological, geochemical and geochronological studies. *Chemie der Erde*, 68, 93-103.
- Katerinopoulos, A., Kyriakopoulos, K., Del Moro, A., Mitropoulos, P. & Giannotti, U., 1992.** Comparative study of Hercynian granitoids from N.W. Greece and S. Yugoslavia. *Chemie der Erde*, 52, 261-276.
- Katrivanos E., Kiliass A. & Mountrakis D., 2013.** Kinematics of deformation and structural evolution of the Paikon Massif (Central Macedonia, Greece): A Pelagonian tectonic window? *Neues Jahrbuch fuer Mineralogische Abhandlungen*, 269, 149-171.
- Katsikatos, G., 1977.** La structure tectonique 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., Migros, G. & Vidakis, M., 1982.** La structure géologique de la région de la Thessalie orientale, Greece. *Annales Société 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.
- Kaufmann, G., Kockel, F. & Mollat, H., 1976.** Notes on the stratigraphic palaeogeographical position of the Svoula Formation in the innermost zone of the Hellenides, Northern Greece. *Bulletins de la Société géologique de France*, 18, 225-230.
- Kawachi, Y., 1975.** Pumpellyite-actinolite and contiguous facies metamorphism in part of upper Wakatipu district, South Island, New Zealand. *New Zealand Journal of Geology and Geophysics*, 18, 401-441.
- Kilias, A. 1991.** Transpressive Tektonik in den zentralen Helleniden. Aenderung der Translationpfade durch die Transgression Nord-Zentral Griechenland). *Neues Jahrbuch fuer Geologie und Palaeontologie Monatshefte*, 5, 291-306.
- Kilias, A., 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.
- Kilias, A. & Chatsidimitriadis, L., 1985.** Die präneogene tektonische Entwicklung der Kalkphyllit-Metabasit-Serie am NE-Rand des Pieria-Gebirges (N. Griechenland). *Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft*, 136, 195-206.
- Kilias, A. & Mountrakis, D., 1981.** Das Profil von Kaimaktsalan bis kleinen Prespa See. Die kristallinen Systeme des Varnous und des W. Kaimaktsalans (NW Makedonien). Beitrag zur Geologie des inneren Helleniden. *Scientific Annals, Faculty of Physics and Mathematics, University of Thessaloniki*, 21, 95-110.
- Kilias, A. & Mountrakis, D., 1987.** Zum tektonischen Bau der Zentral-Pelagonischen Zone (Kamvounia-Gebirge, N. Griechenland). *Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft*, 138, 211-237.
- Kilias, A. & Mountrakis, A., 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.
- Kilias, A. & Mountrakis, D., 1989.** Altersbeziehungen zwischen Tektonik, Metamorphose und magmatischer Tätigkeit im zentralen Teil des Pelagonischen Kristallins

- (Antichasia-Gebirge, Nord/Zentral Griechenland. Annales Géologiques des Pays Helléniques, 34, 43-53.
- Kilias, A. & Mountrakis, D., 1990.** Kinematics of the crystalline sequences in the western Rhodope massif. *Geologica Rhodopica*, 2, 100–116.
- Kilias, A. & Mountrakis, D., 1998.** Tertiary extension of the Rhodope massif associated with granite emplacement (Northern Greece). *Acta Vulcanologica*, 10, 331-347
- Kilias, A., Falalakis, G. & Mountrakis, D., 1999.** Cretaceous-Tertiary structures and kinematics of the Serbo-Macedonian metamorphic rocks and their relation to the exhumation of the Hellenic Hinterland (Macedonia, Greece). *International Journal of Earth Sciences*, 88, 513-531.
- Kilias, A., Falalakis, G., Nastos, G. & Mountrakis, D., 1995.** Tertiary extensional exhumation of the HP/LT Makrynitsa metamorphic core complex in Pelion Mt (eastern Thessaly). XV Carpatho-Balkan Congress, Geological Society of Greece, Special Publications, 4, 48-52.
- Kilias, A., Falalakis G., Sfeikos A., Papadimitriou E., Vamvaka A. & Gkarlaouni Ch., 2013.** The Thrace basin in the Rhodope province of NE Greece a Tertiary supradetachment basin and its geodynamic implications. *Tectonophysics*, 595-596, 90-105.
- Kilias, A., Fassoulas, C. & Mountrakis, D., 1994.** Tertiary extension of continental crust and uplift of the Psiloritis metamorphic core complex, in the central part of the Hellenic arc (Crete, Greece). *Geologische Rundschau*, 83, 417-430.
- Kilias, A., Fassoulas, Ch., Priniotakis, M., Frisch, W. & Sfeikos, A., 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.
- Kilias, A., Frisch, W., Avgerinas, A., Dunkl, I., Falalakis, G. & Gawlick, H.J. 2010a.** Alpine architecture and kinematics of deformation of the northern Pelagonian nappe pile in the Hellenides. *Austrian Journal of Earth Sciences*, 103/1, 4-28.
- Kilias, Ad., Frisch, W., Avgerinas, A., Dunkl, I., Falalakis, G., Gawlick, H-J., & Mountrakis, D., 2010b.** The Pelagonian nappe pile in Northern Greece and FYROM. Structural Evolution during the Alpine Orogeny: A new approach. *Bulletin Geological Society of Greece* , 43, 276-288.

- Kilias, A., Tranos, M., Mountrakis, D., Shallo, M., Marto, A. & Turku, I., 2001.** Geometry and kinematics of deformation in the Albanian orogenic belt during the Tertiary. *Journal of Geodynamics*, 31, 169-187.
- Kilias, A., Tranos, M.D., Orozco, M., Alonso-Chaves, F.M. & Soto, J.I., 2002.** Extensional collapse of the Hellenides: A review. *Revista de la Sociedad Geologica de Espana*, 15, 129-139.
- Kisters, A.F.M., Jordaan, L.S. & Neumaier, K., 2004.** Thrust-related dome structures in the Karibib district and the origin of orthogonal fabric domains in the south Central Zone of the Pan-African Damara belt, Namibia. *Precambrian Research*, 133, 283-303.
- Kockel, F., Mollat, H. & Walther, H. W., 1977.** Erläuterungen zur geologischen Karte der Chalkidiki und angrenzender Gebiete 1:100.000, Nord-Griechenland. Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe, Hannover.
- Kockel, F. & Walther, H. W., 1965.** Die Strimonlinie als Grenze zwischen Serbo Mazedonischen und Rila-Rhodope-Massif in Ost-Mazedonien. *Geologisches Jahrbuch*, 83, 575–602.
- Koroneos, A., Christofides, G., Del Moro, A. & Kilias, A., 1993.** Rb-Sr geochronology and geochemical aspects of the Eastern Varnountas plutonite (NW Macedonia, Greece). *Neues Jahrbuch fuer Mineralogische Abhandlungen*, 165, 297-315.
- Koroneos, A., Kilias, A. & Avgerinas, A. 2013.** Hercynian plutonic rocks of Voras Mountain, Macedonia, Northern Greece: their structure, petrogenesis, and tectonic significance. *International Geology Review*, 55, 994-1016.
- Kotopouli, C.N., Pe-Piper, G. & Pe-Piper, D.J.W., 2000.** Petrology and evolution of the Hercynian Pieria Granitoid Complex (Thessaly, Greece): Paleogeographic and geodynamic implications. *Lithos*, 80, 137-152.
- Kranidiotis P. & MacLean W.H., 1987.** Systematic of chlorite alteration at the Phelps Dodge massive sulfide deposit, Matagami, Quebec. *Economic Geology*, 82, 1898-1911.
- Kronberg, P., Meyer, W. & Pilger A., 1970.** Geologie der Rila-Rhodope Masse zwischen Strimon und Nestos (Nordgriechenland). *Beihefte Geologisches Jahrbuch*, 88, 133-180.
- Kuniyoshi, S. & Liou, J.G., 1976.** Burial metamorphism of the Karmutsen volcanic rocks, northeastern Vancouver Island, British Columbia. *American Journal of Science*, 276, 1096–1119.

- Laird, J., & Albee, A.L., 1981a.** High-pressure metamorphism mafic schist from northern Vermont. *American Journal of Science*, 281, 97-126.
- Laird, J., & Albee, A.L., 1981b.** Pressure, temperature, and time indicators in mafic schist: Their application to reconstructing the polymetamorphic history of Vermont. *American Journal of Science*, 281, 127-175.
- Laird, J., Lamphere, M.A. & Albee, A.L., 1984.** Distribution of Ordovician and Devonian metamorphism in mafic and pelitic schists from northern Vermont. *American Journal of Sciences*, 284, 376-413.
- Langmuir, C., Vocke, R., Hanson, G. & Hart, S., 1978.** A general mixing equation with applications to Icelandic basalts. *Earth Planetary Science Letters*, 37, 380-392.
- Leake, B.E., Woolley, A.R., Arps, C.E.S., Birch, W.D., Gilbert, M.C., Grice, J.D., Hawthorne, F.C., Kato, A., Kisch, H.J., Krivovichev, V.G., Linthout, K., Laird, J., Mandarino, J.A., Maresch, W.V., Nickel, E.H., Rock, N.M.S., Schumacher, J.C., Smith, D.C., Stephenson, N.C.N., Ungaretti, L., Whittaker, E.J.W., & Youzhi, G., 1997.** Nomenclature of amphiboles: Report of the Subcommittee on Amphiboles of the International Mineralogical Association, Commission on New Minerals and Mineral Names. *American Mineralogist*, 82, 1019-1037.
- Liou, J.G., Ernst, W.G., & Moore, D.E., 1981.** Geology and petrology of some polymetamorphosed amphibolites and associated rocks in northeastern Taiwan. *Geological Society of America Bulletin*, 92, 219-224.
- 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., Banga, G. & Feenstra, A., 1984.** Metamorphic core complexes of Cordilleran type in the Cyclades, Aegean Sea, Greece. *Geology*, 12, 221-225.
- Lister, G. & Snoke A., 1984.** S-C Mylonites. *Journal of Structural Geology*, 12, 379-411.
- Luhr, J.F. & Carmichael, I.S.E., 1980.** The Colima volcanic complex, Mexico: Part I. post caldera andesites from Volcan Colima. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 71, 343-372.
- Luhr, J.F., Carmichael, I.S.E. & Varekamp, J.C., 1984.** The 1982 eruptions of El Chichon volcano, Chiapas, Mexico: mineralogy and petrology of the anhydrite-bearing pumices. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 23, 69-108.

- Lyberis, N., 1984.** Tectonic evolution of the North Aegean trough, In: J.E., Dixon & A.H.F., Robertson (eds), Geological Evolution of the Eastern Mediterranean. Geological Society of London, Special Publications, 17, 709-725.
- Mahood, G.A. & Hildreth, W., 1983.** Large partition coefficients for trace-elements in high silica, rhyolites. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 47, 11-30.
- Mahood, G.A. & Stimac, J.A., 1990.** Trace-element partitioning in pantellerites and rhyolites. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 54, 2257-2276.
- Majer, V. & Mason, R., 1983.** High pressure metamorphism between the Pelagonian Massif and Vardar Ophiolite belt, Yugoslavia. *Mineralogical Magazine*, 47, 139-141.
- Maresch, W.W., 1977.** Experimental studies of glaucophane: An analysis of present knowledge. *Tectonophysics*, 43, 109–125.
- Martignole, J. & Nantel, S., 1982.** Geothermobarometry of cordierite-bearing metapelites near the Morin anorthosite complex, Grenville province. Quebec. *The Canadian Mineralogist*, 20, 307-318.
- Massone, H.J. & Szpurka, Z., 1997.** Thermodynamic properties of white micas on the basis of high pressure experiments in the systems K_2O - MgO - Al_2O_3 - SiO_2 - H_2O and K_2O - FeO - Al_2O_3 - SiO_2 - H_2O . *Lithos*, 41, 229-250.
- Massonne, H. J. & Schreyer W., 1987.** Phengite geobarometry based on the limiting assemblage with Kfeldspar, phlogopite and quartz. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 96, 212-224.
- Medwenitsch, W., 1956.** Zur Geologie Vardarisch-Makedoniens (Jugoslawien), zum Problem der Pelagoniden. Österreichische Akademie der Wissenschaften, Sitzungsberichte der mathematisch naturwissenschaftlichen Klasse, Abteilung 1, 165, 397-473.
- Mercier, J.L., 1968.** Etude géologique des zones internes des Hellenides en Macédoine centrale (Grèce). *Annales Géologiques des Pays Helléniques*, 20, 1–792.
- Mercier, J. & Vergély, P., 1994.** Le massif du Paikon est-il une fenêtre dans la zone de l'Axios-Vardar (Macédoine, Grèce). *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Paris, Série Ila* 320, 765–772.
- 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’ un océan

téthysien ou d'une mer marginale peri-europeenne? Compte Rendue sommaire des Séances de la Société Géologique de France, 17, 108-112.

Migiros, A. & Galeos, A., 1990. Tectonic and stratigraphic significance of the Ano Garefi ophiolitic rocks Northern Greece). In: J. E. Malpas, E. Moores, A. Panayiotou & E. Xenophontos (eds), Ophiolites: Oceanic Crustal Analogues. Proceedings Symposium Troodos 1987, Geological Survey Department, Nicosia, 279-284.

Migiros, G., 2006. Ultramafic sequences in the Hellenides. Mesozoic ophiolite belts on northern part of the Balkan Peninsula, International Symposium, Belgrade – Banja Luca, May 3 – June 6, Proceedings, 88-92.

Migiros, G., Vidakis, G.M. & Economou, G., 1986. The ophiolites in the geotectonic evolution of the Internal Hellenides. I.G.C.P. 197, Vol. of abstracts, 1-2. Έκθεση Ι.Γ.Μ.Ε., No 5699, 1-40, 1988.

Migiros, G., Gartzos E. & Economou, G., 1993. Chromites from the ultramafic sequence of Dramala area North Pindos-Greece and their geotectonic significance. Τμητική έκδοση για τον Καθηγητή του Ε.Μ.Π. Α. Πανάγο, έκδοση ΕΜΠ, 2, 587-602.

Miyashiro, A., 1973. Metamorphism and Metamorphic belts. George Allen and Unwin, London, 492p.

Miyashiro, A., & Seki, Y., 1958. Enlargement of the composition field of epidote and piemontite with rising temperature. American Journal of Science, 256, 423-430.

Moench 1986. Comments and reply on “Implications of magmatic epidote-bearing plutons on crustal evolution in the accreted terranes of northwestern North America” and “magmatic epidote and its petrologic significance”. Geology, 14, 187-188.

Most, T., 2003. Geodynamic evolution of the Eastern Pelagonian Zone in northwestern Greece and the Republic of Macedonia. Implications from U/Pb, Rb/Sr, K/Ar, $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronology and fission track thermochronology. PhD Thesis, University Tübingen, Germany, 170p.

Most, T., Frisch, W., Dunkl, I., Kadosa, B., Boev, B., Avgerinas, A. & Kiliyas, A., 2001. Geochronological and structural investigations of the Northern Pelagonian crystalline zone. Constraints from K/Ar and zircon and apatite fission track dating. Bulletin Geological Society of Greece, 34, 91-95.

- Mountrakis, D., 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.
- Mountrakis, D., Eleftheriadis, G., Cristofides, G., Kiliyas, A. & Sapountzis, E., 1987a.** Silicic Metavolcanites in the Western Pelagonian Margin of Greece. Related to the Opening of Neo-Tethys. *Chemie der Erde*, 47, 467-179.
- Mountrakis, D., Kiliyas, A. & Zouros, N., 1993a.** Kinematic analysis and tertiary evolution of the Pindos-Vourinos ophiolites (Epirus-Western Macedonia, Greece). *Bulletin Geological Society of Greece*, 28, 111-124.
- Mountrakis, D., Kiliyas, A., Pavlides, S., Patras, D. & Spyropoulos, N., 1987b.** 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.
- Mountrakis, D., Sapountzis, E., Kiliyas, A., Eleftheriadis, G. & Christofides, G., 1983.** Paleogeographic conditions in the western Pelagonian margin in Greece during the initial rifting of the continental area. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 20, 1673-1681.
- Mountrakis, D., Shallo, M., Kiliyas, A., Vranai, A., Zouros, N. & Marto, A., 1993b.** Post emplacement tectonics and kinematic analysis of the Albanian ophiolites. *Bulletin Geological Society of Greece*, 28, 160-178.
- Mountrakis, D., Thomaidou, E., Zouros, N. & Kiliyas, A., 2001.** Kinematic analysis and Tertiary evolution of the Lesvos ophiolites and metamorphic sole (Aegean Sea, Greece). *Bulletin of Geological Society of Greece*, 34, 267-274.
- Mposkos, E., & Krohe, A., 2004.** New evidences of the low-P/high-T pre-Alpine metamorphism and medium-P Alpine overprint of the Pelagonian zone documented in metapelites and orthogneisses from the Voras Massif, Macedonia, Northern Greece, *Bulletin Geological Society of Greece*, 36, 558–567.
- Mposkos, E., Kostopoulos, D.K. & Krohe, A., 2001.** LowP/HighT prealpine metamorphism and medium P alpine overprint, of the Pelagonian zone documented in high-alumina metapelites, from the Vernon massif, Western Macedonia, Northern, Greece. *Bulletin of Geological Society of Greece*, 34, 949-958.

- Nachit H., Razafimahefa N., Stussi J.M. & Carron J. P., 1985.** Composition chimiques des biotite et typologie magmatique des granitoids. Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Paris, 301, 813 -818.
- Nagasawa, H. & Schnetzler, C.C., 1971.** Partitioning of rare earth, alkali and alkaline earth elements between phenocrysts and acidic igneous magma. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 35, 953-968.
- Nance, D., 1981.** Tectonic history of a segment of the Pelagonian zone, Northeastern Greece. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 18, 1111-1126.
- Nandi, K. 1967.** Garnets as indices of progressive regional metamorphism. *Mineralogical Magazine*, 36, 89-93.
- Naney, M.T., 1983.** Phase equilibria of rock-forming ferromagnesian silicates in granitic systems. *American Journal of Science*, 283, 993-1033.
- Nash, W.P. & Crecraft, H.R., 1985.** Partition coefficients for trace-elements in silicic magmas. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 49, 2309-2322.
- Neubauer, F., Dallmeyer, R.D., Dunkl, I. & Schirnik, D., 1995.** Late Cretaceous exhumation of the metamorphic Gleinalm dome, Eastern Alps: kinematics, cooling history and sedimentary response in a sinistral wrench corridor. *Tectonophysics*, 242, 79-98.
- Nitsch, K.H., 1970.** Experimentelle Bestimmung der oberer Stabilitätsgrenze von Stilpnomelan. *Fortschritte der Mineralogie*, 47, 48–49.
- Nitsch, K. H., 1971.** Stabilitätsbeziehungen von prehnit- und pumpellyit-haltigen paragenesen. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 30, 240–260.
- Northrup, C.J. & Burchfiel, B.C., 1996.** Orogen-parallel transport and vertical partitioning of strain during oblique collision, Eofjorden, north Norway. *Journal of Structural Geology*, 18, 1231–1244.
- Oberti, R., Smith, D.C., Rossi, G., & Caucia, F. 1991.** The crystal-chemistry of high aluminium titanites. *European Journal of Mineralogy*, 3, 777–792.
- Osswald, K., 1938.** Geologische Geschichte von Griechisch-Nordmazedonien. *Denkschr. geol. Landesanst., Griechenland, Athen*, 3, 142p.
- Papanikolaou, D., 1978.** Contribution to the geology of Aegean Sea: the island of Andros. *Annales Géologiques des Pays Helléniques*, 29, 477–553.

- Papanikolaou, D., 1984.** The three metamorphic belts of the Hellenides; a review and a kinematic interpretation. In: Dixon, J.E. & Robertson, A.H.F. (eds), *The Geological Evolution of the Eastern Mediterranean*. Geological Society of London, Oxford, 17, 551-561.
- Papanikolaou, D., 2009.** Timing of tectonic emplacement of the ophiolites and terrane paleogeography in the Hellenides. *Lithos*, 108, 262-280.
- Papanikolaou, D., 2013.** Tectonostratigraphic models of the Alpine terranes and subduction history of the Hellenides. *Tectonophysics*, 595–596, 1–24.
- Papanikolaou, D. & Panagopoulos, A., 1981.** On the structural style of the southern Rhodope. *Geologica Balcanica*, 11/3, 13–22.
- Papanikolaou, D. & Stojanov, R., 1983.** Geological correlation between the Greek and the Yugoslave part of the Pelagonian metamorphic belt. In: Sassi, F. (ed.), *IGCP Project No.5 “Correlation of Prevariscan and Variscan events of the Alpine–Mediterranean mountain belt”*, 146–152.
- Papanikolaou, D. & Zambetakis-Lekkas, A., 1980.** Nouvelles observations et datations de la base de la série pélagonienne (s.s.) dans la région de Kastoria, Grèce. *Comptes Rendus de l'Academie de Sciences Paris* 291, 155–158.
- Papazachos, B.C., Papadimitriou, E.E., Kiratzi, A.A., Papazachos, C.B. & Louvari, E.K., 1998.** Fault plane solutions in the Aegean sea and the surrounding area and their tectonic implications. *Bolletino di Geofisica Teorica ed Applicata*, 39, 199-218.
- Passchier, C.W. & Simpson, C., 1986.** Porphyroclast systems as kinematic indicators. *Journal of Structural Geology*, 8, 831-843.
- Passchier, C.W., & Trouw, R.A.J. 1996.** *Microtectonics*. Heidelberg: Springer-Verlang, 289p.
- Pauling, L., 1930.** The structure of chlorites. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 16, 578-582.
- Pavlides, S.B. & Mountrakis, D.M., 1986.** Neotectonics of the Florina–Vegorit–Ptolemais Neogene Basin (NW Greece): an example of extensional tectonics of the greater Aegean area. *Annales Géologiques des Pays Helléniques*, 33, 311–327.
- Pavlides, S.B. & Mountrakis, D.M., 1987.** Extensional tectonics of north-western Macedonia, Greece, since the late Miocene. *Journal of Structural Geology*, 9, 385-392.

- Pavlidis, S., Mountrakis, D., Kiliadis, A. & Tranos, M., 1990.** The role of strike-slip movements in the extensional area of the northern Aegean (Greece). *Annales Tectonicae*, 4, 196–211.
- Pearce, J.A., Harris, N.B.W. & Tindle, A.G., 1984.** Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of Petrology*, 24, 956–983.
- Peccerillo, R. & Taylor, S.R., 1976.** Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rock from the Kastamonou area, northern Turkey. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 58, 63–81.
- Pichon S.F., 1976.** Conditions de gisement des ophiolites sur la bordure occidentale du Vermion (zone Pélagonienne, Grèce). Thèse 3ème cycle, Université de Paris Sud, Orsay, 197p.
- Platt, J.P., 1993.** Exhumation of high-pressure rocks: a review of concepts and processes. *Terra Nova*, 5, 119–133.
- Powell, R. & Holland, T., 1990.** Calculated mineral equilibria in the pelite system, KFMASH (K_2O - FeO - MgO - Al_2O_3 - SiO_2 - H_2O). *American Mineralogist*, 75, 367–380.
- Raase, P., 1974.** Al and Ti contents of hornblende, indicators of pressure and temperature of regional metamorphism. *Contributions to Mineral Petrology*, 45, 231–236.
- Ramsay, J.G. & Huber, M.I., 1983/1987.** The Techniques of Modern Structural Geology. Volume 1: Strain Analysis, Volume 2: Folds and Fractures. Academic Press.
- Rassios A.H.E. & Dilek Y., 2009.** Rotational deformation in the Jurassic Mesohellenic ophiolites, Greece, and its tectonic significance. *Lithos*, 108, 207–223.
- Rassios, A.H.E. & Moores, E.M., 2006.** Heterogeneous mantle complex, crustal processes, and obduction kinematics in a unified 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.
- Ratschbacher, L., Frisch, W., Neubauer, F., Schmid, S.M. & Neugebauer, J., 1989.** Extension in compressional orogenic belts: The eastern Alps. *Geology*, 17, 404–407.
- Reischmann, T., Kostopoulos, D., Loos, S., Anders, B., Avgerinas, A. & Sklavounos, S., 2001.** Late Palaeozoic magmatism in the basement rocks southwest of Mt. Olympos, Central Pelagonian Zone, Greece: remnants of a Permo-Carboniferous Magmatic Arc. *Bulletin of the Geological Society of Greece*, 34, 985–993.
- Renz, C., 1940.** Die Tektonik der griechischen Gebirge. Athens Academy.

- Ricou, L.E. & Godfriaux, I., 1991.** Une coupe a travers les ophiolites et gneiss allochthones entre le massif Pelagonien et la fenêtre du Paikon (Grèce du Nord). *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Paris*, 313/ 2, 1595-1601.
- Ricou, L.E. & Godfriaux, I., 1995.** Mise au point sur la fenêtre multiple du Paikon et la structure du Vardar en Grèce. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Paris*, 321/2, 601-608.
- Ricou, L.E., Burg, J.P., Godfriaux, I. & Ivanov, Z., 1998.** Rhodope and Vardar: the metamorphic and the olistostromic paired belts related to the Cretaceous subduction under the Europe. *Geodynamica Acta*, 11/6, 285-309.
- 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.
- Roddick, J., Cameron, W. & Smith, A.G., 1979.** Permo Triassic and Jurassic Ar/Ar ages from Greek ophiolites and associated rocks. *Nature*, 279, 788-790.
- Rollinson, H.R., 1993.** *Using Geochemical Data: Evaluation, Presentation, Interpretation*. Longman Publishing Group, 352p.
- Schenker, F.L., 2013.** Thermo-mechanical evolution of the Pelagonian Gneiss Dome (Greece): Insights from numerical modeling and new geological and geochronological data. PhD thesis ETH Zurich, 248p.
- Schermer, E., 1990.** Mechanisms of blueschist creation and preservation in an A-type subduction zone, Mount Olympos region Greece. *Geology*, 18, 1130-1133.
- Schermer, R. E., 1993.** Geometry and kinematics of continental basement deformation during the Alpine orogeny, Mt. Olympos region, Greece. *Journal of Structural Geology*, 15, 571-591.

- Schermer, R.E., Lux, D.R. & Burchfiel, B.C., 1990.** Temperature-time history of subducted continental crust, Mt. Olympos region, Greece. *Tectonics*, 9, 1165-1195.
- Scherreiks, R., Bosence, D., BouDagher-Fadel, M., Malendez, G. & Baumgartner, P.O., 2009.** Evolution of the Pelagonian carbonate platform complex and the adjacent oceanic realm in response to plate tectonic forcing (Late Triassic and Jurassic), Evvoia, Greece. *International Journal of Earth Sciences*, 99, 1317–1334.
- Schlagintweit, F., Gawlick, H.J., Missoni, S., Hoxha, L., Lein, R. & Frisch, W., 2008.** The eroded Late Jurassic Kurbnesh carbonate platform in the Mirdita Ophiolite Zone and its bearing on the Jurassic orogeny of the Neotethys realm. *Swiss Journal Geosciences*, 101, 125-138.
- Schliestedt, M., 1980.** Phasengleichgewichte in Hochdruckgesteinen von Sifnos, Griechenland: Ph.D. thesis, TU Braunschweig, 143p.
- 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, 389-428p.
- Schmid, S., Bernoulli, D., Fuegenschuh, B., Matenco 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.
- Schmidt W.M., 1992.** Amphibole composition in tonalites as a function of pressure: an experimental calibration of the Al-in-hornblende barometer. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 110, 304-310.
- Schmidt & Thomson 1996.** Epidote in calc-alkaline magmas: An experimental study of stability, phase relationships, and the role of epidote in magmatic evolution. *American Mineralogist*, 81, 462-474.
- Schreurs, J., 1985.** Prograde metamorphism of metapelites garnetbiotit thermometry and prograde changes of biotite chemistry, in high grade rocks of west Unsimae, southwest Finland. *Lithos*, 18, 69-80.
- Seidel, E., Kreuzer, H. & Harre, W., 1982.** A Late Oligocene/Early Miocene high pressure
- Sengör, A.M.C., 1984.** The Cimmeride orogenic system and the tectonics of Eurasia. *Geological Society of America, Special Papers*, 195, 74.

- Sfeikos, A., 1992.** Analysis of deformation and kinematics of the Pelagonian nappe system. Kamvounia mountain (North Thessaly, Greece). PhD Thesis, University of Tuebingen, 160p.
- Sfeikos, A., Boehringer, Ch., Frisch, W., Kiliyas, A. & Ratschbacher, L., 1991.** Kinematics of Pelagonian nappes in the Kranea area, North Thessaly, Greece. Bulletin of Geological Society of Greece, 25, 101-115.
- Shallo, M. & Dilek, Y., 2003.** Development of the ideas on the origin of Albanian ophiolites. Geological Society of America Bulletin, Special Publication, 373, 351-363.
- Shand, S.J., 1943.** Eruptive Rocks. Their Genesis, Composition, Classification, and Their Relation to Ore-Deposits with a Chapter on Meteorite. 2nd Edition. John Wiley & Sons, New York, 444p.
- 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. & Woodcock, N. H., 1982.** Tectonic syntheses of the Alpine-Mediterranean region: A review. In: Alpine-Mediterranean Geodynamics, Geophysical Union, Geodynamics Series, 7, 15-39.
- Soldatos, T., Poli, G., Christofides, G., Eleftheriadis, G., Koroneos A., & Tommasini, S., 1998.** Petrology and evolution of transitional alkaline-subalkaline granitoids from Vrontou (NE Greece). Acta Vulcanologica, 10, 319-330.
- Spear, F.S., 1993.** Metamorphic phase equilibria and pressure-temperature-time Paths. Mineralogical Society of America, Washington, D. C., 799p.
- Spear, F.S., Hickmott, D.D. & Selverstone, J., 1990.** Metamorphic consequences of thrust emplacement. Fall Mountains, New Hampshire. Geological Society of America Bulletin, 102, 1344-1360.

- Spray, J. G. & Roddick, J. C., 1980.** Petrology and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronology of some Hellenic subophiolitic metamorphic rocks. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 72, 43-55.
- Stais, A., 1993.** Evolution géodynamique des bassins Mésozoïques Vardariens (domaines de Peonias et d'Almopias), Hellenides orientales. PhD thesis University of Lille, 247p.
- 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*, 169, 17-33.
- Stampfli, G.M. & Borel, G.D., 2001.** Plate tectonic reconstructions of the Western Tethys. In: Stampfli, G.M., Borel, G., Cavazza, W., Mosar, J., Ziegler, P.A. (Eds.), *The Palaeotectonic Atlas of the Peri-Tethyan Domain*. European Geophysical Society, CD-Rom.
- Stern, C. R., & Elthon, D., 1979.** Vertical variations in the effects of hydrothermal metamorphism in Chilean ophiolites: Their implications for ocean floor metamorphism. *Tectonophysics*, 55, 179-213.
- Strahler, A.N., 1958.** «Dimensional analysis applied to fluvially eroded landforms». *Geological Society of America Bulletin*, 69, 279-300.
- Streckeisen, A. & Le Maitre, R.W., 1979.** A chemical approximation to the modal QAPF classification of the igneous rocks. *Neues Jahrbuch für Mineralogie Abhandlungen*, 136, 169–206.
- Thiebault, F., 1982.** Evolution géodynamique des Hellenides externes en Peloponnese meridional (Grèce). *Société géologique du Nord*, 6, 1–574.
- Thompson, A.B., Tracy, R.J., Lyttle, P.T. & Thompson, J.B., Jr., 1977.** Prograde reaction histories deduced from compositional zonation and mineral inclusions in garnet from Gassetts schist, Vermont. *American Journal of Science*, 277, 1152-1167.
- Tracy, R.J., 1982.** Compositional zoning and inclusions in metamorphic minerals. In: Ferry, J.M. (ed.): *Characterization of Metamorphism through Mineral Equilibria*. Mineralogical Society of America, *Reviews in Mineralogy*, 10, 355-397
- Tracy, R.J., Robinson P. & Thompson A.B., 1976.** Garnet composition and zoning in the determination of temperature and pressure of metamorphism, central Massachusetts. *American Mineralogist*, 61, 762-775.

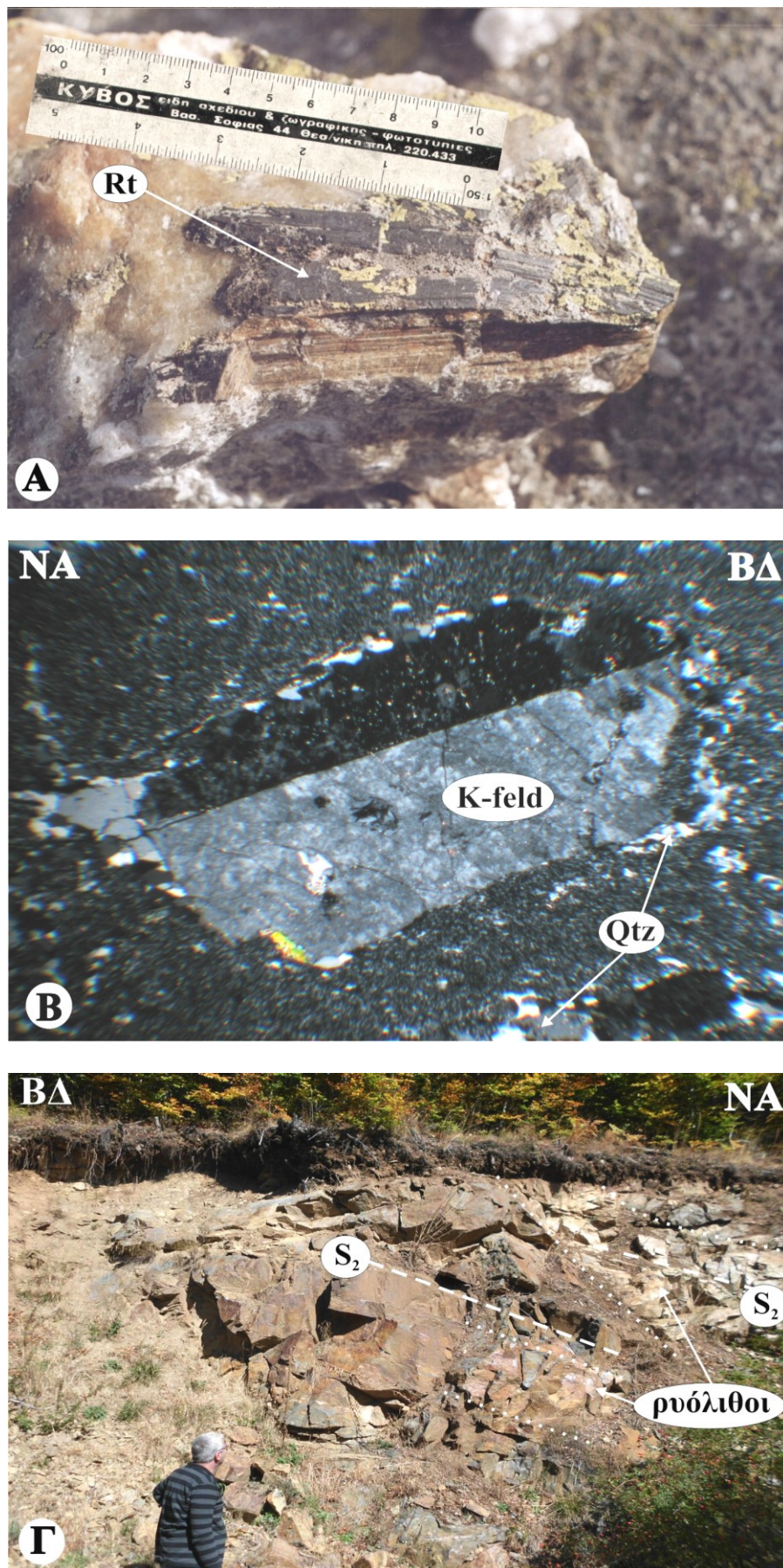
- Tranos, M.D. & Mountrakis, D.M., 1998.** Neotectonic joints of northern Greece; their significance on the understanding of the active deformation. *Bulletin of Geological Society of Greece*, 32, 209–219.
- Tranos, M., Kiliass, A. & Mountrakis, M., 1993.** Emplacement and deformation of the Sithonia granitoid pluton (Macedonia, Greece *Bulletin of Geological Society of Greece*, 2, 195–211.
- Tranos, M., Kiliass, A. & Mountrakis., 1999.** Geometry and kinematics of the Tertiary post metamorphic Circum Rhodope Belt Thrust System (CRBTS), Northern Greece. *Bulletin of Geological Society of Greece*, 33, 5–162.
- Tranos, M.D., Pavlides, S.B. & Mountrakis, D.M., 1995.** Neotectonic joints, indicators of the contemporary stress directions in the seismically active Chalkidiki peninsula (N. Greece). In: Rossmanith, H.P., (ed.), *Mechanics of Jointed and Faulted Rock*, Balkema, 267–272.
- Tranos, M.D., Plougarlis, A.P. & Mountrakis, D.M., 2007.** A new consideration about the Almopia-Paikon boundary based on the geological mapping in the area of Nerostoma-Lakka (Central Macedonia, Greece). *Bulletin of Geological Society of Greece*, 40, 488–499.
- Tulloch, A.J., 1979.** Secondary Ca-Al Silicates as low-grade alteration products of granitoid biotite. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 69, 105–117.
- Vamvaka, A., 2009.** Geometry of deformation and kinematic analysis in Mesohellenic Trough. PhD thesis, Aristotle University of Thessaloniki, 192p.
- Vavassis, A., De-Bono, G.M., Stampfli, D., Giorgis, A., Valloton, A. & Amelin Y., 2000.** U-Pb and Ar-Ar geochronological data from the Pelagonian basement in Evia (Greece): geodynamic implications for the evolution of Paleotethys. *Schweizerische Mineralogische Petrologische Mitteilungen*, 80, 21–43.
- Vergely, P. 1984.** Tectoniques des ophiolites dans les Hellénides Internes déformation, métamorphismes et phénomènes sédimentaires). Consequences sur l' évolution des region Téthysiennes Occidentales. PhD Thesis, Université de Paris - Sud, Orsay, 560p.
- Vidal, O., Goffé, B., Bousquet, R. & Parra, T., 1999.** Calibration and testing of an empirical chloritoid-chlorite Mg-Fe exchange thermometer and thermodynamic data for daphnite. *Journal of Metamorphic Geology*, 17, 25–39.

- Vuichard, J.P. & Ballèvre, M., 1988.** Garnet-chloritoid equilibria in eclogitic pelitic rocks from the Sesia zone (Western Alps): their bearing on phase relations in high pressure metapelites. *Journal of Metamorphic Geology*, 6, 135-157.
- Vyhnal, C.R., McSween, H.Y.Jr. & Speer, J.A., 1991.** Hornblende chemistry in southern Appalachian granitoids: Implications for aluminium hornblende thermobarometry and magmatic epidote stability. *American Mineralogist*, 76, 176-188.
- Watson, E.B., & Harrison, T.M., 1983.** Zircon saturation revisited: Temperature and composition effects in a variety of crustal magma types. *Earth Planetary Science Letters*, 64, 295–304.
- Weaver, E.R., 1984.** Shale-slate metamorphism in southern Appalachians. In: *Development in Petrology*, 10, Elsevier, Amsterdam, 239p.
- Wenk, E. & Wenk, H.R. 1977.** An-variation and intergrowths of plagioclases in banded metamorphic rocks from Val Carecchio (central Alps). *Schweizer Mineralogische und Petrographische Mitteilungen*, 57, 41-57.
- 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.
- Wijbrans, J. R. & McDougall, I., 1988.** Metamorphic evolution of the Attic-Cycladic Metamorphic Belt on Naxos (Cyclades, Greece) utilizing $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ age spectrum measurements. *Journal of Metamorphic Geology*, 6, 571–594.
- Winkler, H.G.F., 1979.** *Petrogenesis of metamorphic rocks*, Springer-Verlag, New York, 348p.
- Woodsworth, G. J., 1977.** Homogenization of zoned garnets from pelitic schists. *Canadian Mineralogist*, 15, 230-242.
- Wu, C.M., Wang, X. S., Yang, C. H., Geng Y.S. & Liu, F.I., 2002.** Empirical garnet muscovite geothermometry in metapelites. *Lithos*, 62, 113.
- Xie X., Byerly, G.R. & Ferrell, R.E.Jr., 1997.** Ilb tiotahedral chlorite from the Barberton greenstone belt: crystal structure and rock composition constraints with implications to geothermometry. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 126, 275-291.
- Xypolias, P., Kokkalas, S. & Skourlis, K., 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.

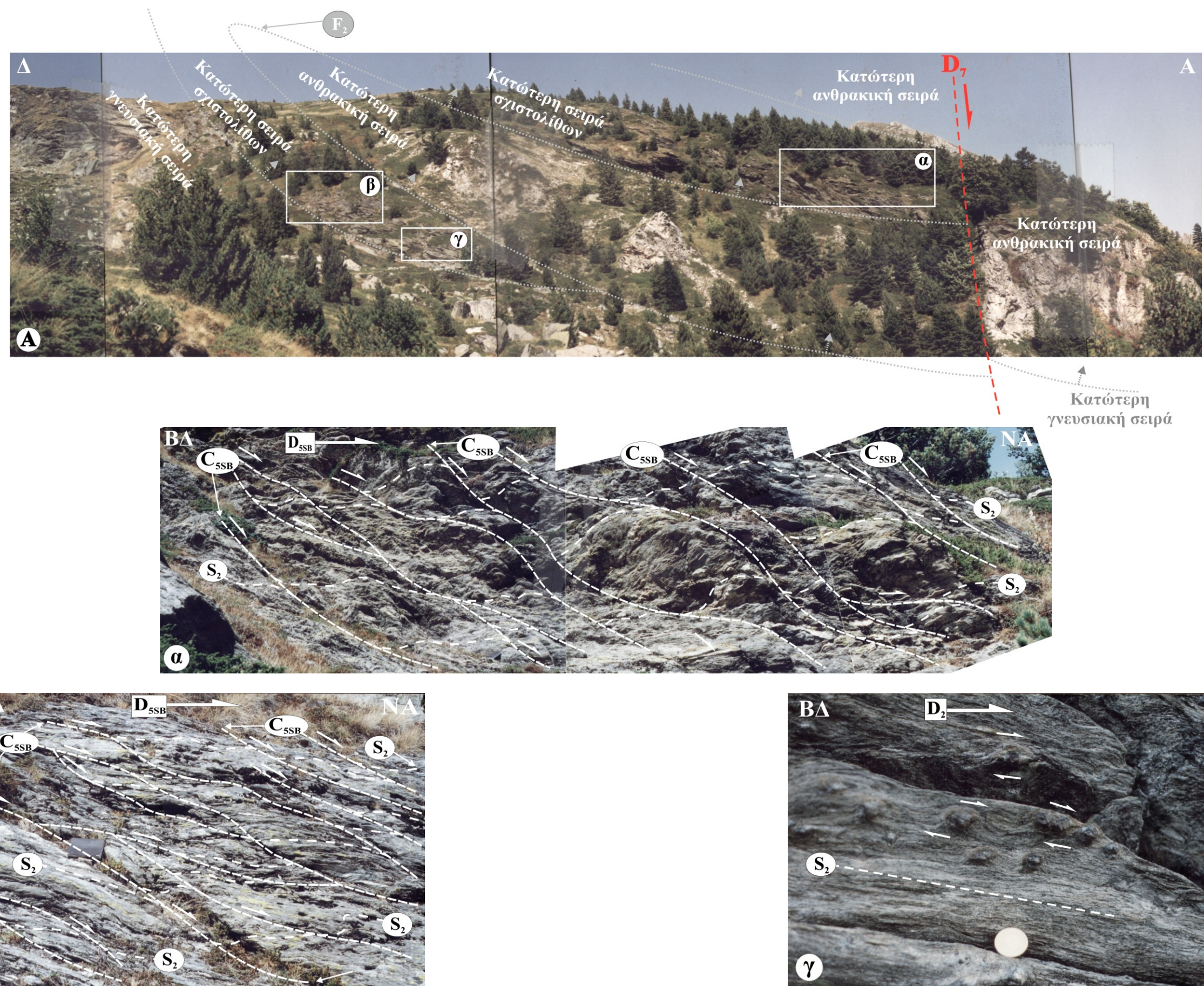
- Yardley, B.W.D., 1977.** An emirical study of diffusion in garnet. *American Mineralogist*, 62, 793-800.
- Yarwood G.A., 1978.** The structure, metamorphism and geochronology of the High Pieria Mountains, N. Greece. Ph. D. Thesis University Edinburgh, 100p
- Yarwood, G.A. & Aftalion M., 1976.** Field 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 Gretaceous and younger thrusting in the Pelagonian rocks of the High Pieria, Greece. In: Kallergis (ed.). *Pocceedings of the 6th colloquium on the geology of the Aegean region*, Athens, 269-280.
- Zang, W. & Fyfe, W.S., 1995.** Chloritisation of the hydrothermally altered bedrock at the Igarape Bahia gold deposit, Brazil. *Mineralium Deposita*, 30, 30-38.
- Zen, E.-An. & Hammarstrom, J.M., 1984.** Magmatic epidote and its petrologic significance. *Geology*, 12, 515-518.
- 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.

ΠΑΡΑΡΤΗΜΑ Α

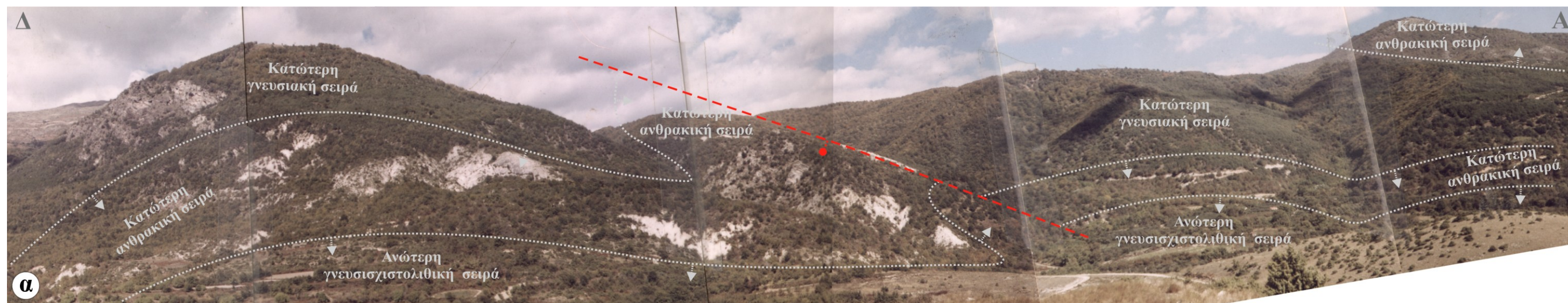
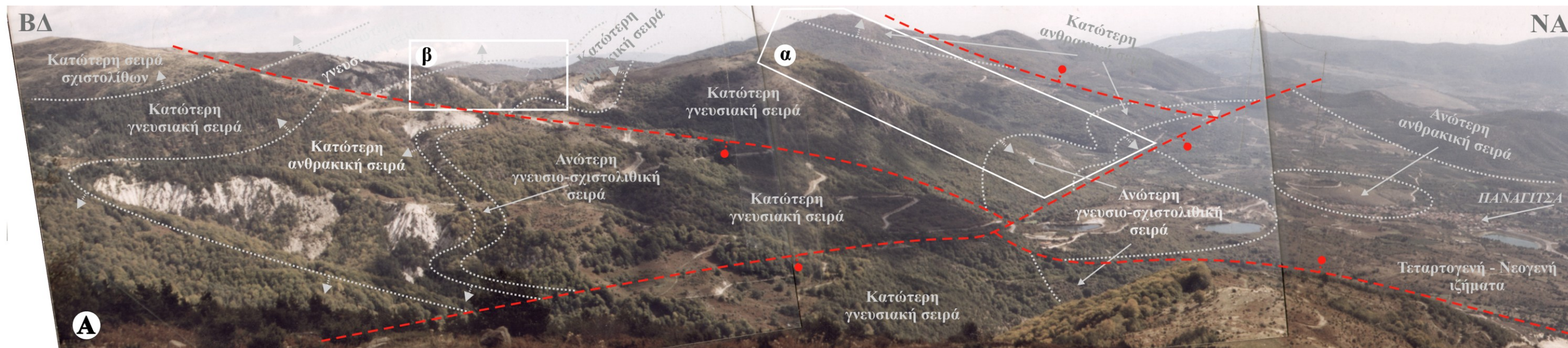
(Φωτογραφίες υπαίθρου και μικροσκοπίου)



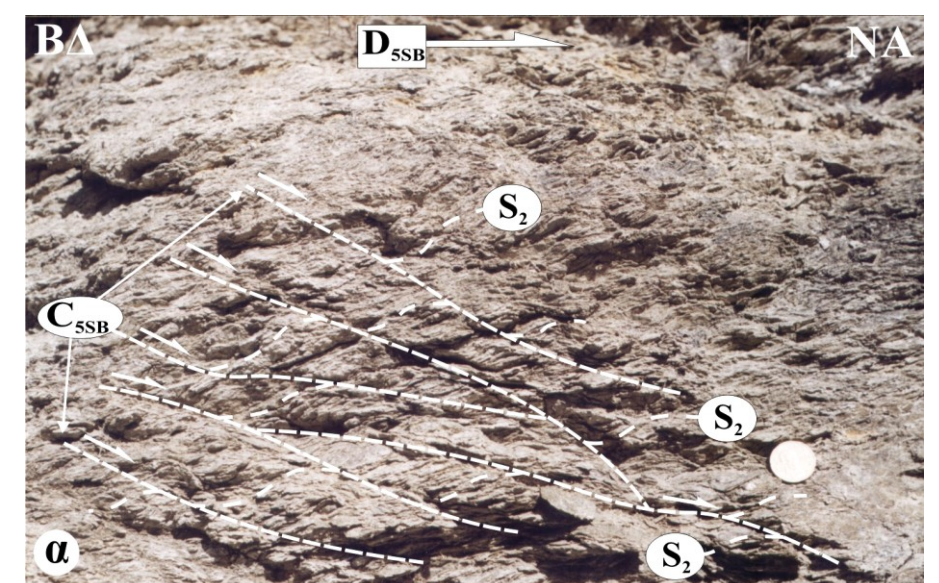
Εικόνα 1: Πελαγονικό κρυσταλλοσχιστόδες. (Α) κρύσταλλοι ρουτιλίου σε χαλαζιακή φλέβα (σχιστόλιθοι της κατώτερης ενότητας, ΒΑ Χιονοδρομικού Κέντρου Βόρα). (Β) φαινοκρύσταλλος Κ-ούχου αστρίου σε ανακρυσταλλωμένη χαλαζιοαστριούχα μάζα (φωτογραφία μικροσκοπίου, μεταρυστόλιθοι σε σχιστόλιθους της ανώτερης ενότητας, ΝΑ του Σκοπού, Nicol⁺, x3,8) και (Γ) μεταρυστολιθικές διεισδύσεις παράλληλα και κάθετα στην S₂ (σχιστόλιθοι της ανώτερης ενότητας, ΒΒΑ του Αγίου Αθανασίου).



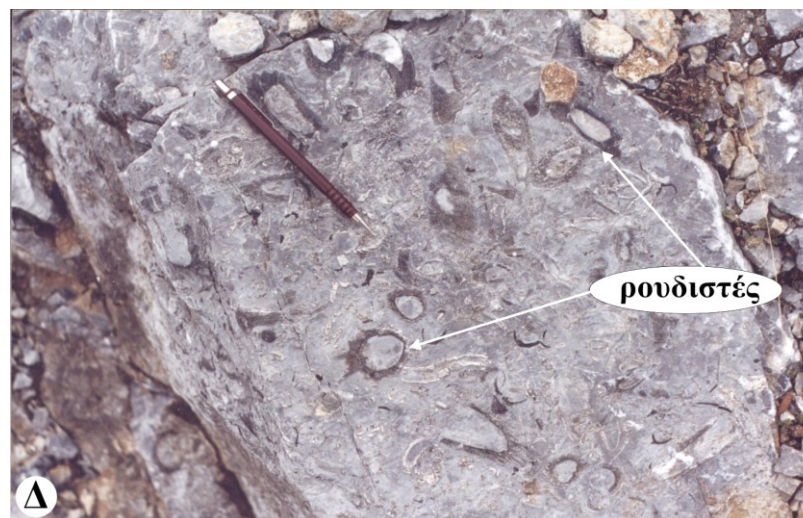
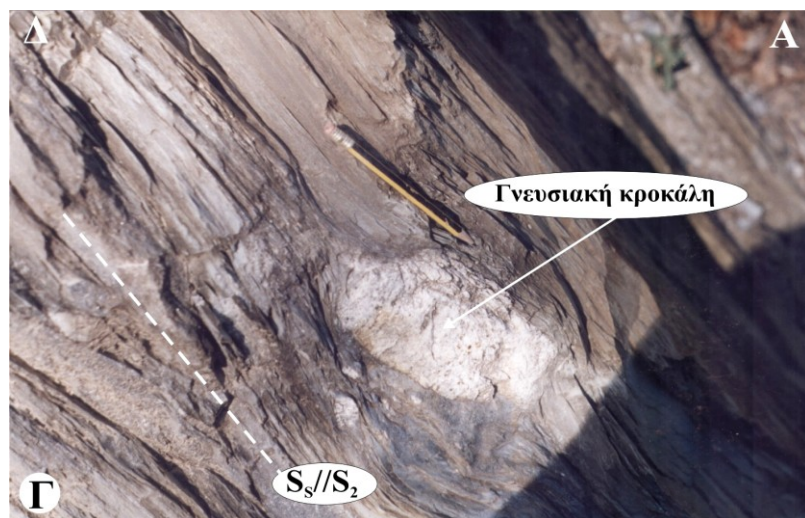
Εικόνα 2: (Α): πανοραμική εικόνα όπου φαίνεται η εναλλαγή της κατώτερης ενότητας του κρυσταλλοσχιστώδους με την κατώτερη ανθρακική σειρά της ανατολικής Πελαγονικής Ζώνης, λόγω της D_2 πτύχωσης (περιοχή Δοκάρι, συμβολισμοί όπως Εικ. 3). **(α και β)** ανάπτυξη ημιθραυσιγενών D_5 ζωνών διάτμησης που σχηματίζουν C_{5SB} ρηξισχισμό, με φορά κίνησης προς ΝΑ και **(γ)** D_2 πλαστική ροή με φορά κίνησης προς ΝΑ σε πορφυροκλάστες γρανατών (XZ τομές, λεπτομέρειες της φωτογραφίας (Α)).



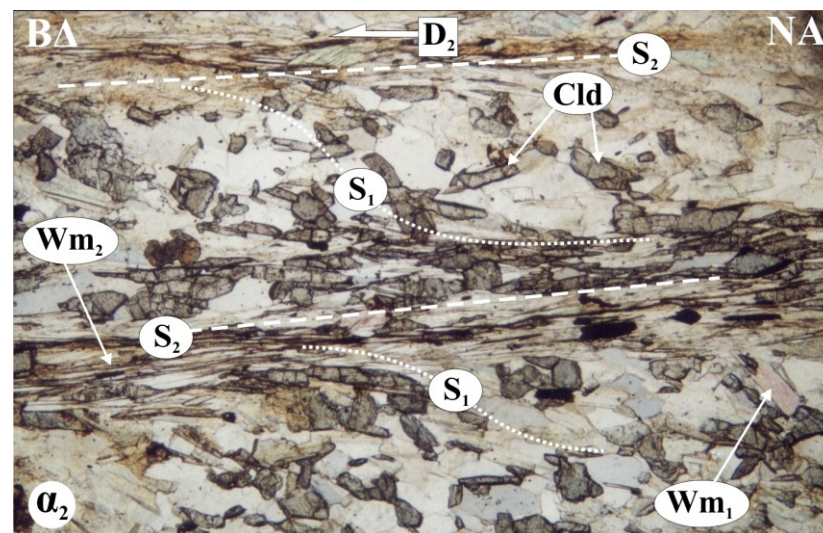
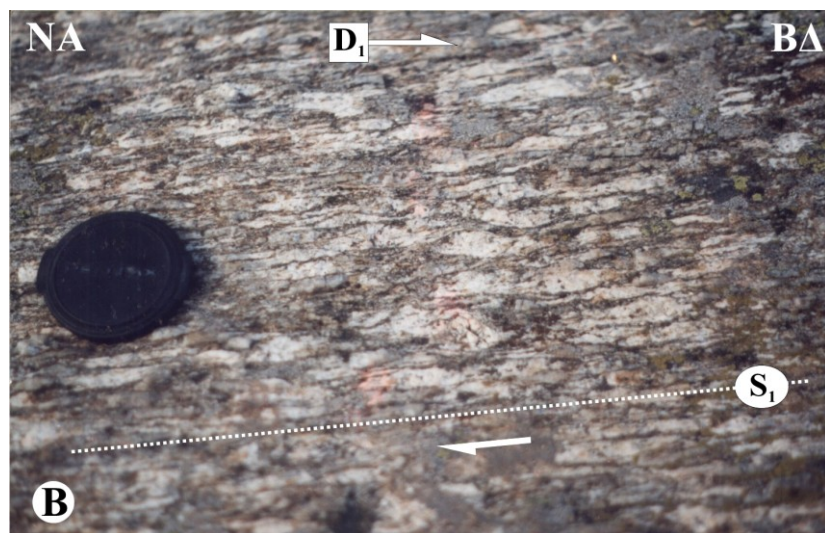
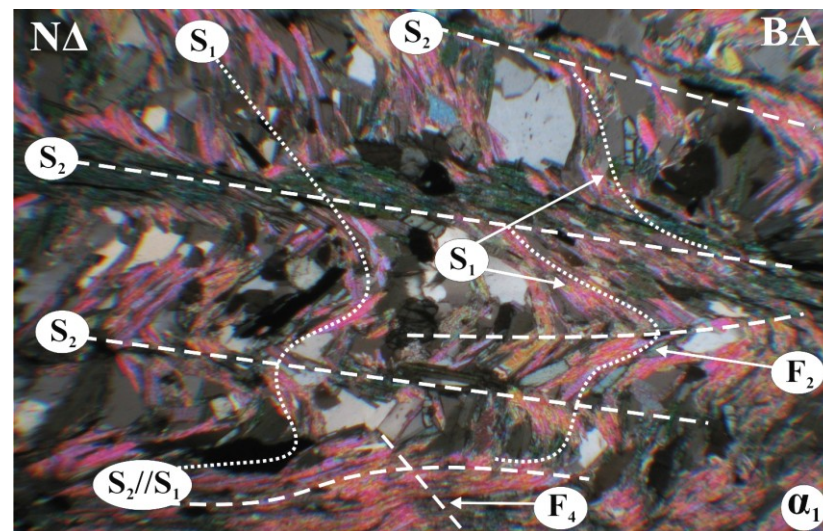
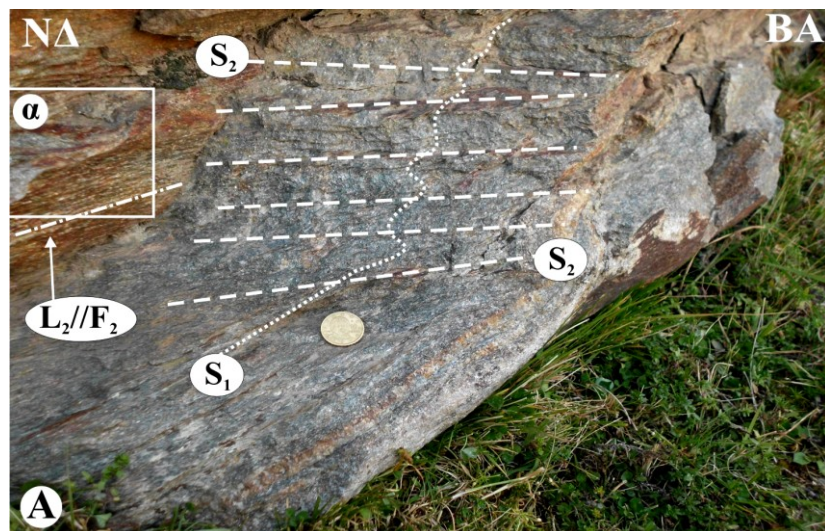
Εικόνα 3: (Α) πανοραμική εικόνα των νοτιανατολικών παρυφών του Καϊμακτσαλάν, όπου φαίνεται η εναλλαγή της κατώτερης ενότητας του κρυσταλλοσχιστώδους με την κατώτερη ανθρακική σειρά της ανατολικής Πελαγονικής Ζώνης, λόγω της D_2 πτύχωσης (NNA παρυφές του Καϊμακτσαλάν, βλέπε γεωλ. χάρτη.). (α) ΒΑ της Παναγίτσας, (β) και (γ) ΒΒΔ της Παναγίτσας, περιοχή Στρατιώτης (λεπτομέρειες της (Α)). Με κόκκινη διακεκομμένη γραμμή συμβολίζονται τα ίχνη των D_7 ρηξιγενών δομών, ενώ με στικτή γραμμή τα όρια μεταξύ των πετρωμάτων. Τα βέλη δείχνουν την φορά βύθισης των ρηγμάτων (κύκλοι) και των γεωλογικών ορίων (μύτες).



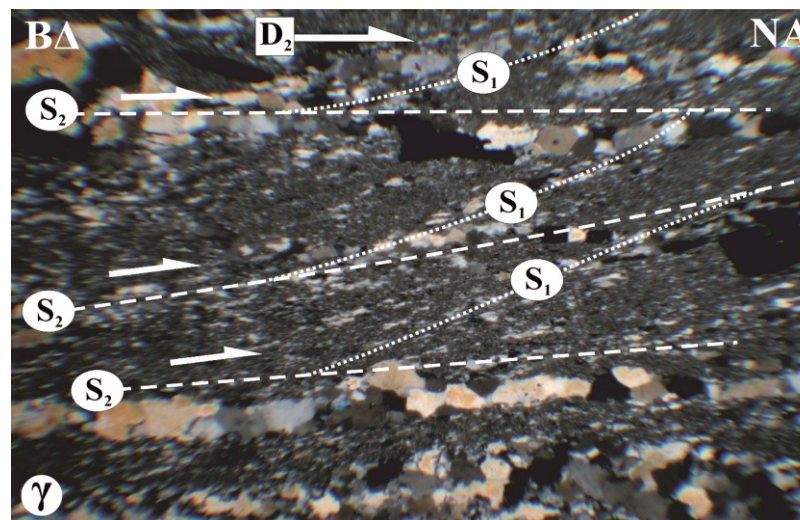
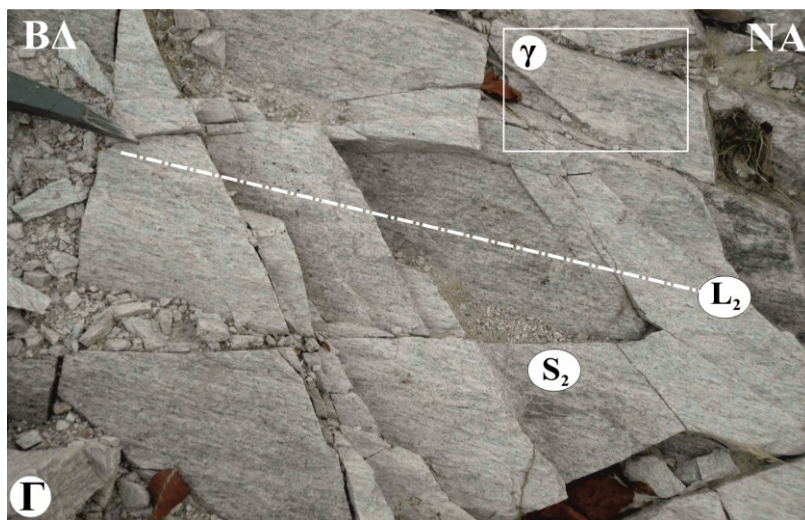
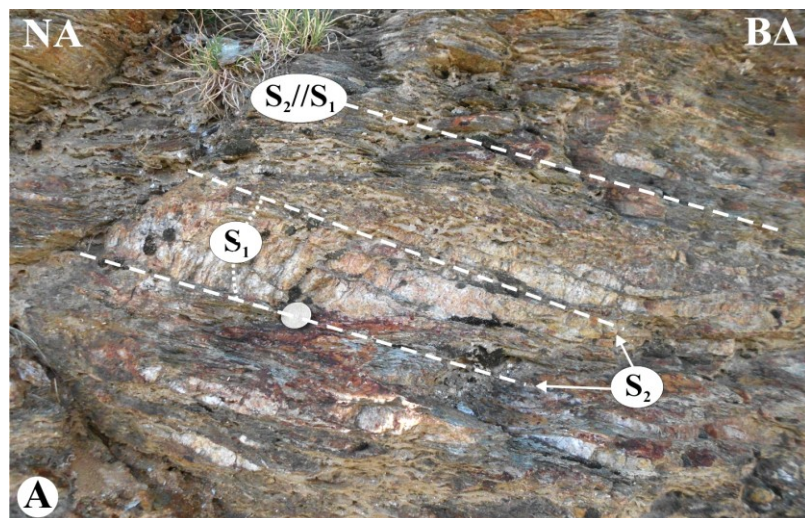
Εικόνα 4: (Α και Γ) μετάβαση της ανώτερης ενότητας του κρυσταλλοσχιστώδους προς την κατώτερη ανθρακική σειρά της ανατολικής Πελαγονικής Ζώνης (ΝΔ της Πιπερίτσας (Α) και ΔΒΔ της Όρμας (Γ)). (Β) βαθμιαία μετάβαση της ανώτερης ενότητας του κρυσταλλοσχιστώδους προς την κατώτερη ανθρακική σειρά της ανατολικής Πελαγονικής Ζώνης (ΔΒΔ της Όρμας). (α): D₅ ζώνες διάτμησης με φορά κίνησης προς ΝΑ (ΧΖ τομή, λεπτομέρεια της φωτογραφίας (Β)) Συμβολισμοί όπως Είκ. 3.



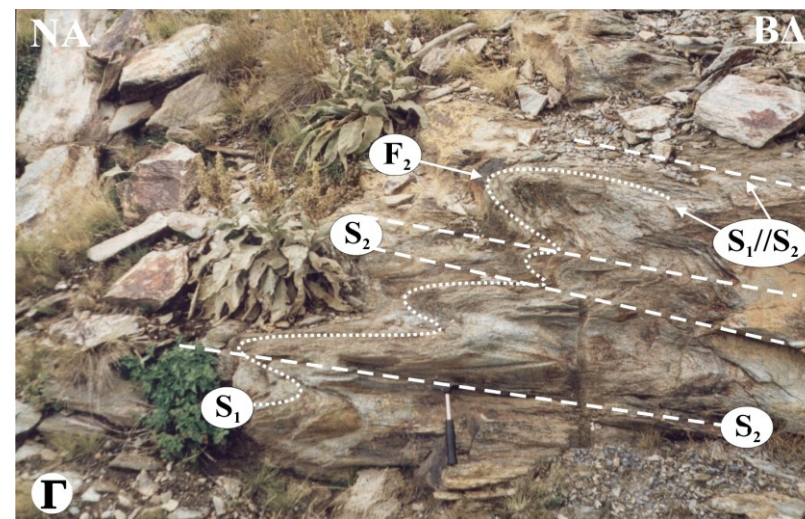
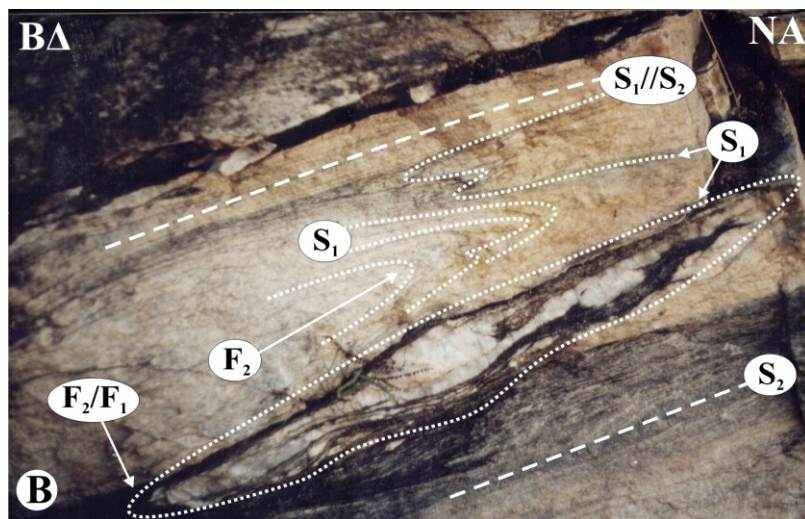
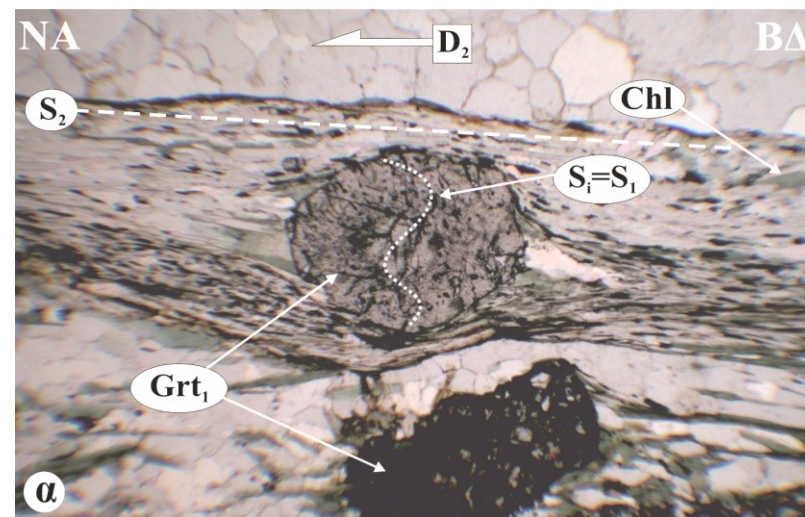
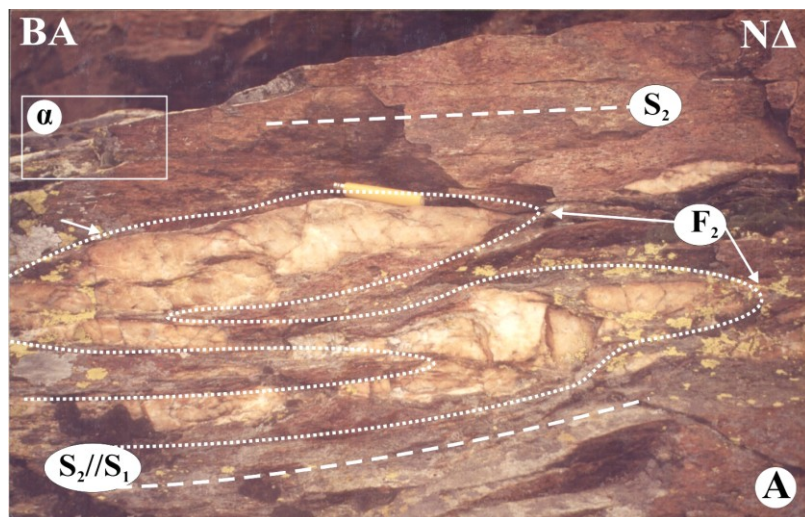
Εικόνα 5: (Α) οφιολιθικά ψευδο-κροκαλοπαγή αποτέλεσμα της επώθησης των οφιολίθων (“οφιολιθικά mélange”, κατώτερη μεταμορφωμένη σειρά ή “τεκτονικό tmelange” της ενότητας Λουτρών Αριδαίας, βόρεια από το Λουτράκι). (Β): εναλλαγές χαλαζιακών κροκαλοπαγών, ψαμμιτών και ιλυολίθων με χαρακτηριστικό βυσσινί χρώμα (Άνω Ιουρασική– Κάτω Κρητιδική ανώτερη ΒΔ κλαστική σειρά, ενότητα Λουτρών Αριδαίας, ΝΔ της Καλής Πεδιάδας). (Γ): γενευσιακή κροκάλη σε ασβεστιτικούς φυλλίτες έως μεταίλυόλιθους (ανώτερη ΒΑ κλαστική σειρά, ενότητα Λουτρών Αριδαία, ΒΔ από το Λυκόστομο). (Δ): απολιθωματοφόρος ασβεστόλιθος με ρουδιστές (Άνω Κρητιδικό επικλυσισγενές κάλυμμα, ΝΔ του χωριού Κορυφή).



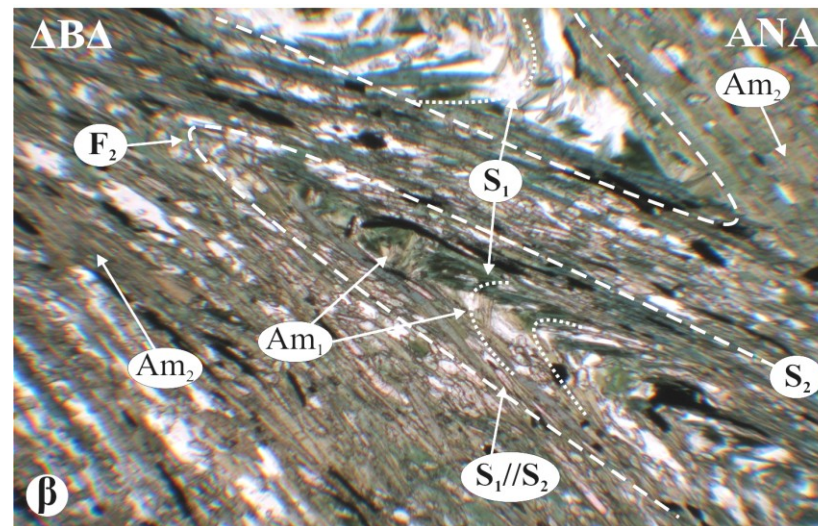
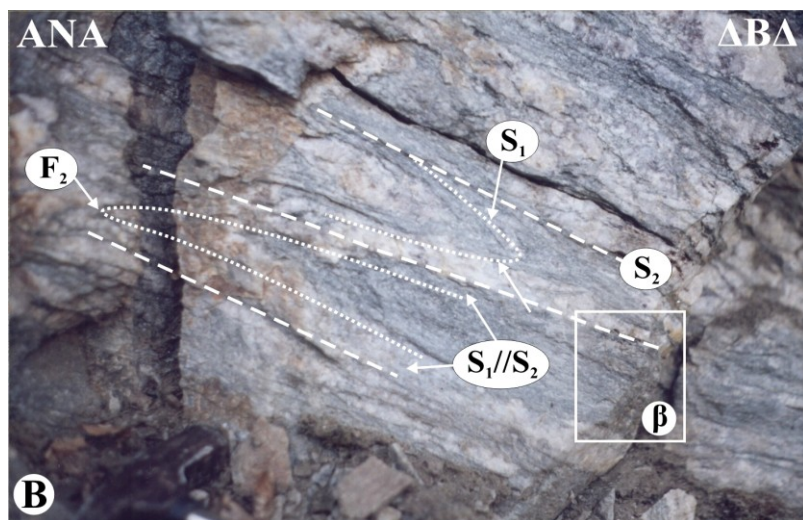
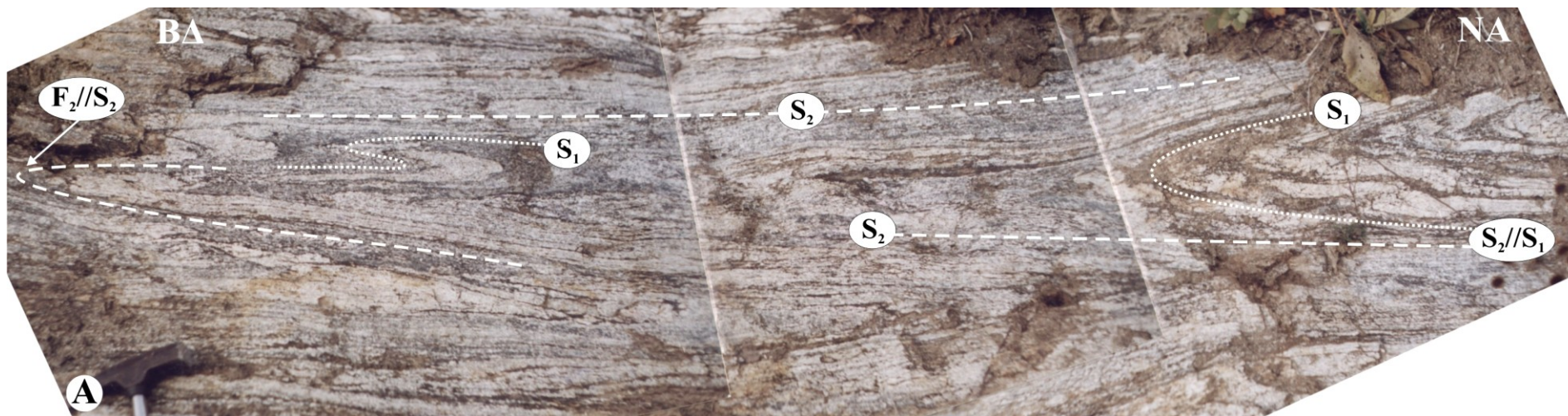
Εικόνα 6: Κατώτερη ενότητα του Πελαγονικού κρυσταλλοσχιστώδους. **(Α)** ανάπτυξη της S_2 ως σχιστότητα ρυτίδωσης σε σχέση με την S_1 και της L_2 γραμμώσης έκτασης παράλληλα στις F_2 ισοκλινείς πτυχές (σχιστόλιθοι, YZ τομή, Χονοδρομικό Κέντρο Βόρα). **(α₁)** σχέση της S_1/S_2 και ανάπτυξη των F_2 και F_4 ανοιχτών πτυχών (YZ τομή, λεπτομέρεια της (Α), Nicols $\perp$, x3,8) και **(α₂)** ανάπτυξη Cld και λευκού μαρμαρυγία Wm_1 της S_1 και περιστροφή τους στην S_2 σχιστότητα με ΒΔ φορά κίνησης (XZ τομή, λεπτομέρεια της (Α), Nicols $\parallel$, x3,8). **(Β)** ανάπτυξη της S_1 σχιστότητας καθώς και η προς τα ΒΔ, φορά της κίνησης (XZ τομή, γνεύσιοι, περιοχή υψώματος Ρόγκας).



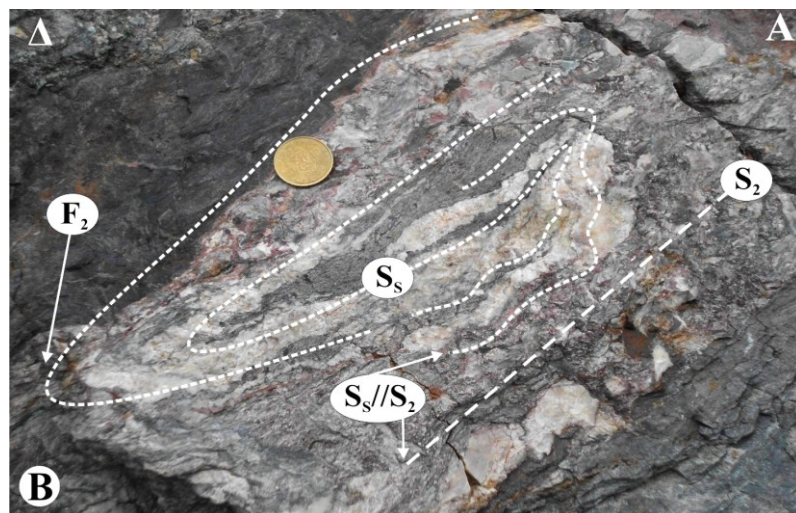
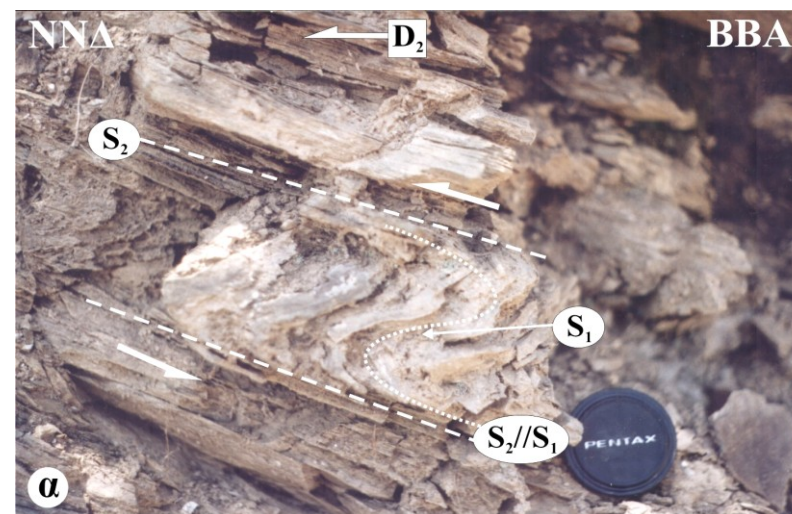
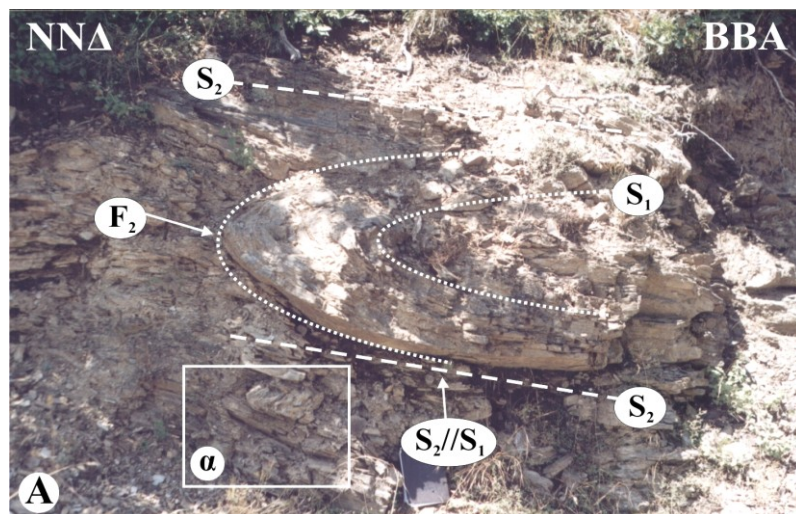
Εικόνα 7: (Α και Β) υπολειμματική διατήρηση της S_1 σχιστότητας ανάμεσα στα επίπεδα της νεότερης S_2 ((Α) μεταρυολιθικός φακός σε σχιστόλιθους της κατώτερης ενότητας του Πελαγονικού κρυσταλλοσχιστώδους, ΝΔ του Χιονοδρομικού Κέντρου Βόρα και (Β) σχιστόλιθοι, κατώτερη μεταμορφωμένη σειρά της ενότητας Λουτρών Αριδαίας, περιοχή Λουτράκι). (Γ) ανάπτυξη της S_2 και της L_2 γράμμωσης έκτασης (XZ τομή, μεταρυόλιθοι στους γνεύσιους, της κατώτερης ενότητας του Πελαγονικού κρυσταλλοσχιστώδους ΒΔ της Παναγίτσας). (γ): περιστροφή και καταστροφή της υπολειμματικής S_1 σχιστότητας στα επίπεδα της S_2 με ΝΑ φορά κίνησης (μικροσκοπική λεπτομέρεια της (Γ), Nicols+, x3,8).



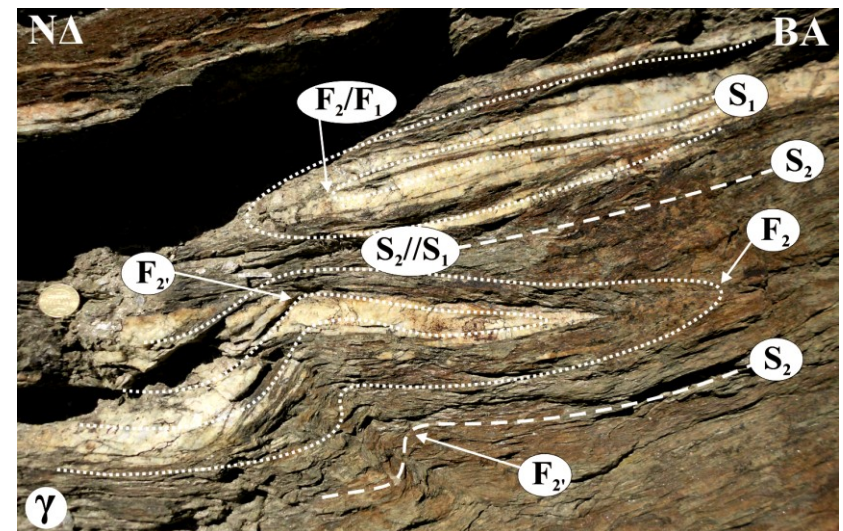
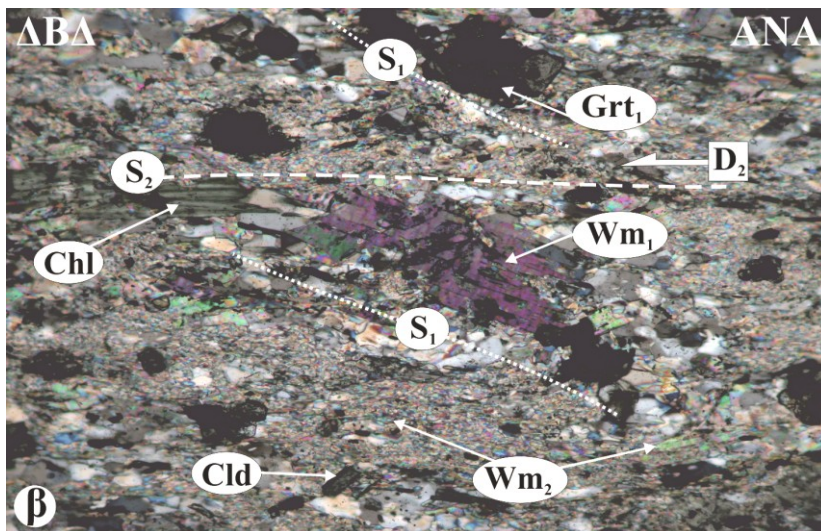
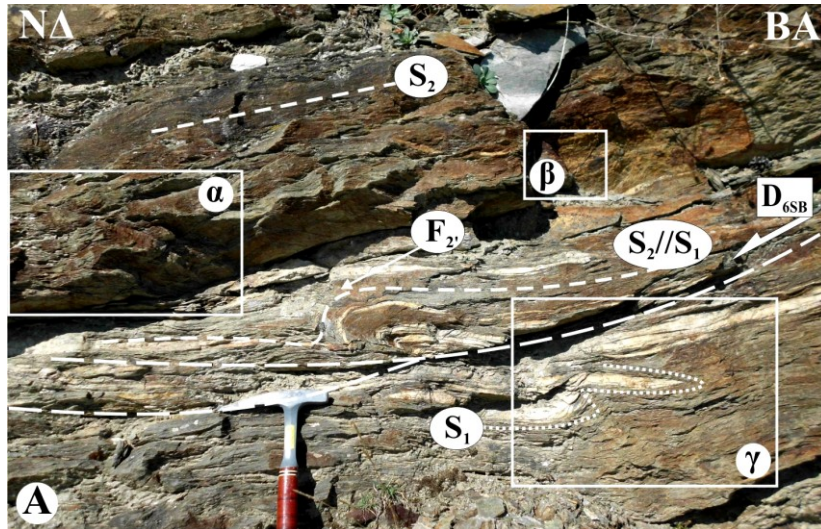
Εικόνα 8: Κατώτερη ενότητα του Πελαγονικού κρυσταλλοσχιτώδους. **(Α)** ανάπτυξη σε χαλαζιακή φλέβα πλαστικών F_2 ισοκλινών πτυχών παράλληλα στην S_2 σχιστότητα (XY τομή, σχιστόλιθοι, BBA της κορυφής Πιπερίτσα). **(α)** υπολειμματική εγκλεισμένη S_1 σχιστότητα σε προ-κινηματικό ως προς την S_2 σ-πορφυροκλάστη γρανάτη με φορά κίνησης προς τα NA (XZ τομή, μικροσκοπική λεπτομέρεια της φωτογραφίας **(Α)**, Nicols $\parallel$, x3,8). **(Β)** υπολειμματική διατήρηση της S_1 σχιστότητας με την μορφή F_2 ισοκλινούς πτύχωσης ανάμεσα στη νεότερη S_2 και ανάπτυξη F_2/F_1 sheath πτυχής (XZ τομή, γενεύσιοι, BA της Παναγίτσας). **(Γ)** ανάπτυξη σφιχτών F_2 πλαστικών πτυχών παράλληλα στην S_2 σχιστότητα (σχιστόλιθοι, Χιονοδρομικό Κέντρο Βόρα).



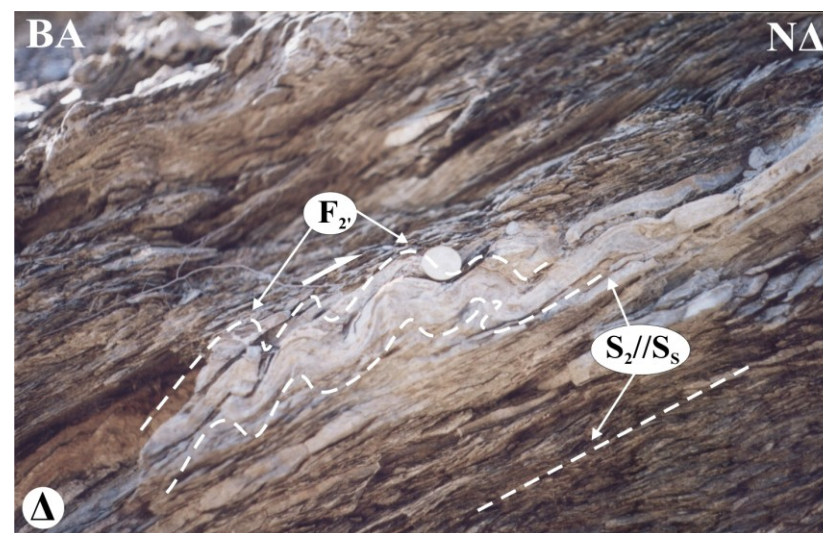
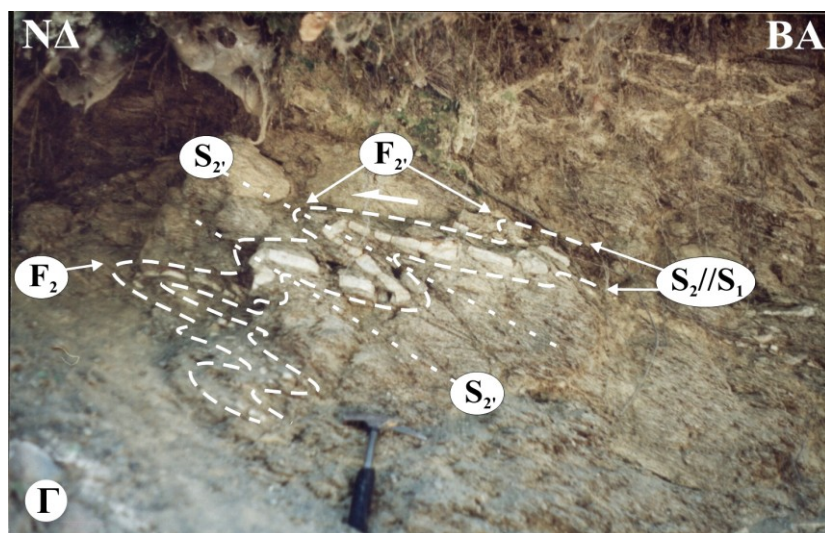
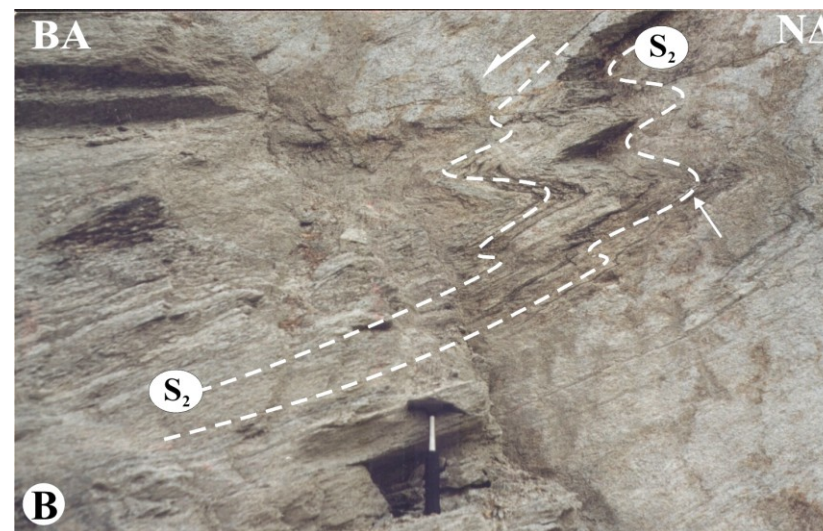
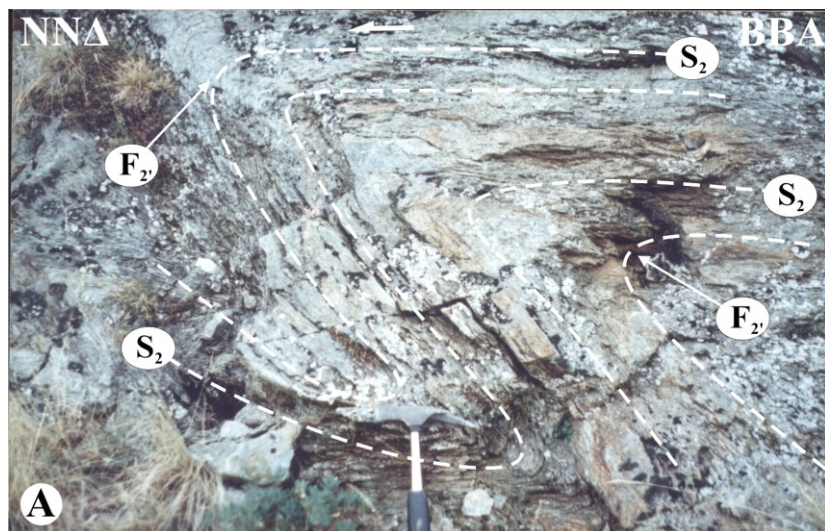
Εικόνα 9: (Α) ανάπτυξη F_2 ισοκλινών πλαστικών πτυχών παράλληλα στην S_2 σχιστότητα (XY τομή, γενέσιος της κατώτερης ενότητας του Πελαγονικού κρυσταλλοσχιστώδους, ΒΒΔ της Παναγίτσας). (Β) υπολειμματική διατήρηση της S_1 σχιστότητας με την μορφή πλαστικής F_2 ισοκλινούς πτύχωσης ανάμεσα στη νεότερη S_2 (XZ τομή, αμφιβολιτικοί σχιστόλιθοι, κατώτερη μεταμορφωμένη σειρά της ενότητας Λουτρών Αριδαίας, ΒΑ υψώματος Γυμνού). (Β) ανάπτυξη ισοκλινών F_2 πτυχών παράλληλα στην S_2 σχιστότητα, η οποία ορίζεται από τον επαναπροσανατολισμό των D_1 αμφιβόλων (am_1) της S_1 σχιστότητας και την ανάπτυξη D_2 αμφιβόλων (am_2) (μικροσκοπική λεπτομέρεια της φωτογραφίας (Β), Nicols $\parallel$, x3,8).



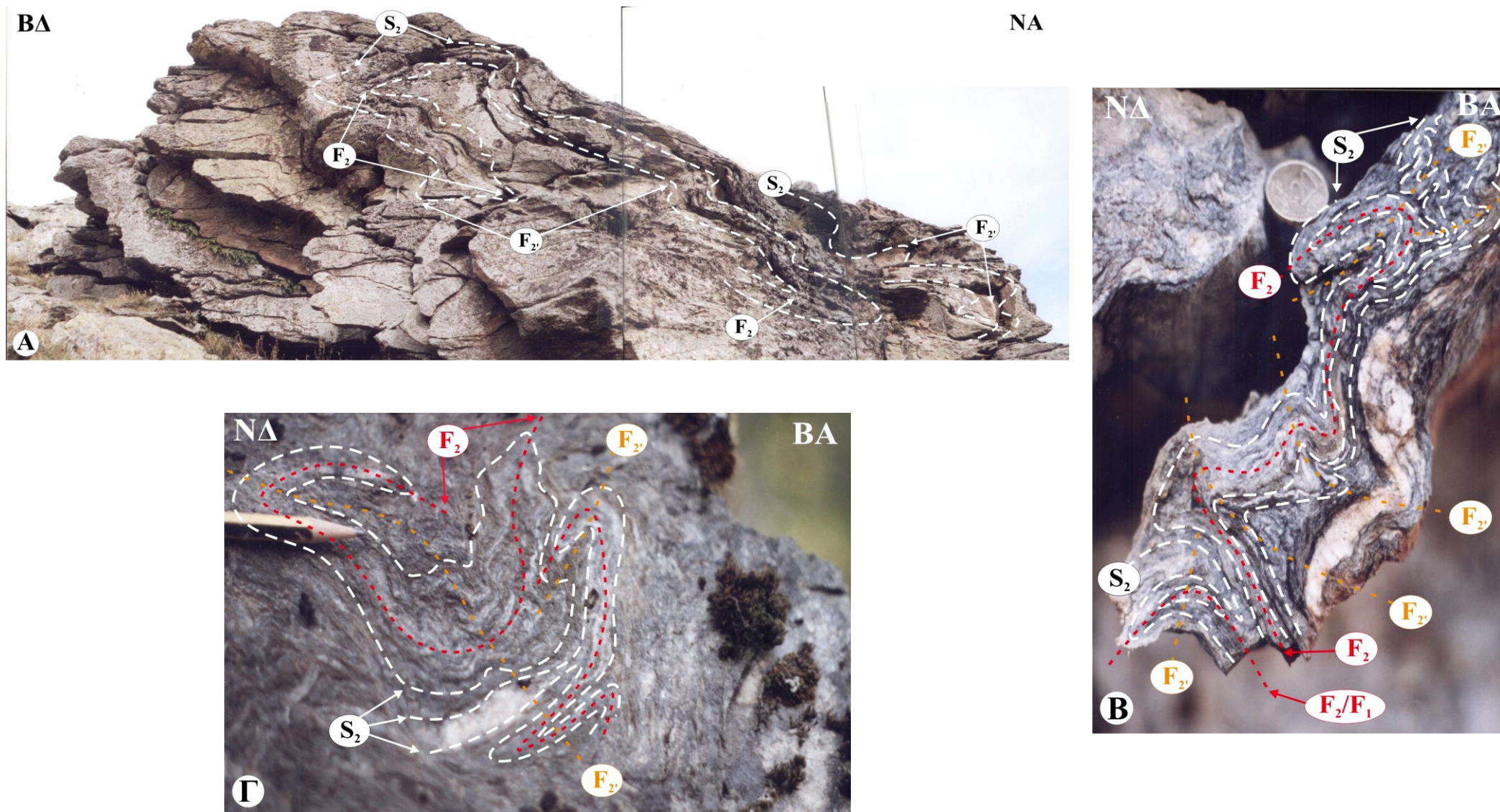
Εικόνα 10: (A) F_2 πλαστική σφιχτή πτύχωση της S_1 σχιστότητας ανάμεσα στα επίπεδα της νεότερης S_2 σχιστότητας (XZ τομή, σχιστόλιθοι, ανώτερη σχιστολιθική σειρά της ενότητας Άννας, ΔΝΔ της κορυφής Φιδόπετρα). (B) κάμψη και περιστροφή της S_1 σχιστότητας στην S_2 με ΝΝΔ φορά κίνησης (λεπτομέρεια της φωτογραφίας (A)). (B και Γ) ανάπτυξη πλαστικών F_2 ισοκλινών πτυχών παράλληλα στην S_2 σχιστότητα (Άνω Ιουρασικά -Κάτω Κρητιδικά χαλαζιακά κροκαλοπαγή, ανώτερη ΒΔ κλαστική σειρά της ενότητας Λουτρών Αριδαίας, XZ τομή, περιοχή Καλής Πεδιάδας (B) και (Γ) φυλλίτες, Άνω Ιουρασική -Κάτω Κρητιδική φλυσχοειδή σειρά της ενότητας Άνω Γαρέφι, XY τομή, περιοχή υψώματος Φιδόπετρας).



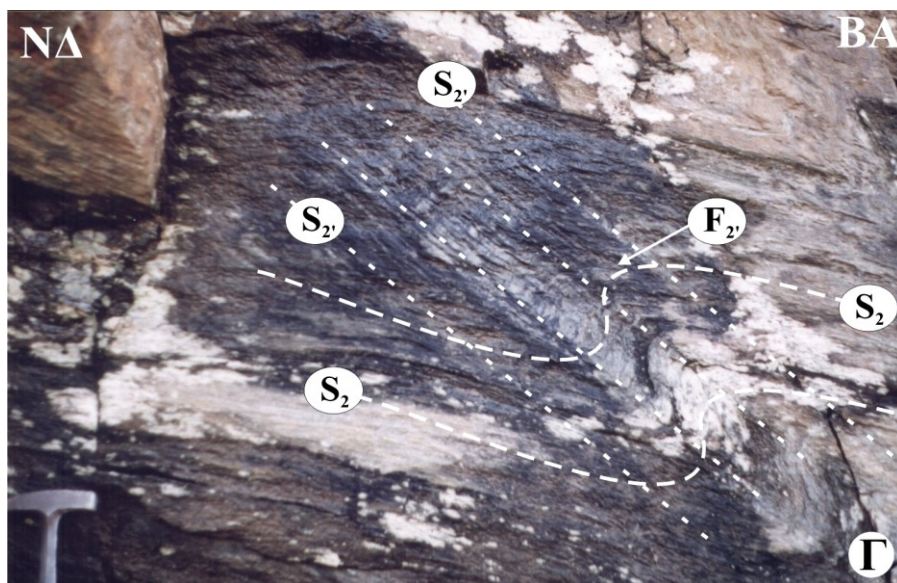
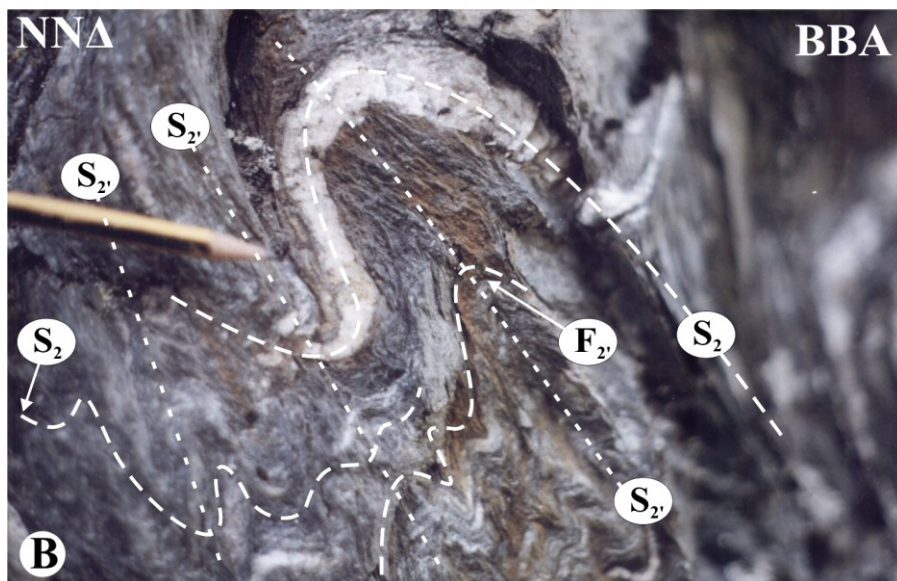
Εικόνα 11: (Α) πτύχωση της S_2 σχιστότητας από ασύμμετρη πλαστική F_2 · κλειστή πτυχή και μεταγενέστερη ανάπτυξη D_6 θραυστικής ζώνης διάτμησης (XY τομή, σχιστόλιθοι της ανώτερης ενότητας του Πελαγονικού κρυσταλλοσχιιστώδους, ΒΔ του Αγίου Αθανασίου). (α) ανάπτυξη της S_2 (λεπτομέρεια της (Α)). (β) περιστροφή του Wm_1 της υπολειμματικής S_1 σχιστότητας κατά μήκος των S_2 επιπέδων, τα οποία ορίζονται από $Chl+Wm_2$ με ΔΒΔ φορά κίνησης (XZ τομή, Nicols+, x3,8, μικροσκοπική λεπτομέρεια της (Α)). (δ) ομοαξονική επαναπτύχωση της F_2/F_1 ισοκλινής πτύχωσης και της S_2 σχιστότητας από την F_2 πτυχή.



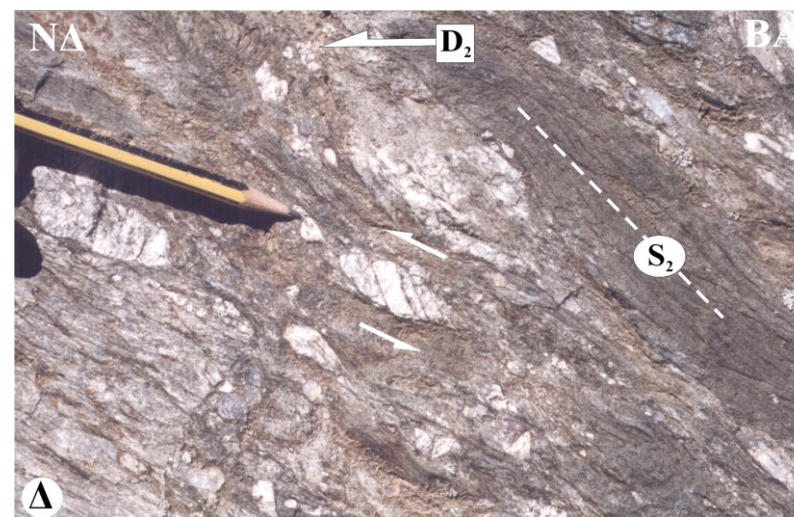
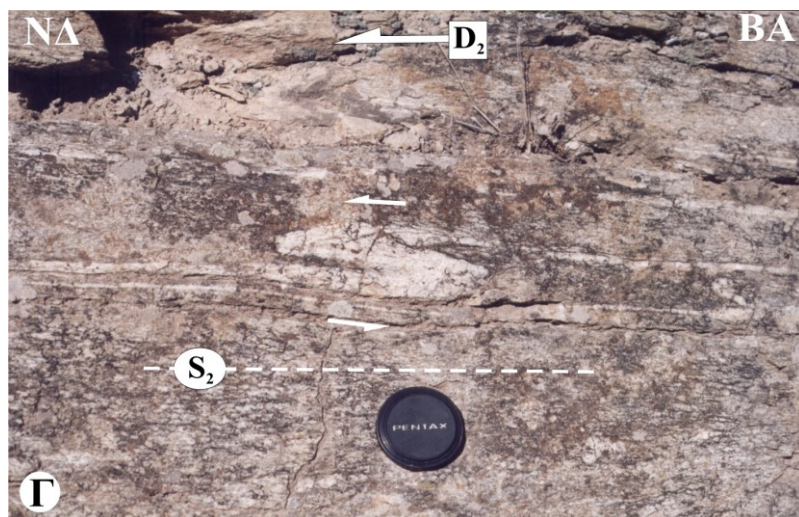
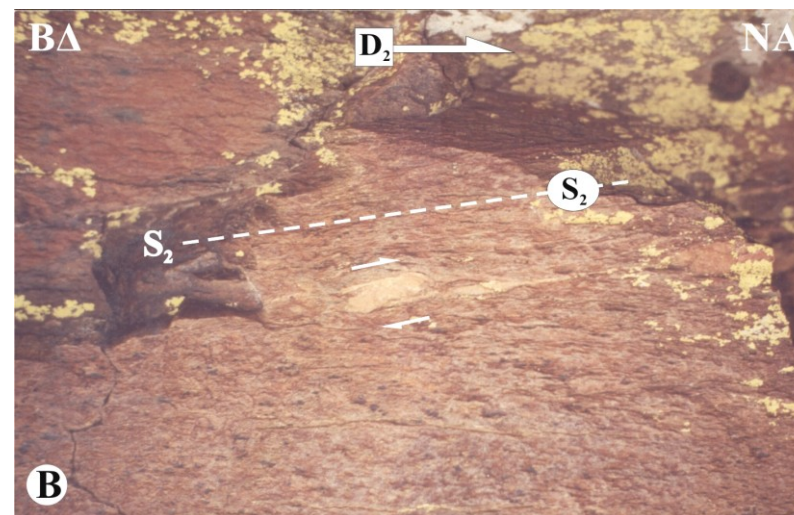
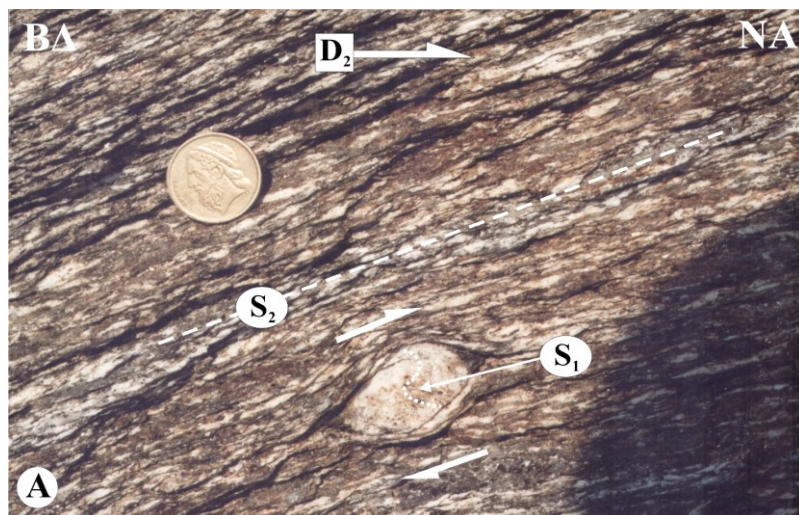
Εικόνα 12: Ανάπτυξη ασύμμετρων πλαστικών F_2' πτυχών σε (Α) γενεσίους της κατώτερης ενότητας του Πελαγονικού κρυσταλλοσχιστώδους (XZ τομή, NΔ από το Δοκάρι), σε (Β) γενεσιοσχιστόλιθους της ανώτερης ενότητας του Πελαγονικού κρυσταλλοσχιστώδους (XZ τομή, NΔ από το Δοκάρι), σε (Γ) γενεσίους της κατώτερης ενότητας του Πελαγονικού κρυσταλλοσχιστώδους (XY τομή, περιοχή καλύβια Γώγου) και σε (Δ) ανθρακικός ορίζοντας σε φυλλίτες της ανώτερης BA κλαστικής σειράς της ενότητας Λουτρών Αριδαίας. (XZ τομή, ΒΔ του Λυκοστόμου).



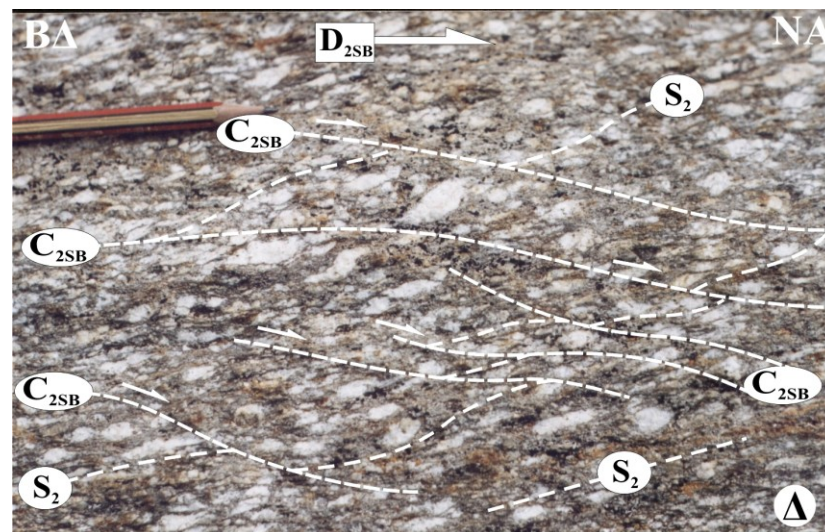
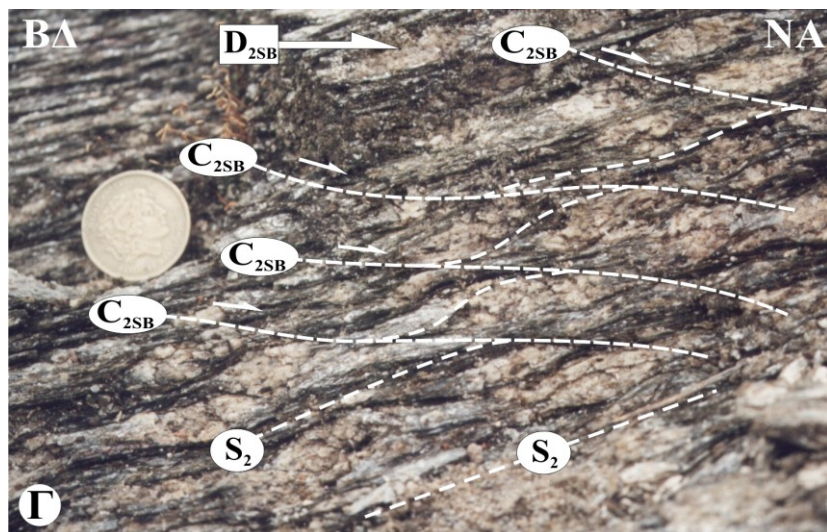
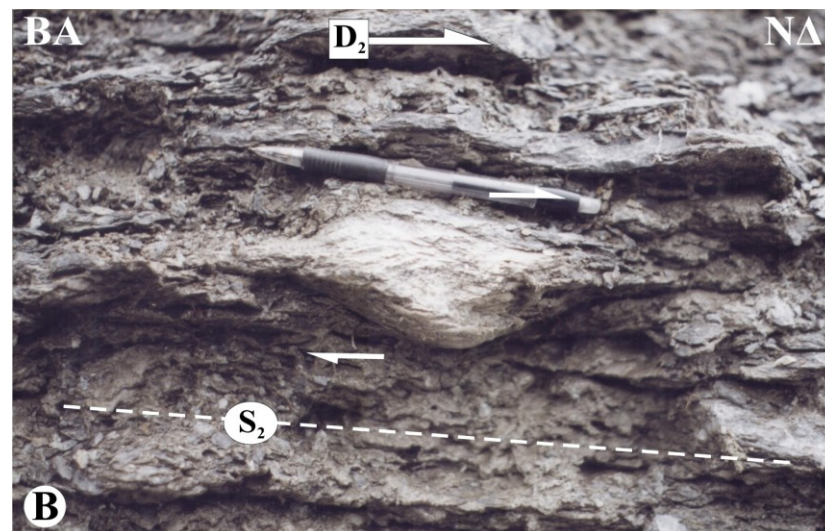
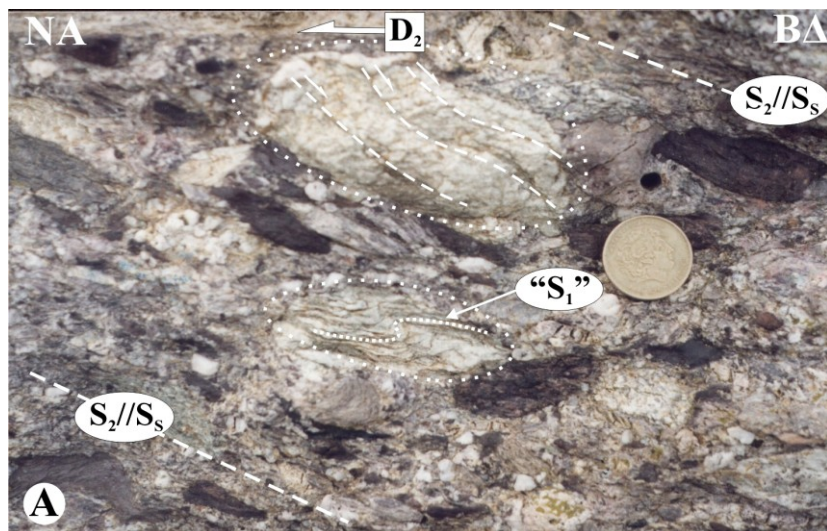
Εικόνα 13: Πλαστική ομοαξονική επαναπτύχωση των F_2/F_1 ισοκλινών πτυχών από τις F_2 πτυχές σε (Α) αμφιβολιτικούς γνευσίους της κατώτερης ενότητας του Πελαγονικού κρυσταλλοσχιστώδους (XZ τομή, ΝΔ του υψώματος Προφήτη Ηλία), σε (Β και Γ): αμφιβολιτικούς σχιστόλιθους της κατώτερης μεταμορφωμένης σειράς της ενότητας Λουτρών Αριδαίας (XY τομές, βόρεια του υψώματος Γυμνό).



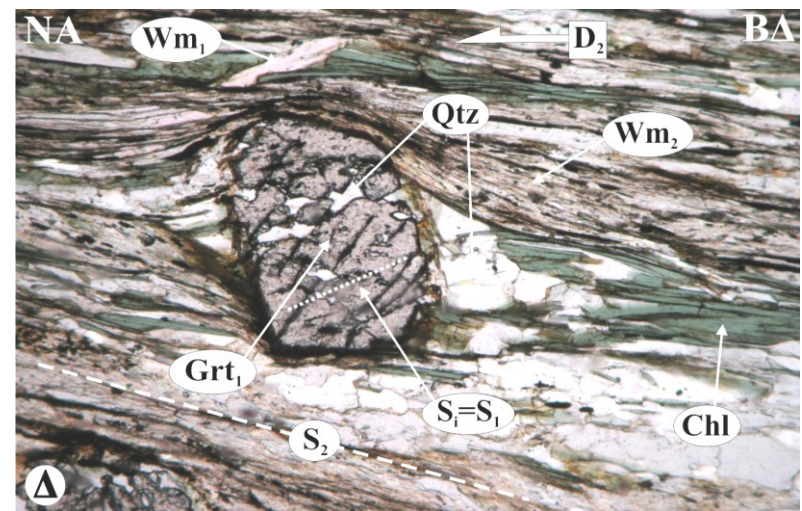
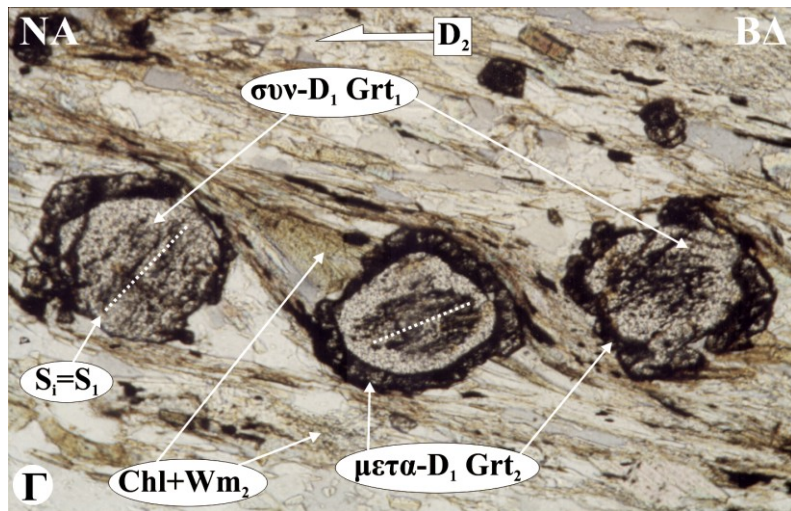
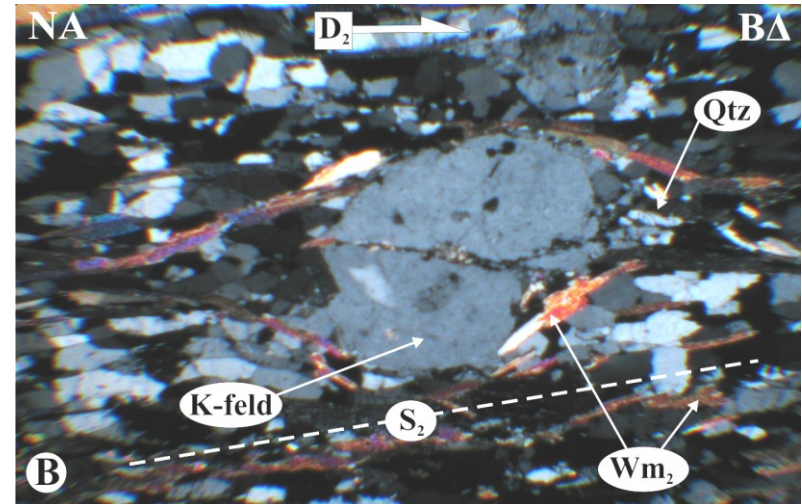
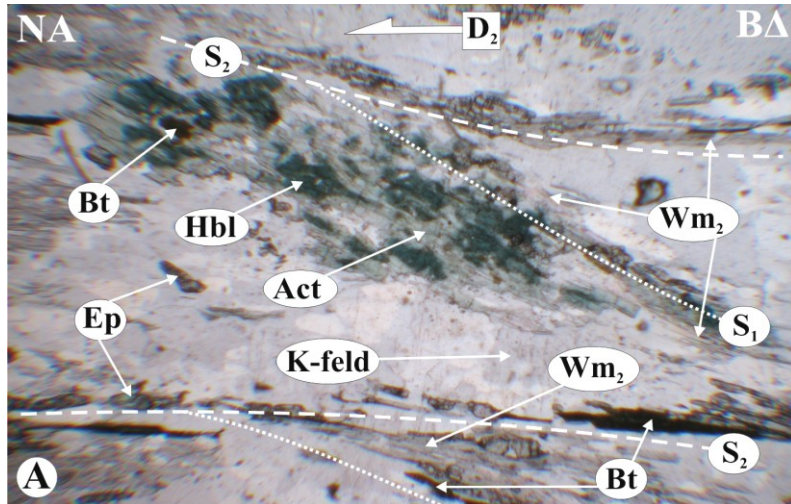
Εικόνα 14: Ανάπτυξη της $S_{2'}$ σχιστότητας παράλληλη στα αξονικά επίπεδα των $F_{2'}$ πτυχών σε (Α) γενεσίους της κατώτερης ενότητας του Πελαγονικού κρυσταλλοσχιστώδους (ΧΥ τομή, περιοχή Καλύβια Γώγου) και σε (Β και Γ) πρασινοσχιστόλιθους της κατώτερης μεταμορφωμένης σειράς της ενότητας Λουτρών Αριδαίας (ΧΥ τομές, ΒΔ του υψώματος Γυμνό).



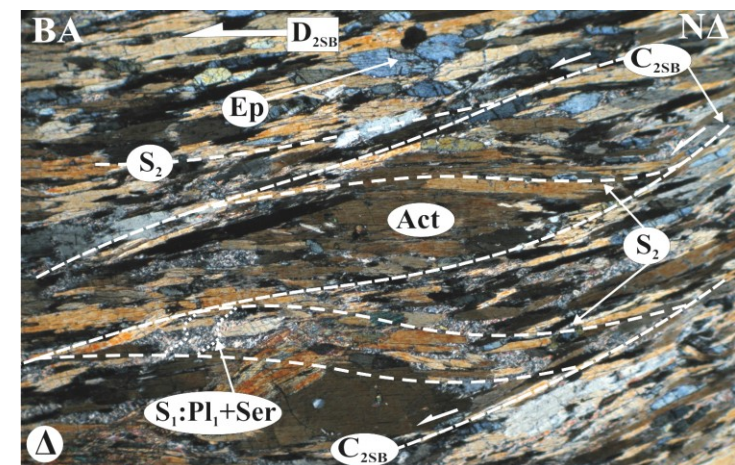
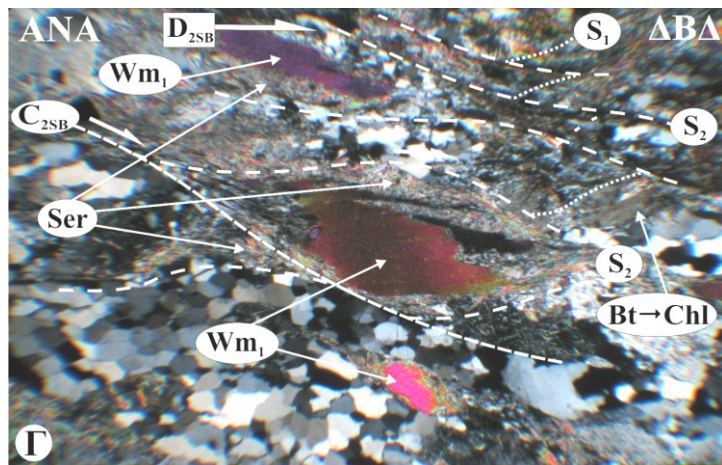
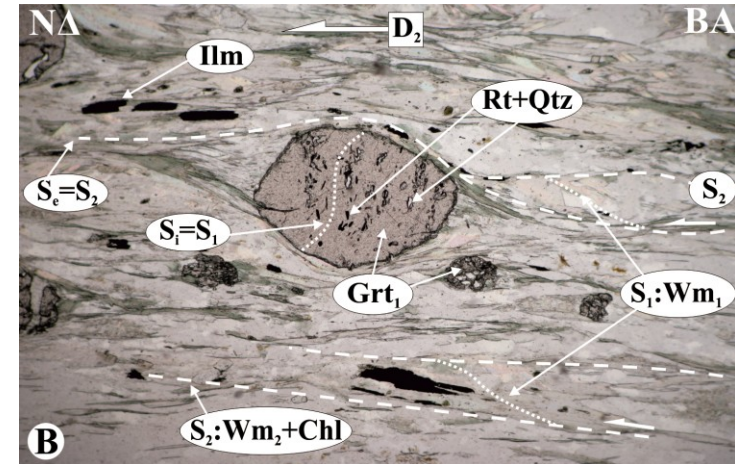
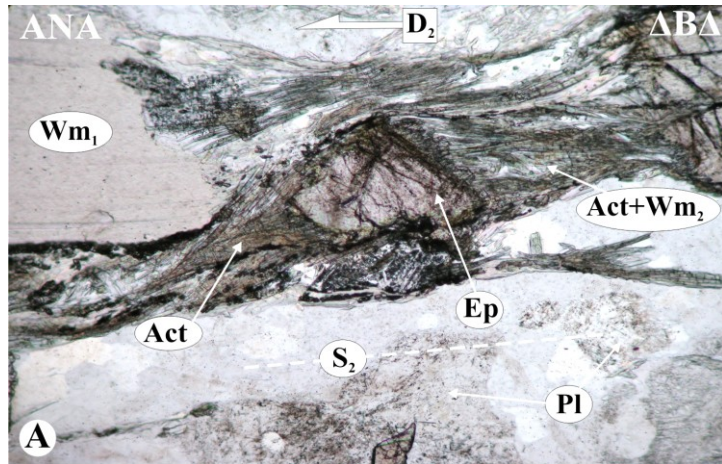
Εικόνα 15: D₂ δείκτες κινηματικής (XZ τομές). (Α) σ-πορφυροκλάστης K-feld με φορά κίνησης προς τα ΝΑ. Διακρίνεται επίσης και μια S₁ εγκλεισμένη εσωτερική σχιστότητα (οφθαλμογενέυσις της κατώτερης ενότητας του Πελαγονικού κρυσταλλοσχιστώδους, ΒΑ από τα Ερείπια Παπαδιάς). (Β) σύνθετος χαλαζιακός πορφυροκλάστης με φορά κίνησης προς ΝΑ (σχιστόλιθοι της κατώτερης ενότητας του Πελαγονικού κρυσταλλοσχιστώδους, βόρεια της κορυφής Πιπερίτσα), (Γ) ασύμμετρη πλαστική μικροπτυχή με φορά κίνησης προς τα ΝΔ (γενεύσις, κατώτερη κρυσταλλοσχιστώδη σειρά της ενότητας Άννας, βόρεια του Λυκοστόμου) (Δ) αντιθετικές διατμητικές μικροδιαρρήξεις σε χαλαζιακή κροκάλη με ΝΔ φορά (μετακροκαλοπαγές, κατώτερη κρυσταλλοσχιστώδη σειρά της ενότητας Άννας, ΒΑ του Λυκοστόμου).



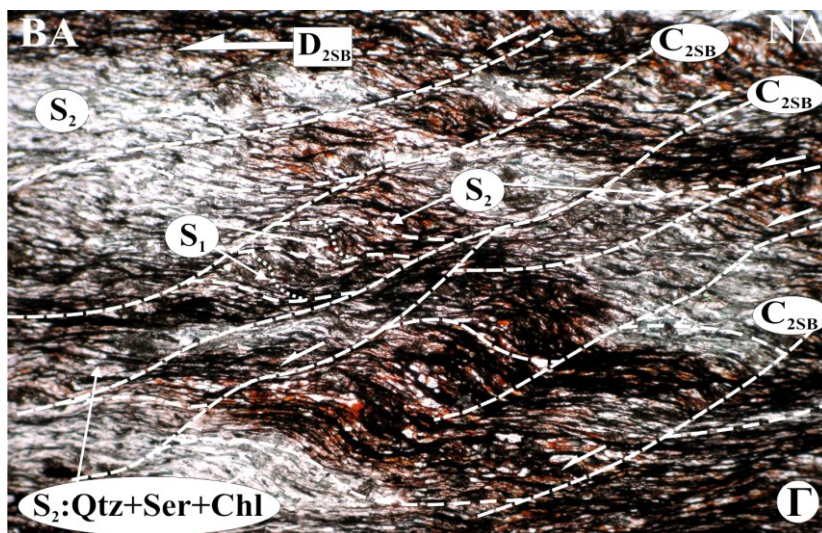
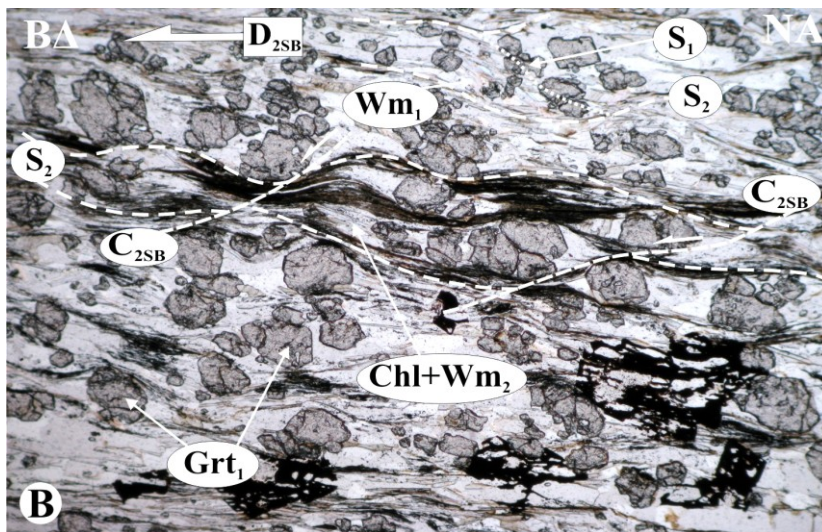
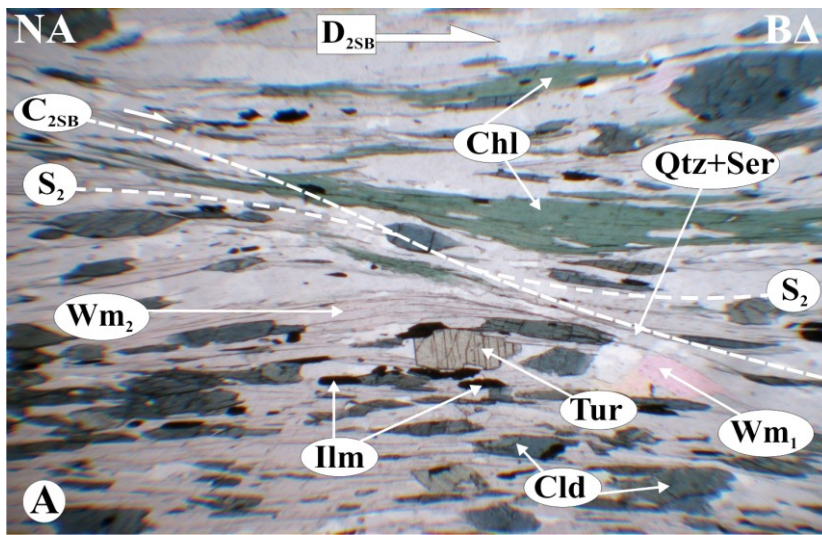
Εικόνα 16: D₂ δείκτες κινηματικής (XZ τομές). (Α) κάμψη της κληρονομούμενης “S₁ σχιστότητας” και αντιθετικές διατμητικές διαρρήξεις σε γνευσιακές κροκάλες με φορά κίνησης προς ΝΑ και (Β) προσανατολισμένη γνευσιακή κροκάλα με την μορφή “σ-κλάστη” που δείχνει φορά κίνησης προς ΝΑ (κροκαλοπαγή, ανώτερη Άνω Ιουρασική -Κάτω Κρητιδική ΒΔ κλαστική σειρά της ενότητας Λουτρών Αριδαίας, νότια της Καλής Πεδιάδας). (Γ και Δ) D₂ πλαστικές ζώνες διάτμησης (C_{2SB}) με φορά κίνησης προς ΝΑ (αμφιβολιτικοί γνεύσιοι - περιοχή Χασανάκος (Γ) και οφθαλμογνεύσιοι - περιοχή υψώματος Στρατιώτη (Δ) της κατώτερης ενότητας του Πελαγονικού κρυσταλλοσχιστώδους).



Εικόνα 17: D₂ δείκτες κινηματικής (XZ τομές, φωτογραφίες μικροσκοπίου, κατώτερη ενότητα του Πελαγονικού κρυσταλλοσχιστώδους). **(Α)** περιστροφή και ταυτόχρονη μετατροπή της Hbl=S₁ σε Act κατά μήκος της S₂ σχιστότητας με NA φορά κίνησης (αμφιβολιτικοί γνεύσιοι, Nicols||, x3,8, περιοχή Καλύβια Γιαννακούλα). **(Β):** σ-πορφυροκλάστης K-feld με σκιές πίεσης από Qtz+Wm₂=S₂ και φορά κίνησης προς ΒΔ (γνεύσιοι, Nicols||, x3,8, περιοχή Καλύβια Γιαννακούλα) **(Γ και Δ)** υπολειμματική S₁=S₂ σχιστότητα σε συν-κινηματικούς ως προς την S₁ σ-πορφυροκλάστες Grt₁, με σκιές πίεσης από Chl+Wm₂=S₂ στην **(Γ)** και Chl+Wm₂+Qtz=S₂ στην **(Δ)**, η φορά κίνησης είναι προς NA Στην **(Γ)** φαίνεται η ανάπτυξη συν-κινηματικού Grt₂ ως προς την S₂ (σχιστόλιθοι, Nicols||, x6,3 **(Γ)** και x3,8 **(Δ)**, ΒΔ της Πιπερίτσας).



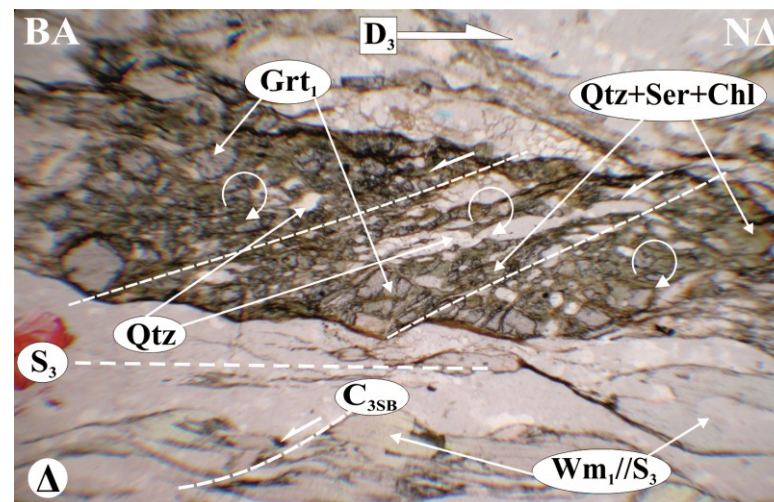
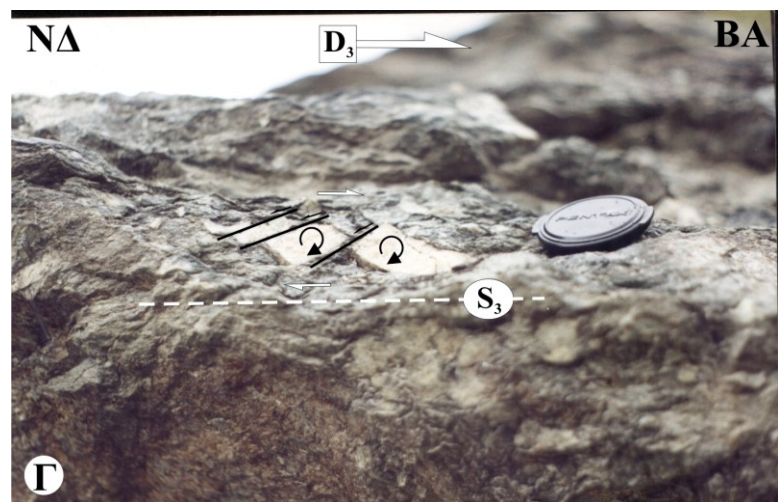
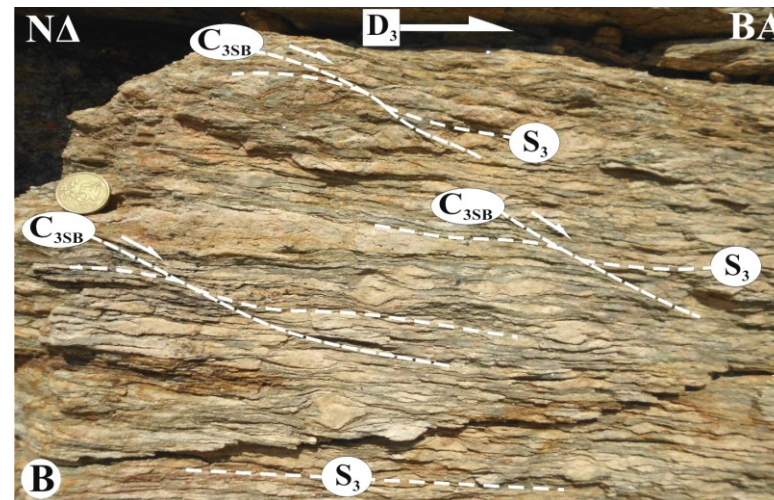
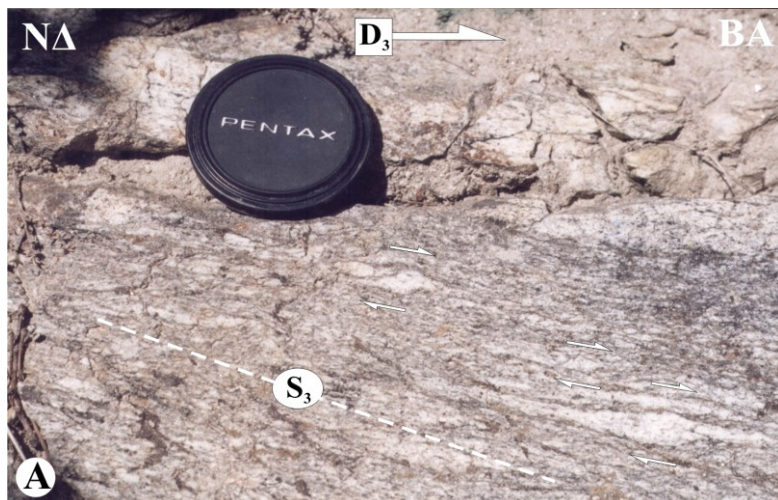
Εικόνα 18: D₂ δείκτες κινηματικής (XZ τομές, φωτογραφίες μικροσκοπίου, κατώτερη κρυσταλλοσχηστώδης σειρά της ενότητας Άννας). (Α) σ-πορφυροκλάστης Ep με σκιές πίεσης από Act+Wm₂=S₂ και φορά κίνησης προς ANA (γενέσιοι, Nicols $\parallel$, x3,8, δυτικά των Προμάχων). (Β) υπολειμματική εγκλεισμένη S₁=S_i=Qtz+Rt σχιστότητα σε συν-κινηματικό ως προς την S₁ σ-πορφυροκλάστη Grt₁, με σκιές πίεσης από Chl+Wm₂=S₂=S_e και φορά κίνησης προς ΝΑ. Στο κάτω μέρος της φωτογραφίας αναγνωρίζεται επίσης υπολειμματικά η S₁=Wm₁ ανάμεσα στα επίπεδα της S₂ (σχιστόλιθοι, ΒΔ των Προμάχων, Nicols $\parallel$, x6,3). (Γ και Δ) D_{2SB} πλαστικές ζώνες διάτμησης, (Γ) περιστροφή και αποκρυστάλλωση του Wm₁ κατά μήκος των C_{2SB} επιπέδων διάτμησης σε Ser με φορά κίνησης προς ΔΒΔ. Υπολειμματικά στο επάνω δεξιό μέρος της φωτογραφίας διακρίνονται κρύσταλλοι βιοτίτη της S₁ που μετατρέπονται σε Chl κατά μήκος των επιπέδων της S₂ (γενέσιοι, Nicols $\parallel$, x3,8, δυτικά των Προμάχων) και (Δ) περιστροφή του Act=S₂ κατά μήκος των C_{2SB} επιπέδων διάτμησης με ΒΑ φορά. Στο κάτω μέρος της φωτογραφίας διακρίνεται υπολειμματικά η S₁=Pl₁+Ser (αμφιβολιτικοί σχιστόλιθοι, Nicols $\perp$, x3,8, περιοχή υψώματος Άννας).



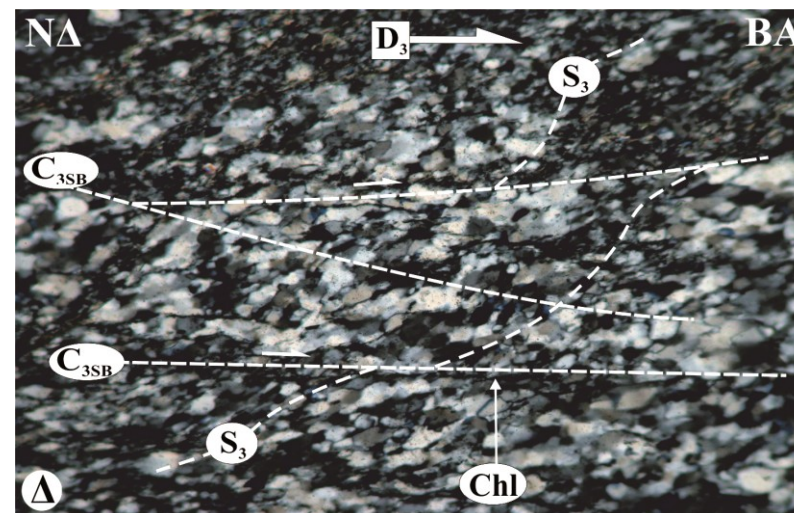
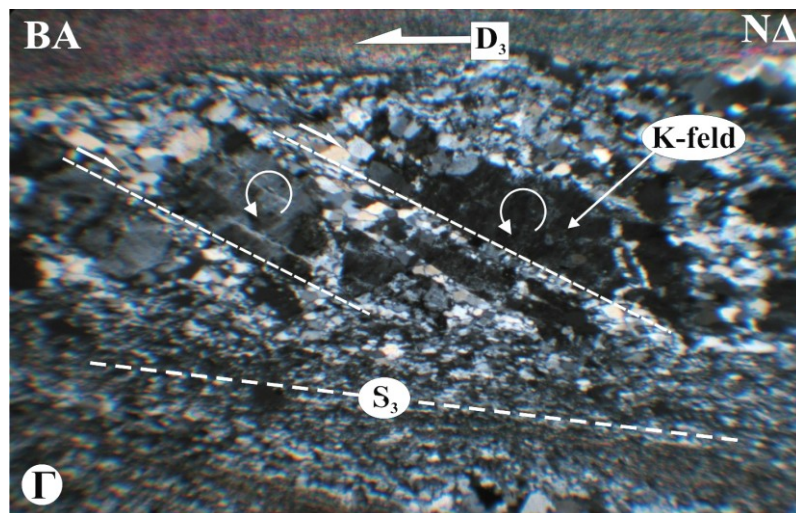
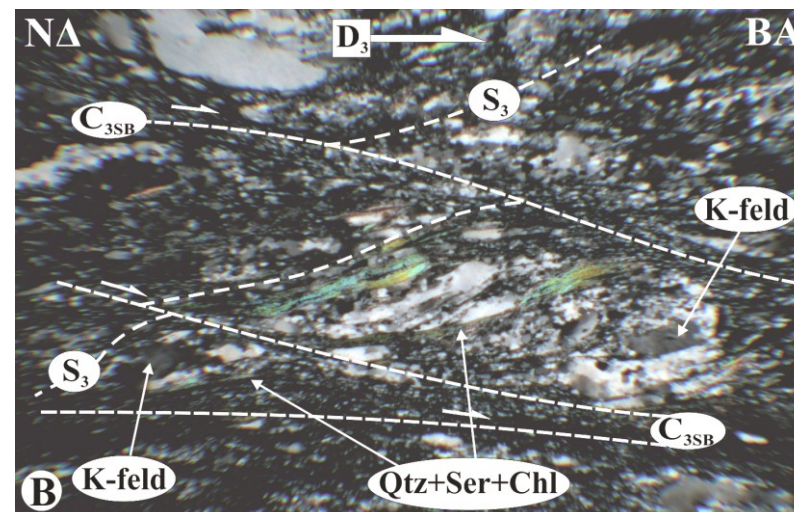
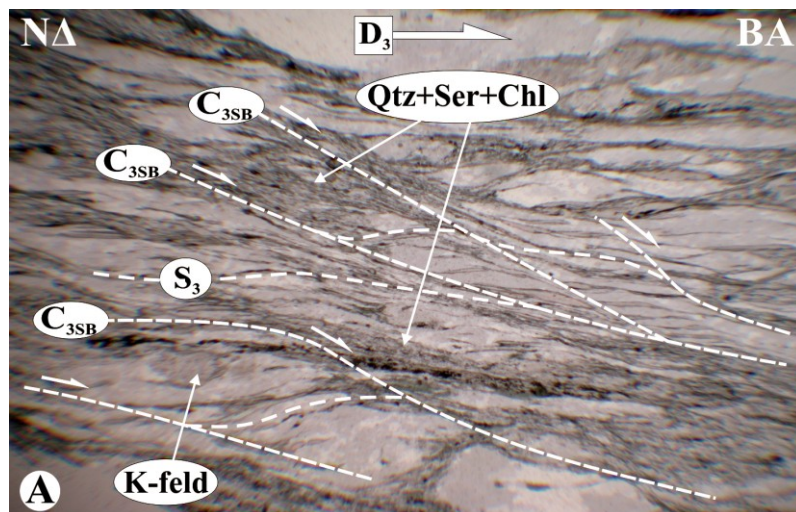
Συντομογραφίες ορυκτών

Act = ακτινόλιθος
 Aln = αλλανίτης
 Am_{1και2} = D₁ και D₂ αμφίβολος
 Bt = βιοτίτης
 Brs = Βαροσίτης
 Chl = χλωρίτης
 Cld = χλωριτοειδής
 Czo = κλινοζωϊσίτης
 Ep = επίδοτο
 Grt_{1και2} = D₁ και D₂ γρανάτης
 Hbl = κεροστίλβη
 Ilm = ιλμενίτης
 K-feld = καλιούχος άστριος
 Mi = μικροκλινής
 Pl_{1και2} = D₁ και D₂ πλαγιόκλαστο
 Qtz = χαλαζίας
 Rt = ρουτίλιο
 Ser = σερικίτης
 Str = σιλπινομέλανας
 Ttn = Τιτανίτης
 Tur = τουρμαλίνη
 Wm_{1και2} = D₁ και D₂ λευκός μαρμαρυγίας
 Zrn = ζirkόνιο

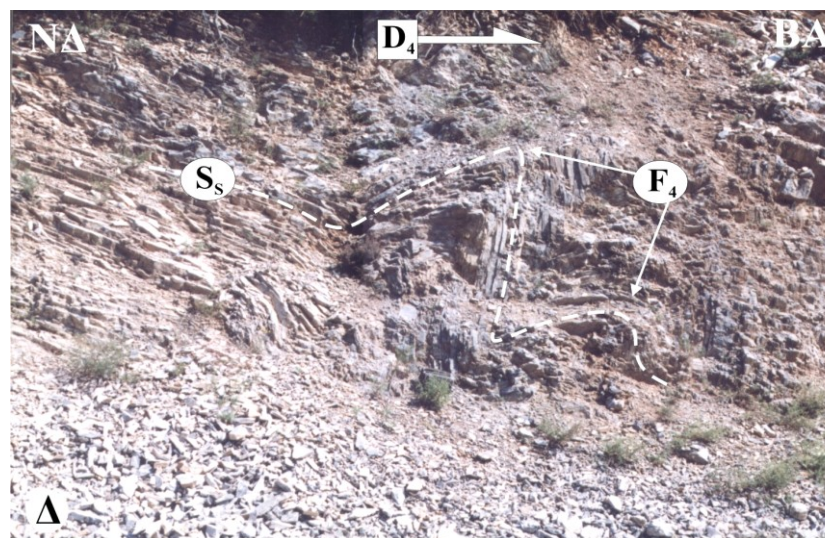
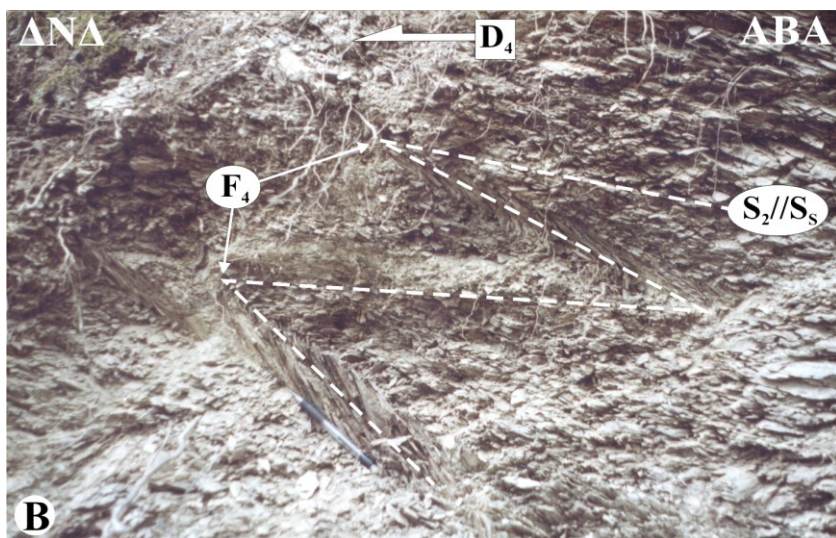
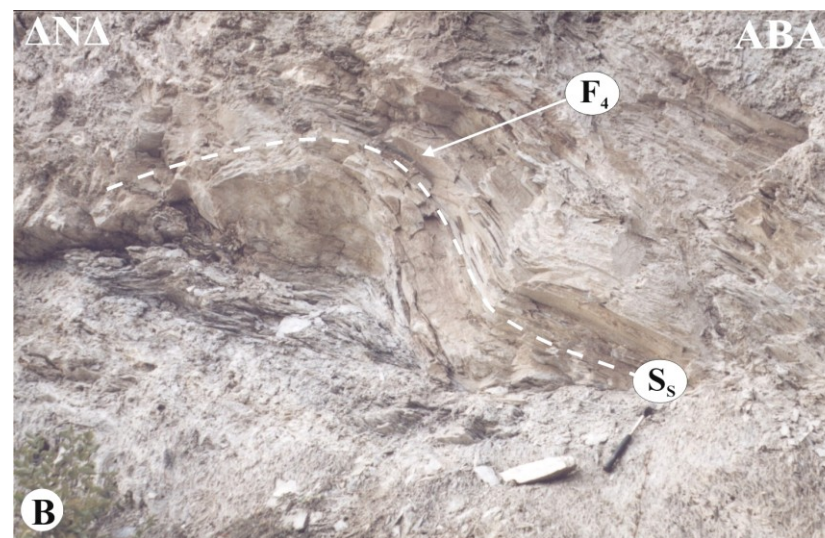
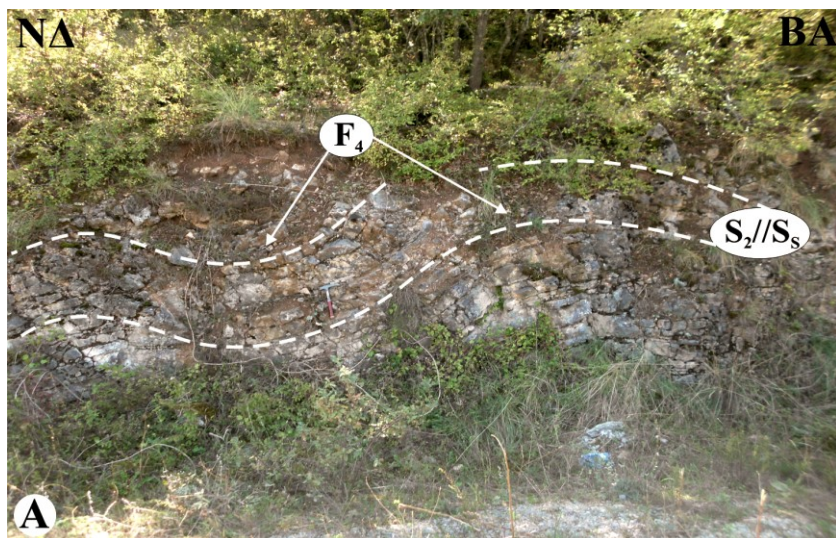
Εικόνα 19: D_{2SB} πλαστικές ζώνες διάτμησης (XZ τομές, φωτογραφίες μικροσκοπίου). (Α και Β): καμπύλωση της S₂:Wm₂+Chl+Ilm σχιστότητας κατά μήκος των C_{2SB} επιπέδων διάτμησης με ταυτόχρονη δυναμική ανακρυστάλλωση του Qtz, του Wm σε Ser και επαναπροσανατολισμός του Chl και Wm₂ κατά μήκος των C_{2SB} με φορά κίνησης προς ΒΔ. Στο επάνω τμήμα της (Β) διακρίνεται υπολειμματικά η S₁=Grt₁+Wm₁ (σχιστόλιθοι του Πελαγονικού κρυσταλλοσχιστώδους από την κατώτερη ενότητα, ΒΑ από το Δοκάρι, Nicols $\perp$, x3,8) (Α) και (Β) από την ανώτερη ενότητα, ΝΑ του Σκοπού, Nicols $\parallel$, x3,8). (Γ) κάμψη της S₂:Qtz+Ser+Chl κατά μήκος C_{2SB} επιπέδων διάτμησης που αναπτύσσονται με την μορφή σχισμού ρυτίδωσης διαστολής (ecc) με ΒΑ φορά κίνησης. Στο κέντρο της φωτογραφίας μεταξύ των επιπέδων της S₂ υπολειμματικά διακρίνεται και η S₁ (σχιστόλιθοι, ανώτερη σχιστολιθική σειρά της ενότητας Άννας, δυτικά της Φιδόπετρας, Nicols $\perp$, x3,8)



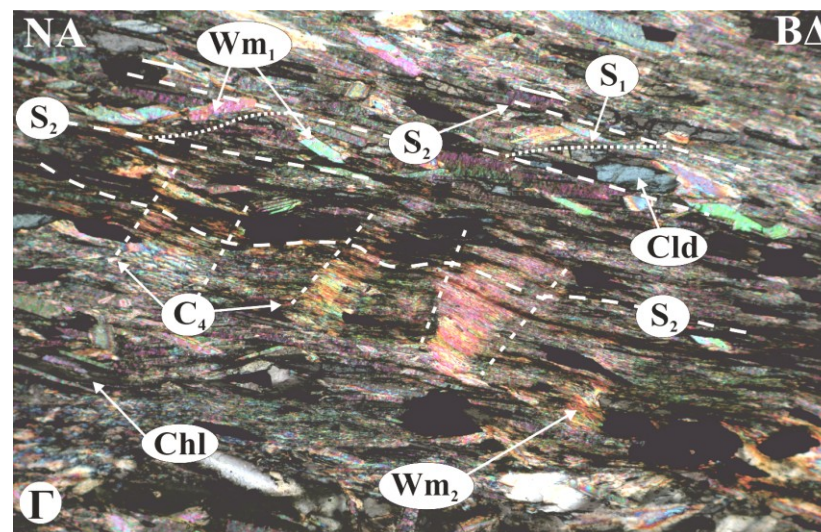
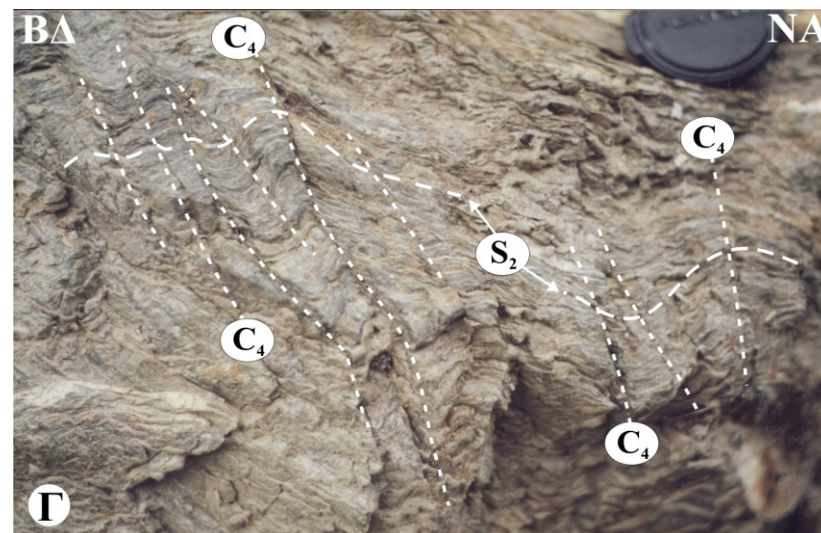
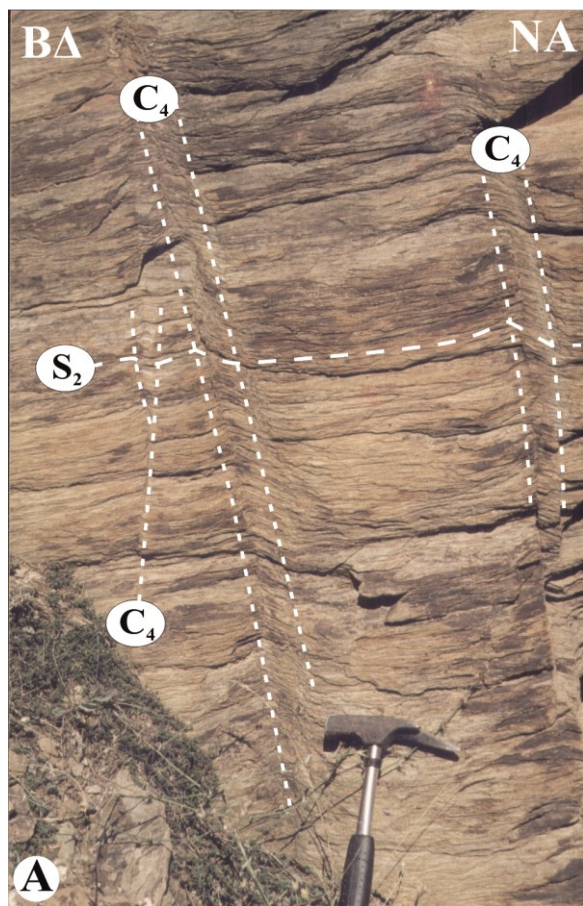
Εικόνα 20. D₃ μυλονιτικές ζώνες διάτμησης (XZ τομές, κατώτερη κρυσταλλοσχιστώδη σειρά της ενότητας Άννας). (Α και Β) ανάπτυξη της μυλονιτικής S₃ σχιστότητας και σπορυροκλάστες αστρίων που δείχνουν φορά κίνησης προς ΒΑ. Προοδευτική ανάπτυξη C_{3SB} επιπέδων διάτμησης (Β) που καμπυλώνουν την μυλονιτική S₃ σχιστότητας με φορά κίνησης προς ΒΑ (γενετισιοί, ΒΑ από τους Προμάχους (Α) και βόρεια από τους Προμάχους (Β)). (Γ) αντιθετικές διατμητικές μικροδιαρρήξεις σε γενευσιακή κροκάλα με ΒΑ φορά κίνησης (μετακροκαλοπαγές, δυτικά των Προμάχων). (Δ) περιστροφή και καταστροφή του Grt₁ με ταυτόχρονη ανάπτυξη αντιθετικών διατμητικών μικροδιαρρήξεων. Στο κάτω μέρος της φωτογραφίας διακρίνονται C_{3SB} επίπεδα διάτμησης που καμπυλώνουν την S₃. Η φορά της διάτμησης είναι προς ΝΔ (σχιστόλιθοι, περιοχή Λυκόστομο, φωτογραφία μικροσκοπίου, Nicols ||, x3,8).



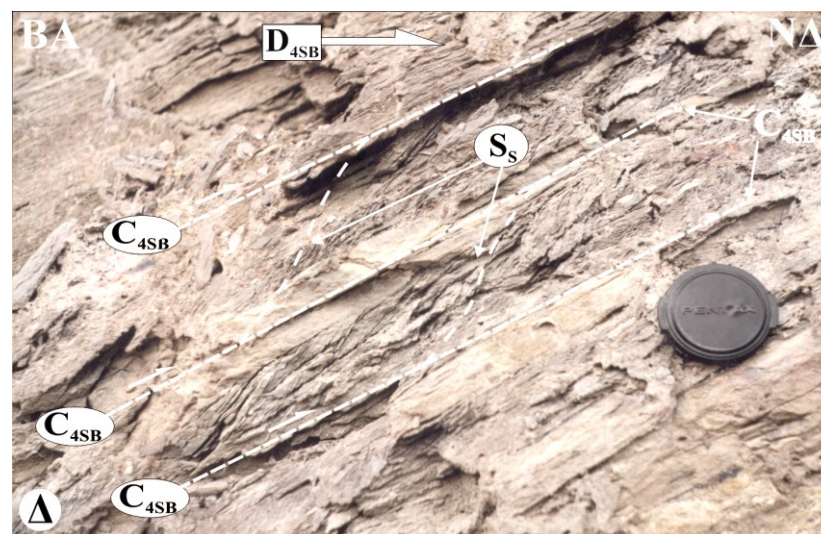
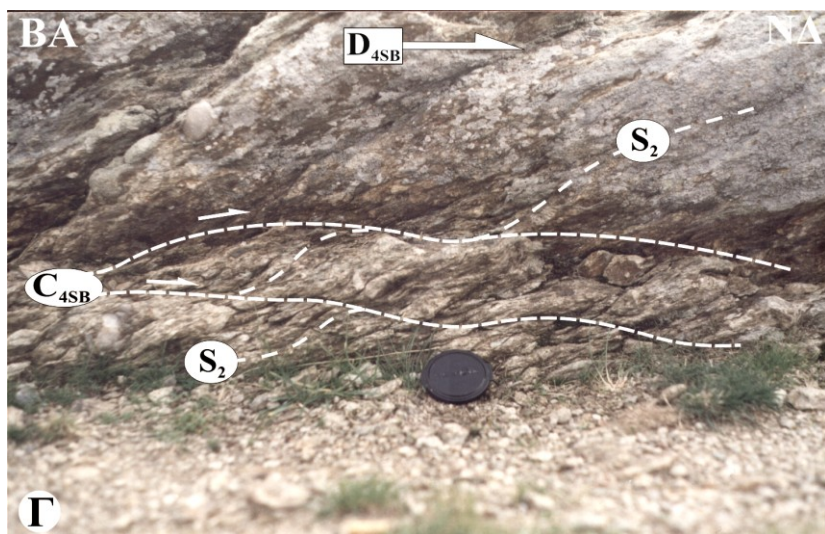
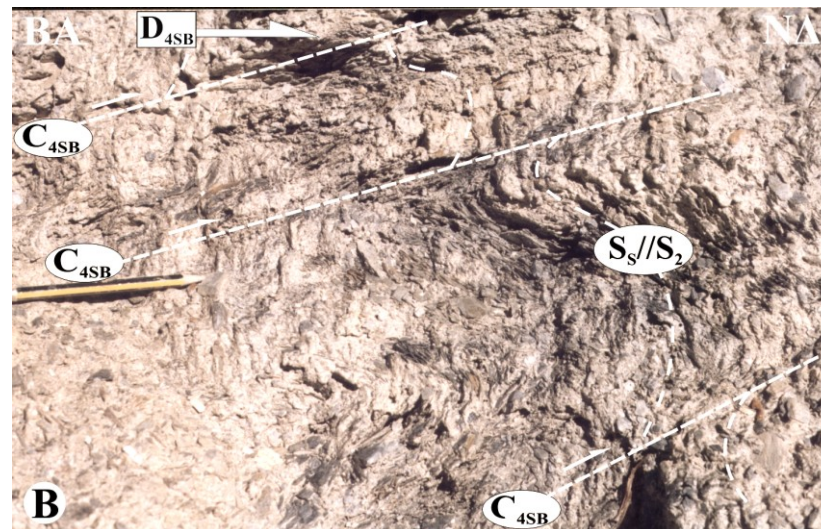
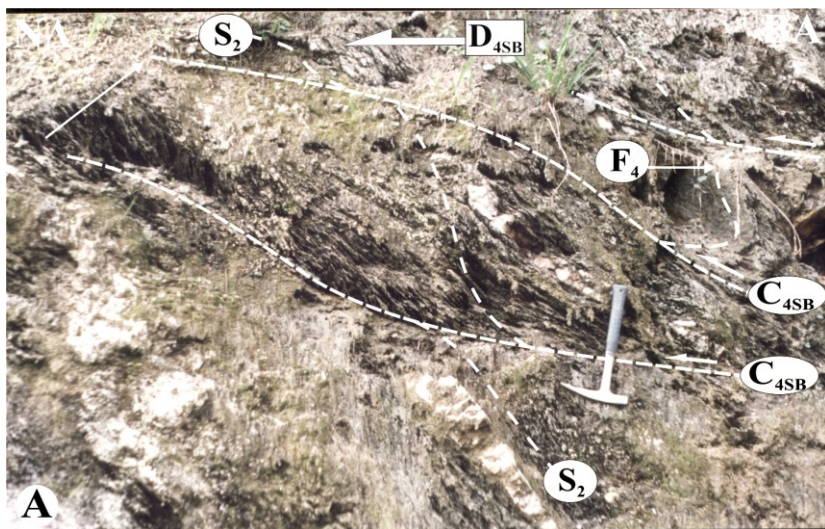
Εικόνα 21: D₃ μυλονιτικές ζώνες διάτμησης με φορά κίνησης προς BA (XZ τομές, φωτογραφίες μικροσκοπίου, ενότητα Άννας). (A και B): ανάπτυξη C_{3SB} επιπέδων διάτμησης που καμπυλώνουν την μυλονιτική S₃ σχιστότητα και (Γ) περιστροφή και δυναμική ανακρυστάλλωση του K-feld σε χαλαζία με ταυτόχρονη ανάπτυξη αντιθετικών διατμητικών μικροδιαρρήξεων (γενέσιιοι της κατώτερης κρυσταλλοσχιστώδους σειράς, περιοχή Προμάχων, (A) Nicols $\parallel$, x3,8, (B και Γ) Nicols $\perp$, x3,8). (Γ) δυναμική ανακρυστάλλωση του χαλαζία κατά μήκος της S₃ μυλονιτικής σχιστότητας και πλάγια τοποθέτησή της στα C_{3SB} επίπεδα διάτμησης (μεταρρύθμιση της ανώτερης σχιστολιθικής σειράς, BΔ από το Άνω Γαρέφι, Nicols $\perp$, x3,8)



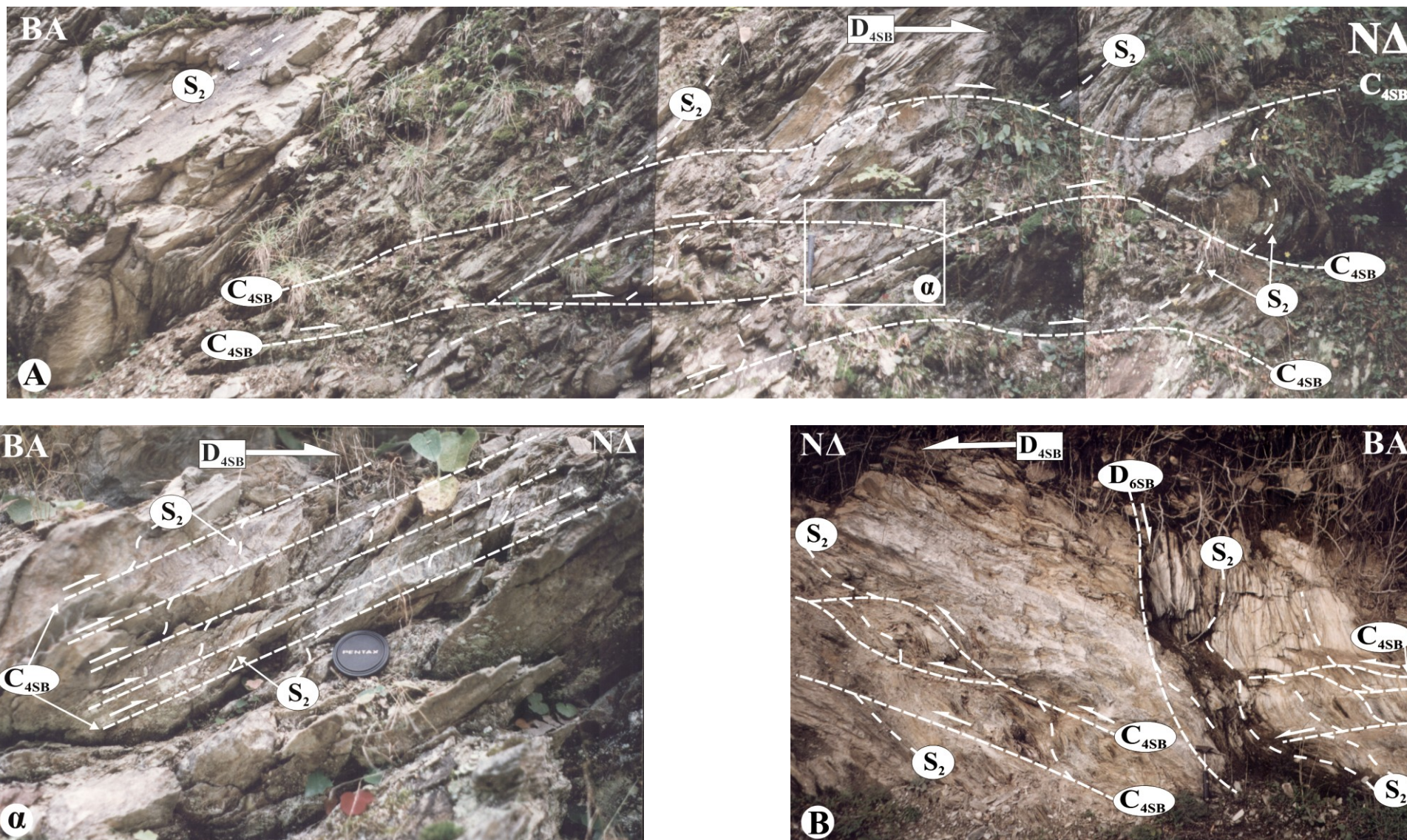
Εικόνα 22: Ανάπτυξη ημιθραυσιγενών F_4 πτυχών. (Α και Β) ανοιχτές πτυχές κάμψης ((Α) ανακρυσταλλωμένοι ασβεστόλιθοι, ανώτερη ανθρακική σειρά του Πελαγονικού Τριαδικοϊουρασικού ανθρακικού καλύμματος, περιοχή Αγίου Αθανασίου και (Β) φλύσξης του Άνω Κρητιδικού επικλυσιγενούς καλύμματος, ΒΔ από το Λουτράκι). (Γ και Δ) ασύμμετρες γωνιώδεις πτυχές με ΝΔ και ΒΑ φορά αντίστοιχα ((Γ) φυλλίτες της Άνω Ιουρασικής – Κάτω Κρητιδικής ΒΑ κλαστικής σειράς της ενότητας Λουτρών Αριδαίας, ΝΔ της κορυφής Άννας) και (Δ) ασβεστόλιθοι επικλυσιγενούς καλύμματος του Άνω Κρητιδικού).



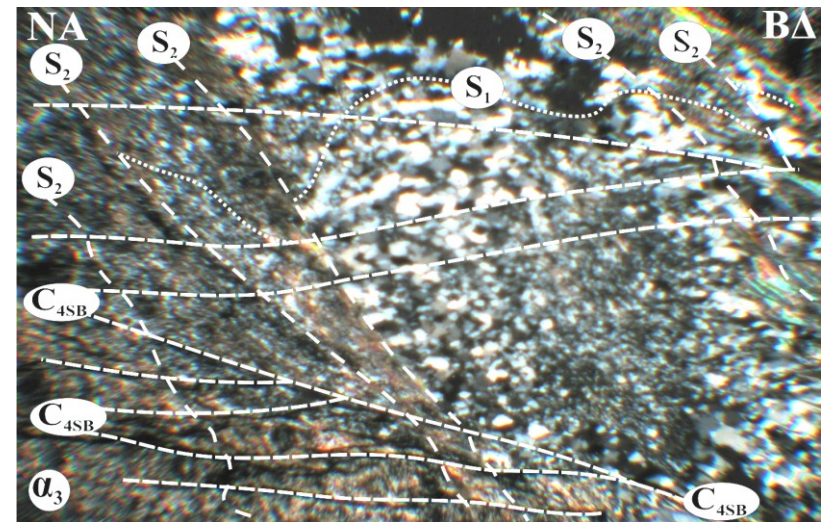
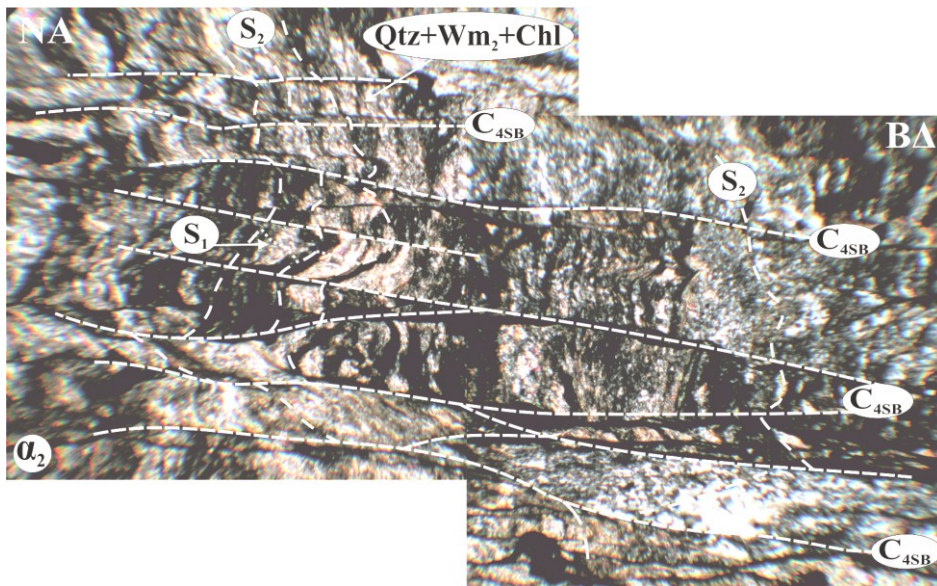
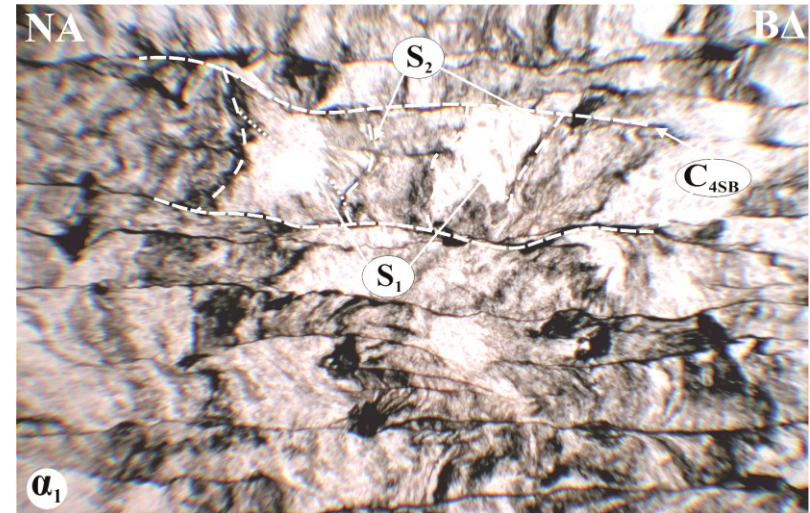
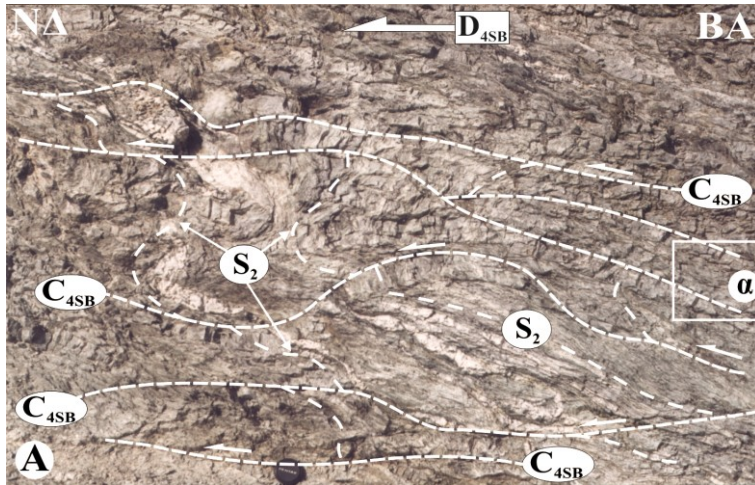
Εικόνα 23: (Α και Β) ανάπτυξη C_4 θραυσσιγενών επιπέδων σχισμού συνδεδεμένων με τις F_4 γωνιώδεις πτυχές (σχιστόλιθοι της ανώτερης ενότητας του Πελαγονικού κρυσταλλοσχιστώδους. Περιοχή Πιπερίτσας). (Γ) στο κέντρο της φωτογραφίας διακρίνονται C_4 επίπεδα σχισμού που συνδέονται με την F_4 πτύχωση της $S_2 = \text{Chl} + \text{Wm}_2$ σχιστότητας, ενώ στο επάνω μέρος της φωτογραφίας υπολειμματικά διακρίνεται η $S_1 = \text{Cld} + \text{Wm}_1$, η οποία περιστρέφεται παράλληλα στα επίπεδα της S_2 (XZ τομή κατώτεροι σχιστόλιθοι, περιοχή Καλύβια Γιαννακούλα, φωτογραφία μικροσκοπίου, x3,8, Nicols+).



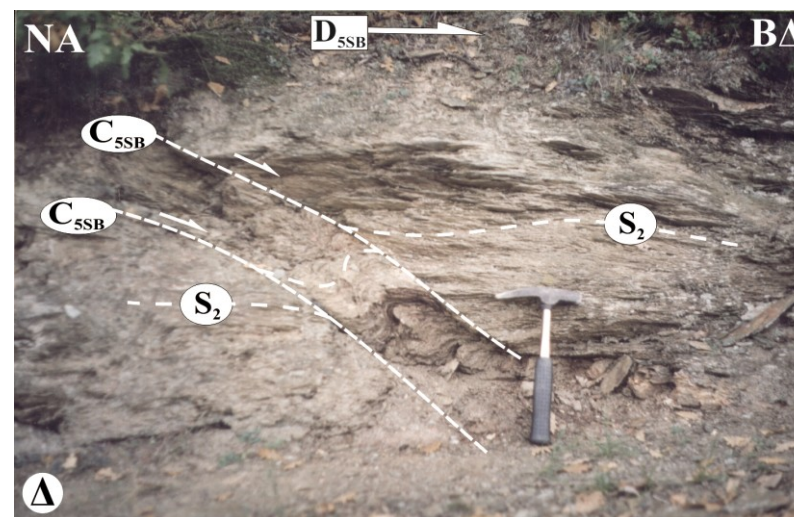
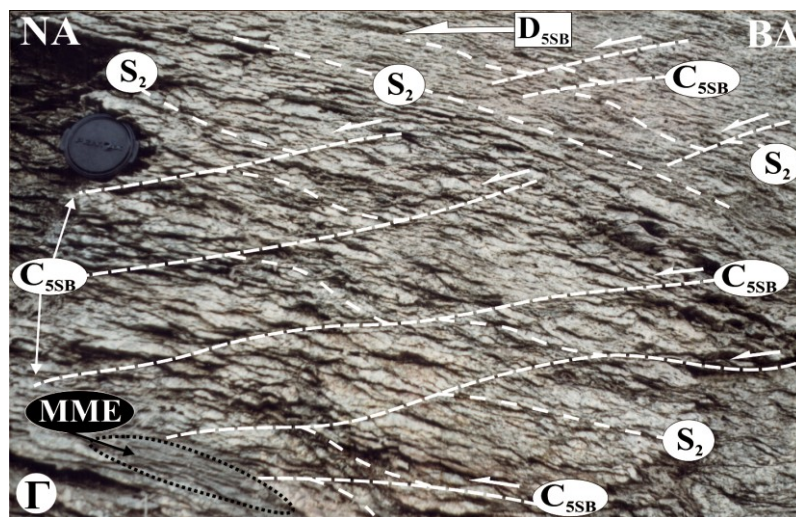
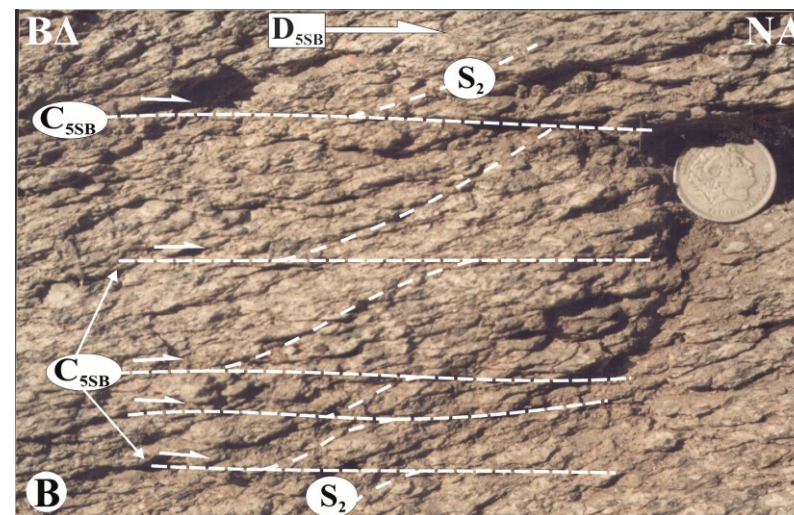
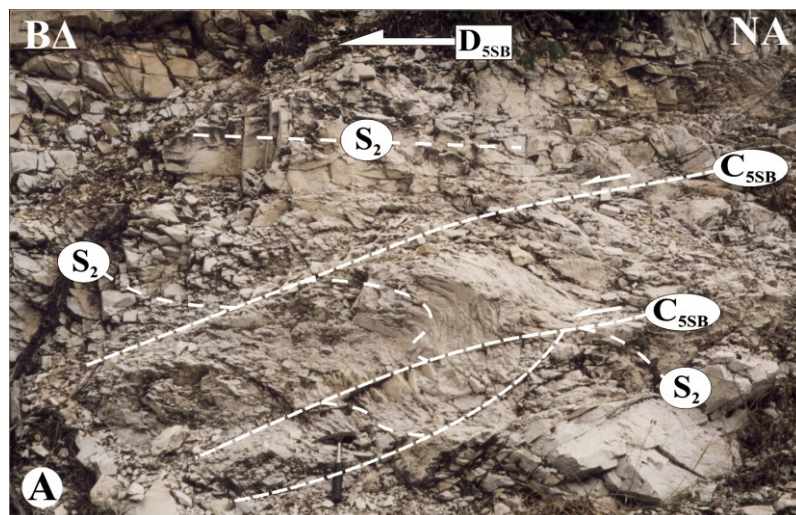
Εικόνα 24: Ημιθραυστιγενείς D_{4SB} ανάστροφες ζώνες διάτμησης με φορά κίνησης προς ΝΔ και ανάπτυξη C_{4SB} επιπέδων σχισμού που κόβουν την S_2 σχιστότητα ή/και την S_s στρώση (XZ τομές). (Α) γνευσιοσχιστόλιθοι της ανώτερης ενότητας του Πελαγονικού κρυσταλλοσχιστώδους (BA της Παναγίτσας). (Β) λατυποκροκαλοπαγής ορίζοντας της Ανω Ιουρασικής – Κάτω Κρητιδικής BA κλαστικής σειράς, ενότητα Λουτρών Αριδαίας (περιοχή Γυμνό). (Γ) μετακροκαλοπαγές της κατώτερης κρυσταλλοσχιστώδους σειράς, ενότητα Άννας (περιοχή υψώματος Μαυροκορυφής). (Δ) φλύσχης του Άνω Κρητιδικού επικλυστιγενούς καλύμματος (ΝΔ της Όρμας).



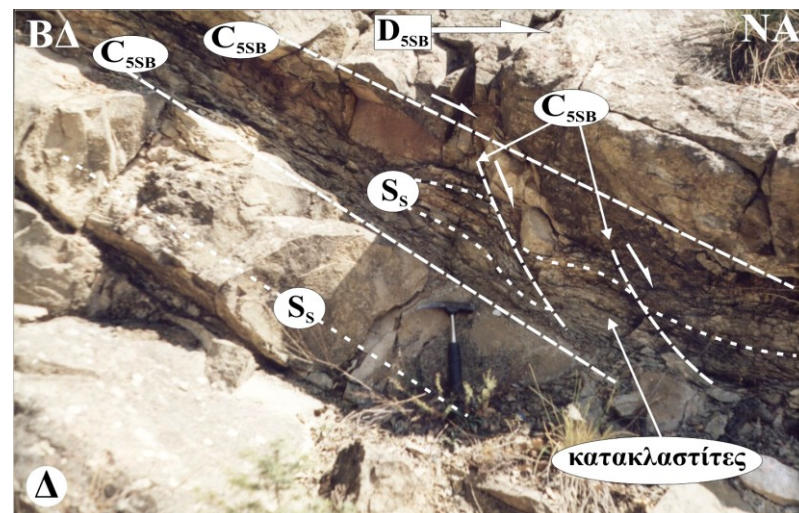
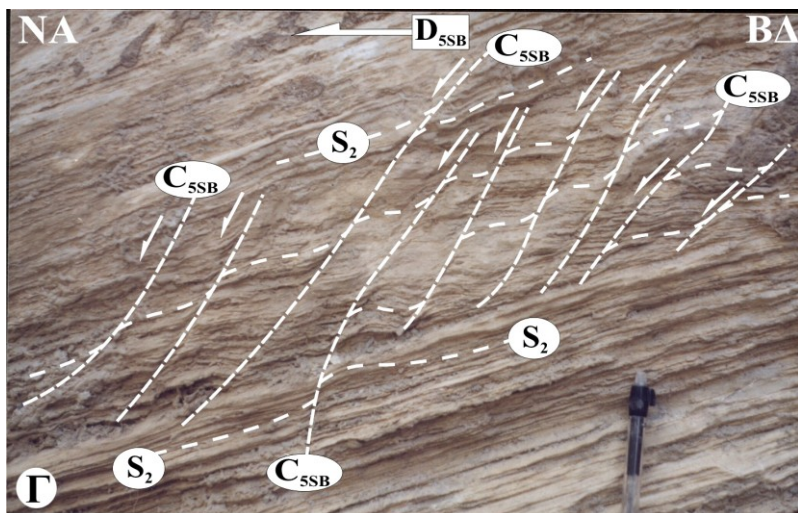
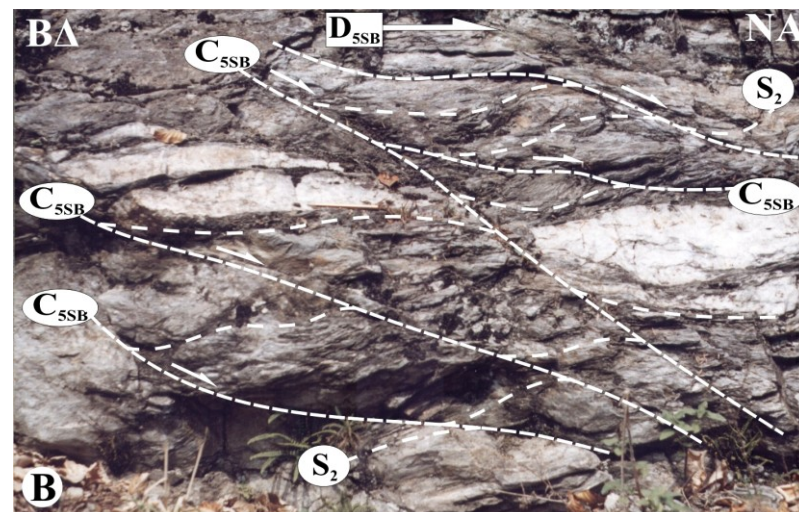
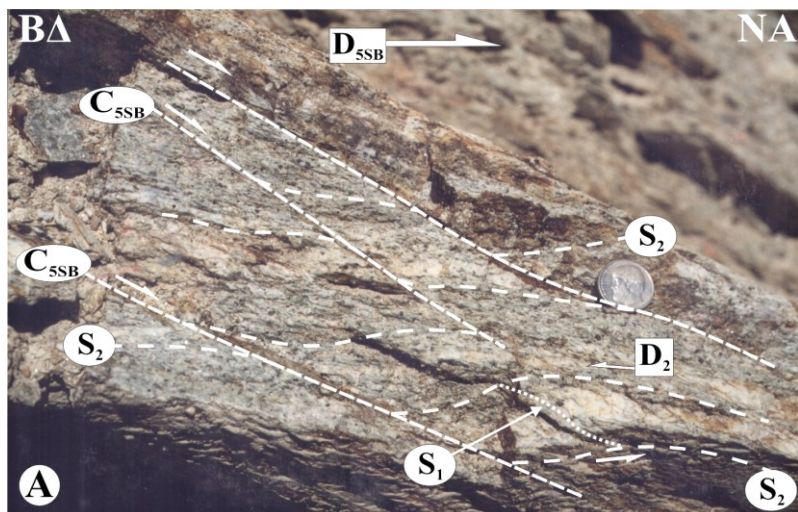
Εικόνα 25: (A, α και B): ημιθραυστιγενείς D_{4SB} ανάστροφες ζώνες διάτμησης με φορά κίνησης προς NΔ και ανάπτυξη C_{4SB} επιπέδων σχισμού που κόβουν την S₂ σχιστότητα (XZ τομές, σχιστόλιθοι, ανώτερη σχιστολιθική σειρά της ενότητας Άννας, ΒΔ του Άνω Γαρέφι). (α) λεπτομέρεια της φωτογραφίας (A). Στο κέντρο της φωτογραφίας (B) αναπτύσσεται ρηξιγενή D_{6SB} ζώνη διάτμησης που κόβει την S₂ σχιστότητα και τα C_{4SB} επίπεδα σχισμού με ΒΑ φορά κίνησης.



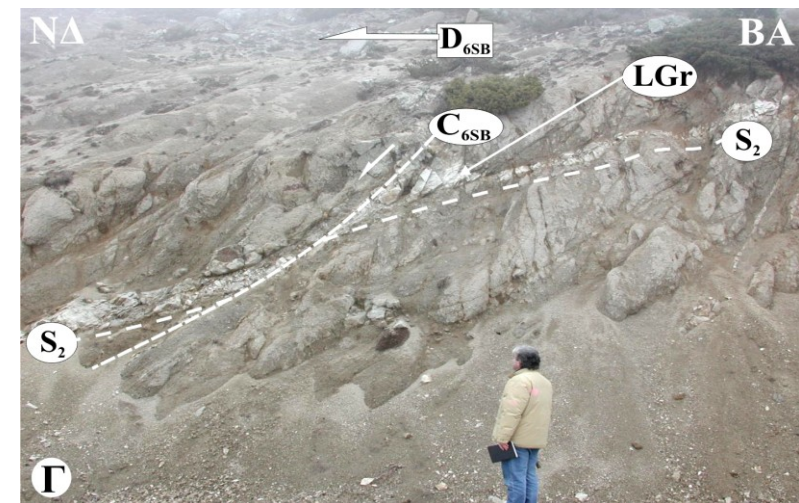
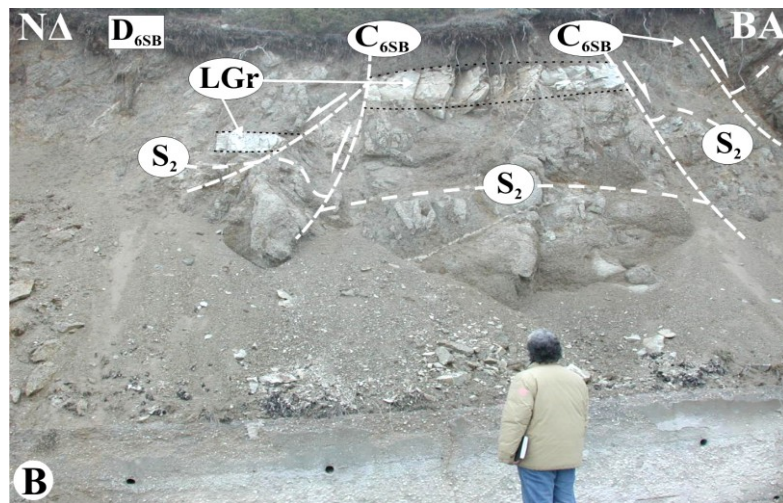
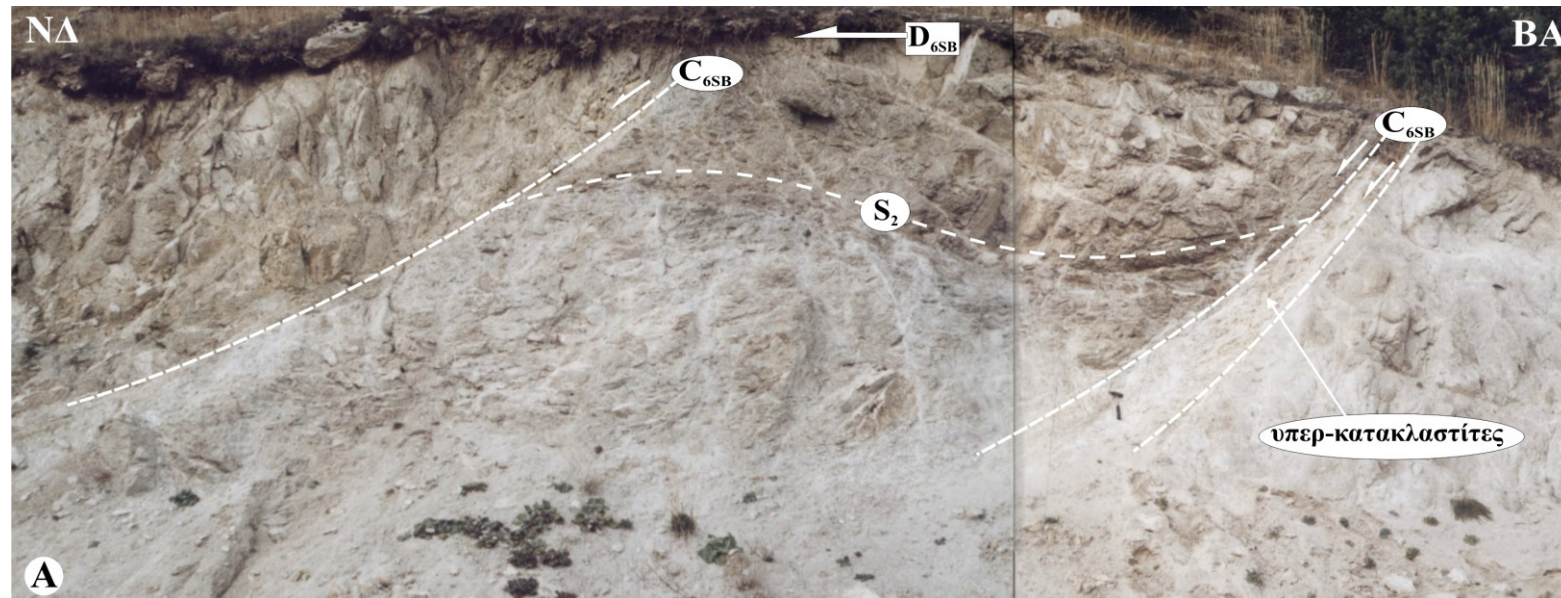
Εικόνα 26: (Α) ανάπτυξη ημιθραυσιγενών C_{4SB} επιπέδων σχισμού που συνδέονται με μια μεγαλύτερη D_{4SB} ανάστροφη ζώνη διάτμησης, κόβοντας και μετατοπίζοντας την S_2 σχιστότητα δημιουργώντας duplex δομές με φορά κίνησης προς ΝΑ (ΧΖ τομή, εναλλαγές σχιστολίθων με χαλαζίτες, ανώτερη σχιστολιθική σειρά της ενότητας Άννας, ΒΔ του Άνω Γαρέφι). (α_1 , α_2 και α_3) σχέση της S_2/C_{4SB} . Υπολειμματικά ανάμεσα στα $S_2=Qtz+Wm_2+Chl$ επίπεδα σχιστότητας διακρίνεται και η S_1 (ΧΥ τομές, φωτογραφίες μικροσκοπίου, (α_1) Nicols $\parallel$, x3,8 και (α_2 - α_3) Nicols $\perp$, x3,8).



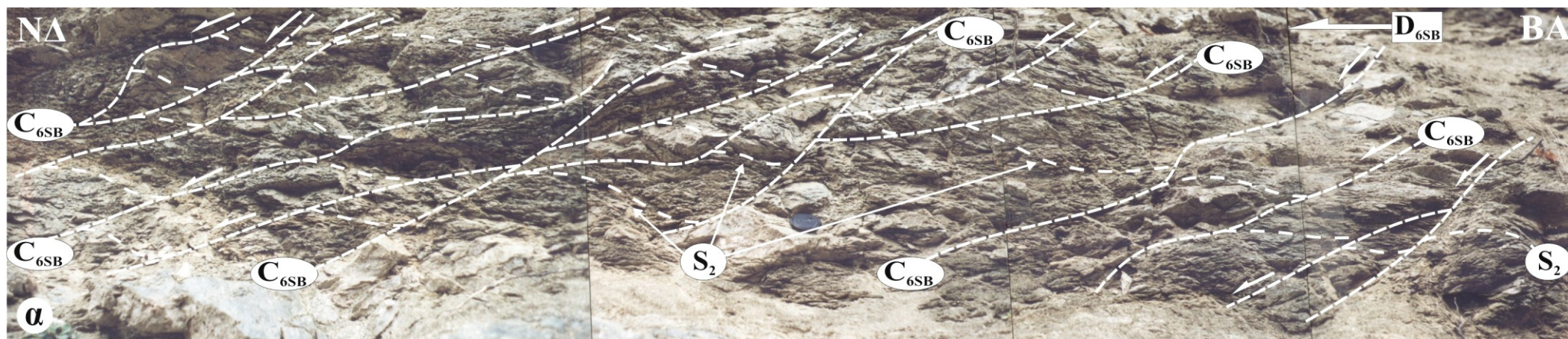
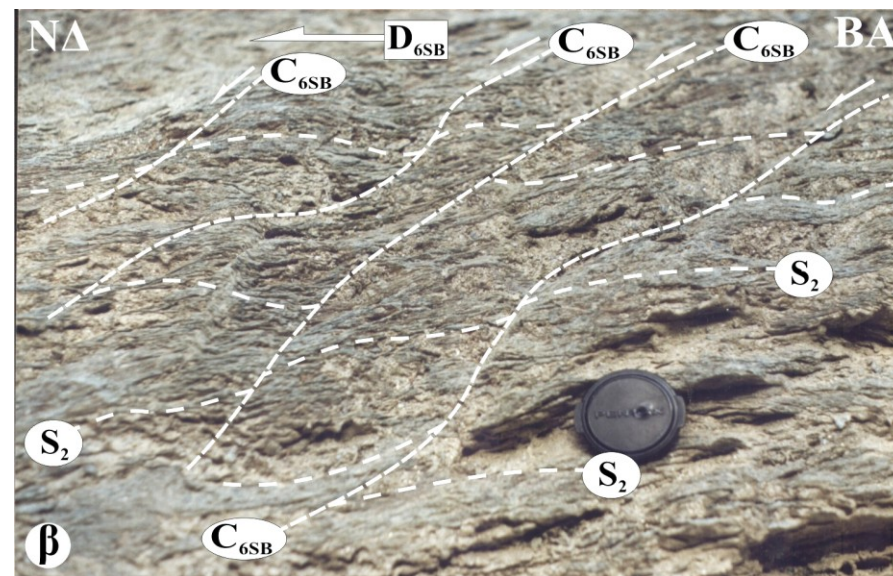
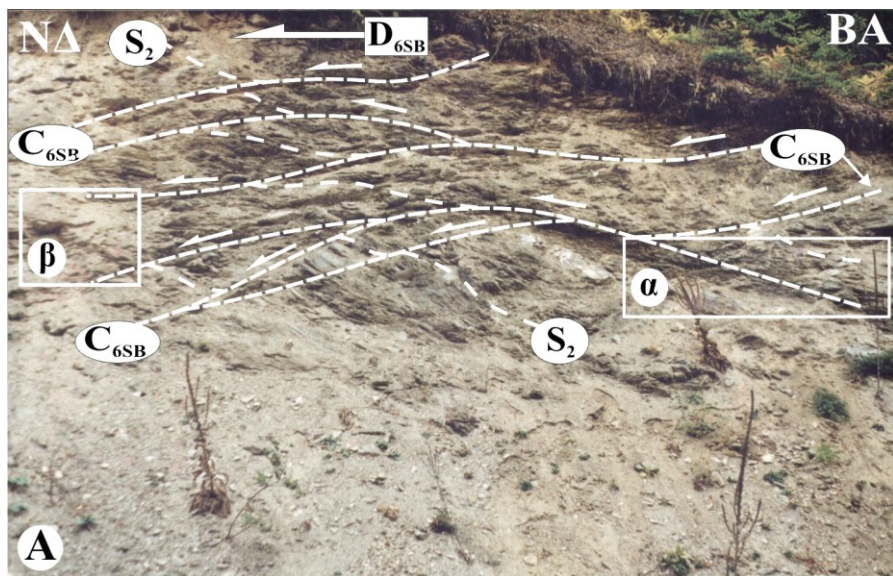
Εικόνα 27: Ανάπτυξη μικρής γωνίας ημιθραυσιγενών D_{5SB} ζωνών διάτμησης και του συνδεδεμένου με αυτές C_{5SB} ρηξισχισμού, που κόβει την S_2 σχιστότητα (XZ τομές, Ανατολική Πελαγονική Ζώνη). (Α) φορά κίνησης προς ΒΔ (δολομιτικά μάρμαρα της κατώτερης ανθρακικής σειράς, ΝΔ της Κορυφής). (Β και Γ) φορά κίνησης προς ΝΑ. Στο κάτω αριστερό μέρος της φωτογραφίας (Γ) διακρίνεται επιμηκυσμένο μοντζοδιοριτικής σύστασης έγκλεισμα (MME) παράλληλα στην S_2 (ορθογενέσις της κατώτερης ενότητας του κρυσταλλοσχιστώδους, περιοχή Ερείπια. Παπαδιάς (Α) και Καλύβια Γώγου (Β)). (Δ) φορά κίνησης προς ΒΔ (αμφιβολιτικοί σχιστόλιθοι της ανώτερης ενότητας του κρυσταλλοσχιστώδους, δυτικά της Πιπερίτσας).



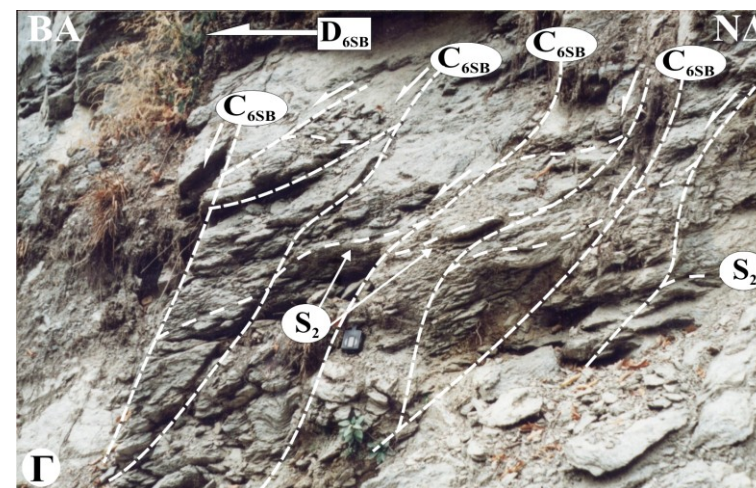
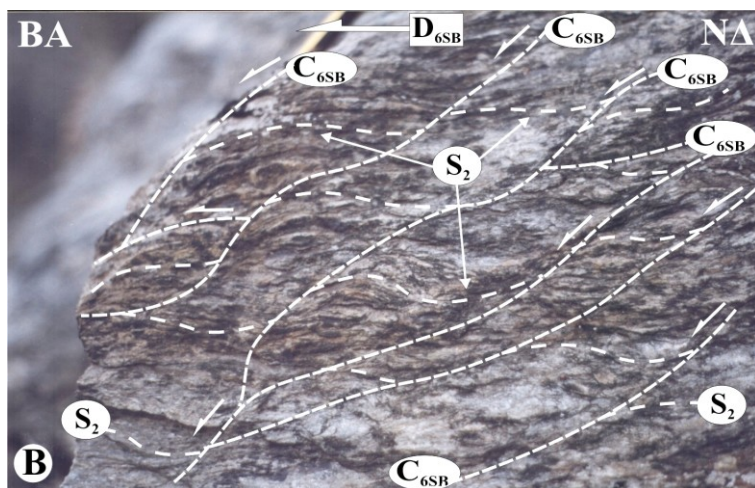
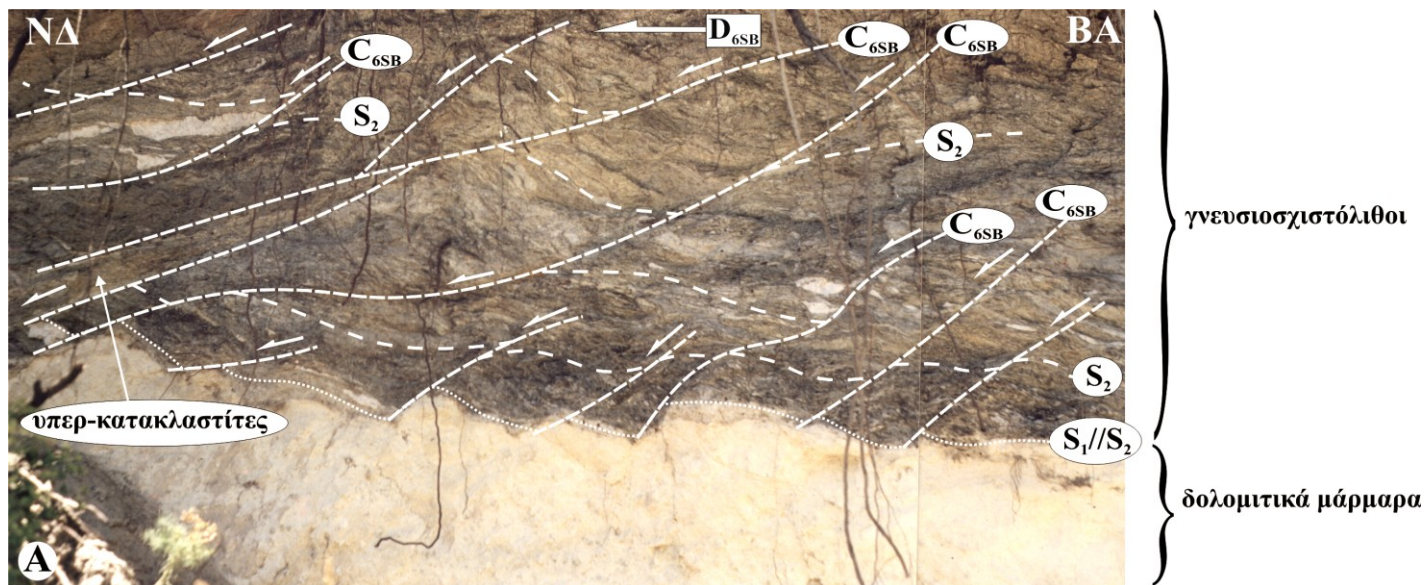
Εικόνα 28: Ανάπτυξη μικρής γωνίας ημιθραυσιγενών κανονικών D_{5SB} ζωνών διάτμησης και του συνδεδεμένου με αυτές C_{5SB} ρηξισχισμού, που κόβουν την S_2 σχιστότητα και την S_s στρώση (XZ τομές). (Α, Β και Γ) φορά κίνησης προς ΝΑ (γενεύσιοι - κατώτερη κρυσταλλοσχιστώδης σειρά της ενότητας Άννας - δυτικά από τους Προμάχους (Α), γενευσιοσχιστόλιθοι - κατώτερη μεταμορφωμένη σειρά της ενότητας Λουτρών Αριδαίας - ΒΔ από το Λουτράκι (Β) και (Γ) μάρμαρα - της ανώτερης σχιστολιθικής σειράς της ενότητας Άννας - ΒΔ του Άνω Γαρέφι). (Δ): ανάπτυξη κατακλαστίτη κατά μήκος της D_{5SB} ζώνης διάτμησης σε ασβεστο-ψαμμιτικά στρώματα με φορά προς ΝΔ (φλύσχης του Άνω Κρητιδικού επικλυσιογενούς καλύμματος, ΒΔ από το Νησί).



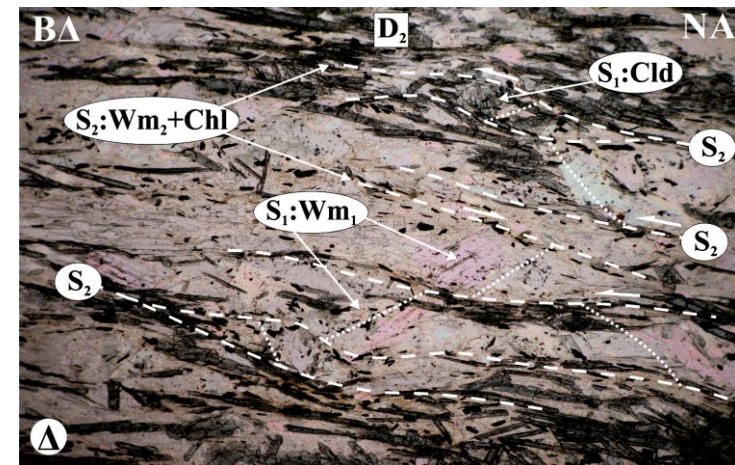
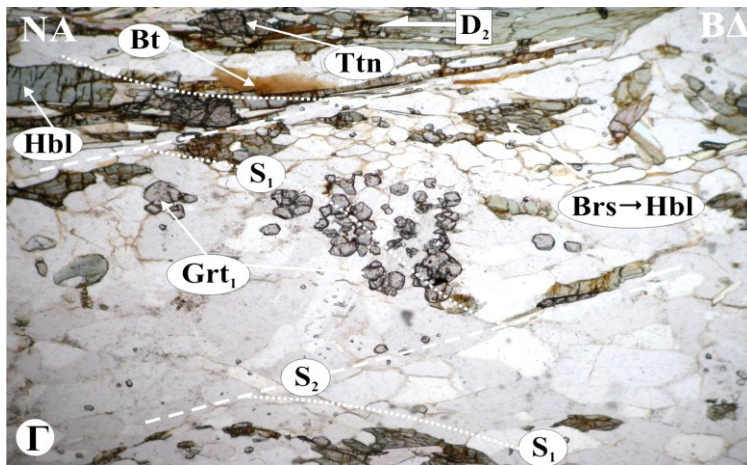
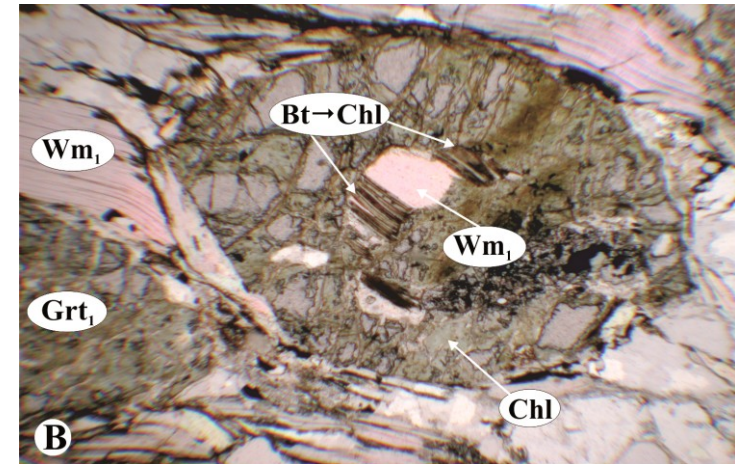
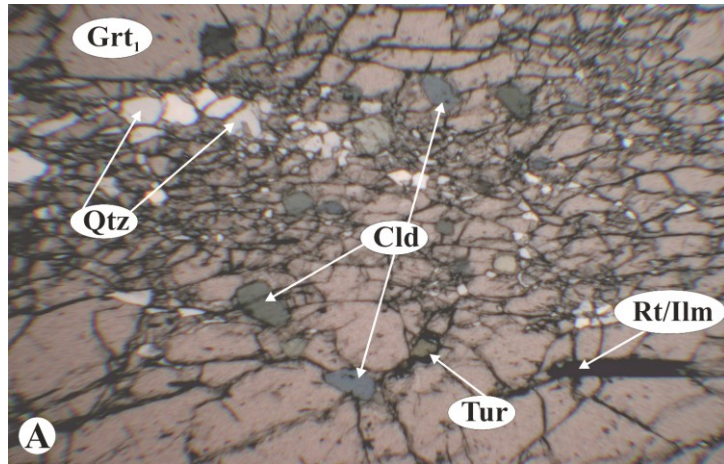
Εικόνα 29: Ανάπτυξη σε γρανιτικά πετρώματα μικρής γωνίας ημιθραυσιγενών C_{6SB} επιπέδων διάτμησης, που κόβουν και μετατοπίζουν λευκογρανιτικές (LGr) φλέβες καθώς και την S_2 σχιστότητα (XZ τομές, κατώτερη ενότητα του Πελαγονικού κρυσταλλοσχιστώδους, περιοχή Χασανάκος). (Α και Γ) φορά κίνησης προς ΝΔ. Στο δεξιό τμήμα της φωτογραφίας (Α) διακρίνονται υπερ-κατακλαστικά φαινόμενα συνδεδεμένα με τις D_{6SB} ζώνες διάτμησης. (Β) φορά κίνησης προς ΝΔ και ΒΑ.



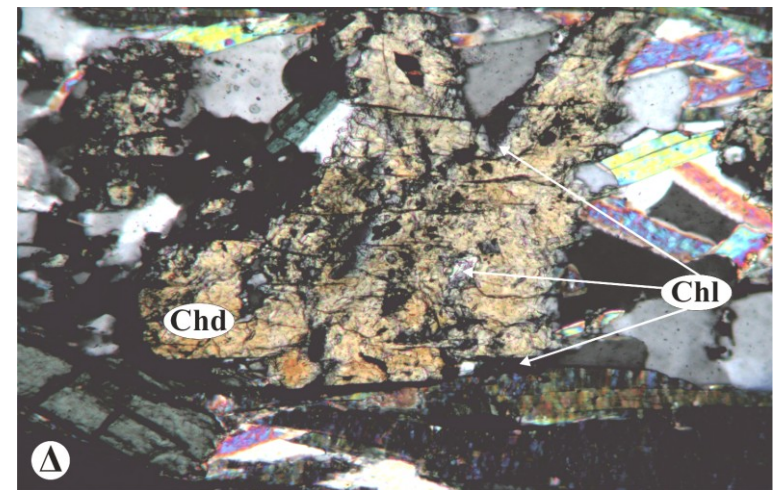
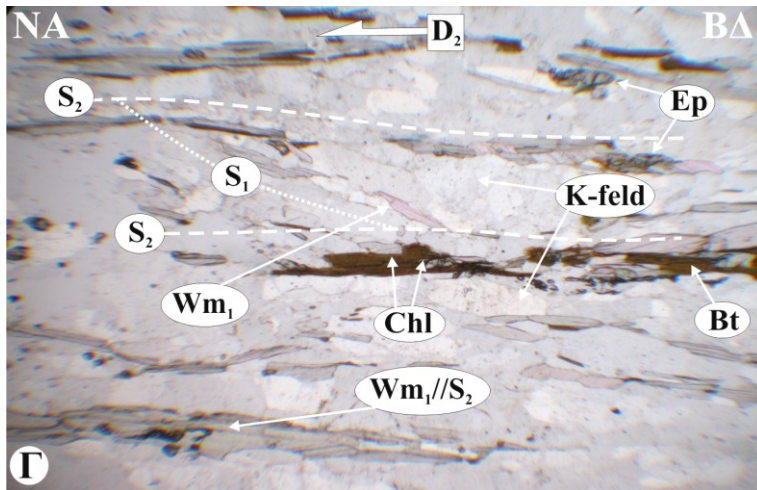
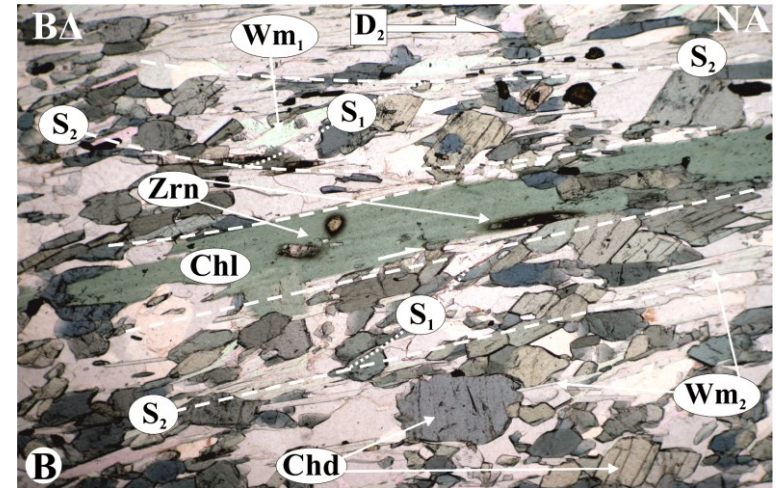
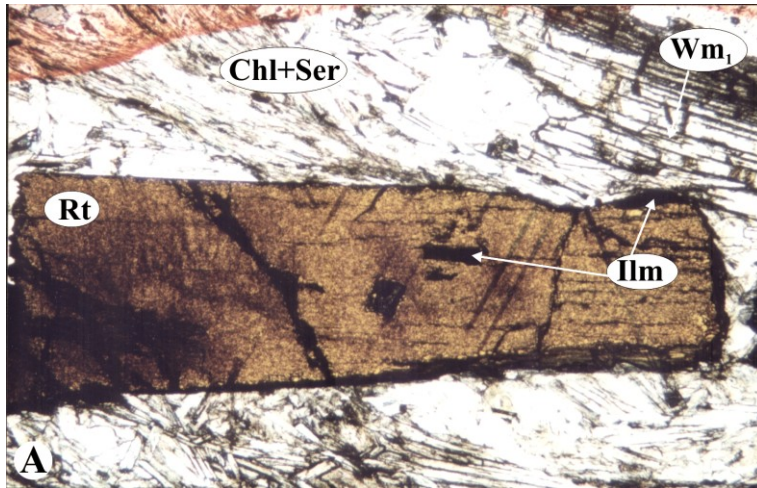
Εικόνα 30: (Α) μικρής γωνίας θραυστιγενής D_{6SB} ζώνης διάτμησης, με φορά κίνησης προς ΝΑ (XZ τομές, γνευσιοσχιστόλιθοι, ανώτερη ενότητα του Πελαγονικού κρυσταλλοσχιστώδους, ΝΑ από το Δοκάρι). (α και β): ανάπτυξη C_{6SB} επιπέδων διάτμησης που κόβουν και μετατοπίζουν την S_2 σχιστότητα (λεπτομέρειες της (Α)).



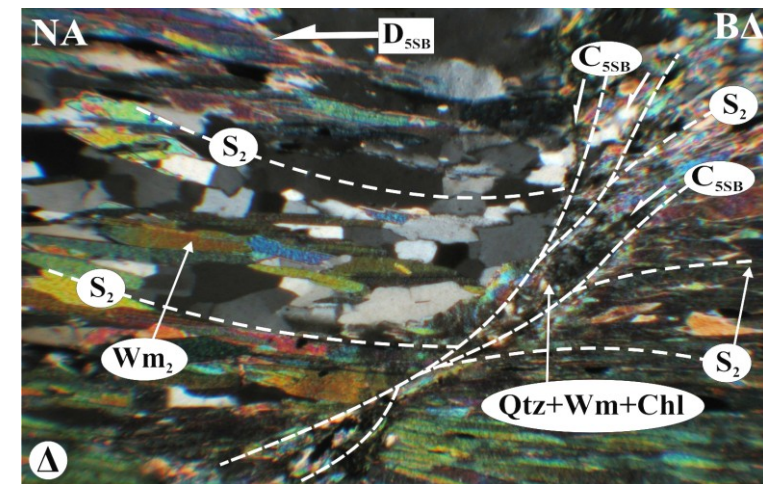
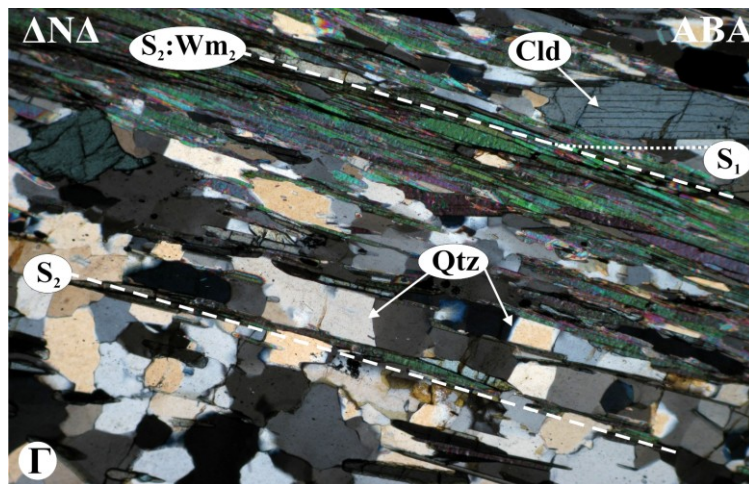
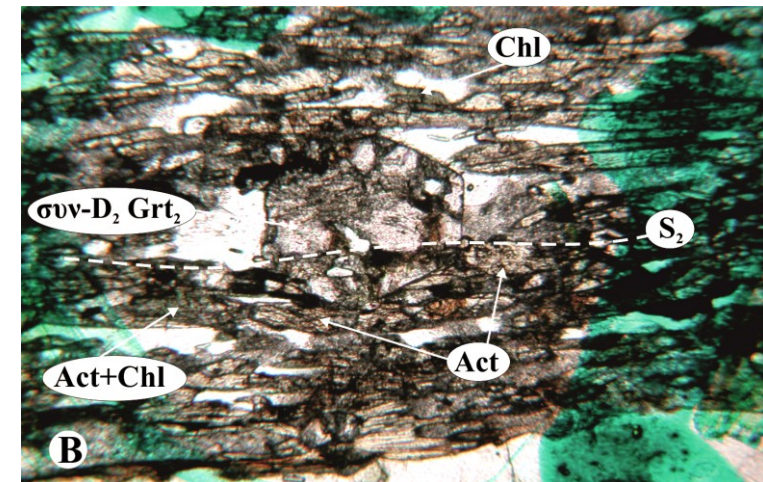
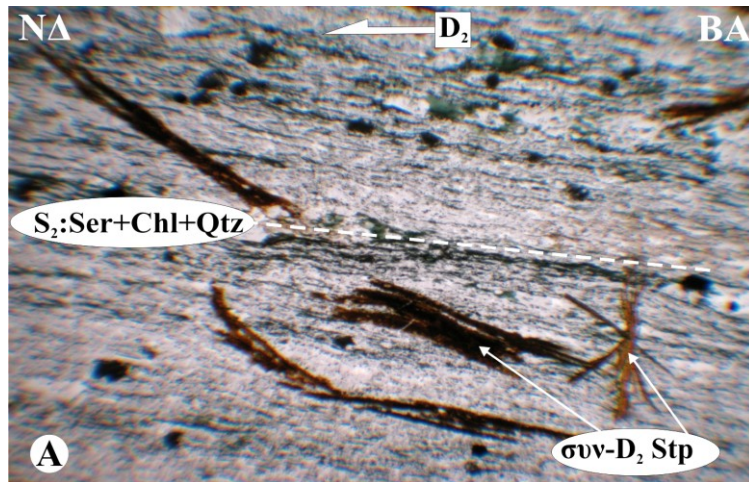
Εικόνα 31: (Α, Β και Γ) ανάπτυξη μικρής γωνίας θραυσσιγενών D_{6SB} διαμητικών ζωνών (XZ τομές). (Α) φορά κίνησης προς ΝΔ (επαφή μεταξύ της κατώτερης ανθρακικής σειράς με την ανώτερη κρυσταλλοσχιτώδη ενότητα της ανατολικής Πελαγονικής Ζώνης, περιοχή Παναγίτσας). (Β και Γ) φορά κίνησης προς ΒΑ (αμφιβολιτικοί σχιστόλιθοι - κατώτερη μεταμορφωμένη γνευσιοσχιστολιθική σειρά της ενότητας Λουτρών Αριδαίας - ΒΔ από το Λουτράκι (Β) και (Γ) γνευσιοσχιστόλιθοι - ανώτερη ενότητα του Πελαγονικού κρυσταλλοσχιτώδους - δυτικά της Όρμας).



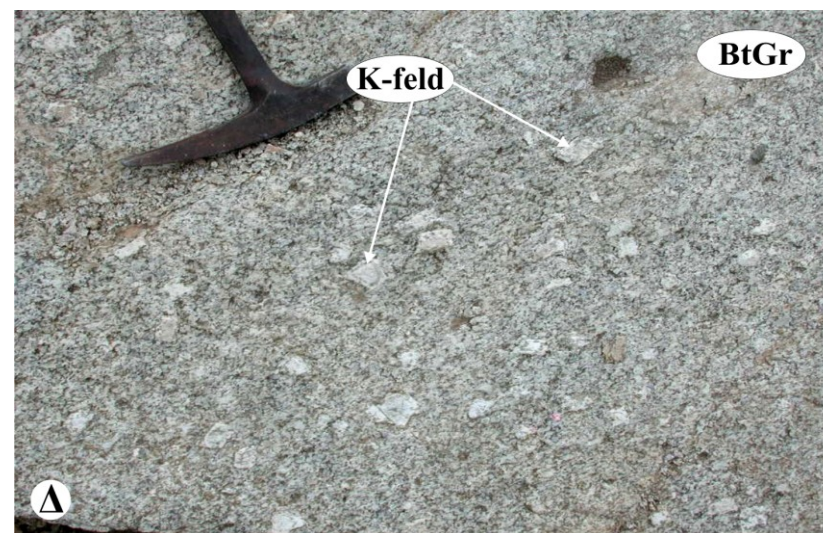
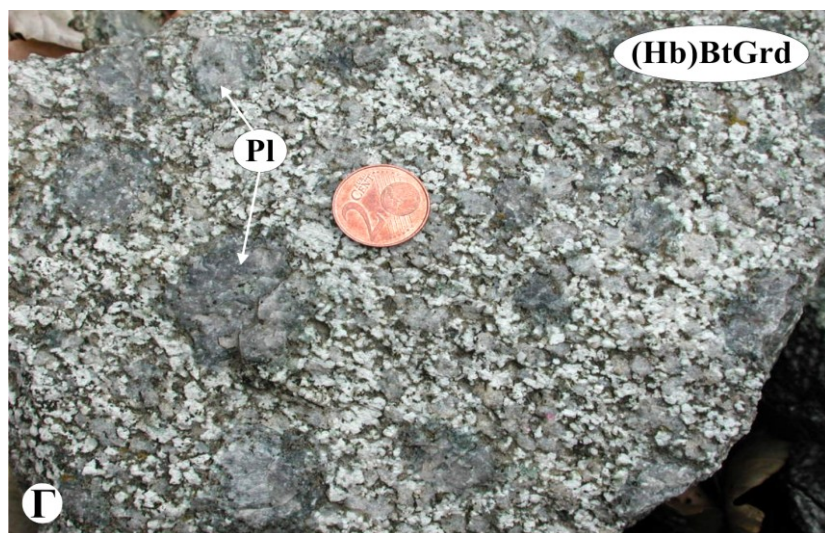
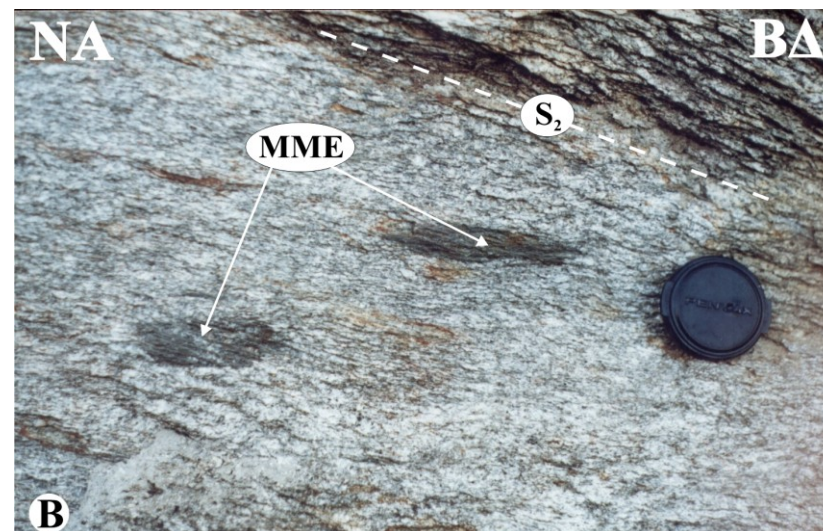
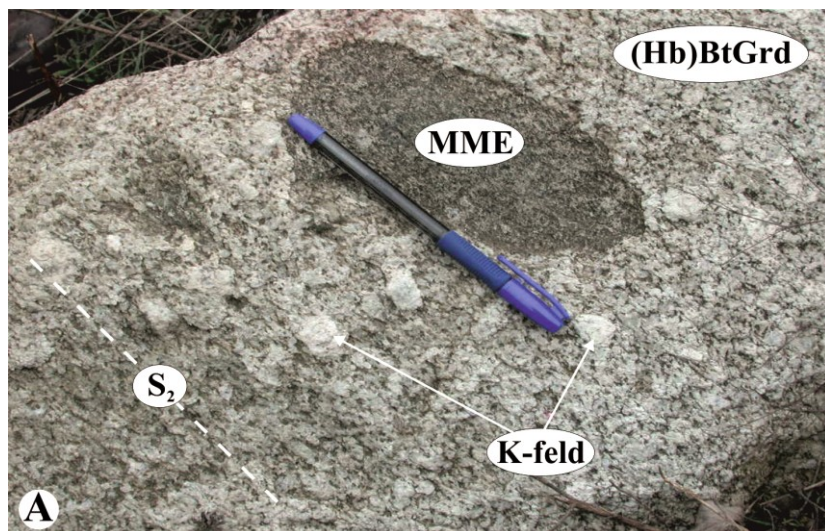
Εικόνα 32: Φωτογραφίες μικροσκοπίου (Nicols||). (Α) μεγάλος κρύσταλλος Grt₁ μέσα στον οποίο αναπτύσσονται εγκλείσματα από Qtz, Tur, Rt/Ilm και Cld παράλληλα σε μια υπολειμματική εσωτερική S₁=S₁ σχιστότητα (περιοχή Καλύβια Γιαννακούλα, x3,8). (Β) υπολειμματικοί κρύσταλλοι Wm₁ και Bt που αντικαθίσταται από Chl με την μορφή εγκλεισμάτων σε Grt₁ (ΒΑ από το Λυκόστομο, x6,3). (Γ) συσσωματώματα Grt₁ που ορίζουν μαζί με την Hbl και τον Ttn την υπολειμματική S₁ η οποία περιστρέφεται στα επίπεδα της S₂ σχιστότητας με ΝΑ φορά κίνησης. Επίσης ορισμένοι κρύσταλλοι Hbl αποτελούν προϊόν αντικατάστασης μιας βαροσιτικής σύστασης (Brs) αμφίβολο (XZ τομή, ΒΑ από τα Καλύβια Γώγου, x3,8). (Δ) ανάπτυξη μεγάλων κρυστάλλων Wm₁ που μαζί με τον Cld ορίζουν την S₁ σχιστότητα. Ο Cld εμφανίζεται με μικρές διατάσεις ως πορφυροκλάτσης στο επάνω δεξιό μέρος της φωτογραφίας, αλλά κυρίως αποτελεί συστατικό της κύριας μάζας του πετρώματος παράλληλα στην S₂ (XZ τομή, ΒΔ της Πιπερίτσας, x6,3). ((Α και Δ) σχιστόλιθοι και (Γ) αμφιβολίτες της κατώτερης ενότητας του Πελαγονικού κρυσταλλοσχιστώδους. (Β) σχιστόλιθοι κατώτερης κρυσταλλοσχιστώδους σειράς της ενότητας Άννας)



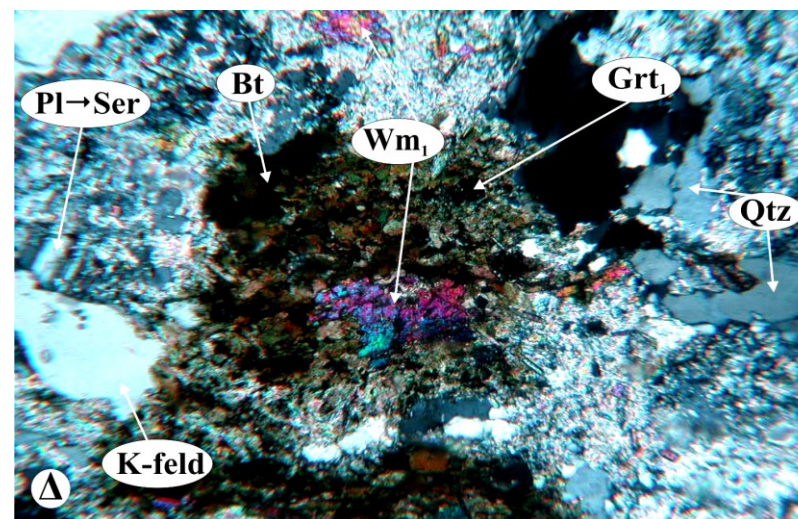
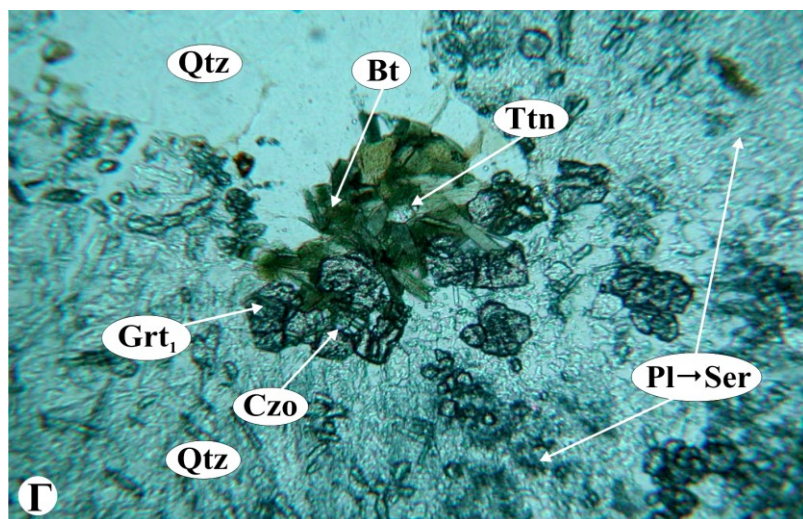
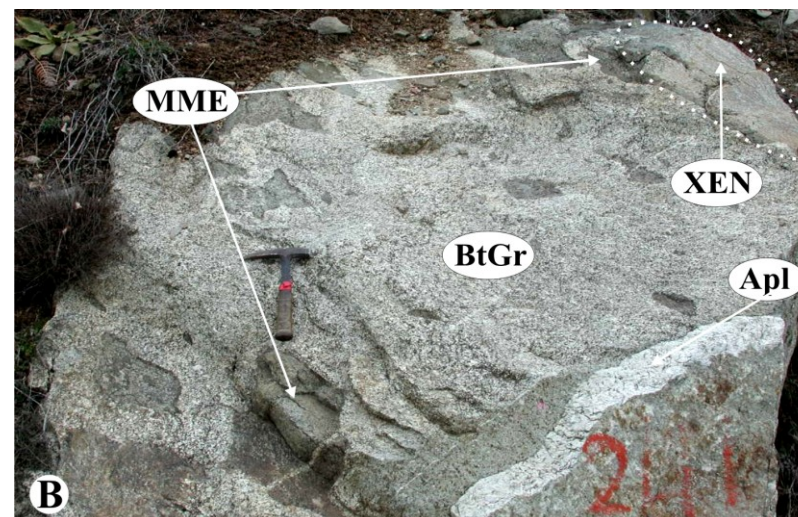
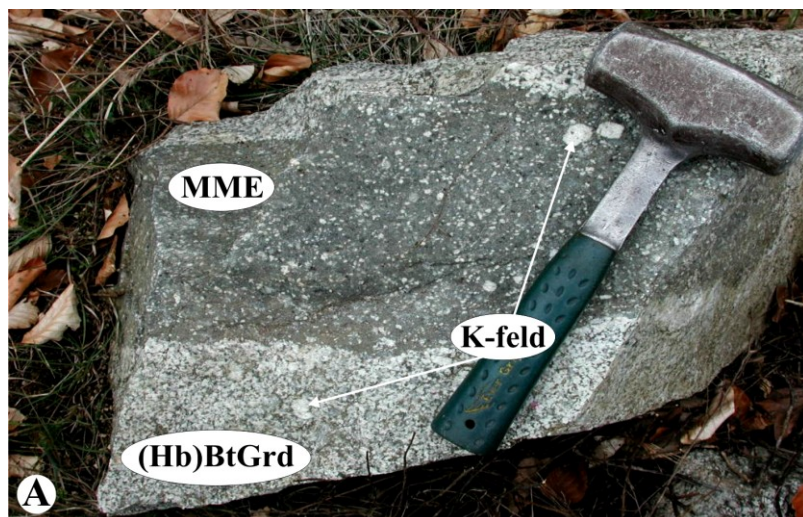
Εικόνα 33: Φωτογραφίες μικροσκοπίου (κατώτερη ενότητα του Πελαγονικού κρυσταλλοσχιστώδους). (Α) κρύσταλλος Rt που μεταπίπτει σε Ilm κατά την διάρκεια εξέλιξης της M_2 μεταμόρφωσης (σχιστόλιθοι, περιοχή του υψώματος Στρατιώτης). (Β): ψευδόμορφος κρύσταλλος Chl που προήλθε από την ολική μετατροπή του Bt, όπως φαίνεται από τα εγκλεισμένα Zrn με την χαρακτηριστική πλεοχροϊκή άλω κατά την διάρκεια της M_2 . Υπολειμματικά αναγνωρίζεται η $S_1=M_1=Wm_1+Cld$ η οποία περιστρέφεται και καταστρέφεται παράλληλα στην S_2 με φορά κίνησης προς NA (XZ τομή, σχιστόλιθοι, ΒΔ από το Δοκάρι). (Γ) κρύσταλλοι Bt της $M_1=S_1$ τοποθετούνται λόγω περιστροφής, παράλληλα στην S_2 με ταυτόχρονη μετατροπή τους σε Chl. Η φορά κίνησης είναι προς NA (XZ τομή, γνεύσιοι, περιοχή Χασανάκος). (Δ) κρύσταλλος Cld= M_1 ο οποίος αντικαθίσταται από Chl κατά την διάρκεια εξέλιξης της M_2 (σχιστόλιθοι, περιοχή Δοκάρι). (Α, Β και Γ) Nicols $\parallel$, x3,8 και (Δ) Nicols $\perp$, x6,3.



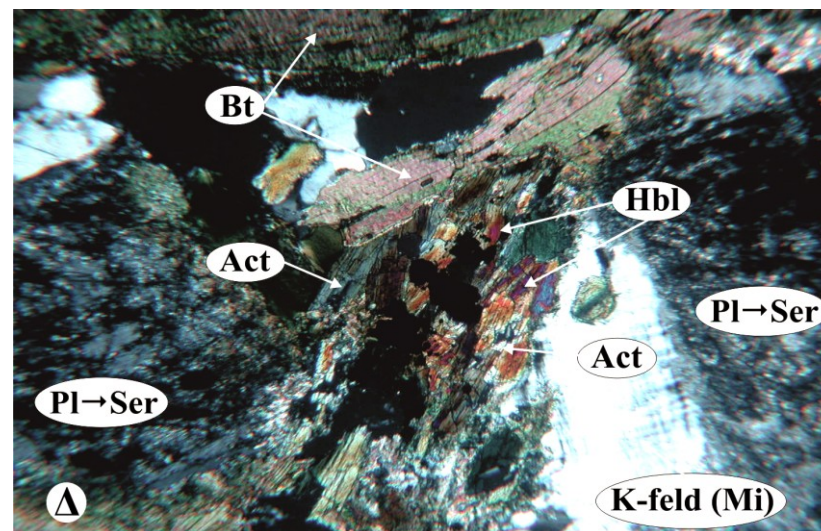
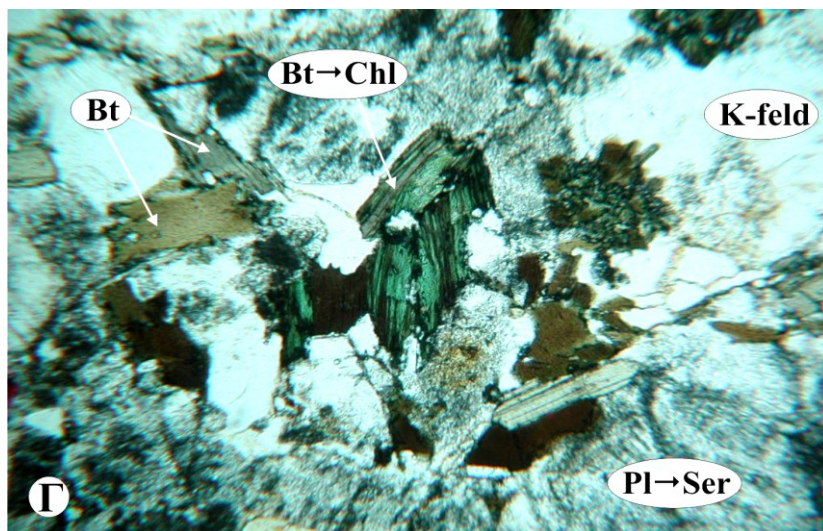
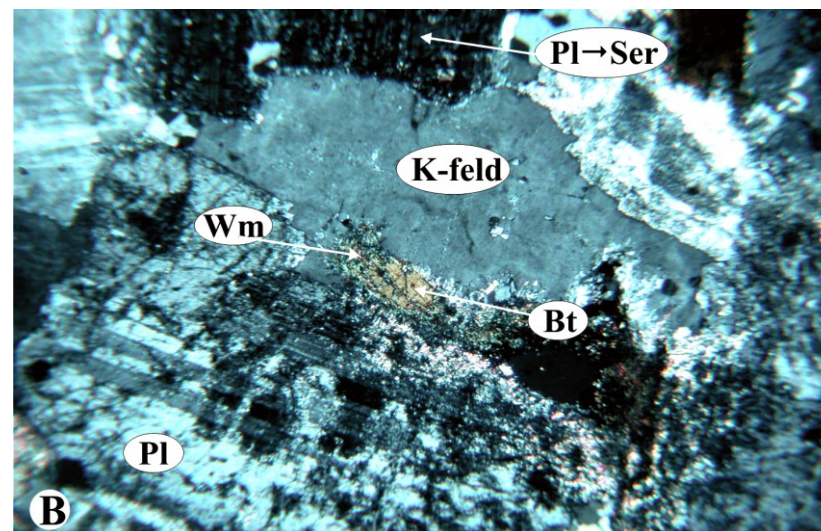
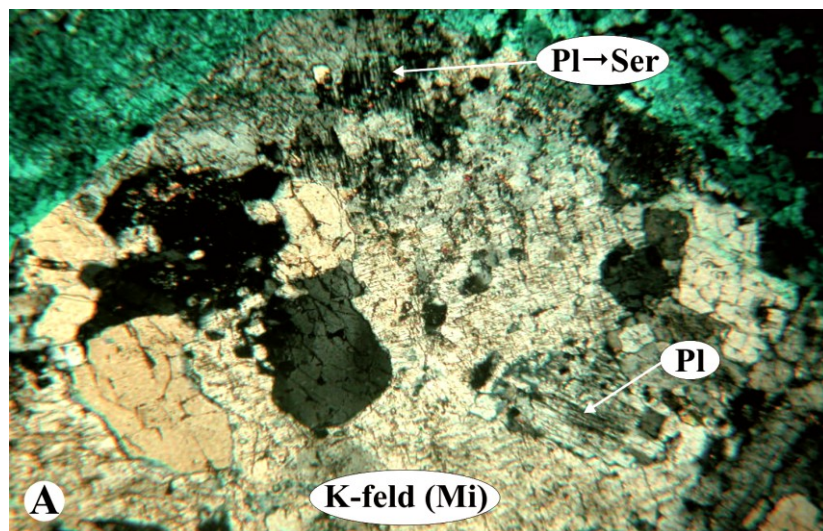
Εικόνα 34: Φωτογραφίες μικροσκοπίου. (Α και Β) ο συνμεταμορφικός χαρακτήρας του D₂ παραμορφωτικού γεγονότος δηλώνεται από την ανάπτυξη συν-κινηματικών κρυστάλλων Stp ως προς την S₂=Ser+Chl+Qtz (Α) και κρυστάλλου Grt₂ ως προς την S₂=Act+Chl (Β), όπου φαίνεται ότι η S₂ σχιστότητα περιβάλλει τους κρυστάλλους και συνεχίζει στο εσωτερικό τους (σχιστόλιθοι της κατώτερης μεταμορφωμένης γενεσιοσχιστολιθικής σειράς της ενότητας Λουτρών Αριδαίας - περιοχή Λουτράκι (Α) και (Β) αμфиболитικοί σχιστόλιθοι της κατώτερης κρυσταλλοσχιστώδους σειράς της ενότητας Άννας - ΒΒΔ από τους Προμάχους, Nicols_{||}, x3,8). Στην (Α) φαίνεται η προς ΝΔ φορά της κίνησης. (Γ) στατική μετα-κινηματική αναθέρμανση του Qtz ως προς το D₂ τεκτονικό γεγονός και (Β) ανάπτυξη C_{5SB} επιπέδων διάτμησης που κόβουν την S₂=Wm₂ με ταυτόχρονη δυναμική ανακρυστάλλωση του Qtz, Wm και Chl (σχιστόλιθοι της κατώτερης ενότητας του Πελαγονικού κρυσταλλοσχιστώδους, Nicols₊, x3,8, περιοχή του υψώματος Στρατιώτης (Γ) και περιοχή Δοκάρι (Δ)).



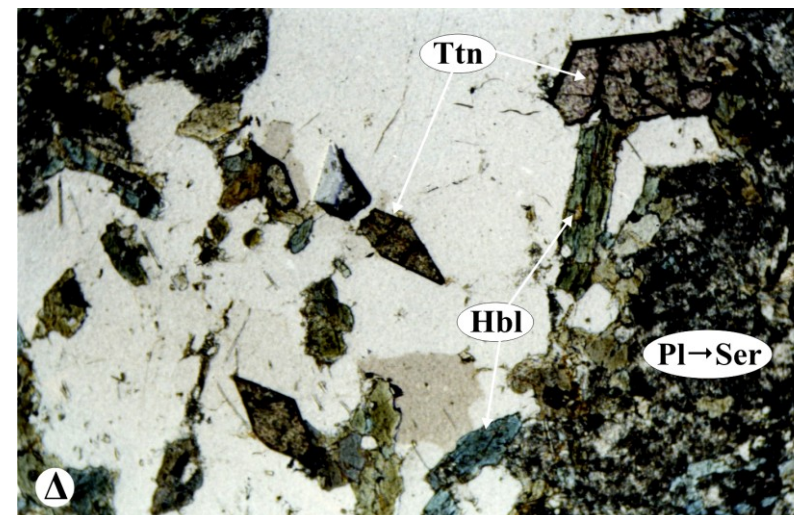
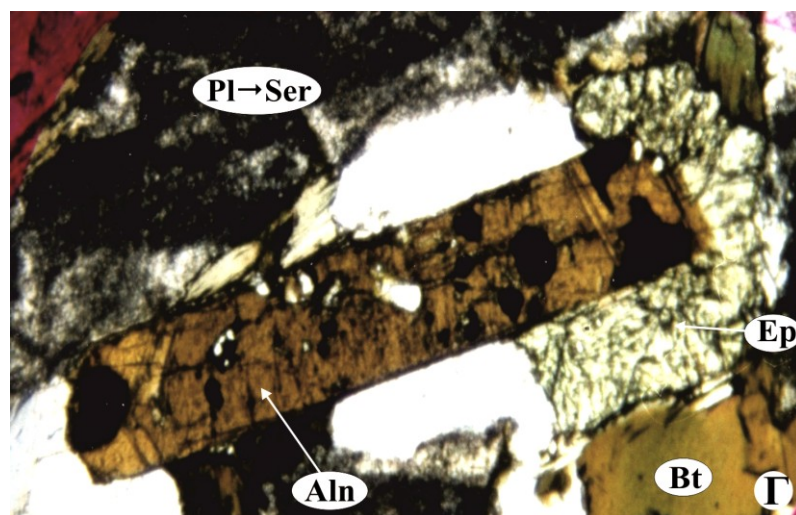
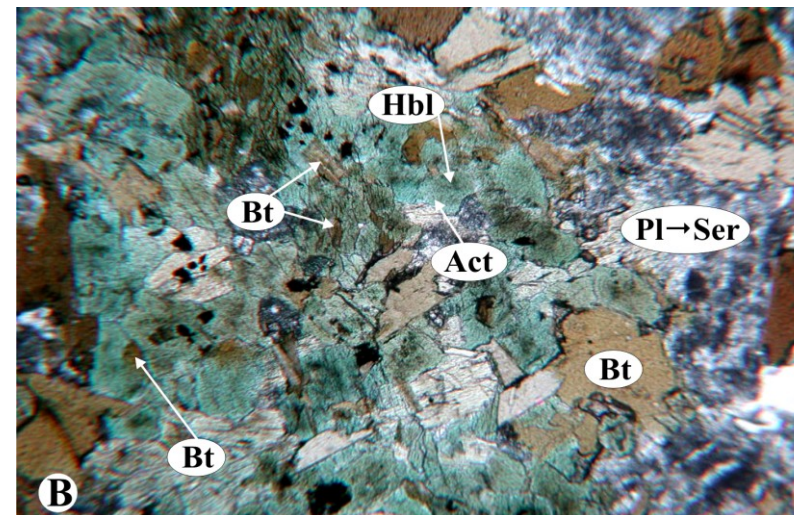
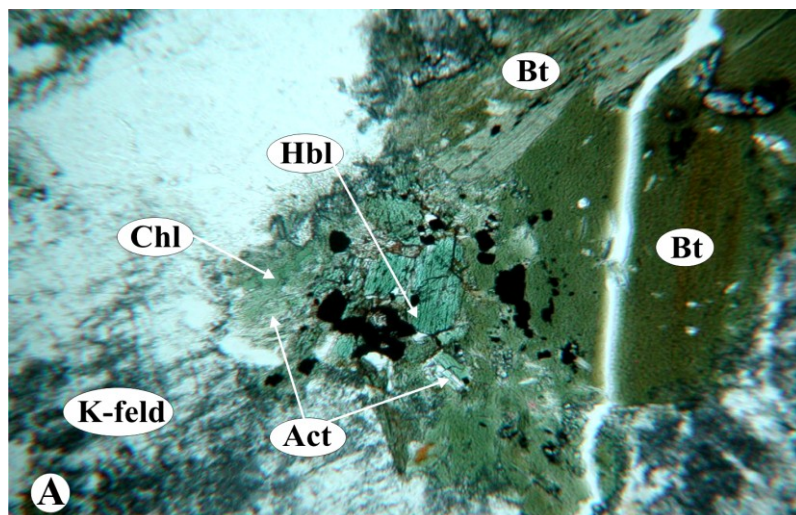
Εικόνα 35: (Α) σχεδόν απαραμόρφωτο έγκλεισμα (MME) μέσα σε γρανοδιორίτη ((Hb)BtGrd), όπου παρατηρείται και υποτυπώδης ανάπτυξη της S_2 σχιστότητας. Διακρίνονται επίσης και φαινοκρύσταλλοι K-feld (περιοχή Χασανάκος). (Β) αντίθετα με την φωτογραφία (Α) διακρίνεται η ανάπτυξη ισχυρά παραμορφωμένων εγκλεισμάτων παράλληλα στην S_2 σχιστότητα σε γενεσιακά πετρώματα (κατώτερη ενότητα του Πελαγονικού κρυσταλλοσχιστόδους, βόρεια από τα Καλύβια Γώγου). (Γ και Δ): φαινοκρύσταλλοι αστρίων, που προσδιορίζουν στα πετρώματα πορφυροειδή ιστό (γρανοδιორίτης - περιοχή Αγίου Αθανασίου (Γ) και (Δ) γρανίτης (BtGr) -περιοχή Χασανάκος).



Εικόνα 36: (Α) ανάπτυξη φαινοκρυστάλλων K-feld των ((Hb)BtGrd) στα MME (γρανодиόριτης, περιοχή Αγίου Αθανασίου). (Β): ανάπτυξη πολλών MME σε BtGr καθώς και απλιτικής φλέβας που κόβει τον γρανίτη, κάτω δεξιό μέρος της φωτογραφίας. Επίσης, στο επάνω δεξιό τμήμα της, διακρίνεται ξενολιθικό σώμα (XEN) (γρανίτης, περιοχή Χασανάκος). (Γ και Δ) φωτογραφίες μικροσκοπίου (BtGr, περιφερειακό τμήμα γρανίτη, περιοχή Καλύβια Φαρμάκη). Στην φωτογραφία (Α) διακρίνονται, συσσωμάτωμα μικρών κρυστάλλων από Bt και Grt₁=M₁, ανάπτυξη Czo+Ttn=M₁ καθώς και σερίκιτιωση των Pl (Nicols $\parallel$, x6,3). (Δ) πορφυροκλάστες Wm₁=M₁ και συσσωμάτωμα Bt και Grt₁=M₁ καθώς και σερίκιτιωση των Pl (Nicols $\perp$, x6,3).



Εικόνα 37: Φωτογραφίες μικροσκοπίου. (Α) πλαγιόκλαστο (Pl) εγκλείεται σε μικροκλινή (Mi) (LGr, περιοχή Χασανάκος, Nicols $\perp$, x3,8). (Β) δευτερογενή αλλοίωση του Bt σε λευκό μαρμαρυγία (Wm) (BtGr, περιφερειακό τμήμα γρανίτη, περιοχή Καλύβια Φαρμάκη Nicols $\perp$, x3,8). (Γ) αντικατάσταση του Bt από Chl=M₂ ((Hb)BtGrd, περιοχή Αγίου Αθανασίου, Nicols $\parallel$, x3,8). (Δ) αντικατάσταση της Hbl σε Act=M₂ και πρισματικοί κρύσταλλοι Bt διακρίνονται στο επάνω τμήμα της φωτογραφίας ((Hb)BtGrd, περιοχή Χασανάκος, Nicols $\perp$, x3,8). Σε όλες τις φωτογραφίες τα Pl παρουσιάζονται λιγότερο ή περισσότερο σερικιτωμένα (Pl→Ser).



Εικόνα 38: Φωτογραφίες μικροσκοπίου. (Α) αντικατάσταση της Hbl από $Act+Chl=M_2$ ((Hb)BtGrd, περιοχή Χασανάκος, Nicols $\parallel$, x3,8) (Β) περιφερειακή αντικατάσταση κρυστάλλων Hbl από $Act=M_2$. Μερικοί κρύσταλλοι Hbl μετατρέπονται σε Bt ή/και τον εγκλείουν (MME, περιοχή Αγίου Αθανασίου, Nicols $\parallel$, x3,8) (Γ) επίδοτο (Ep) επιταξιακά αναπτυγμένο γύρω από πρισματικό κρύσταλλο αλλανίτη (Aln). Στο κάτω αριστερό άκρο του κρυστάλλου διακρίνεται και η ζωνώδης ανάπτυξη του ((Hb)BtGrd, περιοχή Αγίου Αθανασίου, Nicols $\parallel$, x6,3). (Δ) κρύσταλλοι τιτανίτη μερικοί από τους οποίους παρουσιάζουν την χαρακτηριστική σφηνοειδή μορφή. (MME, περιοχή Χασανάκος, Nicols $\parallel$, x3,8). Σε όλες τις φωτογραφίες τα Pl παρουσιάζονται λιγότερο ή περισσότερο σερικιτωμένα (Pl→Ser).

ΠΑΡΑΡΤΗΜΑ Β

Πίνακες μικροανάλυσεων ορυκτών μεταμορφωμένων πετρωμάτων

ΠΑΡΑΡΤΗΜΑ Β: Πίνακας 1Β: Χημικές μικροανάλυσεις γρανατών (*Ινστιτούτο Γεωεπιστημών του Πανεπιστημίου Tübingen,

** Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης).

Αριθ. δείγματος	Κα 285	Κα 285	Κα 285	Κα 285	Κα 285	Κα 285	Κα 285	Κα 285	Κα 285	Κα 285
Ορυκτό	Grt	Grt	Grt	Grt	Grt	Grt	Grt	Grt	Grt	Grt
Αριθ. ανάλυσης	9* (περ)	13* (περ)	14* (περ)	15* (περ)	16* (περ)	17* (περ)	18* (περ)	19* (περ)	20* (περ)	21* (περ)

SiO ₂	37,22	37,57	39,17	37,74	39,03	38,40	39,08	38,93	39,34	38,11
TiO ₂	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Al ₂ O ₃	22,14	20,77	20,74	19,46	20,67	21,62	20,75	21,63	21,40	20,83
FeO	35,30	34,80	32,81	32,06	32,26	32,49	33,11	32,21	32,15	34,32
MnO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
MgO	3,15	2,82	3,29	2,98	3,62	3,62	3,65	3,58	3,58	3,39
CaO	3,19	3,60	3,67	3,26	3,95	3,41	2,94	3,28	3,25	2,85
Cr ₂ O ₃	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Σύνολο	101,00	99,56	99,69	95,51	99,53	99,53	99,54	99,63	99,72	99,50

Κατανομή κατιόντων (12O)

Si	Z	2,947	3,025	3,095	3,122	3,089	3,029	3,091	3,052	3,078	3,047
Al ^{IV}		0,053	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Al ^{VI}		2,018	1,971	1,939	1,903	1,934	2,022	1,942	2,015	1,988	1,966
Ti	Y	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Cr		0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Fe ³⁺		0,000	0,003	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Fe ²⁺		2,362	2,340	2,214	2,252	2,166	2,212	2,235	2,201	2,193	2,313
Mn		0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Mg	X	0,372	0,338	0,388	0,368	0,427	0,425	0,431	0,418	0,417	0,404
Ca		0,271	0,310	0,310	0,289	0,335	0,288	0,249	0,276	0,273	0,244

Αλμανδίνη	78,19	78,10	75,90	76,92	73,66	75,61	76,57	76,02	76,06	77,98
Ανδραδίτης	0,00	0,17	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Γροσσουλάρης	9,19	10,31	10,71	10,16	11,58	9,85	8,59	9,52	9,47	8,29
Πυρωπό	12,62	11,42	13,39	12,92	14,76	14,54	14,84	14,45	14,48	13,74
Σπessarτίνης	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ουβαροβίτης	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
X _{Fe}	0,79	0,78	0,76	0,77	0,74	0,76	0,77	0,76	0,76	0,78
X _{Mg}	0,12	0,11	0,13	0,13	0,15	0,15	0,15	0,14	0,14	0,14
X _{Ca}	0,09	0,10	0,11	0,10	0,11	0,10	0,09	0,10	0,09	0,08
X _{Mn}	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00

Grt: γρανάτης, **περ:** περιφέρεια, **ενδ:** ενδιάμεσο, **πυρ:** πυρήνας

Πίνακας 1B: συνέχεια.....

Αριθ. δείγματος	Κα 285	Κα 285	Κα 285	Κα 285	Κα 285	Κα 285	Κα 285	Κα 285	Κα 285	Κα 285
Ορυκτό	Grt	Grt	Grt	Grt	Grt	Grt	Grt	Grt	Grt	Grt
Αριθ. ανάλυσης	22* (περ)	23* (ενδ)	24* (ενδ)	25* (ενδ)	26* (ενδ)	92* (πυρ)	93* (πυρ)	94* (πυρ)	95* (πυρ)	96* (πυρ)

SiO ₂	40,18	36,89	38,73	39,57	37,42	39,28	40,24	39,88	37,10	37,97
TiO ₂	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Al ₂ O ₃	21,14	20,65	20,82	20,00	19,49	20,98	19,68	19,64	20,05	20,31
FeO	31,81	35,71	33,06	32,71	32,71	30,71	31,34	30,17	32,91	29,90
MnO	0,00	0,00	0,00	0,00	2,82	2,14	2,57	2,43	2,80	3,05
MgO	3,65	2,68	2,78	3,31	3,36	2,35	2,52	3,18	3,09	3,17
CaO	2,74	3,64	4,23	4,02	4,11	4,30	3,52	4,29	3,76	5,29
Cr ₂ O ₃	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Σύνολο	99,51	99,56	99,63	99,61	99,91	99,76	99,88	99,59	99,71	99,69

Κατανομή κατιόντων (12 O)

Si	Z	3,127	2,985	3,075	3,139	3,010	3,096	3,185	3,166	2,994	3,036
Al ^{IV}		0,000	0,015	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,006	0,000
Al ^{VI}		1,958	1,959	1,956	1,872	1,857	1,962	1,841	1,839	1,908	1,918
Ti		0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Cr	Y	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Fe ³⁺		0,000	0,037	0,000	0,000	0,118	0,000	0,000	0,000	0,082	0,041
Fe ²⁺		2,185	2,380	2,237	2,185	2,083	2,102	2,109	2,008	2,140	1,958
Mn		0,000	0,000	0,000	0,000	0,192	0,143	0,172	0,164	0,192	0,207
Mg	X	0,424	0,323	0,329	0,392	0,403	0,276	0,298	0,376	0,372	0,377
Ca		0,228	0,316	0,360	0,341	0,354	0,363	0,298	0,365	0,325	0,453

Αλμανδίνης	77,01	78,61	76,41	73,86	67,81	72,89	72,10	67,21	70,21	64,66
Ανδραδίτης	0,00	1,85	0,00	0,00	5,99	0,00	0,00	0,00	4,11	2,11
Γροσσουλάρης	8,04	8,72	12,32	12,17	6,01	12,59	10,84	13,23	6,79	13,32
Πυρωπό	14,94	10,82	11,26	13,97	13,68	9,56	10,81	13,63	12,47	12,87
Σπessarτίνης	0,00	0,00	0,00	0,00	6,51	4,95	6,25	5,93	6,42	7,04
Ουβαροβίτης	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
X _{Fe}	0,77	0,79	0,76	0,75	0,70	0,73	0,73	0,69	0,71	0,66
X _{Mg}	0,15	0,11	0,11	0,13	0,13	0,10	0,10	0,13	0,12	0,12
X _{Ca}	0,08	0,10	0,12	0,12	0,11	0,13	0,10	0,13	0,10	0,15
X _{Mn}	0,00	0,00	0,00	0,00	0,06	0,05	0,06	0,06	0,06	0,07

Grt: γρανάτης, περ: περιφέρεια, ενδ: ενδιάμεσο, πυρ: πυρήνας

Πίνακας 1B: συνέχεια.....

Αριθ. δείγματος Ορυκτό Αριθ. ανάλυσης	Kα 285 Grt 97* (πυρ)	Kα 285 Grt 98* (πυρ)	Kα 285.1 Grt 3** (περ)	Kα 285.1 Grt 20** (ενδ)	Kα 285.1 Grt 30** (ενδ)	Kα 285.1 Grt 41** (ενδ)	Kα 285.1 Grt 63** (ενδ)	Kα 285.1 Grt 71** (ενδ)	Kα 285.1 Grt 76** (πυρ)	Kα 285.1 Grt 82** (ενδ)
---	----------------------------	----------------------------	------------------------------	-------------------------------	-------------------------------	-------------------------------	-------------------------------	-------------------------------	-------------------------------	-------------------------------

SiO ₂	37,72	37,72	34,67	34,72	34,17	34,50	34,03	34,57	33,69	34,32
TiO ₂	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Al ₂ O ₃	21,35	20,42	19,73	19,33	20,00	19,24	19,33	19,07	19,03	19,20
FeO	31,21	31,86	38,82	38,41	37,29	37,35	36,38	36,46	36,58	36,07
MnO	2,95	3,52	1,44	1,20	1,48	1,59	2,66	2,51	2,86	3,32
MgO	2,59	2,32	2,56	2,92	3,00	2,97	2,83	2,52	2,57	2,32
CaO	4,08	3,71	3,20	3,73	3,80	4,27	4,43	4,34	5,08	5,03
Cr ₂ O ₃	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Σύνολο	99,89	99,55	100,42	100,31	99,74	99,92	99,66	99,47	99,81	100,26

Κατανομή κατιόντων (12 O)

Si	Z	3,009	3,044	2,841	2,842	2,809	2,833	2,808	2,854	2,786	2,820
Al ^{IV}		0,000	0,000	0,159	0,158	0,191	0,167	0,192	0,146	0,214	0,180
Al ^{VI}	Y	2,013	1,944	1,764	1,727	1,765	1,715	1,708	1,729	1,664	1,701
Ti		0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Cr		0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Fe ³⁺		0,000	0,010	0,209	0,242	0,209	0,252	0,259	0,240	0,297	0,265
Fe ²⁺	X	2,113	2,140	2,451	2,388	2,355	2,313	2,251	2,278	2,233	2,214
Mn		0,199	0,241	0,100	0,083	0,103	0,111	0,186	0,176	0,200	0,231
Mg		0,308	0,279	0,313	0,356	0,368	0,364	0,348	0,310	0,317	0,284
Ca		0,349	0,321	0,281	0,327	0,335	0,376	0,392	0,384	0,450	0,443

Αλμανδίνης	71,16	71,31	75,58	73,02	71,33	70,00	67,03	69,53	65,28	66,02
Ανδραδίτης	0,00	0,52	9,89	11,51	11,16	13,26	13,82	12,60	16,00	14,08
Γροσσουλάρης	11,75	10,43	0,00	0,00	0,76	0,00	0,13	0,86	0,15	1,63
Πυρωπό	10,37	9,52	11,01	12,54	13,09	12,83	12,40	10,87	11,37	10,08
Σπessaρτίνης	6,72	8,22	3,52	2,93	3,67	3,90	6,62	6,15	7,19	8,19
Ουβαροβίτης	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
X _{Fe}	0,71	0,72	0,79	0,77	0,76	0,75	0,73	0,74	0,72	0,72
X _{Mg}	0,10	0,09	0,09	0,10	0,11	0,11	0,10	0,09	0,09	0,08
X _{Ca}	0,12	0,11	0,08	0,10	0,10	0,11	0,11	0,11	0,13	0,13
X _{Mn}	0,07	0,08	0,03	0,02	0,03	0,03	0,05	0,05	0,06	0,07

Grt: γρανάτης, **περ:** περιφέρεια, **ενδ:** ενδιάμεσο, **πυρ:** πυρήνας

Πίνακας 1B: συνέχεια.....

Αριθ. δείγματος Ορυκτό Αριθ. ανάλυσης	Κα 285.1 Grt 90** (ενδ)	Κα 285.1 Grt 97** (ενδ)	Κα 285.1 Grt 102** (ενδ)	Κα 285.1 Grt 39** (ενδ)	Κα 285.1 Grt 22** (ενδ)	Κα 285.1 Grt 6** (περ)	Κ6.β Grt 1* (περ)	Κ6.β Grt 2* (ενδ)	Κ 6β Grt 3* (ενδ)	Κ 6β Grt 4* (πυρ)	
SiO ₂	34,53	34,27	34,52	34,07	34,13	34,28	37,60	35,61	40,35	39,28	
TiO ₂	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	
Al ₂ O ₃	19,23	19,50	19,25	19,18	19,53	19,68	20,94	21,92	19,79	19,77	
FeO	35,08	35,87	35,33	36,89	38,17	38,04	30,42	30,14	28,64	29,21	
MnO	3,16	3,00	2,76	1,74	1,47	1,32	2,77	2,29	3,08	2,94	
MgO	2,64	2,76	2,81	2,92	2,94	3,02	3,38	5,24	3,19	2,82	
CaO	4,67	4,42	4,26	4,34	3,21	3,98	4,09	3,34	4,04	5,07	
Cr ₂ O ₃	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	
Σύνολο	99,31	99,82	98,93	99,14	99,45	100,32	99,20	98,53	99,10	99,09	
Κατανομή κατιόντων (12 O)											
Si	Z	2,849	2,819	2,856	2,821	2,821	2,807	3,019	2,873	3,186	3,140
Al ^{IV}		0,151	0,181	0,144	0,179	0,179	0,193	0,000	0,127	0,000	0,000
Al ^{VI}	Y	1,738	1,729	1,750	1,713	1,743	1,726	1,982	1,961	1,850	1,863
Ti		0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Cr		0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Fe ³⁺		0,232	0,240	0,221	0,254	0,228	0,243	0,000	0,035	0,000	0,000
Fe ²⁺	X	2,189	2,228	2,224	2,301	2,411	2,363	2,044	1,999	1,940	1,957
Mn		0,221	0,209	0,193	0,122	0,103	0,092	0,189	0,156	0,206	0,199
Mg		0,325	0,338	0,347	0,360	0,362	0,369	0,404	0,630	0,376	0,336
Ca		0,413	0,390	0,378	0,385	0,284	0,349	0,352	0,289	0,342	0,435
Αλμανδίνης		66,36	66,76	67,87	69,25	73,43	71,17	68,23	62,57	66,55	65,30
Ανδραδίτης		12,20	12,76	11,61	13,49	10,08	12,44	0,00	1,82	0,00	0,00
Γροσσουλάρης		2,29	1,06	1,62	0,16	0,00	0,00	11,83	8,23	12,38	15,55
Πυρωπό		11,40	12,01	12,13	12,78	12,84	13,13	13,61	21,94	13,61	12,01
Σπεςαρτίνης		7,75	7,42	6,77	4,33	3,65	3,26	6,34	5,44	7,46	7,13
Ουβαροβίτης		0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
X _{Fe}		0,72	0,72	0,73	0,75	0,78	0,76	0,68	0,65	0,68	0,67
X _{Mg}		0,10	0,10	0,10	0,11	0,11	0,11	0,14	0,20	0,13	0,11
X _{Ca}		0,12	0,11	0,11	0,11	0,08	0,10	0,12	0,09	0,12	0,15
X _{Mn}		0,07	0,06	0,06	0,04	0,03	0,03	0,06	0,05	0,07	0,07

Grt: γρανάτης, **περ:** περιφέρεια, **ενδ:** ενδιάμεσο, **πυρ:** πυρήνας

Πίνακας 1B: συνέχεια.....

Αριθ. δείγματος Ορυκτό Αριθ. ανάλυσης	K 6β Grt 5* (ενδ)	K 6β Grt 6* (ενδ)	K 6β Grt 7* (περ)	K 6β Grt 14* (περ)	K 6β Grt 15* (περ)	K 6β Grt 16* (περ)	Kα 136 Grt 15* (περ)	Kα 136 Grt 19* (ενδ)	Kα 136 Grt 12* (πυρ)	Kα 136 Grt 11* (ενδ)	
SiO ₂	38,98	35,61	37,48	39,18	39,11	38,32	37,96	37,98	39,02	38,12	
TiO ₂	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	
Al ₂ O ₃	19,72	21,92	20,50	19,64	20,31	20,26	20,65	20,23	20,36	19,94	
FeO	29,37	30,14	30,38	29,78	29,04	30,29	32,25	30,90	29,89	30,88	
MnO	3,26	2,29	3,19	2,73	3,26	3,23	2,17	3,47	3,70	4,02	
MgO	2,83	5,24	2,27	3,02	3,09	3,10	2,02	1,28	1,23	1,75	
CaO	4,80	3,34	5,27	4,71	4,62	4,26	4,20	5,33	5,03	4,89	
Cr ₂ O ₃	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	
Σύνολο	98,96	98,53	99,09	99,07	99,43	99,46	99,25	99,19	99,22	99,59	
Κατανομή κατιόντων (12 O)											
Si	Z	3,128	2,873	3,030	3,136	3,108	3,070	3,056	3,075	3,118	3,076
Al ^{IV}		0,000	0,127	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Al ^{VI}		1,866	1,961	1,955	1,854	1,906	1,914	1,964	1,931	1,928	1,899
Ti		0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Cr	Y	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Fe ³⁺		0,006	0,035	0,014	0,009	0,000	0,015	0,000	0,000	0,000	0,023
Fe ²⁺		1,965	1,999	2,041	1,985	1,950	2,015	2,197	2,100	2,060	2,062
Mn		0,222	0,156	0,219	0,185	0,220	0,219	0,148	0,238	0,250	0,274
Mg	X	0,339	0,630	0,274	0,360	0,366	0,370	0,242	0,155	0,146	0,210
Ca		0,412	0,289	0,457	0,404	0,394	0,366	0,362	0,462	0,430	0,423
Αλμανδίνης		65,34	62,57	67,85	66,00	65,69	66,97	74,40	70,47	71,26	70,00
Ανδραδίτης		0,30	1,82	0,70	0,47	0,00	0,76	0,00	0,00	0,00	1,17
Γροσσουλάρης		14,39	8,23	14,77	14,00	13,79	11,91	12,31	15,97	14,96	13,50
Πυρωπό		12,07	21,94	9,27	12,90	12,81	12,79	8,24	5,36	5,08	7,31
Σπessaρτίνης		7,89	5,44	7,41	6,63	7,70	7,58	5,04	8,21	8,70	9,53
Ουβαροβίτης		0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
X _{Fe}		0,67	0,65	0,68	0,68	0,67	0,68	0,74	0,71	0,71	0,70
X _{Mg}		0,12	0,20	0,09	0,12	0,12	0,12	0,08	0,05	0,05	0,07
X _{Ca}		0,14	0,09	0,15	0,14	0,13	0,12	0,12	0,16	0,15	0,14
X _{Mn}		0,08	0,05	0,07	0,06	0,08	0,07	0,05	0,08	0,09	0,09

Grt: γρανάτης, **περ:** περιφέρεια, **ενδ:** ενδιάμεσο, **πυρ:** πυρήνας

Πίνακας 1B: συνέχεια.....

Αριθ. δείγματος Ορυκτό Αριθ. ανάλυσης	Κα 136 Grt 23* (περ)	Κα 136 Grt 13* (ενδ)	Κα 136 Grt 14* (ενδ)	Κα 136 Grt 16* (περ)	Κα 136 Grt 17* (περ)	Κα 136 Grt 18* (περ)	Κα 136 Grt 20* (περ)	Κα 136 Grt 21* (περ)	Κα 136 Grt 22* (περ)	Κα 136 Grt 6** (περ)
SiO ₂	38,38	38,68	37,73	38,47	38,49	38,34	38,28	38,71	38,44	35,66
TiO ₂	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Al ₂ O ₃	19,31	19,83	19,55	20,68	20,15	20,26	20,05	20,55	20,21	19,61
FeO	33,27	32,63	33,09	31,88	32,49	32,11	33,17	32,02	32,38	35,29
MnO	2,25	2,66	2,90	2,28	1,94	2,51	1,88	2,26	2,26	2,26
MgO	1,86	1,76	2,42	2,24	2,29	2,15	1,60	1,83	1,95	1,87
CaO	4,27	4,14	3,70	3,53	3,57	3,82	4,30	4,03	4,15	3,68
Cr ₂ O ₃	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Σύνολο	99,34	99,71	99,38	99,07	98,92	99,19	99,28	99,40	99,39	98,37
Κατανομή κατιόντων (12 O)										
Si	Z	3,107	3,114	3,057	3,080	3,101	3,088	3,095	3,094	2,955
Al ^{IV}		0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,045
Al ^{VI}	Y	1,846	1,882	1,872	1,960	1,917	1,926	1,912	1,944	1,880
Ti		0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Cr		0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Fe ³⁺		0,042	0,003	0,063	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,107
Fe ²⁺	X	2,211	2,194	2,179	2,189	2,213	2,181	2,251	2,192	2,339
Mn		0,154	0,182	0,199	0,155	0,132	0,171	0,129	0,153	0,159
Mg		0,225	0,212	0,292	0,267	0,275	0,258	0,193	0,217	0,231
Ca		0,370	0,357	0,321	0,303	0,308	0,329	0,372	0,345	0,327
Αλμανδίνης		73,49	73,47	71,94	75,14	75,08	73,70	75,79	75,36	75,76
Ανδραδίτης		2,24	0,18	3,28	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	5,42
Γροσσουλάρης		10,85	12,45	7,82	10,39	10,73	11,41	12,99	11,89	5,64
Πυρωπό		7,96	7,48	10,09	9,16	9,58	8,96	6,73	7,49	7,82
Σπessarτίνης		5,45	6,42	6,88	5,31	4,61	5,93	4,49	5,26	5,37
Ουβαροβίτης		0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
X _{Fe}		0,75	0,75	0,73	0,75	0,76	0,74	0,76	0,75	0,77
X _{Mg}		0,07	0,07	0,10	0,09	0,09	0,09	0,07	0,07	0,07
X _{Ca}		0,12	0,12	0,11	0,10	0,11	0,11	0,13	0,12	0,10
X _{Mn}		0,05	0,06	0,07	0,05	0,05	0,06	0,04	0,05	0,05

Grt: γρανάτης, **περ:** περιφέρεια, **ενδ:** ενδιάμεσο, **πυρ:** πυρήνας

Πίνακας 1B: συνέχεια.....

Αριθ. δείγματος Ορυκτό Αριθ. ανάλυσης	Κα 136 Grt 7** (πυρ)	Κα 136 Grt 8** (περ)	KY Grt 20* (περ)	KY Grt 21* (πυρ)	KY Grt 22* (περ)	KY Grt 23	KY Grt 37	KY Grt 40* (ενδ)	KY Grt 42* (περ)	KY Grt 43* (περ)
SiO ₂	35,38	36,13	37,23	36,89	33,40	36,84	38,15	36,48	37,41	37,13
TiO ₂	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Al ₂ O ₃	20,46	20,50	20,07	20,02	20,43	20,46	20,28	20,07	20,36	22,63
FeO	33,08	35,38	33,93	35,06	38,27	33,14	32,56	34,41	33,23	32,17
MnO	3,76	2,57	5,00	4,15	4,26	5,62	5,34	4,77	5,06	4,55
MgO	1,80	2,10	2,17	2,45	2,09	2,13	1,83	1,81	2,39	1,72
CaO	4,43	3,48	1,11	0,99	0,94	1,26	1,22	0,95	1,04	1,31
Cr ₂ O ₃	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Σύνολο	98,91	100,16	99,52	99,56	99,39	99,44	99,38	98,48	99,49	99,51
Κατανομή κατιόντων (12 O)										
Si	Z	2,914	2,937	3,036	3,010	2,790	3,008	3,086	3,017	2,956
Al ^{IV}		0,086	0,063	0,000	0,000	0,210	0,000	0,000	0,000	0,044
Al ^{VI}	Y	1,906	1,907	1,931	1,930	1,816	1,971	1,938	1,958	2,105
Ti		0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Cr		0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Fe ³⁺		0,083	0,082	0,029	0,053	0,164	0,019	0,000	0,022	0,000
Fe ²⁺	X	2,195	2,323	2,284	2,340	2,510	2,244	2,235	2,358	2,279
Mn		0,262	0,177	0,346	0,287	0,301	0,389	0,366	0,334	0,307
Mg		0,221	0,254	0,264	0,298	0,261	0,260	0,221	0,223	0,204
Ca		0,391	0,303	0,097	0,087	0,084	0,110	0,106	0,084	0,112
Αλμανδίνης		70,00	74,99	75,93	77,37	76,84	74,57	76,10	78,40	78,54
Ανδραδίτης		4,28	4,20	1,50	2,68	3,02	0,97	0,00	1,13	0,00
Γροσσουλάρης		9,13	6,12	1,81	0,26	0,00	2,72	3,65	1,70	3,85
Πυρωπό		7,58	8,66	8,99	10,04	9,35	8,71	7,61	7,51	7,03
Σπessarτίνης		9,00	6,03	11,77	9,65	10,79	13,03	12,63	11,26	10,58
Ουβαροβίτης		0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
X _{Fe}		0,72	0,77	0,77	0,78	0,81	0,75	0,76	0,79	0,79
X _{Mg}		0,07	0,08	0,09	0,10	0,08	0,09	0,08	0,07	0,07
X _{Ca}		0,12	0,10	0,03	0,03	0,03	0,04	0,04	0,03	0,04
X _{Mn}		0,08	0,06	0,11	0,09	0,09	0,13	0,13	0,11	0,11

Grt: γρανάτης, **περ:** περιφέρεια, **ενδ:** ενδιάμεσο, **πυρ:** πυρήνας

Πίνακας 1B: συνέχεια.....

Αριθ. δείγματος	KY Grt	KY Grt	KY Grt	KY Grt	KY Grt	KY Grt	KY Grt	KY Grt	KY Grt	KY Grt
Αριθ. ανάλυσης	44* (πυρ)	45* (περ)	48* (περ)	56*	3.1** (πυρ)	3.2** (ενδ)	3.3** (ενδ)	3.4** (περ)	3.1**	3.2**
SiO ₂	32,35	37,59	38,46	36,35	38,59	39,42	39,31	39,20	40,75	41,50
TiO ₂	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Al ₂ O ₃	19,38	19,86	19,62	20,84	21,58	22,16	21,83	22,45	22,56	21,98
FeO	40,10	33,99	33,49	31,89	30,15	30,26	30,60	30,86	27,09	28,01
MnO	3,73	4,95	5,24	6,02	4,96	5,02	3,99	4,89	2,35	2,45
MgO	1,90	2,05	1,70	2,10	2,38	2,06	2,40	2,42	3,11	2,92
CaO	0,59	1,11	1,03	0,78	1,07	0,99	1,07	0,72	3,99	4,13
Cr ₂ O ₃	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Σύνολο	98,06	99,56	99,54	97,98	98,73	99,91	99,21	100,55	99,86	100,99
Κατανομή κατιόντων (12 O)										
Si	Z	2,763	3,062	3,124	2,995	3,063	3,071	3,081	3,043	3,100
Al ^{IV}		0,237	0,000	0,000	0,005	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Al ^{VI}	Y	1,733	1,909	1,879	2,023	2,042	2,066	2,046	2,083	2,059
Ti		0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Cr		0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Fe ³⁺		0,237	0,026	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Fe ²⁺	X	2,627	2,289	2,279	2,228	2,141	2,153	2,175	2,171	1,935
Mn		0,270	0,342	0,361	0,420	0,333	0,331	0,265	0,321	0,152
Mg		0,242	0,249	0,205	0,258	0,282	0,239	0,281	0,280	0,353
Ca		0,054	0,097	0,089	0,069	0,091	0,082	0,090	0,060	0,325
Αλμανδίνης		79,53	76,25	76,73	74,89	75,20	76,73	77,38	76,65	69,99
Ανδραδίτης		1,96	1,36	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Γροσσουλάρης		0,00	2,00	3,17	2,31	3,19	2,93	3,20	2,12	11,77
Πυρωπό		8,74	8,60	7,29	8,67	9,89	8,53	9,98	9,88	12,75
Σπessarτίνης		9,76	11,79	12,80	14,13	11,71	11,80	9,43	11,35	5,49
Ουβαροβίτης		0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
X _{Fe}		0,84	0,77	0,78	0,75	0,75	0,77	0,77	0,77	0,70
X _{Mg}		0,07	0,08	0,07	0,09	0,10	0,09	0,10	0,10	0,13
X _{Ca}		0,02	0,03	0,03	0,02	0,03	0,03	0,03	0,02	0,12
X _{Mn}		0,08	0,11	0,12	0,14	0,12	0,12	0,09	0,11	0,05

Grt: γρανάτης, **περ:** περιφέρεια, **ενδ:** ενδιάμεσο, **πυρ:** πυρήνας

Πίνακας 1B: συνέχεια.....

Αριθ. δείγματος Ορυκτό Αριθ. ανάλυσης	KY Grt 3.3**	Ka 23 Grt 1A**	Ka 23 Grt 2A**	Ka 23 Grt 5A** (περ)	Ka 23 Grt 6A** (περ)	Ka 23 Grt 13A** (περ)	Ka 23 Grt 22B** (πυρ)	Ka 23 Grt 23B** (περ)	Ka 23 Grt 44B** (πυρ)	Ka 23 Grt 45B** (περ)
SiO ₂	41,98	35,54	35,09	33,74	34,83	35,23	39,27	39,89	39,14	39,77
TiO ₂	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Al ₂ O ₃	22,85	20,01	20,58	19,71	20,21	19,86	22,52	22,72	21,96	22,68
FeO	28,83	38,19	39,32	37,76	38,41	33,76	28,76	30,46	27,05	34,22
MnO	1,72	1,17	1,30	1,51	1,61	1,88	2,79	1,57	2,96	0,76
MgO	3,15	2,06	2,44	2,15	2,07	1,80	1,56	1,80	1,45	2,48
CaO	3,45	2,95	2,52	3,17	2,69	6,03	6,12	5,55	6,89	1,36
Cr ₂ O ₃	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Σύνολο	101,99	99,92	101,25	98,04	99,82	98,56	101,02	101,99	99,45	101,27
Κατανομή κατιόντων (12 O)										
Si	Z	3,124	2,913	2,849	2,834	2,869	2,909	3,032	3,043	3,052
Al ^{IV}		0,000	0,087	0,151	0,166	0,131	0,091	0,000	0,000	0,000
Al ^{VI}	Y	2,041	1,857	1,830	1,801	1,842	1,852	2,073	2,068	2,082
Ti		0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Cr		0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Fe ³⁺		0,000	0,127	0,151	0,177	0,140	0,131	0,000	0,000	0,000
Fe ²⁺	X	2,013	2,491	2,519	2,476	2,506	2,200	1,995	2,090	2,374
Mn		0,108	0,081	0,089	0,107	0,112	0,131	0,182	0,101	0,049
Mg		0,350	0,252	0,295	0,269	0,254	0,222	0,180	0,205	0,284
Ca		0,275	0,259	0,219	0,285	0,237	0,533	0,506	0,454	0,112
Αλμανδίνης		73,30	79,68	78,80	76,64	78,95	69,52	69,68	73,34	84,21
Ανδραδίτης		0,00	6,54	7,70	9,36	7,33	6,76	0,00	0,00	0,00
Γροσσουλάρης		10,03	2,35	0,00	0,70	0,95	11,58	17,68	15,92	3,97
Πυρωπό		12,73	8,64	10,37	9,50	8,86	7,62	6,27	7,18	10,07
Σπessarτίνης		3,95	2,79	3,14	3,79	3,92	4,52	6,37	3,56	1,75
Ουβαροβίτης		0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
X _{Fe}		0,73	0,82	0,82	0,80	0,81	0,72	0,70	0,73	0,84
X _{Mg}		0,13	0,08	0,09	0,08	0,08	0,07	0,06	0,07	0,10
X _{Ca}		0,10	0,08	0,07	0,09	0,07	0,17	0,18	0,16	0,04
X _{Mn}		0,04	0,03	0,03	0,03	0,03	0,04	0,06	0,04	0,02

Grt: γρανάτης, περ: περιφέρεια, ενδ: ενδιάμεσο, πυρ: πυρήνας

Πίνακας 1B: συνέχεια.....

Αριθ. δείγματος	Gr99/26	Gr99/26	Gr99/26	Gr99/26	Gr99/26	Gr99/26	Gr99/26	Gr99/26	Gr99/40	Gr99/40
Ορυκτό	Grt	Grt	Grt	Grt	Grt	Grt	Grt	Grt	Grt	Grt
Αριθ. ανάλυσης	1.1* (περ)	1.7 * (ενδ)	1.13* (ενδ)	1.21* (πυρ)	1.27* (ενδ)	1.33* (ενδ)	1.37* (ενδ)	1.42* (περ)	5.1* (περ)	5.5 * (ενδ)
SiO ₂	37,81	38,27	30,86	38,13	38,13	38,19	37,55	37,54	37,09	37,22
TiO ₂	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Al ₂ O ₃	20,88	20,68	20,66	20,75	20,50	20,42	20,68	20,64	20,63	20,63
FeO	33,54	31,60	28,39	28,29	29,44	29,70	31,99	34,09	33,38	30,49
MnO	0,95	1,86	2,53	2,83	2,71	2,22	1,74	0,94	0,96	0,65
MgO	2,20	1,76	1,30	1,17	1,25	1,47	1,88	2,40	1,97	1,31
CaO	4,54	5,60	7,91	8,00	7,08	6,44	5,15	3,74	4,00	7,77
Cr ₂ O ₃	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Σύνολο	99,92	99,77	91,65	99,17	99,11	98,44	98,99	99,35	98,03	98,07
Κατανομή κατιόντων (12 O)										
Si	Z	3,032	3,062	2,744	3,057	3,068	3,081	3,037	3,034	3,029
Al ^{IV}		0,000	0,000	0,256	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Al ^{VI}	Y	1,975	1,954	1,916	1,966	1,948	1,948	1,974	1,966	1,990
Ti		0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Cr		0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Fe ³⁺		0,000	0,000	0,076	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Fe ²⁺	X	2,258	2,135	2,035	1,926	2,002	2,041	2,177	2,305	2,306
Mn		0,065	0,126	0,191	0,192	0,185	0,152	0,119	0,064	0,066
Mg		0,263	0,210	0,172	0,140	0,150	0,177	0,227	0,289	0,240
Ca		0,390	0,480	0,754	0,687	0,610	0,557	0,446	0,324	0,350
Αλμανδίνης		75,76	72,10	59,31	65,35	67,60	69,61	73,21	77,03	77,85
Ανδραδίτης		0,00	0,00	4,13	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Γροσσουλάρης		13,18	16,41	23,33	23,37	20,93	19,11	15,09	10,98	11,82
Πυρωπό		8,88	7,18	6,28	4,75	5,14	6,07	7,66	9,80	8,10
Σπεςαρτίνης		2,18	4,31	6,94	6,53	6,33	5,21	4,03	2,18	2,24
Ουβαροβίτης		0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
X _{Fe}		0,76	0,72	0,65	0,65	0,68	0,70	0,73	0,77	0,78
X _{Mg}		0,09	0,07	0,05	0,05	0,05	0,06	0,08	0,10	0,08
X _{Ca}		0,13	0,16	0,23	0,23	0,21	0,19	0,15	0,11	0,12
X _{Mn}		0,02	0,04	0,06	0,07	0,06	0,05	0,04	0,02	0,02

Grt: γρανάτης, **περ:** περιφέρεια, **ενδ:** ενδιάμεσο, **πυρ:** πυρήνας

Πίνακας 1B: συνέχεια.....

Αριθ. δείγματος Ορυκτό Αριθ. ανάλυσης	Gr99/40 Grt 5.11* (ενδ)	Gr99/40 Grt 5.18* (πυρ)	Gr99/40 Grt 5.24* (ενδ)	Gr99/40 Grt 5.28* (ενδ)	Gr99/40 Grt 5.35* (περ)	Ka 305 Grt 52*	Ka 305 Grt 53*	6.2 Grt 150**	6.12 Grt 336**	6.12 Grt 337**
SiO ₂	37,52	37,78	37,51	37,45	37,42	40,11	38,95	36,54	44,46	43,84
TiO ₂	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,06	0,21
Al ₂ O ₃	20,58	20,40	20,77	20,54	20,63	20,93	20,81	19,72	23,52	23,70
FeO	29,01	28,53	29,48	32,19	33,42	18,13	22,60	16,52	11,55	11,14
MnO	1,77	1,62	0,64	1,35	1,12	6,48	4,97	8,66	4,49	5,08
MgO	1,12	1,09	1,26	1,46	1,87	0,00	0,00	0,08	0,01	0,00
CaO	8,26	8,93	8,33	6,17	4,67	13,09	11,41	17,73	15,81	15,47
Cr ₂ O ₃	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,04	0,47	0,00
Σύνολο	98,26	98,35	97,99	99,16	99,13	98,75	98,75	99,29	100,37	99,44
Κατανομή κατιόντων (12 O)										
Si	3,043	3,059	3,038	3,035	3,033	3,138	3,095	2,938	3,198	3,182
Al ^{IV}	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,062	0,000	0,000
Al ^{VI}	1,971	1,949	1,988	1,962	1,972	1,949	1,962	1,819	2,059	2,094
Ti	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,003	0,011
Cr	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,003	0,027	0,000
Fe ³⁺	0,000	0,000	0,000	0,003	0,000	0,000	0,000	0,158	0,000	0,000
Fe ²⁺	1,987	1,943	2,032	2,179	2,271	1,302	1,579	0,953	1,074	1,056
Mn	0,122	0,111	0,044	0,093	0,077	0,430	0,335	0,590	0,274	0,312
Mg	0,135	0,132	0,152	0,176	0,226	0,000	0,000	0,010	0,001	0,000
Ca	0,718	0,775	0,723	0,536	0,406	1,097	0,972	1,528	1,218	1,203
Αλμανδίνης	66,97	65,16	68,86	72,69	76,04	46,03	54,72	27,61	41,85	41,06
Ανδραδίτης	0,00	0,00	0,00	0,14	0,00	0,00	0,00	8,05	0,00	0,00
Γροσσουλάρης	24,32	26,53	24,50	18,04	13,72	38,78	33,67	43,81	45,89	46,80
Πυρωπό	4,59	4,50	5,16	5,98	7,64	0,00	0,00	0,33	0,04	0,00
Σπessarτίνης	4,12	3,80	1,49	3,14	2,60	15,18	11,60	20,08	10,65	12,15
Ουβαροβίτης	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,13	1,56	0,00
X _{Fe}	0,67	0,66	0,69	0,73	0,76	0,46	0,55	0,34	0,42	0,41
X _{Mg}	0,05	0,04	0,05	0,06	0,08	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
X _{Ca}	0,24	0,26	0,24	0,18	0,14	0,39	0,34	0,47	0,47	0,47
X _{Mn}	0,04	0,04	0,01	0,03	0,03	0,15	0,12	0,18	0,11	0,12

Grτ: γρανάτης, περ: περιφέρεια, ενδ: ενδιάμεσο, πυρ: πυρήνας

Πίνακας 1B: συνέχεια.....

Αριθ. δείγματος	211.2	211.2	211.2	211.2	211.2
Ορυκτό	Grt	Grt	Grt	Grt	Grt
Αριθ. ανάλυσης	61**	62**	63**	68**	61**

SiO ₂	34,19	34,83	34,81	34,30	36,47
TiO ₂	0,18	0,04	0,04	0,08	0,41
Al ₂ O ₃	19,05	19,84	19,81	19,17	20,92
FeO	21,36	21,33	21,33	23,30	21,01
MnO	6,92	9,04	9,03	6,19	9,32
MgO	1,23	1,02	1,01	1,24	0,87
CaO	11,61	12,06	12,07	11,14	12,01
Cr ₂ O ₃	0,00	0,00	0,00	0,21	0,00
Σύνολο	94,59	98,23	98,10	95,63	101,01

Κατανομή κατιόντων (12 O)

Si	Z	2,906	2,867	2,868	2,893	2,903
Al ^{IV}		0,094	0,133	0,132	0,107	0,097
Al ^{VI}	Y	1,826	1,806	1,805	1,811	1,874
Ti		0,012	0,002	0,002	0,005	0,025
Cr		0,000	0,000	0,000	0,014	0,000
Fe ³⁺		0,144	0,170	0,171	0,151	0,090
Fe ²⁺	X	1,375	1,299	1,299	1,493	1,308
Mn		0,498	0,630	0,630	0,442	0,628
Mg		0,156	0,125	0,124	0,156	0,103
Ca		1,057	1,064	1,065	1,007	1,024

Αλμανδίνης	41,11	36,55	36,55	44,52	39,51
Ανδραδίτης	7,42	8,88	8,93	7,81	4,67
Γροσσουλάρης	28,96	28,22	28,22	26,27	30,61
Πυρωπό	5,36	4,37	4,33	5,39	3,56
Σπessarτίνης	17,14	21,98	21,97	15,29	21,65
Ουβαροβίτης	0,00	0,00	0,00	0,73	0,00
X _{Fe}	0,47	0,45	0,45	0,51	0,44
X _{Mg}	0,05	0,04	0,04	0,05	0,03
X _{Ca}	0,33	0,32	0,32	0,31	0,32
X _{Mn}	0,15	0,19	0,19	0,14	0,20

Grt: γρανάτης, **περ:** περιφέρεια, **ενδ:** ενδιάμεσο, **πυρ:** πυρήνας

ΠΑΡΑΡΤΗΜΑ Β: Πίνακας 2Β: Χημικές μικροανλύσεις Κ-σύχων λευκών μαρμαρυγιών.

Αριθ. δείγματος Ορυκτό Αριθ. ανάλυσης	Κα 285 White mica 4*	Κα 285 White mica 6*	Κα 285 White mica 7*	Κα 285 White mica 8*	Κα 285 White mica 10*	Κα 285 White mica 11*	Κα 285 White mica 12*	Κα 285 White mica 27*	Κα 285 White mica 28*
SiO ₂	47,12	47,11	45,75	47,67	47,87	47,49	44,67	46,47	49,48
TiO ₂	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Al ₂ O ₃	34,41	35,60	35,64	33,15	31,41	34,15	35,09	34,74	32,22
FeO	2,90	2,62	3,57	2,75	3,18	3,17	3,17	3,83	3,74
MnO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
MgO	0,00	0,00	0,00	1,26	1,41	0,00	0,00	1,23	0,00
CaO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na ₂ O	1,67	1,31	1,38	1,41	1,12	1,38	1,28	1,47	0,99
K ₂ O	9,47	9,94	10,29	10,18	9,17	9,92	9,53	9,55	8,90
Σύνολο	95,56	96,58	96,62	96,41	94,16	96,11	93,74	97,28	95,33
κατανομή κατιόντων (11 Ο)									
Si	3,138	3,104	3,043	3,159	3,231	3,153	3,045	3,063	3,285
Al ^{IV} =Al _{tot}	2,701	2,764	2,794	2,589	2,499	2,673	2,820	2,698	2,521
Al ^{VI}	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Ti	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Fe ²⁺ =Fe _{tot}	0,161	0,144	0,199	0,152	0,179	0,176	0,181	0,211	0,208
Mn	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Mg	0,000	0,000	0,000	0,124	0,142	0,000	0,000	0,121	0,000
Ca	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Na	0,215	0,167	0,178	0,181	0,146	0,177	0,170	0,188	0,127
K	0,805	0,835	0,873	0,861	0,790	0,841	0,829	0,803	0,754
Παραγωνίτης	20,76	16,62	16,25	16,80	16,50	17,16	17,01	19,10	16,07
Σελαδονίτης	13,61	10,38	4,09	15,40	24,44	15,08	4,53	6,32	31,73
Μοσχοβίτης	65,63	73,00	79,66	67,80	59,06	67,76	78,47	74,58	52,20

White mica: λευκός μαρμαρυγίας, **Pg:** παραγωνίτης, **περ:** περιφέρεια, **πυρ:** πυρήνας

Πίνακας 2B: συνέχεια.....

Αριθ. δείγματος Ορυκτό Αριθ. ανάλυσης	Kα 285 White mica 29* (πυρ)	Kα 285 White mica 30* (περ)	Kα 285 White mica 31*	Kα 285 White mica 34*	Kα 285 White mica 35*	Kα 285 White mica 36*	Kα 285 White mica 37*	Kα 285 White mica 38*	Kα 285 White mica 39*
SiO ₂	47,91	45,43	50,04	48,01	47,45	49,20	47,99	49,27	47,54
TiO ₂	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Al ₂ O ₃	34,41	35,61	34,30	31,88	32,95	30,60	32,91	33,08	32,15
FeO	3,48	3,91	0,00	3,60	3,58	3,03	2,75	2,98	3,43
MnO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
MgO	0,92	0,00	1,62	0,00	0,00	1,96	1,36	0,00	1,63
CaO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na ₂ O	0,00	1,27	0,00	1,13	1,23	1,14	1,62	1,44	0,00
K ₂ O	9,14	9,94	10,31	10,21	9,50	9,39	8,86	9,07	9,96
Σύνολο	95,86	96,16	96,26	94,84	94,70	95,32	95,49	95,83	94,72
κατανομή κατιόντων (11 O)									
Si	3,160	3,035	3,244	3,240	3,194	3,279	3,186	3,251	3,197
Al ^{IV} =Al _{tot}	2,675	2,804	2,620	2,535	2,614	2,404	2,574	2,573	2,548
Al ^{VI}	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Ti	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Fe ²⁺ =Fe _{tot}	0,192	0,218	0,000	0,203	0,202	0,169	0,153	0,165	0,193
Mn	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Mg	0,091	0,000	0,157	0,000	0,000	0,195	0,134	0,000	0,163
Ca	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Na	0,000	0,164	0,000	0,148	0,160	0,147	0,209	0,184	0,000
K	0,770	0,847	0,852	0,879	0,816	0,798	0,750	0,763	0,855
Παραγωνίτης	0,00	16,09	0,00	14,12	16,74	16,30	22,52	20,26	0,00
Σελαδονίτης	20,79	3,48	28,58	23,45	19,84	29,25	19,18	26,26	23,03
Μοσχοβίτης	79,21	80,44	71,42	62,43	63,42	54,46	58,30	53,48	76,97

White mica: λευκός μαρμαρυγίας, **Pg:** παραγωνίτης, **περ:** περιφέρεια, **πυρ:** πυρήνας

Πίνακας 2B: συνέχεια.....

Αριθ. δείγματος Ορυκτό Αριθ. ανάλυσης	Kα 285 White mica 40*	Kα 285 White mica 41*	Kα 285 White mica 42*	Kα 285 White mica 43*	Kα 285 White mica 44*	Kα 285 White mica 45*	Kα 285 White mica 46*	Kα 285 White mica 48*	Kα 285 White mica 49*
SiO ₂	47,55	47,12	47,48	50,13	48,36	48,21	50,98	48,40	48,75
TiO ₂	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Al ₂ O ₃	33,15	32,89	31,96	30,41	31,78	30,94	31,07	31,77	33,19
FeO	3,19	3,22	3,40	3,52	3,59	4,22	2,66	3,02	3,22
MnO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
MgO	1,69	1,02	1,66	1,35	1,73	1,20	1,37	1,14	0,00
CaO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na ₂ O	1,92	1,31	0,94	1,18	1,60	1,42	1,37	1,19	1,11
K ₂ O	7,90	9,39	9,23	9,09	8,98	9,34	9,28	9,33	9,96
Σύνολο	95,40	94,95	94,67	95,70	96,04	95,33	96,74	94,86	96,24
κατανομή κατιόντων (11 O)									
Si	3,155	3,163	3,193	3,323	3,209	3,238	3,330	3,240	3,224
Al ^{IV} =Al _{tot}	2,592	2,602	2,533	2,376	2,486	2,449	2,392	2,507	2,588
Al ^{VI}	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Ti	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Fe ²⁺ =Fe _{tot}	0,177	0,181	0,191	0,195	0,199	0,237	0,145	0,169	0,178
Mn	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Mg	0,167	0,102	0,166	0,134	0,171	0,120	0,133	0,114	0,000
Ca	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Na	0,246	0,171	0,123	0,152	0,206	0,185	0,174	0,155	0,142
K	0,669	0,804	0,792	0,769	0,760	0,800	0,774	0,797	0,841
Παραγωνίτης	28,70	17,89	14,50	17,68	21,88	18,99	19,19	16,97	14,68
Σελαδονίτης	16,53	16,68	20,84	34,61	21,51	24,12	34,46	25,02	22,78
Μοσχοβίτης	54,77	65,43	64,66	47,71	56,62	56,89	46,35	58,01	62,54

White mica: λευκός μαρμαρυγίας, **Pg:** παραγωνίτης, **περ:** περιφέρεια, **πυρ:** πυρήνας

Πίνακας 2B: συνέχεια.....

Αριθ. δείγματος Ορυκτό Αριθ. ανάλυσης	Kα 285 White mica 50*	Kα 285 White mica 51*	Kα 285 White mica 52*	Kα 285 White mica 53*	Kα 285 White mica 57*	Kα 285 White mica 58*	Kα 285 White mica 59*	Kα 285 White mica 60*	Kα 285 White mica 61*
SiO ₂	50,06	49,12	48,79	49,71	47,67	46,59	48,60	47,65	48,89
TiO ₂	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Al ₂ O ₃	30,99	31,43	33,07	31,15	37,49	35,33	34,63	33,97	33,52
FeO	3,34	4,63	3,61	3,60	0,00	4,44	3,02	2,70	3,11
MnO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
MgO	1,39	1,43	0,00	1,54	0,00	0,00	1,44	0,00	0,00
CaO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na ₂ O	1,40	0,00	0,00	0,00	1,49	1,70	0,00	1,16	1,34
K ₂ O	9,37	9,40	9,82	9,84	10,64	9,74	9,96	10,76	10,21
Σύνολο	96,55	96,01	95,30	95,84	97,29	97,80	97,64	96,23	97,07
κατανομή κατιόντων (11 O)									
Si	3,295	3,259	3,246	3,292	3,087	3,065	3,155	3,165	3,212
Al ^{IV} =Al _{tot}	2,404	2,458	2,593	2,432	2,862	2,739	2,650	2,659	2,595
Al ^{VI}	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Ti	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Fe ²⁺ =Fe _{tot}	0,184	0,257	0,201	0,199	0,000	0,244	0,164	0,150	0,171
Mn	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Mg	0,137	0,141	0,000	0,152	0,000	0,000	0,139	0,000	0,000
Ca	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Na	0,178	0,000	0,000	0,000	0,187	0,217	0,000	0,149	0,171
K	0,787	0,796	0,834	0,831	0,879	0,818	0,825	0,912	0,856
Παραγωνίτης	19,02	0,00	0,00	0,00	16,67	20,41	0,00	13,38	16,28
Σελαδονίτης	30,40	32,51	29,49	35,17	8,28	6,33	18,80	15,71	20,71
Μοσχοβίτης	50,58	67,49	70,51	64,83	75,05	73,25	81,20	70,91	63,01

White mica: λευκός μαρμαρυγίας, **Pg:** παραγωνίτης, **περ:** περιφέρεια, **πυρ:** πυρήνας

Πίνακας 2B: συνέχεια.....

Αριθ. δείγματος Ορυκτό Αριθ. ανάλυσης	Kα 285 White mica 62*	Kα 285 White mica 63*	Kα 285 White mica 64*	Kα 285 White mica 65*	Kα 285 White mica 66*	Kα 285 White mica 67*	Kα 285 White mica 69*	Kα 285 White mica 70*	Kα 285 White mica 71*
SiO ₂	50,02	49,08	49,25	48,98	49,97	47,54	49,02	48,79	49,98
TiO ₂	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Al ₂ O ₃	32,05	31,40	31,19	30,68	32,70	33,17	32,60	31,12	31,11
FeO	2,77	3,75	4,35	4,03	2,79	3,10	3,51	3,47	3,82
MnO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
MgO	1,36	1,69	1,58	2,13	1,66	1,09	0,00	1,56	1,24
CaO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na ₂ O	1,23	1,08	1,05	1,04	0,00	1,52	1,32	1,31	0,00
K ₂ O	8,77	9,19	9,05	9,64	8,79	9,53	9,20	9,64	10,08
Σύνολο	96,21	96,20	96,48	96,50	95,91	95,95	95,65	95,88	96,23
κατανομή κατιόντων (11 O)									
Si	3,278	3,248	3,255	3,247	3,268	3,160	3,253	3,248	3,304
Al ^{IV} =Al _{tot}	2,476	2,449	2,430	2,398	2,521	2,599	2,549	2,441	2,423
Al ^{VI}	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Ti	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Fe ²⁺ =Fe _{tot}	0,152	0,208	0,241	0,224	0,153	0,172	0,195	0,193	0,211
Mn	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Mg	0,133	0,167	0,156	0,211	0,162	0,108	0,000	0,155	0,122
Ca	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Na	0,157	0,139	0,135	0,133	0,000	0,196	0,170	0,169	0,000
K	0,733	0,776	0,763	0,816	0,734	0,808	0,779	0,818	0,850
Παραγωνίτης	19,37	16,38	16,45	14,68	0,00	19,46	18,69	17,30	0,00
Σελαδονίτης	30,59	26,68	27,92	25,87	36,58	15,94	26,42	25,09	35,71
Μοσχοβίτης	50,04	56,94	55,63	59,45	63,42	64,59	54,90	57,62	64,29

White mica: λευκός μαρμαρυγίας, **Pg:** παραγωνίτης, **περ:** περιφέρεια, **πυρ:** πυρήνας

Πίνακας 2B: συνέχεια.....

Αριθ. δείγματος Ορυκτό Αριθ. ανάλυσης	Κα 285 White mica 72*	Κα 285 White mica 73*	Κα 285 White mica 74*	Κα 285 White mica 75*	Κα 285 White mica 76*	Κα 285 White mica 77*	Κα 285 White mica 78*	Κα 285 White mica 79 * (πυρ)	Κα 285 White mica 80* (περ)	
SiO ₂	48,47	48,08	51,03	47,10	48,30	47,94	49,80	48,27	48,28	
TiO ₂	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	
Al ₂ O ₃	32,91	31,84	31,94	33,42	33,54	32,78	30,29	32,34	31,16	
FeO	3,69	3,20	0,00	3,44	3,45	3,41	3,35	3,44	4,22	
MnO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	
MgO	1,63	1,92	2,33	1,51	1,46	1,82	2,13	1,58	1,78	
CaO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	
Na ₂ O	0,00	1,24	0,00	1,26	1,18	1,04	1,25	1,13	1,43	
K ₂ O	10,50	10,24	10,46	10,59	9,65	10,14	9,67	9,91	9,38	
Σύνολο	97,20	96,52	95,76	97,32	97,58	97,12	96,48	96,67	96,25	
κατανομή κατιόντων (11 O)										
Si	Z	3,187	3,192	3,328	3,114	3,158	3,160	3,290	3,191	3,215
Al ^{IV} =Al _{tot}		2,549	2,491	2,455	2,604	2,585	2,547	2,358	2,520	2,445
Al ^{VI}	Y	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Ti		0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Fe ²⁺ =Fe _{tot}		0,203	0,178	0,000	0,190	0,189	0,188	0,185	0,190	0,235
Mn		0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Mg		0,159	0,190	0,226	0,149	0,142	0,179	0,210	0,155	0,177
Ca	X	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Na		0,000	0,159	0,000	0,161	0,149	0,133	0,160	0,145	0,185
K		0,881	0,867	0,870	0,893	0,805	0,853	0,815	0,836	0,797
Παραγωνίτης		0,00	15,20	0,00	14,61	16,28	13,66	16,73	15,05	19,11
Σελαδονίτης		21,20	18,74	37,68	10,89	16,39	16,22	29,63	19,44	21,83
Μοσχοβίτης		78,80	66,06	62,32	74,50	67,33	70,12	53,64	65,51	59,06

White mica: λευκός μαρμαρυγίας, **Pg:** παραγωνίτης, **περ:** περιφέρεια, **πυρ:** πυρήνας

Πίνακας 2B: συνέχεια.....

Αριθ. δείγματος Ορυκτό Αριθ. ανάλυσης	Kα 285 White mica 81*	Kα 285 White mica 82 * (πυρ)	Kα 285 White mica 83* (περ)	Kα 285 White mica 84*	Kα 285 White mica 85*	K 6β White mica 30*	K 6β White mica 31*	K 6β White mica 32*	K 6β White mica 33*
SiO ₂	45,95	48,97	46,96	47,04	48,37	47,36	47,79	47,41	47,74
TiO ₂	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Al ₂ O ₃	35,52	34,18	33,66	34,42	32,78	32,05	29,84	31,25	30,51
FeO	3,14	3,25	3,79	3,51	3,03	2,64	3,05	2,90	2,96
MnO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
MgO	1,20	1,43	1,11	1,18	1,25	1,44	1,41	1,52	1,51
CaO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na ₂ O	1,39	0,00	1,25	0,00	1,81	1,20	1,40	1,32	1,21
K ₂ O	9,82	9,38	10,08	10,34	9,92	9,37	9,29	9,35	9,09
Σύνολο	97,02	97,21	96,85	96,48	97,16	94,06	92,79	93,75	93,02
κατανομή κατιόντων (11 O)									
Si	3,032	3,184	3,114	3,113	3,183	3,199	3,280	3,219	3,259
Al ^{IV} =Al _{tot}	2,762	2,619	2,631	2,685	2,542	2,551	2,414	2,501	2,455
Al ^{VI}	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Ti	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Fe ²⁺ =Fe _{tot}	0,173	0,177	0,210	0,194	0,167	0,149	0,175	0,165	0,169
Mn	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Mg	0,118	0,139	0,110	0,116	0,123	0,145	0,144	0,154	0,154
Ca	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Na	0,177	0,000	0,160	0,000	0,231	0,157	0,187	0,174	0,160
K	0,827	0,778	0,852	0,873	0,832	0,807	0,814	0,810	0,792
Παραγωνίτης	17,60	0,00	15,66	0,00	20,68	16,81	18,66	17,91	17,54
Σελαδονίτης	3,16	23,62	11,26	12,94	17,42	20,48	27,99	22,21	27,00
Μοσχοβίτης	79,24	76,38	73,08	87,06	61,89	62,72	53,35	59,87	55,46

White mica: λευκός μαρμαρυγίας, **Pg:** παραγωνίτης, **περ:** περιφέρεια, **πυρ:** πυρήνας

Πίνακας 2B: συνέχεια.....

Αριθ. δείγματος Ορυκτό Αριθ. ανάλυσης	K 6β White mica 34*	K 6β White mica 35*	K 6β White mica 36*	Kα 136 White mica 24*	Kα 136 White mica 25*	Kα 136 White mica 27*	Kα 136 White mica 28*	Kα 136 White mica 29*	Kα 136 White mica 30*
SiO ₂	47,32	47,44	48,18	50,92	51,10	51,09	50,52	51,72	51,32
TiO ₂	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Al ₂ O ₃	32,83	32,66	29,53	35,13	31,16	32,89	31,84	31,97	30,68
FeO	2,29	2,57	3,00	1,35	2,08	2,10	1,66	2,26	1,88
MnO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
MgO	0,00	1,36	2,02	0,00	0,00	1,36	0,00	0,00	1,46
CaO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na ₂ O	1,13	0,92	0,75	1,36	1,40	0,96	1,39	1,07	1,27
K ₂ O	9,36	9,49	9,61	10,22	10,53	10,28	10,24	10,11	9,82
Σύνολο	92,92	94,44	93,09	98,97	96,27	98,68	95,65	97,13	96,43
κατανομή κατιόντων (11 O)									
Si	3,220	3,187	3,293	3,239	3,364	3,275	3,336	3,360	3,358
Al ^{IV} =Al _{tot}	2,633	2,586	2,379	2,634	2,417	2,485	2,478	2,448	2,365
Al ^{VI}	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Ti	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Fe ²⁺ =Fe _{tot}	0,130	0,144	0,172	0,072	0,114	0,113	0,092	0,123	0,103
Mn	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Mg	0,000	0,137	0,206	0,000	0,000	0,130	0,000	0,000	0,143
Ca	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Na	0,149	0,120	0,099	0,168	0,179	0,119	0,178	0,135	0,162
K	0,812	0,813	0,838	0,829	0,884	0,841	0,863	0,838	0,819
Παραγωνίτης	16,00	13,65	11,24	16,89	15,99	12,85	16,55	14,21	16,74
Σελαδονίτης	22,77	19,84	31,05	24,00	34,56	28,51	32,50	36,84	36,37
Μοσχοβίτης	61,23	66,51	57,71	59,11	49,45	58,64	50,95	48,95	46,90

White mica: λευκός μαρμαρυγίας, **Pg:** παραγωνίτης, **περ:** περιφέρεια, **πυρ:** πυρήνας

Πίνακας 2B: συνέχεια.....

Αριθ. δείγματος Ορυκτό Αριθ. ανάλυσης	Κα 136 White mica 31*	Κα 136 White mica 32*	Κα 136 White mica 33*	Κα 136 White mica 34*	Κα 136 White mica 35*	Κα 136 White mica 36*	Κα 136 White mica 37*	Κα 136 White mica 54* (περ)	Κα 136 White mica 55* (πυρ)
SiO ₂	49,14	50,39	48,96	51,42	49,35	47,75	48,03	52,77	48,04
TiO ₂	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Al ₂ O ₃	31,25	30,95	34,09	34,20	30,23	31,58	31,50	29,45	32,33
FeO	2,26	2,40	1,86	1,23	2,46	2,60	1,22	2,11	1,94
MnO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
MgO	1,84	1,91	0,00	0,00	1,43	2,04	0,00	2,01	1,16
CaO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na ₂ O	1,09	1,16	0,00	1,83	1,18	0,00	1,16	0,70	1,34
K ₂ O	9,21	9,79	9,41	10,06	10,08	9,94	10,12	10,46	9,29
Σύνολο	94,79	96,60	94,32	98,75	94,73	93,92	92,04	97,51	94,10
κατανομή κατιόντων (11 Ο)									
Si	3,274	3,305	3,249	3,279	3,312	3,225	3,295	3,420	3,226
Al ^{IV} =Al _{tot}	2,454	2,392	2,666	2,570	2,391	2,513	2,547	2,249	2,559
Al ^{VI}	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Ti	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Fe ²⁺ =Fe _{tot}	0,126	0,132	0,103	0,066	0,138	0,147	0,070	0,115	0,109
Mn	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Mg	0,182	0,187	0,000	0,000	0,144	0,206	0,000	0,194	0,116
Ca	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Na	0,141	0,147	0,000	0,227	0,154	0,000	0,155	0,089	0,175
K	0,783	0,819	0,797	0,818	0,863	0,857	0,885	0,864	0,795
Παραγωνίτης	16,35	15,70	0,00	20,97	14,90	0,00	14,38	9,70	18,48
Σελαδονίτης	29,31	31,38	31,27	26,91	30,76	26,24	28,50	43,89	23,15
Μοσχοβίτης	54,34	52,92	68,73	52,12	54,34	73,76	57,12	46,41	58,37

White mica: λευκός μαρμαρυγίας, **Pg:** παραγωνίτης, **περ:** περιφέρεια, **πυρ:** πυρήνας

Πίνακας 2B: συνέχεια.....

Αριθ. δείγματος Ορυκτό Αριθ. ανάλυσης	Κα 136 White mica 58*	Κα 136 White mica 59* (περ)	Κα 136 White mica 60 * (πυρ)	Κα 136 White mica 61* (περ)	Κα 136 White mica 3**	Κα 136 White mica 11**	KY White mica 5 *(περ)	KY White mica 6* (πυρ)	KY White mica 7*
SiO ₂	52,38	49,37	48,13	49,08	47,36	48,35	47,33	47,93	47,49
TiO ₂	0,00	0,00	0,58	0,00	0,00	0,49	0,00	0,00	0,00
Al ₂ O ₃	29,75	33,61	33,37	32,76	34,65	31,44	33,70	34,32	36,03
FeO	2,35	1,62	1,48	2,04	2,34	2,62	1,45	1,17	1,21
MnO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
MgO	1,86	1,15	1,11	0,85	1,22	2,18	1,11	1,23	0,00
CaO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na ₂ O	0,73	1,50	1,34	1,47	1,68	1,18	1,50	1,58	1,52
K ₂ O	10,50	9,62	9,30	8,99	8,80	9,54	9,13	9,16	9,91
Σύνολο	97,56	96,88	95,31	95,20	96,05	95,80	94,22	95,39	96,15
κατανομή κατιόντων (11 Ο)									
Si	3,400	3,217	3,184	3,248	3,120	3,210	3,167	3,162	3,119
Al ^{IV} =Al _{tot}	2,275	2,581	2,602	2,555	2,690	2,460	2,658	2,669	2,789
Al ^{VI}	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Ti	0,000	0,000	0,029	0,000	0,000	0,024	0,000	0,000	0,000
Fe ²⁺ =Fe _{tot}	0,127	0,088	0,082	0,113	0,129	0,145	0,081	0,064	0,066
Mn	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Mg	0,180	0,112	0,110	0,084	0,120	0,216	0,111	0,121	0,000
Ca	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Na	0,092	0,190	0,172	0,189	0,215	0,152	0,195	0,202	0,194
K	0,869	0,800	0,785	0,759	0,739	0,808	0,780	0,771	0,830
Παραγωνίτης	9,92	19,36	18,66	20,78	23,32	16,38	20,43	21,22	18,55
Σελαδονίτης	41,42	21,87	19,11	25,90	12,41	21,73	17,04	16,58	11,71
Μοσχοβίτης	48,66	58,77	62,24	53,31	64,27	61,90	62,53	62,20	69,74

White mica: λευκός μαρμαρυγίας, **Pg:** παραγωνίτης, **περ:** περιφέρεια, **πυρ:** πυρήνας

Πίνακας 2B: συνέχεια.....

Αριθ. δείγματος Ορυκτό Αριθ. ανάλυσης	KY White mica 8*	KY White mica 9*	KY White mica 11*	KY White mica 12*	KY White mica 13*	KY White mica 14*	KY White mica 16*	KY White mica 18*	KY White mica 29*
SiO ₂	46,65	46,78	47,01	47,84	46,52	46,80	46,42	44,73	45,77
TiO ₂	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Al ₂ O ₃	35,65	36,25	34,33	33,22	34,93	35,68	35,07	35,51	34,52
FeO	1,09	1,11	1,19	1,87	1,35	1,39	1,95	1,76	1,41
MnO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
MgO	0,00	0,00	1,08	0,93	0,92	0,00	1,06	0,78	0,92
CaO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na ₂ O	1,45	1,81	1,35	1,36	1,12	1,68	1,32	1,71	1,16
K ₂ O	9,28	9,61	9,59	9,52	9,34	9,43	9,89	7,92	9,44
Σύνολο	94,12	95,56	94,55	94,74	94,19	94,98	95,71	92,41	93,21
κατανομή κατιόντων (11 O)									
Si	3,118	3,091	3,139	3,194	3,114	3,111	3,083	3,045	3,103
Al ^{IV} =Al _{tot}	2,808	2,823	2,701	2,614	2,755	2,795	2,745	2,849	2,758
Al ^{VI}	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Ti	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Fe ²⁺ =Fe _{tot}	0,061	0,061	0,067	0,104	0,076	0,077	0,108	0,100	0,080
Mn	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Mg	0,000	0,000	0,107	0,092	0,092	0,000	0,105	0,080	0,093
Ca	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Na	0,188	0,232	0,174	0,176	0,146	0,217	0,171	0,225	0,152
K	0,791	0,810	0,817	0,811	0,798	0,800	0,838	0,688	0,816
Παραγωνίτης	19,51	21,57	17,71	18,06	16,21	21,03	16,80	26,38	16,16
Σελαδονίτης	12,04	8,85	14,01	19,63	11,95	10,94	8,20	4,79	10,59
Μοσχοβίτης	68,45	69,59	68,29	62,30	71,84	68,03	75,00	68,82	73,25

White mica: λευκός μαρμαρυγίας, **Pg:** παραγωνίτης, **περ:** περιφέρεια, **πυρ:** πυρήνας

Πίνακας 2B: συνέχεια.....

Αριθ. δείγματος Ορυκτό Αριθ. ανάλυσης	KY White mica 30* (πυρ)	KY White mica 31* (περ)	KY White mica 33*	KY White mica 34*	KY White mica 38*	KY White mica 49*	KY White mica 55*	KY White mica 58*	KY White mica 59*
SiO ₂	46,48	46,92	46,38	45,10	47,26	48,68	47,53	45,72	45,23
TiO ₂	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Al ₂ O ₃	35,92	34,68	36,70	37,52	34,77	33,59	35,04	34,74	35,30
FeO	0,98	1,75	1,07	0,96	1,49	1,51	1,53	1,03	1,86
MnO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
MgO	0,72	1,07	0,00	0,00	0,66	1,09	1,04	0,77	0,82
CaO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na ₂ O	1,40	1,57	1,51	1,86	1,40	1,12	0,80	1,58	0,99
K ₂ O	9,28	9,93	8,71	9,06	9,22	9,11	10,51	9,37	8,93
Σύνολο	94,78	95,91	94,37	94,50	94,81	95,10	96,45	93,20	93,12
κατανομή κατιόντων (11 O)									
Si	Z	3,087	3,108	3,081	3,008	3,142	3,215	3,125	3,066
Al ^{IV} =Al _{tot}		2,812	2,707	2,874	2,949	2,724	2,615	2,715	2,820
Al ^{VI}	Y	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Ti		0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Fe ²⁺ =Fe _{tot}		0,054	0,097	0,060	0,054	0,083	0,083	0,084	0,105
Mn		0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Mg		0,071	0,106	0,000	0,000	0,065	0,107	0,102	0,083
Ca	X	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Na		0,180	0,201	0,195	0,241	0,180	0,144	0,102	0,130
K		0,787	0,839	0,738	0,771	0,782	0,768	0,882	0,772
Παραγωνίτης		19,14	18,73	22,06	23,59	19,33	17,05	10,54	15,74
Σελαδονίτης		8,91	10,48	8,60	0,79	14,65	23,28	12,66	7,16
Μοσχοβίτης		71,95	70,79	69,34	75,62	66,03	59,67	76,80	77,10

White mica: λευκός μαρμαρυγίας, **Pg:** παραγωνίτης, **περ:** περιφέρεια, **πυρ:** πυρήνας

Πίνακας 2B: συνέχεια.....

Αριθ. δείγματος Ορυκτό Αριθ. ανάλυσης	KY White mica 60*	KY White mica 62*	KY White mica 4.1**	KY White mica 4.2**	KY Pg 4.3**	KY White mica 2.1**	KY Pg 2.2**	KY White mica 2.3**	Ka 23 White mica 8A**
SiO ₂	51,99	45,71	47,78	47,51	46,86	47,62	47,17	48,20	45,11
TiO ₂	0,00	0,00	0,00	0,38	0,33	0,52	0,00	0,35	0,47
Al ₂ O ₃	33,11	36,85	37,20	34,58	39,48	35,50	40,51	36,05	36,00
FeO	1,20	1,26	1,03	1,15	0,48	0,60	0,00	1,13	1,84
MnO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
MgO	0,00	0,00	0,00	1,01	0,00	0,53	0,00	0,60	0,51
CaO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,42	0,00	0,35	0,00	0,00
Na ₂ O	1,48	1,44	2,07	1,30	6,75	1,86	7,13	1,97	1,26
K ₂ O	8,99	9,88	7,70	8,82	1,13	8,25	1,41	8,43	9,24
Σύνολο	96,77	95,14	95,78	94,74	95,45	94,89	96,57	96,73	94,43
κατανομή κατιόντων (11 O)									
Si	3,351	3,041	3,108	3,147	2,995	3,134	2,980	3,123	3,026
Al ^{IV} =Al _{tot}	2,515	2,890	2,852	2,699	2,973	2,754	3,016	2,753	2,846
Al ^{VI}	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Ti	0,000	0,000	0,000	0,019	0,016	0,026	0,000	0,017	0,024
Fe ²⁺ =Fe _{tot}	0,065	0,070	0,056	0,063	0,025	0,033	0,000	0,061	0,103
Mn	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Mg	0,000	0,000	0,000	0,100	0,000	0,052	0,000	0,058	0,051
Ca	0,000	0,000	0,000	0,000	0,029	0,000	0,024	0,000	0,000
Na	0,184	0,186	0,261	0,166	0,837	0,237	0,873	0,247	0,164
K	0,739	0,839	0,639	0,745	0,092	0,693	0,114	0,697	0,791
Παραγωνίτης	21,27	17,80	31,19	19,68	89,72	26,92	85,15	27,31	17,84
Σελαδονίτης	37,35	4,04	11,63	15,81	0,54	14,13	1,96	12,81	2,70
Μοσχοβίτης	41,38	78,16	57,18	64,50	9,74	58,95	12,89	59,88	79,46

White mica: λευκός μαρμαρυγίας, **Pg:** παραγωνίτης, **περ:** περιφέρεια, **πυρ:** πυρήνας

Πίνακας 2B: συνέχεια.....

Αριθ. δείγματος Ορυκτό Αριθ. ανάλυσης	Kα 23 White mica 12A**	Kα 23 Pg 14A**	Kα 23 White mica 15A**	Kα 23 White mica 16A**	Kα 23 Pg 4B**	Kα 23 White mica 5B**	Kα 23 White mica 6B**	Kα 23 White mica 7B**	Kα 23 Pg 8B**
SiO ₂	45,56	46,48	51,22	46,52	46,92	46,78	47,81	50,18	45,89
TiO ₂	0,38	0,00	0,00	0,00	0,47	0,00	0,72	0,38	0,30
Al ₂ O ₃	35,94	40,81	30,46	33,46	39,69	33,32	35,16	30,88	38,86
FeO	1,76	0,39	1,97	2,06	0,42	1,50	1,29	1,67	0,00
MnO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
MgO	0,55	0,00	2,60	2,06	0,00	1,36	1,13	2,35	0,00
CaO	0,00	0,30	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na ₂ O	1,26	7,81	0,74	1,94	7,89	1,25	1,79	1,18	8,07
K ₂ O	9,22	0,79	9,70	8,77	0,76	8,41	7,82	8,61	0,70
Σύνολο	94,67	96,58	96,69	94,81	96,15	92,62	95,72	95,25	93,82
κατανομή κατιόντων (11 O)									
Si	3,044	2,941	3,339	3,111	2,980	3,170	3,124	3,304	2,983
Al ^{IV} =Al _{tot}	2,830	3,044	2,341	2,638	2,971	2,661	2,708	2,396	2,977
Al ^{VI}	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Ti	0,019	0,000	0,000	0,000	0,022	0,000	0,035	0,019	0,015
Fe ²⁺ =Fe _{tot}	0,098	0,021	0,107	0,115	0,022	0,085	0,070	0,092	0,000
Mn	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Mg	0,055	0,000	0,253	0,205	0,000	0,137	0,110	0,231	0,000
Ca	0,000	0,020	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Na	0,163	0,958	0,094	0,252	0,972	0,164	0,227	0,151	1,017
K	0,786	0,064	0,807	0,748	0,062	0,727	0,652	0,723	0,058
Παραγωνίτης	17,95	83,80	11,41	25,16	90,24	20,22	28,36	19,25	91,20
Σελαδονίτης	4,62	5,25	37,27	11,15	1,92	18,66	13,62	33,95	1,60
Μοσχοβίτης	77,42	10,95	51,32	63,69	7,83	61,12	58,01	46,80	7,20

White mica: λευκός μαρμαρυγίας, **Pg:** παραγωνίτης, **περ:** περιφέρεια, **πυρ:** πυρήνας

Πίνακας 2B: συνέχεια.....

Αριθ. δείγματος Ορυκτό Αριθ. ανάλυσης	Kα 23 Pg 11B**	Kα 23 White mica 12B**	Kα 23 White mica 14B**	Kα 23 White mica 16B**	Kα 23 Pg 17B**	Kα 23 White mica 18B**	Kα 23 White mica 19B**	Kα 23 White mica 21B**	Kα 23 White mica 28B**
SiO ₂	45,47	46,97	47,01	48,68	44,48	47,52	48,72	48,32	46,69
TiO ₂	0,00	0,00	0,44	0,00	0,00	0,36	0,00	0,54	0,00
Al ₂ O ₃	41,08	33,34	34,54	35,06	39,91	36,17	32,51	34,03	36,08
FeO	0,00	1,41	1,47	1,26	3,00	1,68	2,03	1,60	1,52
MnO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
MgO	0,00	1,45	1,11	1,32	0,00	1,00	1,78	1,39	0,58
CaO	0,70	0,00	0,00	0,00	0,38	0,00	0,00	0,00	0,00
Na ₂ O	7,87	1,61	1,24	1,19	7,83	1,93	1,38	1,28	1,97
K ₂ O	1,05	8,47	8,41	8,29	0,78	8,18	8,04	8,02	8,21
Σύνολο	96,17	93,25	94,22	95,80	96,38	96,84	94,46	95,18	95,05
κατανομή κατιόντων (11 O)									
Si	2,898	3,166	3,130	3,172	2,869	3,084	3,234	3,176	3,086
Al ^{IV} =Al _{tot}	3,085	2,649	2,711	2,693	3,034	2,766	2,543	2,636	2,810
Al ^{VI}	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Ti	0,000	0,000	0,022	0,000	0,000	0,018	0,000	0,027	0,000
Fe ²⁺ =Fe _{tot}	0,000	0,079	0,082	0,069	0,162	0,091	0,113	0,088	0,084
Mn	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Mg	0,000	0,146	0,110	0,128	0,000	0,097	0,176	0,136	0,057
Ca	0,048	0,000	0,000	0,000	0,026	0,000	0,000	0,000	0,000
Na	0,972	0,210	0,160	0,150	0,979	0,243	0,178	0,163	0,252
K	0,085	0,728	0,714	0,689	0,064	0,677	0,681	0,672	0,692
Παραγωνίτης	76,01	23,53	20,40	20,63	74,25	28,04	23,31	22,50	27,85
Σελαδονίτης	8,46	17,45	14,52	19,83	10,34	8,90	26,33	20,23	8,92
Μοσχοβίτης	15,52	59,02	65,08	59,54	15,41	63,06	50,37	57,27	63,22

White mica: λευκός μαρμαρυγίας, **Pg:** παραγωνίτης, **περ:** περιφέρεια, **πυρ:** πυρήνας

Πίνακας 2B: συνέχεια.....

Αριθ. δείγματος Ορυκτό Αριθ. ανάλυσης	Kα 23 White mica 29B**	Kα 23 Pg 30**B	Kα 23 White mica 31B**	Kα 23 White mica 33B**	Kα 23 White mica 35B**	Kα 23 White mica 37B**	Kα 23 Pg 38B**	Kα 23 White mica 39B**	Kα 23 Pg 40B**
SiO ₂	46,07	46,57	46,36	48,69	47,36	46,19	46,54	49,79	45,81
TiO ₂	0,49	0,00	0,46	0,39	0,37	0,00	0,00	0,45	0,00
Al ₂ O ₃	36,28	40,71	32,63	32,43	32,81	34,80	39,29	32,39	41,20
FeO	0,90	0,43	1,68	1,55	2,80	3,14	0,59	1,42	0,42
MnO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
MgO	0,68	0,00	1,57	1,96	1,65	1,07	0,35	1,61	0,00
CaO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,44
Na ₂ O	2,00	8,55	1,36	1,21	1,42	1,87	7,90	1,22	7,63
K ₂ O	7,92	0,40	8,61	8,21	7,62	7,73	1,02	8,32	0,72
Σύνολο	94,34	96,66	92,67	94,44	94,03	94,80	95,69	95,20	96,22
κατανομή κατιόντων (11 O)									
Si	3,057	2,944	3,155	3,228	3,170	3,082	2,979	3,268	2,911
Al ^{IV} =Al _{tot}	2,837	3,033	2,617	2,534	2,589	2,737	2,964	2,506	3,085
Al ^{VI}	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Ti	0,024	0,000	0,024	0,019	0,019	0,000	0,000	0,022	0,000
Fe ²⁺ =Fe _{tot}	0,050	0,023	0,096	0,086	0,157	0,175	0,032	0,078	0,022
Mn	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Mg	0,067	0,000	0,159	0,194	0,165	0,106	0,033	0,158	0,000
Ca	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,030
Na	0,257	1,048	0,179	0,156	0,184	0,242	0,980	0,155	0,940
K	0,670	0,032	0,747	0,694	0,651	0,658	0,083	0,697	0,058
Παραγωνίτης	29,26	87,03	20,57	20,86	25,33	29,01	87,99	20,74	79,87
Σελαδονίτης	6,02	5,04	16,44	25,97	19,56	8,83	2,03	30,49	7,59
Μοσχοβίτης	64,72	7,93	62,99	53,17	55,12	62,16	9,98	48,78	12,54

White mica: λευκός μαρμαρυγίας, **Pg:** παραγωνίτης, **περ:** περιφέρεια, **πυρ:** πυρήνας

Πίνακας 2B: συνέχεια.....

Αριθ. δείγματος Ορυκτό Αριθ. ανάλυσης	Ka 23 White mica 41B**	Ka 23 Pg 43B**	Ka 23 White mica 46B**	Ka 23 White mica 48B**	Ka 305 White mica 1*	Ka 305 White mica 3*	Ka 305 White mica 9*	Ka 305 White mica 15*	Ka 305 White mica 21*
SiO ₂	50,78	45,80	46,82	49,94	49,22	50,47	51,18	48,98	51,52
TiO ₂	0,32	0,00	0,50	0,46	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Al ₂ O ₃	31,25	40,13	34,88	32,82	32,55	31,76	31,26	33,15	29,46
FeO	2,60	0,58	1,17	1,80	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
MnO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
MgO	2,35	0,00	0,98	1,88	2,60	3,00	2,66	2,06	2,79
CaO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na ₂ O	0,90	8,11	1,54	1,29	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
K ₂ O	8,47	0,65	7,77	8,48	9,58	10,42	9,87	10,25	11,11
Σύνολο	96,67	95,27	93,66	96,67	93,95	95,66	94,97	94,43	94,88
κατανομή κατιόντων (11 O)									
Si	3,301	2,941	3,122	3,240	3,262	3,300	3,353	3,242	3,406
Al ^{IV} =Al _{tot}	2,394	3,037	2,742	2,509	2,543	2,448	2,414	2,586	2,296
Al ^{VI}	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Ti	0,016	0,000	0,025	0,022	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Fe ²⁺ =Fe _{tot}	0,141	0,031	0,065	0,098	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Mn	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Mg	0,228	0,000	0,097	0,182	0,257	0,293	0,260	0,203	0,275
Ca	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Na	0,113	1,010	0,199	0,162	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
K	0,702	0,053	0,661	0,702	0,810	0,869	0,825	0,865	0,937
Παραγωνίτης	16,53	84,72	25,94	21,11	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Σελαδονίτης	35,72	5,27	13,71	26,95	32,34	34,56	42,79	28,00	43,34
Μοσχοβίτης	47,76	10,02	60,35	51,94	67,66	65,44	57,21	72,00	56,66

White mica: λευκός μαρμαρυγίας, **Pg:** παραγωνίτης, **περ:** περιφέρεια, **πυρ:** πυρήνας

Πίνακας 2B: συνέχεια.....

Αριθ. δείγματος Ορυκτό Αριθ. ανάλυσης	Κα 305 White mica 22*	Κα 305 White mica 29* (πυρ)	Κα 305 White mica 30* (περ)	Κα 305 White mica 31*	Κα 305 White mica 32* (πυρ)	Κα 305 White mica 33* (περ)	Κα 305 White mica 34*	Κα 305 White mica 35* (πυρ)	Κα 305 White mica 36* (περ)
SiO ₂	51,29	48,94	44,40	50,22	51,54	51,18	49,20	51,05	49,93
TiO ₂	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Al ₂ O ₃	31,75	30,09	29,06	31,14	31,78	30,65	33,09	29,70	31,41
FeO	0,00	2,95	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
MnO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
MgO	3,04	2,84	1,68	2,51	2,17	2,95	1,77	2,69	2,92
CaO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na ₂ O	0,00	0,00	0,00	0,97	0,00	1,04	0,00	0,00	0,00
K ₂ O	9,34	9,93	14,31	9,87	11,19	10,03	11,03	10,93	10,89
Σύνολο	95,42	94,74	89,44	94,71	96,68	95,84	95,08	94,37	95,15
κατανομή κατιόντων (11 Ο)									
Si	3,334	3,281	3,217	3,318	3,342	3,344	3,249	3,391	3,295
Al ^{IV} =Al _{tot}	2,433	2,377	2,482	2,425	2,429	2,361	2,575	2,325	2,443
Al ^{VI}	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Ti	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Fe ²⁺ =Fe _{tot}	0,000	0,165	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Mn	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Mg	0,295	0,283	0,181	0,247	0,210	0,287	0,174	0,266	0,287
Ca	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Na	0,000	0,000	0,000	0,125	0,000	0,132	0,000	0,000	0,000
K	0,775	0,849	1,323	0,832	0,926	0,836	0,930	0,927	0,917
Παραγωνίτης	0,00	0,00	0,00	13,53	0,00	14,02	0,00	0,00	0,00
Σελαδονίτης	43,17	33,07	16,43	33,06	36,94	35,41	26,79	42,25	32,16
Μοσχοβίτης	56,83	66,93	83,57	53,40	63,06	50,57	73,21	57,75	67,84

White mica: λευκός μαρμαρυγίας, **Pg:** παραγωνίτης, **περ:** περιφέρεια, **πυρ:** πυρήνας

Πίνακας 2B: συνέχεια.....

Αριθ. δείγματος Ορυκτό Αριθ. ανάλυσης	Κα 305 White mica 37* (περ)	Κα 305 White mica 47*(περ)	Κα 305 White mica 48* (πυρ)	Κα 305 White mica 49*	Κα 305 White mica 57*	Κα 305 White mica 65*	Κα 305 White mica 68*	Κα 7 White mica 269** (πυρ)	Κα 7 White mica 270** (περ)
SiO ₂	48,50	52,68	51,30	48,46	48,36	50,98	49,67	49,23	49,58
TiO ₂	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,50	0,35
Al ₂ O ₃	32,30	29,51	31,96	33,36	33,89	31,58	31,47	24,97	25,09
FeO	0,00	2,97	0,00	0,00	0,00	0,00	2,40	4,83	4,72
MnO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,12
MgO	1,86	2,15	1,98	1,59	2,08	2,48	0,00	3,03	3,03
CaO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	1,91	0,00	0,00
Na ₂ O	1,34	0,96	0,00	1,46	0,00	0,00	0,00	0,16	0,40
K ₂ O	10,66	9,93	10,27	11,42	10,68	10,72	10,26	10,22	10,00
Σύνολο	94,65	98,20	95,50	96,31	95,01	95,76	95,72	92,94	93,29
κατανομή κατιόντων (11 Ο)									
Si	3,234	3,399	3,347	3,193	3,194	3,332	3,300	3,415	3,422
Al ^{IV} =Al _{tot}	2,539	2,244	2,458	2,590	2,638	2,432	2,464	2,041	2,041
Al ^{VI}	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Ti	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,026	0,018
Fe ²⁺ =Fe _{tot}	0,000	0,160	0,000	0,000	0,000	0,000	0,133	0,280	0,272
Mn	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,007
Mg	0,184	0,207	0,192	0,156	0,205	0,241	0,000	0,313	0,312
Ca	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,136	0,000	0,000
Na	0,173	0,120	0,000	0,187	0,000	0,000	0,000	0,022	0,054
K	0,907	0,817	0,855	0,960	0,900	0,894	0,870	0,904	0,881
Παραγωνίτης	15,00	13,58	0,00	14,51	0,00	0,00	0,00	2,51	6,11
Σελαδονίτης	21,93	42,21	40,61	17,14	21,58	37,11	34,47	44,71	45,00
Μοσχοβίτης	63,07	44,21	59,39	68,35	78,42	62,89	65,53	52,78	48,89

White mica: λευκός μαρμαρυγίας, **Pg:** παραγωνίτης, **περ:** περιφέρεια, **πυρ:** πυρήνας

Πίνακας 2B: συνέχεια.....

Αριθ. δείγματος Ορυκτό Αριθ. ανάλυσης	Kα 7 White mica 271**	Kα 7 White mica 273**	Kα 7 White mica 278**	Kα 7 White mica 279**	Kα 7 White mica 280**	Kα 7 White mica 281**	Kα 7 White mica 289** (πυρ)	Kα 7 White mica 293** (πυρ)	Kα 7 White mica 294** (περ)
SiO ₂	49,02	48,49	49,90	48,10	48,49	48,64	49,79	51,68	51,13
TiO ₂	0,13	0,54	0,64	0,22	0,52	0,18	0,28	0,59	0,16
Al ₂ O ₃	24,35	25,89	24,55	24,69	25,40	25,01	25,46	25,55	23,57
FeO	5,17	4,80	4,55	4,96	4,86	4,69	5,14	4,62	4,78
MnO	0,00	0,15	0,13	0,22	0,00	0,07	0,02	0,01	0,00
MgO	3,47	3,32	3,36	3,14	3,43	3,19	3,24	3,35	3,91
CaO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na ₂ O	0,13	0,19	0,20	0,15	0,21	0,29	0,23	0,11	0,32
K ₂ O	9,95	10,36	9,78	10,22	10,26	10,01	10,79	10,29	10,38
Σύνολο	92,22	93,74	93,11	91,70	93,17	92,08	94,95	96,20	94,25
κατανομή κατιόντων (11 Ο)									
Si	3,429	3,345	3,441	3,395	3,363	3,404	3,396	3,446	3,495
Al ^{IV} =Al _{tot}	2,007	2,105	1,995	2,054	2,076	2,063	2,047	2,008	1,899
Al ^{VI}	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Ti	0,007	0,028	0,033	0,012	0,027	0,009	0,014	0,030	0,008
Fe ²⁺ =Fe _{tot}	0,302	0,277	0,262	0,293	0,282	0,275	0,293	0,258	0,273
Mn	0,000	0,009	0,008	0,013	0,000	0,004	0,001	0,001	0,000
Mg	0,362	0,341	0,345	0,330	0,355	0,333	0,329	0,333	0,398
Ca	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Na	0,018	0,025	0,027	0,021	0,028	0,039	0,030	0,014	0,042
K	0,888	0,912	0,860	0,920	0,908	0,894	0,939	0,875	0,905
Παραγωνίτης	2,15	2,89	3,38	2,32	3,22	4,51	3,23	1,79	4,71
Σελαδονίτης	47,28	36,78	49,52	41,90	38,73	43,19	40,84	50,07	52,10
Μοσχοβίτης	50,57	60,34	47,10	55,78	58,05	52,30	55,93	48,14	43,18

White mica: λευκός μαρμαρυγίας, **Pg:** παραγωνίτης, **περ:** περιφέρεια, **πυρ:** πυρήνας

Πίνακας 2B: συνέχεια.....

Αριθ. δείγματος Ορυκτό Αριθ. ανάλυσης	Kα 7 White mica 295** (περ)	Kα 7 White mica 296**	Kα 7 White mica 297**	Kα 7 White mica 298** (πυρ)	Kα 7 White mica 299** (περ)	Kα 7 White mica 300**	Kα 7 White mica 304** (πυρ)	Kα 7 White mica 306** (περ)	Kα 7 White mica 307**
SiO ₂	51,27	49,41	49,98	50,15	49,64	49,48	50,01	50,27	50,49
TiO ₂	0,29	0,54	0,47	0,61	0,62	0,33	0,58	0,45	0,28
Al ₂ O ₃	26,19	25,09	25,55	26,22	25,21	25,04	25,37	25,33	24,88
FeO	4,71	4,54	5,38	4,96	4,40	4,40	5,04	5,21	4,25
MnO	0,13	0,36	0,07	0,12	0,34	0,03	0,00	0,03	0,13
MgO	3,68	3,72	3,14	3,18	3,35	3,34	3,28	3,37	3,59
CaO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na ₂ O	0,29	0,35	0,35	0,12	0,17	0,12	0,20	0,15	0,09
K ₂ O	10,51	9,99	10,05	10,05	9,77	10,58	10,33	10,30	10,42
Σύνολο	97,07	94,00	94,99	95,41	93,50	93,32	94,81	95,11	94,13
κατανομή κατιόντων (11 O)									
Si	3,402	3,390	3,397	3,383	3,410	3,417	3,404	3,411	3,447
Al ^{IV} =Al _{tot}	2,048	2,029	2,047	2,084	2,041	2,038	2,035	2,026	2,002
Al ^{VI}	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Ti	0,014	0,028	0,024	0,031	0,032	0,017	0,030	0,023	0,014
Fe ²⁺ =Fe _{tot}	0,261	0,260	0,306	0,280	0,253	0,254	0,287	0,296	0,243
Mn	0,007	0,021	0,004	0,007	0,020	0,002	0,000	0,002	0,008
Mg	0,364	0,380	0,318	0,320	0,343	0,344	0,333	0,341	0,365
Ca	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Na	0,037	0,047	0,046	0,016	0,023	0,016	0,026	0,020	0,012
K	0,890	0,874	0,872	0,865	0,856	0,932	0,897	0,892	0,907
Παραγωνίτης	4,33	5,47	5,45	2,02	2,92	1,79	3,09	2,37	1,41
Σελαδονίτης	43,19	42,13	43,11	43,34	46,47	43,97	43,60	44,99	48,54
Μοσχοβίτης	52,48	52,41	51,44	54,64	50,61	54,25	53,31	52,63	50,06

White mica: λευκός μαρμαρυγίας, **Pg:** παραγωνίτης, **περ:** περιφέρεια, **πυρ:** πυρήνας

Πίνακας 2B: συνέχεια.....

Αριθ. δείγματος Ορυκτό Αριθ. ανάλυσης	Κα 6.13 White mica 249**	Κα 6.13 White mica 251**	Κα 6.13 White mica 255**	Κα 6.13 White mica 257**	Κα 6.13 White mica 258**	Κα 6.13 White mica 259**	Κα 6.13 White mica 265**	Κα 6.13 White mica 266**	Κα 6.12 White mica 320**
SiO ₂	47,31	48,12	49,47	49,10	49,34	48,83	50,20	47,46	50,51
TiO ₂	0,43	0,49	0,53	0,32	0,52	0,39	0,55	0,46	1,52
Al ₂ O ₃	24,37	25,77	26,42	25,35	26,20	26,11	26,13	26,93	34,25
FeO	4,14	4,98	4,20	3,93	4,17	4,14	4,05	7,61	1,66
MnO	0,69	0,24	0,37	0,15	0,19	0,06	0,03	0,16	0,00
MgO	3,24	3,21	3,19	3,40	3,17	3,00	2,94	5,37	1,52
CaO	0,13	0,00	0,11	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na ₂ O	0,59	0,06	0,29	0,15	0,27	0,15	0,28	0,29	0,77
K ₂ O	9,00	9,73	9,73	9,99	10,05	9,72	9,91	8,04	7,94
Σύνολο	89,90	92,60	94,31	92,39	93,91	92,40	94,09	96,32	98,17
κατανομή κατιόντων (11 Ο)									
Si	Z	3,386	3,351	3,367	3,408	3,375	3,384	3,413	3,206
Al ^{IV} =Al _{tot}		2,056	2,115	2,119	2,074	2,112	2,132	2,094	2,562
Al ^{VI}	Y	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Ti		0,023	0,026	0,027	0,017	0,027	0,020	0,028	0,073
Fe ²⁺ =Fe _{tot}		0,248	0,290	0,239	0,228	0,239	0,240	0,230	0,088
Mn		0,042	0,014	0,021	0,009	0,011	0,004	0,002	0,000
Mg		0,346	0,333	0,324	0,352	0,323	0,310	0,298	0,144
Ca	X	0,010	0,000	0,008	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Na		0,082	0,008	0,038	0,020	0,036	0,020	0,037	0,095
K		0,822	0,864	0,845	0,884	0,877	0,859	0,692	0,643
Παραγωνίτης		9,93	1,06	4,88	2,46	4,28	2,60	4,57	16,65
Σελαδονίτης		42,34	40,19	41,30	44,95	40,90	43,50	45,82	26,67
Μοσχοβίτης		47,73	58,75	53,82	52,59	54,82	53,90	49,61	56,68

White mica: λευκός μαρμαρυγίας, **Pg:** παραγωνίτης, **περ:** περιφέρεια, **πυρ:** πυρήνας

Πίνακας 2B: συνέχεια.....

Αριθ. δείγματος Ορυκτό Αριθ. ανάλυσης	Κα 6.12 White mica 321**	Κα 6.12 White mica 325**	Κα 6.12 White mica 329**	Κα 6.12 White mica 330**	Κα 211.1 White mica 173**	Κα 211.1 White mica 174**	Κα 211.1 White mica 176**	Κα 211.1 White mica 177**	Κα 211.1 White mica 179**
SiO ₂	48,86	50,24	52,43	51,96	50,63	48,84	49,25	48,52	48,63
TiO ₂	0,45	3,48	0,27	0,00	0,68	0,55	0,59	0,45	0,51
Al ₂ O ₃	32,86	26,04	29,22	27,38	28,21	28,01	28,72	27,46	28,10
FeO	2,86	2,84	2,55	3,98	4,11	4,59	4,58	4,84	4,40
MnO	0,20	0,00	0,00	0,00	0,21	0,00	0,00	0,00	0,10
MgO	0,13	3,54	3,19	5,29	2,92	2,70	2,60	2,51	2,47
CaO	0,13	2,81	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na ₂ O	0,43	0,36	0,30	0,00	0,27	0,27	0,27	0,27	0,34
K ₂ O	8,54	6,44	8,71	8,23	11,07	10,95	11,15	11,03	10,93
Σύνολο	94,46	95,75	96,67	96,84	98,10	95,91	97,16	95,08	95,48
κατανομή κατιόντων (11 Ο)									
Si	3,252	3,312	3,399	3,386	3,326	3,293	3,279	3,308	3,293
Al ^{IV} =Al _{tot}	2,578	2,023	2,233	2,103	2,184	2,226	2,253	2,206	2,242
Al ^{VI}	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Ti	0,023	0,173	0,013	0,000	0,034	0,028	0,030	0,023	0,026
Fe ²⁺ =Fe _{tot}	0,159	0,157	0,138	0,217	0,226	0,259	0,255	0,276	0,249
Mn	0,011	0,000	0,000	0,000	0,012	0,000	0,000	0,000	0,006
Mg	0,013	0,348	0,308	0,514	0,286	0,271	0,258	0,255	0,249
Ca	0,009	0,198	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Na	0,055	0,046	0,038	0,000	0,034	0,035	0,035	0,036	0,045
K	0,725	0,542	0,720	0,684	0,928	0,942	0,947	0,959	0,944
Παραγωνίτης	8,93	12,63	6,46	0,00	3,71	3,69	3,61	3,60	4,56
Σελαδονίτης	31,70	50,30	51,86	56,45	33,84	29,98	28,35	30,94	29,60
Μοσχοβίτης	59,37	37,06	41,69	43,55	62,45	66,33	68,03	65,46	65,84

White mica: λευκός μαρμαρυγίας, **Pg:** παραγωνίτης, **περ:** περιφέρεια, **πυρ:** πυρήνας

Πίνακας 2B: συνέχεια.....

Αριθ. δείγματος Ορυκτό Αριθ. ανάλυσης	Κα 211.1 White mica 180**	Κα 211.1 White mica 188**	Κα 211.1 White mica 189**	Κα 211.1 White mica 193**	Κα 211.1 White mica 194**	Κα 211.2 White mica 72.α**	Κα 399 White mica 5**	Κα 399 White mica 7**	Κα 399 White mica 11**
SiO ₂	49,46	50,23	48,78	48,21	48,88	46,65	47,76	50,09	48,67
TiO ₂	0,44	0,54	0,85	0,48	0,52	1,20	0,72	0,00	0,34
Al ₂ O ₃	28,75	28,65	29,03	28,94	28,02	28,62	27,96	24,69	23,39
FeO	4,00	4,31	4,52	4,88	4,69	4,33	4,90	6,15	4,91
MnO	0,10	0,33	0,04	0,04	0,00	0,09	0,00	0,00	0,00
MgO	2,44	2,67	2,50	2,56	2,51	2,23	2,51	3,19	3,17
CaO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na ₂ O	0,10	0,45	0,18	0,20	0,16	0,27	0,48	0,00	0,33
K ₂ O	10,87	10,94	10,99	10,58	10,86	10,55	10,49	10,63	10,43
Σύνολο	96,16	98,12	96,89	95,89	95,64	93,94	94,82	94,75	91,24
κατανομή κατιόντων (11 Ο)									
Si	3,307	3,305	3,254	3,250	3,302	3,213	3,263	3,433	3,454
Al ^{IV} =Al _{tot}	2,266	2,221	2,283	2,299	2,231	2,323	2,251	1,994	1,956
Al ^{VI}	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Ti	0,022	0,027	0,043	0,024	0,026	0,062	0,037	0,000	0,018
Fe ²⁺ =Fe _{tot}	0,224	0,237	0,252	0,275	0,265	0,249	0,280	0,352	0,291
Mn	0,006	0,018	0,002	0,002	0,000	0,005	0,000	0,000	0,000
Mg	0,243	0,262	0,249	0,257	0,253	0,229	0,256	0,326	0,335
Ca	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Na	0,013	0,057	0,023	0,026	0,021	0,036	0,064	0,000	0,045
K	0,927	0,918	0,935	0,910	0,936	0,927	0,914	0,929	0,944
Παραγωνίτης	1,47	6,02	2,53	2,98	2,29	3,88	6,64	0,00	4,63
Σελαδονίτης	32,65	31,18	26,50	26,65	31,55	22,08	26,81	46,57	45,84
Μοσχοβίτης	65,89	62,80	70,97	70,37	66,16	74,04	66,55	53,43	49,53

White mica: λευκός μαρμαρυγίας, **Pg:** παραγωνίτης, **περ:** περιφέρεια, **πυρ:** πυρήνας

Πίνακας 2B: συνέχεια.....

Αριθ. δείγματος	Kα 399	ΛΥ
Ορυκτό	White mica	White mica
Αριθ. ανάλυσης	13**	52**

SiO₂	51,68	49,38
TiO₂	0,00	0,00
Al₂O₃	25,51	26,10
FeO	4,87	5,84
MnO	0,00	0,00
MgO	3,43	3,49
CaO	0,00	0,00
Na₂O	0,00	0,00
K₂O	10,46	9,90
Σύνολο	95,95	94,71

κατανομή κατιόντων (11 O)

Si	Z	3,460	3,367
Al^{IV}=Al_{tot}		2,013	2,098
Al^{VI}		0,000	0,000
Ti		0,000	0,000
Fe²⁺=Fe_{tot}	Y	0,273	0,333
Mn		0,000	0,000
Mg		0,342	0,355
Ca		0,000	0,000
Na	X	0,000	0,000
K		0,893	0,861

Παραγωνίτης	0,00	0,00
Σελαδονίτης	51,46	42,66
Μοσχοβίτης	48,54	57,34

White mica: λευκός μαρμαρυγίας,

Pg: παραγωνίτης, **περ:** περιφέρεια, **πυρ:** πυρήνας

ΠΑΡΑΡΤΗΜΑ Β: Πίνακας 3Β: Χημικές μικροανάλυσεις βιοτιτών.

Αριθ. Δείγματος Ορυκτό Αριθ. Ανάλυσης	Κα 7 Bt 277**	Κα 7 Bt 284** (περ)	Κα 7 Bt 285** (πυρ)	Κα 7 Bt 288** (περ)	Κα 7 Bt 291** (πυρ)	Κα 6.12 Bt 313** (πυρ)	Κα 6.12 Bt 314** (περ)	Κα 6.12 Bt 326**	Κα 6.12 Bt 327**	Κα 6.12 Bt 328**	Κα 211.1 Bt 170** (πυρ)	Κα 211.1 Bt 171** (περ)
---	---------------------	---------------------------	---------------------------	---------------------------	---------------------------	------------------------------	------------------------------	------------------------	------------------------	------------------------	-------------------------------	-------------------------------

SiO ₂	38,41	39,83	38,90	39,68	40,00	42,74	42,48	43,47	42,62	43,70	36,47	37,07
TiO ₂	1,35	0,99	1,43	1,20	1,16	1,36	0,52	0,98	0,75	0,23	1,52	1,53
Al ₂ O ₃	15,75	16,01	15,46	17,26	16,25	17,80	17,38	17,77	17,74	17,76	15,36	14,97
FeO	16,65	17,67	16,64	17,73	18,52	11,50	12,37	11,38	13,01	12,89	21,14	21,88
MnO	0,05	0,36	0,44	0,36	0,54	0,29	0,39	0,56	0,61	0,23	0,51	0,77
MgO	12,77	12,10	12,20	12,75	12,55	15,20	15,13	14,79	14,10	14,43	9,69	10,32
CaO	0,38	0,34	0,47	0,46	0,04	0,42	0,06	0,00	0,41	0,00	0,00	0,00
Na ₂ O	0,53	0,49	0,61	0,68	0,29	0,28	0,45	0,22	0,15	0,70	0,15	0,46
K ₂ O	5,50	5,76	5,50	5,89	6,75	6,62	6,88	7,15	7,04	7,15	8,78	8,94
Σύνολο	91,39	93,55	91,65	96,01	96,10	96,21	95,66	96,32	96,43	97,09	93,62	95,94

κατανομή κατιόντων (22 Ο)

Si	Z	5,863	5,957	5,928	5,792	5,876	6,010	6,046	6,105	6,041	6,129	5,703	5,688
Al ^{IV}		2,137	2,043	2,072	2,208	2,124	1,990	1,954	1,895	1,959	1,871	2,297	2,312
Al ^{VI}	Y	0,696	0,780	0,705	0,761	0,690	0,960	0,961	1,047	1,004	1,064	0,534	0,395
Ti		0,155	0,111	0,164	0,132	0,128	0,144	0,056	0,104	0,080	0,024	0,179	0,177
Fe ²⁺ =Fe _{tot}		2,125	2,210	2,121	2,164	2,275	1,352	1,472	1,337	1,542	1,512	2,765	2,807
Mn		0,006	0,046	0,057	0,045	0,067	0,035	0,047	0,067	0,073	0,027	0,068	0,100
Mg		2,906	2,698	2,772	2,774	2,748	3,186	3,210	3,097	2,979	3,017	2,259	2,360
Ca	X	0,062	0,054	0,077	0,072	0,006	0,063	0,009	0,000	0,062	0,000	0,000	0,000
Na		0,157	0,142	0,180	0,192	0,083	0,076	0,124	0,060	0,041	0,190	0,045	0,137
K		1,071	1,099	1,069	1,097	1,265	1,188	1,249	1,281	1,273	1,279	1,752	1,750

Mg/(Fe ²⁺ +Mg)	0,58	0,55	0,57	0,56	0,55	0,70	0,69	0,70	0,66	0,67	0,45	0,46
---------------------------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------

Bt: βιοτίτης, **περ:** περιφέρεια, **πυρ:** πυρήνας

Πίνακας 3B: συνέχεια.....

Αριθ. Δείγματος Ορυκτό Αριθ. Ανάλυσης	Κα 211.1 Bt 175** (περ)	Κα 211.1 Bt 185** (πυρ)	Κα 211.1 Bt 186** (περ)	Κα 211.2 Bt 55**	Κα 211.2 Bt 56**	Κα 211.2 Bt 67**	Κα 211.2 Bt 70**	Κα 6.2 Bt 159** (πυρ)	Κα 6.2 Bt 160** (περ)	Κα 6.2 Bt 161** (πυρ)	Κα 6.2 Bt 162** (περ)
---	-------------------------------	-------------------------------	-------------------------------	------------------------	------------------------	------------------------	------------------------	-----------------------------	-----------------------------	-----------------------------	-----------------------------

SiO ₂	37,93	37,32	37,51	35,10	35,39	36,49	36,15	36,91	37,37	35,92	35,73
TiO ₂	1,52	1,60	1,74	2,14	2,37	1,95	2,81	2,16	2,56	0,01	2,31
Al ₂ O ₃	15,86	15,85	15,70	15,28	14,70	15,47	14,98	15,28	15,63	15,02	15,21
FeO	21,24	20,64	21,76	21,06	22,93	20,87	20,76	22,66	22,37	20,89	21,40
MnO	0,47	0,42	0,57	0,29	0,73	0,37	0,45	0,21	0,14	0,16	0,33
MgO	9,74	10,15	10,36	9,58	10,24	10,05	9,61	9,14	8,85	9,06	8,42
CaO	0,09	0,01	0,14	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,02
Na ₂ O	0,31	0,31	0,34	0,41	0,25	0,39	0,32	0,20	0,41	0,34	0,38
K ₂ O	8,28	8,44	8,70	8,85	9,07	9,00	9,23	9,16	9,29	8,97	8,79
Σύνολο	95,44	94,74	96,82	92,71	95,68	94,59	94,31	95,72	96,62	90,38	92,59

κατανομή κατιόντων (22 O)

Si	Z	5,773	5,721	5,670	5,571	5,505	5,648	5,629	5,684	5,687	5,828	5,674
Al ^{IV}		2,227	2,279	2,330	2,429	2,495	2,352	2,371	2,316	2,313	2,172	2,326
Al ^{VI}	Y	0,618	0,585	0,467	0,429	0,201	0,470	0,379	0,457	0,490	0,701	0,520
Ti		0,174	0,184	0,198	0,255	0,277	0,227	0,329	0,250	0,293	0,001	0,276
Fe ²⁺ =Fe _{tot}		2,704	2,646	2,751	2,795	2,983	2,702	2,704	2,918	2,847	2,835	2,842
Mn		0,061	0,055	0,073	0,039	0,096	0,049	0,059	0,027	0,018	0,022	0,044
Mg		2,210	2,320	2,334	2,267	2,375	2,319	2,231	2,098	2,008	2,192	1,993
Ca	X	0,015	0,002	0,023	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,002	0,003
Na		0,091	0,092	0,100	0,126	0,075	0,117	0,097	0,060	0,121	0,107	0,117
K		1,608	1,651	1,678	1,792	1,800	1,777	1,834	1,799	1,804	1,857	1,781

Mg/(Fe ²⁺ +Mg)	0,45	0,47	0,46	0,45	0,44	0,46	0,45	0,42	0,41	0,44	0,41
---------------------------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------

Bt: βιοτίτης, **περ:** περιφέρεια, **πυρ:** πυρήνας

ΠΑΡΑΡΤΗΜΑ Β: Πίνακας 4Β: Χημικές αναλύσεις αμφιβόλων

Αριθ. Δείγματος Ορυκτό Αριθ. Ανάλυσης	Κα 305 Am (Bs) 8*	Κα 305 Am 10*	Κα 305 Am 11*	Κα 305 Am 12*	Κα 305 Am 13*	Κα 305 Am 14*	Κα 305 Am 16*	Κα 305 Am 23* (περ)	Κα 305 Am (Bs) 24* (ενδ)	Κα 305 Am (Bs) 25* (πυρ)
SiO ₂	47,97	46,45	46,61	48,20	46,96	47,31	44,51	42,37	46,34	46,59
Al ₂ O ₃	14,08	13,68	13,08	14,57	13,50	13,88	15,54	12,99	15,45	14,92
FeO	14,00	15,23	13,24	14,47	15,37	14,44	14,62	21,14	13,33	13,57
MnO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
MgO	12,06	10,59	11,11	9,49	10,01	9,89	10,36	7,29	10,77	11,01
CaO	7,65	10,01	9,73	10,91	10,33	10,87	11,32	12,81	8,73	7,68
Na ₂ O	2,58	2,23	1,80	1,75	2,26	1,91	2,36	1,29	3,23	3,08
K ₂ O	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Σύνολο	98,33	98,19	95,57	99,39	98,42	98,30	98,70	97,89	97,85	96,85
κατανομή κατιόντων (23 Ο)										
Si	6,617	6,629	6,758	6,840	6,735	6,796	6,395	6,388	6,565	6,588
Al ^{IV}	1,383	1,371	1,242	1,160	1,265	1,204	1,605	1,612	1,435	1,412
Fe ³⁺	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Al ^{VI}	0,906	0,930	0,993	1,276	1,017	1,147	1,025	0,696	1,144	1,075
Fe ³⁺	1,528	0,762	0,721	0,087	0,446	0,181	0,439	0,399	0,754	1,165
Cr	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Mg	2,479	2,252	2,402	2,007	2,139	2,119	2,218	1,638	2,276	2,320
Fe ²⁺	0,087	1,055	0,884	1,630	1,397	1,554	1,318	2,267	0,826	0,440
Mn	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Mg	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Fe ²⁺	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Mn	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Ca	1,130	1,531	1,511	1,658	1,587	1,673	1,742	2,000	1,325	1,163
Na	0,689	0,469	0,489	0,342	0,413	0,327	0,258	0,000	0,675	0,837
Ca	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,069	0,000	0,000
Na	0,000	0,148	0,017	0,139	0,214	0,203	0,399	0,378	0,213	0,008
K	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Mg/(Mg+Fe ²⁺)	0,97	0,68	0,73	0,55	0,60	0,58	0,63	0,42	0,73	0,84

Am: αμφίβολος, **Bs:** βαροσίτης, **περ:** περιφέρεια, **ενδ:** ενδιάμεσο, **πυρ:** πυρήνας

Πίνακας 4B: συνέχεια.....

Αριθ. Δείγματος Ορυκτό Αριθ. Ανάλυσης	Κα 305 Am 26* (περ)	Κα 305 Am 27* (περ)	Κα 305 Am (Bs) 28* (πυρ)	Κα 305 Am 50*	Κα 305 Am 51*	Κα 305 Am 54*	Κα 305 Am 55*	Κα 305 Am (Bs) 58*	Κα 305 Am (Bs) 59*	Κα 305 Am 61*
SiO ₂	42,37	47,20	46,98	46,50	46,56	48,06	48,34	47,19	47,23	48,11
Al ₂ O ₃	16,77	14,08	13,22	15,28	14,56	12,73	13,52	14,27	13,94	13,75
FeO	19,10	14,37	14,95	14,24	15,37	15,41	13,70	14,87	15,72	12,47
MnO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
MgO	8,82	10,37	10,40	9,25	9,34	9,65	11,00	10,29	10,06	10,69
CaO	7,12	9,83	9,05	10,84	10,82	10,16	9,89	9,44	9,40	10,62
Na ₂ O	1,83	2,73	2,96	2,34	1,80	2,44	1,94	2,27	2,21	2,24
K ₂ O	2,34	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Σύνολο	98,37	98,58	97,56	98,46	98,44	98,47	98,39	98,33	98,57	97,89
κατανομή κατιόντων (23 O)										
Si	6,035	6,723	6,744	6,701	6,689	6,915	6,821	6,684	6,688	6,896
Al ^{IV}	1,965	1,277	1,256	1,299	1,311	1,085	1,179	1,316	1,312	1,104
Fe ³⁺	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Al ^{VI}	0,851	1,087	0,980	1,296	1,154	1,074	1,070	1,066	1,015	1,220
Fe ³⁺	2,009	0,438	0,669	0,001	0,327	0,197	0,587	0,760	0,837	0,000
Cr	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Mg	1,874	2,201	2,226	1,987	2,000	2,071	2,314	2,172	2,124	2,284
Fe ²⁺	0,266	1,274	1,125	1,715	1,519	1,658	1,029	1,001	1,025	1,495
Mn	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Mg	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Fe ²⁺	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Mn	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Ca	1,087	1,499	1,392	1,673	1,665	1,566	1,495	1,432	1,426	1,631
Na	0,505	0,501	0,608	0,327	0,335	0,434	0,505	0,568	0,574	0,369
Ca	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Na	0,000	0,253	0,215	0,328	0,165	0,247	0,027	0,057	0,034	0,254
K	0,426	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Mg/(Mg+Fe ²⁺)	0,88	0,63	0,66	0,54	0,57	0,56	0,69	0,68	0,67	0,60

Am: αμφίβολος, **Bs:** βαροσίτης, **περ:** περιφέρεια, **πυρ:** πυρήνας

Πίνακας 4B: συνέχεια.....

Αριθ. Δείγματος Ορυκτό Αριθ. Ανάλυσης	Κα 305 Am 62*	Κα 305 Am (Bs) 63*	Κα 305 Am 64*	Κα 399 Am 4**	Κα 399 Am 6**	Κα 399 Am 8**	Κα 399 Am 10**	Κα 399 Am 12**	ΛΥ Am 51**	ΛΥ Am 53**
SiO ₂	49,90	48,39	47,83	54,01	53,91	53,77	53,10	50,85	54,04	53,02
Al ₂ O ₃	12,40	12,95	14,24	0,67	1,12	0,55	0,60	1,04	1,15	1,25
FeO	14,21	14,52	13,29	17,97	16,46	17,48	17,87	17,13	18,46	16,75
MnO	0,00	0,00	0,00	0,75	0,88	0,55	0,79	0,68	0,48	0,52
MgO	10,05	10,97	10,82	11,91	13,18	13,12	12,36	11,53	11,97	12,65
CaO	9,82	9,41	10,44	11,34	12,26	12,67	12,10	11,40	11,87	12,12
Na ₂ O	2,00	2,17	2,02	1,08	0,96	0,60	0,59	0,99	0,32	0,49
K ₂ O	0,00	0,00	0,00	0,00	0,20	0,00	0,00	0,00	0,00	0,28
Σύνολο	98,38	98,41	98,64	97,73	98,97	98,74	97,41	93,62	98,29	97,08
κατανομή κατιόντων (23 O)										
Si	7,099	6,827	6,769	7,959	7,840	7,849	7,858	7,854	7,886	7,850
Al ^{IV}	0,901	1,173	1,231	0,041	0,160	0,095	0,105	0,146	0,114	0,150
Fe ³⁺	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,057	0,037	0,000	0,000	0,000
Al ^{VI}	1,178	0,980	1,144	0,075	0,032	0,000	0,000	0,043	0,084	0,068
Fe ³⁺	0,178	0,755	0,369	0,076	0,000	0,019	0,136	0,033	0,228	0,042
Cr	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Mg	2,132	2,307	2,283	2,616	2,857	2,855	2,727	2,655	2,604	2,792
Fe ²⁺	1,512	0,958	1,204	2,138	2,002	2,058	2,039	2,180	2,025	2,032
Mn	0,000	0,000	0,000	0,094	0,108	0,068	0,099	0,089	0,059	0,065
Mg	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Fe ²⁺	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Mn	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Ca	1,496	1,422	1,583	1,790	1,910	1,981	1,918	1,887	1,856	1,923
Na	0,504	0,578	0,417	0,210	0,090	0,019	0,082	0,113	0,091	0,077
Ca	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Na	0,049	0,015	0,136	0,099	0,181	0,151	0,088	0,183	0,000	0,063
K	0,000	0,000	0,000	0,000	0,037	0,000	0,000	0,000	0,000	0,053
Mg/(Mg+Fe ²⁺)	0,59	0,71	0,65	0,55	0,59	0,58	0,57	0,55	0,56	0,58

Am: αμφίβολος, **Bs:** βαροσίτης, **περ:** περιφέρεια, **ενδ:** ενδιάμεσο, **πυρ:** πυρήνας

ΠΑΡΑΡΤΗΜΑ Β: Πίνακας 5B: Χημικές μικροανάλυσεις χλωριτών και αποτελέσματα από την εφαρμογή διαφορετικών γεωθερμομέτρων.

Αριθ. Δείγματος Ορυκτό Αριθ. Ανάλυσης	Kα 285 Chl 1*	Kα 285 Chl 2*	Kα 285 Chl 3*	K 6β Chl 17*	K 6β Chl 18*	K 6β Chl 19*	K 6β Chl 20*	K 6β Chl 21*
---	---------------------	---------------------	---------------------	--------------------	--------------------	--------------------	--------------------	--------------------

SiO ₂	24,80	24,84	25,55	27,35	26,44	26,08	26,37	25,49
TiO ₂	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Al ₂ O ₃	23,20	21,92	21,08	22,00	22,85	22,89	22,33	23,02
FeO	31,32	31,81	32,90	25,92	27,02	27,04	26,24	25,91
MnO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
MgO	9,89	10,49	9,93	15,43	13,95	14,53	14,10	14,96
CaO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na ₂ O	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
K ₂ O	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Σύνολο	89,21	89,05	89,47	90,69	90,27	90,54	89,05	89,38

κατανομή κατιόντων (28 O)

Si	Z	5,278	5,323	5,475	5,538	5,417	5,335	5,462	5,261
Al ^{IV}		2,722	2,677	2,525	2,462	2,583	2,665	2,538	2,739
Al ^{VI}		3,097	2,859	2,798	2,788	2,935	2,852	2,913	2,862
Ti	Y	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Fe ²⁺ =Fe _{tot}		5,575	5,700	5,895	4,390	4,630	4,625	4,544	4,473
Mn		0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Mg		3,139	3,350	3,171	4,658	4,260	4,430	4,355	4,604
Ca		0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Na		0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
K		0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000

Si (14 O)	2,64	2,66	2,74	2,77	2,71	2,67	2,73	2,63
Fe ²⁺ /(Fe ²⁺ +Mg)	0,64	0,63	0,65	0,49	0,52	0,51	0,51	0,49

Γεωθερμομέτρα	Cathelineau et Nieva (1985)	308	303	287	280	293	302	288	310
	Kranidiotis & Macleam (1987)	354	348	334	315	330	338	325	345
	Cathelineau (1998)	375	368	344	334	353	366	346	378
	Hillier et Velde (1991)	354	343	305	289	319	340	308	358
	Jowett (1991)	386	378	355	339	360	372	352	384
	Zang et Fyfe (1995)	279	275	257	265	275	285	271	294
	Xie et al. (1997)	235	232	199	259	264	281	261	301

Chl: χλωρίτης, **εγκλ** **Grt:** χλωρίτης έγκλειστος στο γρανάτη

Πίνακας 5B: συνέχεια.....

Αριθ. Δείγματος Ορυκτό Αριθ. Ανάλυσης	K 6β Chl 22*	K 6β Chl 23*	Kα 136 Chl 5**	Kα 136 Chl 9**	KY Chl 52*	KY Chl 66*	KY Chl 4.4**	Kα 23 Chl 3A**
SiO ₂	26,66	26,97	24,44	23,29	24,54	25,74	26,98	23,78
TiO ₂	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Al ₂ O ₃	21,46	22,39	22,62	21,85	22,87	21,15	24,60	22,17
FeO	26,49	25,20	29,18	30,61	26,13	27,02	22,14	29,96
MnO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
MgO	15,22	15,33	12,21	10,98	14,46	14,85	15,15	11,31
CaO	0,00	0,00	0,00	0,23	0,00	0,00	0,00	0,00
Na ₂ O	0,00	0,00	0,00	0,41	0,00	0,00	0,00	0,00
K ₂ O	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Σύνολο	89,83	89,89	88,45	87,37	88,00	88,76	88,88	87,22
κατανομή κατιόντων (28 O)								
Si	Z	5,485	5,495	5,205	5,102	5,170	5,395	5,452
Al ^{IV}		2,515	2,505	2,795	2,898	2,830	2,605	2,548
Al ^{VI}	Y	2,688	2,871	2,883	2,743	2,847	2,619	3,311
Ti		0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Fe ²⁺ =Fe _{tot}		4,558	4,293	5,197	5,608	4,604	4,735	3,742
Mn		0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Mg		4,668	4,654	3,877	3,586	4,540	4,639	4,565
Ca		0,000	0,000	0,000	0,054	0,000	0,000	0,000
Na		0,000	0,000	0,000	0,174	0,000	0,000	0,000
K		0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Si (14 O)								
Fe ²⁺ /(Fe ²⁺ +Mg)								
Si (14 O)								
Fe ²⁺ /(Fe ²⁺ +Mg)								
Γεωθερμόμετρα	Cathelineau et Nieva (1985)	286	285	316	327	319	295	289
	Kranidiotis & Macleam (1987)	321	319	357	370	355	332	322
	Cathelineau (1998)	342	341	387	404	393	357	347
	Hillier et Velde (1991)	302	300	372	398	381	325	310
	Jowett (1991)	348	346	395	413	398	363	352
	Zang et Fyfe (1995)	270	270	293	300	303	279	278
	Xie et al. (1997)	264	269	276	276	311	274	288

Chl: χλωρίτης, **εγκλ** **Grt:** χλωρίτης έγκλειστος στο γρανάτη

Πίνακας 5B: συνέχεια.....

Αριθ. Δείγματος Ορυκτό Αριθ. Ανάλυσης	Kα 23 Chl 7A**	Kα 23 Chl 9A**	Kα 23 Chl 15B**	Kα 23 Chl 20B**	Kα 23 Chl 25B** (εγκλ Grt)	Kα 23 Chl 26** (εγκλ Grt)	Kα 23 Chl 27B**	Kα 23 Chl 34B**
SiO ₂	23,86	23,90	26,37	26,64	19,46	20,85	26,00	27,31
TiO ₂	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Al ₂ O ₃	22,40	22,09	24,22	22,71	18,14	20,24	24,75	24,39
FeO	31,85	29,75	25,22	25,86	35,78	35,51	26,40	24,20
MnO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
MgO	10,53	11,65	12,85	12,99	6,38	7,40	12,19	13,71
CaO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na ₂ O	0,00	0,00	0,00	0,00	0,61	0,00	0,48	0,00
K ₂ O	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,16	0,00
Σύνολο	88,64	87,39	88,66	88,20	80,37	84,00	89,98	89,61
κατανομή κατιόντων (28 O)								
Si	Z	5,153	5,184	5,437	5,549	4,908	4,939	5,331
Al ^{IV}		2,847	2,816	2,563	2,451	3,092	3,061	2,669
Al ^{VI}		2,854	2,830	3,322	3,125	2,301	2,589	3,311
Ti	Y	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Fe ²⁺ =Fe _{tot}		5,752	5,396	4,349	4,505	7,547	7,034	4,526
Mn		0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Mg		3,390	3,767	3,950	4,034	2,399	2,613	3,726
Ca		0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Na		0,000	0,000	0,000	0,000	0,298	0,000	0,191
K		0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,042	0,000
Si (14 O)		2,58	2,59	2,72	2,77	2,45	2,47	2,67
Fe ²⁺ /(Fe ²⁺ +Mg)		0,63	0,59	0,52	0,53	0,76	0,73	0,50
Γεωθερμόμετρα	Cathelineau et Nieva (1985)	321	318	291	279	347	344	302
	Kranidiotis & Macleam (1987)	366	360	329	317	402	397	342
	Cathelineau (1998)	395	391	350	332	435	430	367
	Hillier et Velde (1991)	385	377	314	286	446	439	341
	Jowett (1991)	405	399	357	339	448	443	374
	Zang et Fyfe (1995)	293	293	273	260	307	306	282
	Xie et al. (1997)	260	272	259	239	244	251	266

Chl: χλωρίτης, **εγκλ Grt:** χλωρίτης έγκλειστος στο γρανάτη

Πίνακας 5B: συνέχεια.....

Αριθ. Δείγματος Ορυκτό Αριθ. Ανάλυσης	Kα 23 Chl 42B**	Kα 23 Chl 47B**	Kα 7 Chl 305Θ**	Kα 6.13 Chl 250**	Kα 6.13 Chl 260**	Kα 6.13 Chl 261**
---	-----------------------	-----------------------	-----------------------	-------------------------	-------------------------	-------------------------

SiO ₂	24,33	24,90	28,88	34,94	31,66	37,51
TiO ₂	0,00	0,00	0,06	0,17	0,00	0,22
Al ₂ O ₃	23,28	24,62	17,40	22,14	19,07	17,68
FeO	27,27	27,90	22,17	17,68	21,98	19,55
MnO	0,00	0,00	0,95	0,53	0,96	0,96
MgO	11,71	10,55	16,01	12,74	15,62	15,62
CaO	0,00	0,00	0,13	0,24	0,17	0,17
Na ₂ O	0,00	0,00	0,04	0,52	0,15	0,15
K ₂ O	0,00	0,00	0,08	0,30	0,00	0,00
Σύνολο	86,59	87,97	85,72	89,26	89,61	91,86

κατανομή κατιόντων (28 O)

Si	Z	5,237	5,266	6,124	6,772	6,339	7,126
Al ^{IV}		2,763	2,734	1,876	1,228	1,661	0,874
Al ^{VI}	Y	3,143	3,404	2,472	3,830	2,839	3,085
Ti		0,000	0,000	0,010	0,025	0,000	0,031
Fe ²⁺ =Fe _{tot}		4,909	4,935	3,931	2,866	3,681	3,106
Mn		0,000	0,000	0,171	0,087	0,163	0,154
Mg		3,758	3,326	5,061	3,681	4,662	4,424
Ca		0,000	0,000	0,030	0,050	0,036	0,035
Na		0,000	0,000	0,016	0,195	0,058	0,055
K		0,000	0,000	0,022	0,074	0,000	0,000

Si (14 O)	2,62	2,63	3,06	3,39	3,17	3,56
Fe ²⁺ /(Fe ²⁺ +Mg)	0,57	0,60	0,44	0,44	0,44	0,41

Γεωθερμόμετρα	Cathelineau et Nieva (1985)	312	309	218	148	195	111
	Kranidiotis & Macleam (1987)	353	352	249	181	227	141
	Cathelineau (1998)	382	377	239	135	205	78
	Hillier et Velde (1991)	364	357	143	-19	89	-107
	Jowett (1991)	390	386	244	141	210	84
	Zang et Fyfe (1995)	290	284	208	139	184	104
	Xie et al. (1997)	273	255	186	81	149	35

Chl: χλωρίτης, **εγκλ** **Grt:** χλωρίτης έγκλειστος στο γρανάτη

ΠΑΡΑΡΤΗΜΑ Β: Πίνακας 6B: Χημικές μικροανάλυσεις χλωριτοειδών.

Αριθ. δείγματος Ορυκτό Αριθ. Ανάλυσης	Kα 136 Cld 43* (ενδ)	Kα 136 Cld 48* (πυρ)	Kα 136 Cld 47* (ενδ)	Kα 136 Cld 38* (ενδ)	Kα 136 Cld 45* (περ)	Kα 136 Cld 39*	Kα 136 Cld 40*	Kα 136 Cld 42*	Kα 136 Cld 44*
SiO ₂	24,87	25,55	25,29	25,36	24,75	24,60	24,29	25,07	24,31
TiO ₂	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Al ₂ O ₃	39,84	39,82	39,58	39,52	40,81	39,81	40,22	40,40	39,36
FeO	25,19	23,94	24,40	23,96	24,13	24,81	24,10	22,85	25,12
MnO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
MgO	2,63	2,57	2,64	2,76	2,69	2,52	2,60	3,11	2,66
Na ₂ O	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Σύνολο	92,53	91,88	91,92	91,60	92,37	91,74	91,22	91,43	91,45
κατανομή κατιόντων (24 O)									
Si	4,112	4,218	4,189	4,205	4,073	4,097	4,057	4,141	4,075
Al ^{IV}	3,888	3,782	3,811	3,795	3,927	3,903	3,943	3,859	3,925
Al ^{VI}	3,876	3,968	3,916	3,928	3,989	3,913	3,971	4,005	3,851
Fe ²⁺ =Fe _{tot}	3,482	3,306	3,379	3,323	3,321	3,456	3,366	3,157	3,521
Mn	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Mg	0,648	0,633	0,653	0,682	0,659	0,626	0,648	0,765	0,664
Na	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Al _{tot}	7,76	7,75	7,73	7,72	7,92	7,82	7,91	7,86	7,78
Fe-Cld	0,84	0,84	0,84	0,83	0,83	0,85	0,84	0,80	0,84
Mn-Cld	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mg-Cld	0,16	0,16	0,16	0,17	0,17	0,15	0,16	0,20	0,16

Cld: χλωριτοειδής, **εγκλ Grt:** χλωριτοειδής έγκλειστος στο γρανάτη, **περ:** περιφέρεια, **ενδ:** ενδιάμεσο, **πυρ:** πυρήνας

Πίνακας 6B: συνέχεια.....

Αριθ. δείγματος Ορυκτό Αριθ. Ανάλυσης	Kα 136 Cld 46*	Kα 136 Cld 57*	Kα 136 Cld 4-Θ	Kα 136 Cld 10-Θ	KY Cld 1* (περ)	KY Cld 2* (ενδ)	KY Cld 3* (πυρ)	KY Cld 4* (περ)	KY Cld 10*
SiO ₂	25,91	25,00	23,92	24,00	24,77	25,07	24,33	24,62	23,99
TiO ₂	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Al ₂ O ₃	39,30	40,88	40,74	40,43	40,48	40,96	40,77	40,46	41,46
FeO	24,47	24,33	23,96	24,15	23,47	23,02	23,68	23,11	23,86
MnO	0,00	0,00	0,00	0,39	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
MgO	3,11	3,01	3,00	2,52	3,09	2,76	2,85	2,90	2,39
Na ₂ O	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Σύνολο	92,78	93,21	91,62	91,49	91,81	91,81	91,63	91,08	91,71
κατανομή κατιόντων (24 Ο)									
Si	4,248	4,079	3,976	4,007	4,091	4,123	4,033	4,091	3,976
Al ^{IV}	3,752	3,921	4,024	3,993	3,909	3,877	3,967	3,909	4,024
Al ^{VI}	3,841	3,939	3,958	3,962	3,969	4,064	3,998	4,016	4,075
Fe ²⁺ =Fe _{tot}	3,355	3,320	3,331	3,372	3,242	3,167	3,283	3,212	3,307
Mn	0,000	0,000	0,000	0,055	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Mg	0,760	0,731	0,743	0,627	0,760	0,676	0,704	0,718	0,592
Na	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Al _{tot}	7,59	7,86	7,98	7,95	7,88	7,94	7,96	7,92	8,10
Fe-Cld	0,82	0,82	0,82	0,83	0,81	0,82	0,82	0,82	0,85
Mn-Cld	0,00	0,00	0,00	0,10	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mg-Cld	0,18	0,18	0,18	0,15	0,19	0,18	0,18	0,18	0,15

Cld: χλωριτοειδής, **εγκλ Grt:** χλωριτοειδής έγκλειστος στο γρανάτη, **περ:** περιφέρεια, **ενδ:** ενδιάμεσο, **πυρ:** πυρήνας

Πίνακας 6B: συνέχεια.....

Αριθ. δείγματος Ορυκτό Αριθ. Ανάλυσης	KY Cld 15*	KY Cld 26*	KY Cld 27*	KY Cld 28*	KY Cld 36*	KY Cld 39*	KY Cld 51*	KY Cld 54*	Kα 23 Cld 4Α**
SiO ₂	23,11	24,46	23,84	25,16	24,17	25,32	24,47	24,17	23,34
TiO ₂	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Al ₂ O ₃	40,61	41,25	41,29	40,90	40,75	41,29	40,11	40,20	40,60
FeO	22,86	23,34	23,94	22,65	23,35	22,80	24,15	24,08	26,74
MnO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
MgO	3,02	2,74	3,18	3,17	3,24	2,98	3,07	3,66	2,75
Na ₂ O	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Σύνολο	89,61	91,80	92,26	91,89	91,51	92,39	91,80	92,11	93,43
κατανομή κατιόντων (24 O)									
Si	3,917	4,035	3,934	4,128	4,008	4,130	4,061	4,000	3,865
Al ^{IV}	4,083	3,965	4,066	3,872	3,992	3,870	3,939	4,000	4,135
Al ^{VI}	4,027	4,058	3,964	4,036	3,972	4,066	3,906	3,842	3,790
Fe ²⁺ =Fe _{tot}	3,239	3,221	3,304	3,108	3,238	3,110	3,351	3,333	3,703
Mn	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Mg	0,762	0,675	0,783	0,775	0,800	0,726	0,759	0,903	0,679
Na	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Al _{tot}	8,11	8,02	8,03	7,91	7,96	7,94	7,85	7,84	7,92
Fe-Cld	0,81	0,83	0,81	0,80	0,80	0,81	0,82	0,79	0,85
Mn-Cld	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mg-Cld	0,19	0,17	0,19	0,20	0,20	0,19	0,18	0,21	0,15

Cld: χλωριτοειδής, **εγκλ Grt:** χλωριτοειδής έγκλειστος στο γρανάτη, **περ:** περιφέρεια, **ενδ:** ενδιάμεσο, **πυρ:** πυρήνας

Πίνακας 6B: συνέχεια.....

Αριθ. δείγματος	Kα 23	Kα 23	Kα 23
Ορυκτό	Cld	Cld	Cld
Αριθ. Ανάλυσης	17A** (εγκλ Grt)	13B**	36B**

SiO₂	24,62	24,74	24,92
TiO₂	0,00	0,00	0,00
Al₂O₃	41,50	42,02	41,09
FeO	25,95	22,22	21,72
MnO	0,59	0,00	0,00
MgO	2,31	2,60	2,97
Na₂O	0,00	0,00	0,35
Σύνολο	94,97	91,58	91,05

κατανομή κατιόντων (24 O)

Si	3,986	4,061	4,113
Al^{IV}	4,014	3,939	3,887
Al^{VI}	3,904	4,189	4,106
Fe²⁺=Fe_{tot}	3,513	3,050	2,998
Mn	0,081	0,000	0,000
Mg	0,557	0,636	0,731
Na	0,000	0,000	0,112

Al_{tot}	7,92	8,13	7,99
-------------------------	------	------	------

Fe-Cld	0,85	0,83	0,80
Mn-Cld	0,14	0,00	0,00
Mg-Cld	0,13	0,17	0,20

Cld: χλωριτοειδής, **εγκλ Grt:** χλωριτοειδής έγκλειστος στο γρανάτη,
περ: περιφέρεια, **ενδ:** ενδιάμεσο, **πυρ:** πυρήνας

ΠΑΡΑΡΤΗΜΑ Β: Πίνακας 7B: Χημικές μικροανάλυσεις Αστρίων.

Αριθ. δείγματος Ορυκτό Αριθ. ανάλυσης	Kα 305 Plg 4*	Kα 305 Plg 5*	Kα 305 Plg 6*	Kα 305 Plg 7*	Kα 305 Plg 19* (περ)	Kα 305 Plg 20* (πυρ)	Kα 305 Plg 38*
SiO ₂	68,16	68,91	68,41	69,11	69,87	69,78	68,85
TiO ₂	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Al ₂ O ₃	20,84	19,77	20,06	19,27	18,79	19,48	18,73
FeO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
CaO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na ₂ O	10,80	11,10	11,28	11,58	11,30	10,60	10,74
K ₂ O	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
BaO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Σύνολο	99,80	99,78	99,75	99,96	99,96	99,86	98,33
κατανομή κατιόντων (8 O)							
Si	2,969	3,004	2,987	3,013	3,039	3,029	3,039
Al	1,070	1,016	1,032	0,990	0,963	0,997	0,975
Fe ³⁺	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Ti	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Ca	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Na	0,913	0,938	0,955	0,979	0,953	0,892	0,919
K	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Ba	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Or (K)	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ab (Na)	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00
An (Ca+Mn+Mg)	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Cn (Ba)	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00

Plg: πλαγιόκλαστο, **K-feld:** άστριος, **Mcr:** μικροκλινής, **εγκ K-feld:** έγκλειστος στον καλιούχο άστριο, **περ:** περιφέρεια, **πυρ:** πυρήνας

Πίνακας 7B: συνέχεια.....

Αριθ. δείγματος Ορυκτό Αριθ. ανάλυσης	Kα 305 Plg 39*	Kα 305 Plg 40*	Kα 305 Plg 42*	Kα 305 Plg 43*	Kα 305 Plg 44*	Kα 305 Plg 45*	Kα 305 Plg 46*
SiO ₂	69,56	69,43	67,96	68,03	70,49	68,77	67,73
TiO ₂	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Al ₂ O ₃	18,67	19,44	19,68	20,34	18,43	18,48	19,36
FeO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
CaO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na ₂ O	11,28	10,47	10,90	10,15	11,04	11,27	11,41
K ₂ O	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
BaO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Σύνολο	99,51	99,33	98,54	98,52	99,96	98,52	98,49
κατανομή κατιόντων (8 O)							
Si	3,040	3,029	2,999	2,993	3,060	3,037	2,998
Al	0,961	1,000	1,024	1,055	0,943	0,962	1,010
Fe ³⁺	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Ti	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Ca	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Na	0,956	0,885	0,932	0,866	0,929	0,965	0,979
K	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Ba	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Or (K)	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ab (Na)	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00
An (Ca+Mn+Mg)	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Cn (Ba)	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00

Plg: πλαγιόκλαστο, **K-feld:** άστριος, **Mcr:** μικροκλινής, **εγκ K-feld:** έγκλειστος στον καλιούχο άστριο, **περ:** περιφέρεια, **πυρ:** πυρήνας

Πίνακας 7B: συνέχεια.....

Αριθ. δείγματος Ορυκτό Αριθ. ανάλυσης	Ka 305 Pl 69*	Ka 6.13 Pl (εγκ K-feld) 242**	Ka 6.13 Pl (εγκ K-feld) 244**	Ka 6.13 Pl 253** (πυρ)	Ka 6.13 Pl 254** (περ)	Ka 6.13 Pl 262**	Ka 6.13 Pl 267**
SiO ₂	67,88	66,78	69,07	68,31	68,26	68,42	68,25
TiO ₂	0,00	0,00	0,00	0,42	0,00	0,00	0,00
Al ₂ O ₃	19,64	19,82	19,82	19,43	19,14	19,36	19,97
FeO	0,00	0,45	0,11	0,10	0,17	0,00	0,15
CaO	0,00	0,06	0,13	0,16	0,08	0,17	0,00
Na ₂ O	11,04	11,96	12,17	12,54	11,90	12,11	12,06
K ₂ O	0,00	0,53	0,13	0,07	0,04	0,18	0,02
BaO	0,00	0,28	0,00	0,00	0,06	0,12	0,43
Σύνολο	98,56	99,88	101,43	101,03	99,65	100,36	100,88
κατανομή κατιόντων (8 O)							
Si	2,997	2,947	2,981	2,968	2,996	2,989	2,970
Al	1,022	1,031	1,008	0,995	0,990	0,997	1,024
Fe ³⁺	0,000	0,017	0,004	0,004	0,006	0,000	0,005
Ti	0,000	0,000	0,000	0,014	0,000	0,000	0,000
Ca	0,000	0,003	0,006	0,007	0,004	0,008	0,000
Na	0,945	1,023	1,019	1,057	1,013	1,026	1,017
K	0,000	0,030	0,007	0,004	0,002	0,010	0,001
Ba	0,000	0,005	0,000	0,000	0,001	0,002	0,007
Or (K)	0,00	2,81	0,69	0,36	0,22	0,96	0,11
Ab (Na)	100,00	96,46	98,72	98,94	99,31	98,08	99,18
An (Ca+Mn+Mg)	0,00	0,27	0,58	0,70	0,37	0,76	0,00
Cn (Ba)	0,00	0,46	0,00	0,00	0,10	0,20	0,71

Plg: πλαγιόκλαστο, **K-feld:** άστριος, **Mcr:** μικροκλινής, **εγκ K-feld:** έγκλειστος στον καλιούχο άστριο, **περ:** περιφέρεια, **πυρ:** πυρήνας

Πίνακας 7B: συνέχεια.....

Αριθ. δείγματος Ορυκτό Αριθ. ανάλυσης	Kα 6.13 K-feld 246**	Kα 6.13 K-feld 247**	Kα 6.13 K-feld 256**	Kα 7 Pl 274**	Kα 7 Pl 276**	Kα 7 Pl 276α**	Kα 7 Pl 282** (πυρ)
---	--	--	--	-----------------------------------	-----------------------------------	------------------------------------	---

SiO ₂	65,48	65,40	65,31	68,36	67,65	67,18	68,97
TiO ₂	0,00	0,12	0,00	0,00	0,25	0,00	0,07
Al ₂ O ₃	18,88	18,77	19,08	19,66	19,16	19,98	19,41
FeO	0,19	0,00	0,00	0,15	0,26	0,19	0,02
CaO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,15	0,00	0,06
Na ₂ O	0,12	0,30	0,32	12,27	12,19	12,40	12,36
K ₂ O	15,30	15,17	14,97	0,02	0,10	0,09	0,17
BaO	0,48	0,28	1,33	0,41	0,02	0,12	0,00
Σύνολο	100,45	100,04	101,01	100,87	99,78	99,96	101,06

κατανομή κατιόντων (8 O)

Si	3,000	3,003	2,990	2,977	2,975	2,952	2,990
Al	1,019	1,016	1,030	1,009	0,993	1,035	0,992
Fe ³⁺	0,007	0,000	0,000	0,005	0,010	0,007	0,001
Ti	0,000	0,004	0,000	0,000	0,008	0,000	0,002
Ca	0,000	0,000	0,000	0,000	0,007	0,000	0,003
Na	0,011	0,027	0,028	1,036	1,039	1,057	1,039
K	0,894	0,889	0,874	0,001	0,006	0,005	0,009
Ba	0,009	0,005	0,024	0,007	0,000	0,002	0,000

Or (K)	97,89	96,55	94,36	0,11	0,53	0,47	0,89
Ab (Na)	1,17	2,90	3,07	99,22	98,76	99,33	98,84
An (Ca+Mn+Mg)	0,00	0,00	0,00	0,00	0,67	0,00	0,27
Cn (Ba)	0,94	0,55	2,58	0,67	0,03	0,19	0,00

Plg: πλαγιόκλαστο, **K-feld:** άστριος, **Mcr:** μικροκλινής, **εγκ K-feld:** έγκλειστος στον καλιούχο άστριο, **περ:** περιφέρεια, **πυρ:** πυρήνας

Πίνακας 7B: συνέχεια.....

Αριθ. δείγματος Ορυκτό Αριθ. ανάλυσης	Kα 7 PI 283** (περ)	Kα 7 PI 290**	Kα 7 PI 308**	Kα 7 PI 309-Θ	Kα 211.1 PI 172**	Kα 211.1 PI 181**	Kα 211.1 PI 195**
SiO ₂	67,79	67,70	67,29	67,83	68,61	68,44	68,23
TiO ₂	0,00	0,18	0,00	0,15	0,00	0,15	0,03
Al ₂ O ₃	19,64	19,75	19,28	19,48	19,96	19,94	19,82
FeO	0,20	0,26	0,10	0,00	0,22	0,11	0,00
CaO	0,00	0,06	0,03	0,10	0,37	0,54	0,55
Na ₂ O	12,01	12,45	12,13	12,15	11,42	11,77	11,81
K ₂ O	0,13	0,09	0,24	0,15	0,05	0,05	0,13
BaO	0,22	0,13	0,30	0,00	0,00	0,00	0,05
Σύνολο	99,99	100,62	99,37	99,86	100,63	101,00	100,62
κατανομή κατιόντων (8 O)							
Si	2,974	2,957	2,977	2,977	2,978	2,967	2,972
Al	1,015	1,017	1,005	1,007	1,021	1,019	1,017
Fe ³⁺	0,007	0,009	0,004	0,000	0,008	0,004	0,000
Ti	0,000	0,006	0,000	0,005	0,000	0,005	0,001
Ca	0,000	0,003	0,001	0,005	0,017	0,025	0,026
Na	1,022	1,054	1,040	1,034	0,961	0,989	0,997
K	0,007	0,005	0,014	0,008	0,003	0,003	0,007
Ba	0,004	0,002	0,005	0,000	0,000	0,000	0,001
Or (K)	0,70	0,47	1,28	0,80	0,28	0,27	0,70
Ab (Na)	98,93	99,06	98,10	98,75	97,96	97,26	96,73
An (Ca+Mn+Mg)	0,00	0,26	0,13	0,45	1,75	2,47	2,49
Cn (Ba)	0,37	0,21	0,49	0,00	0,00	0,00	0,08

Plg: πλαγιόκλαστο, **K-feld:** άστριος, **Mcr:** μικροκλινής, **εγκ K-feld:** έγκλειστος στον καλιούχο άστροιο, **περ:** περιφέρεια, **πυρ:** πυρήνας

Πίνακας 7B: συνέχεια.....

Αριθ. δείγματος Ορυκτό Αριθ. ανάλυσης	Kα 211.1 K-feld 178**	Kα 211.1 K-feld 182**	Kα 211.1 K-feld 190** (πυρ)	Kα 211.1 K-feld 191** (περ)	Kα 211.1 K-feld 192**	Kα 211.2 Pl 59**	Kα 211.2 K-feld 52**
SiO ₂	64,83	65,34	64,25	65,30	64,12	68,05	64,36
TiO ₂	0,00	0,08	0,00	0,12	0,22	0,00	0,00
Al ₂ O ₃	18,51	18,69	18,54	18,76	18,89	19,35	18,90
FeO	0,20	0,12	0,17	0,11	0,49	0,21	0,00
CaO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,20	0,00
Na ₂ O	0,41	0,42	0,99	0,55	0,29	11,82	1,23
K ₂ O	15,66	15,89	15,19	15,95	15,56	0,07	15,03
BaO	0,62	0,69	0,56	0,00	0,15	0,10	1,19
Σύνολο	100,23	101,23	99,70	100,79	99,72	99,80	100,71
κατανομή κατιόντων (8 O)							
Si	2,993	2,990	2,982	2,989	2,968	2,986	2,970
Al	1,007	1,008	1,014	1,012	1,030	1,001	1,028
Fe ³⁺	0,008	0,005	0,007	0,004	0,019	0,008	0,000
Ti	0,000	0,003	0,000	0,004	0,008	0,000	0,000
Ca	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,009	0,000
Na	0,037	0,037	0,089	0,049	0,026	1,006	0,110
K	0,922	0,928	0,899	0,931	0,919	0,004	0,885
Ba	0,011	0,012	0,010	0,000	0,003	0,002	0,022
Or (K)	95,06	94,92	90,06	95,02	96,97	0,38	87,06
Ab (Na)	3,78	3,81	8,92	4,98	2,75	98,53	10,83
An (Ca+Mn+Mg)	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,92	0,00
Cn (Ba)	1,16	1,27	1,02	0,00	0,29	0,17	2,12

Plg: πλαγιόκλαστο, **K-feld:** άστριος, **Mcr:** μικροκλινής, **εγκ K-feld:** έγκλειστος στον καλιούχο άστριο, **περ:** περιφέρεια, **πυρ:** πυρήνας

Πίνακας 7B: συνέχεια.....

Αριθ. δείγματος Ορυκτό Αριθ. ανάλυσης	Ka 211.2 K-feld 54**	Ka 6.2 Pl 151**	Ka 6.2 Pl 152**	Ka 6.2 Pl 153a**	Ka 6.2 Pl 154**	Ka 6.2 K-feld 155**	Ka 6.2 K-feld (Mcr) 163**(περ)
SiO ₂	64,31	65,72	67,89	67,92	66,79	65,12	65,56
TiO ₂	0,00	0,12	0,00	0,00	0,04	0,00	0,00
Al ₂ O ₃	19,27	20,96	19,56	19,25	19,58	19,03	19,68
FeO	0,21	0,08	0,07	0,23	0,00	0,18	0,00
CaO	0,00	1,87	0,15	0,06	0,26	0,00	0,00
Na ₂ O	0,81	11,33	12,30	12,37	12,21	0,98	0,86
K ₂ O	15,53	0,14	0,06	0,11	0,22	14,97	15,22
BaO	1,17	0,00	0,00	0,26	0,02	0,23	0,11
Σύνολο	101,30	100,22	100,03	100,20	99,12	100,51	101,43
κατανομή κατιόντων (8 O)							
Si	2,955	2,891	2,975	2,979	2,960	2,982	2,972
Al	1,044	1,087	1,010	0,995	1,023	1,027	1,051
Fe ³⁺	0,008	0,003	0,003	0,008	0,000	0,007	0,000
Ti	0,000	0,004	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000
Ca	0,000	0,088	0,007	0,003	0,012	0,000	0,000
Na	0,072	0,966	1,045	1,052	1,049	0,087	0,076
K	0,910	0,008	0,003	0,006	0,012	0,875	0,880
Ba	0,021	0,000	0,000	0,004	0,000	0,004	0,002
Or (K)	90,71	0,74	0,32	0,58	1,16	90,56	91,90
Ab (Na)	7,19	90,96	99,01	98,74	97,66	9,01	7,89
An (Ca+Mn+Mg)	0,00	8,30	0,67	0,26	1,15	0,00	0,00
Cn (Ba)	2,10	0,00	0,00	0,42	0,03	0,43	0,20

Plg: πλαγιόκλαστο, K-feld: άστριος, Mcr: μικροκλινής, εγκ K-feld: έγκλειστος στον καλιούχο άστριο, περ: περιφέρεια, πυρ: πυρήνας

Πίνακας 7B: συνέχεια.....

Αριθ. δείγματος Ορυκτό Αριθ. ανάλυσης	Kα 6.2 K-feld (Mcr) 164** (πυρ)	Kα 6.2 K-feld (Mcr) 167** (πυρ)	Kα 6.2 K-feld (Mcr) 168** (περ)	Kα 6.12 Pl 312**	Kα 6.12 Pl 316** (περ)	Kα 6.12 Pl 317** (πυρ)	Kα 6.12 Pl 319**
SiO ₂	65,97	66,41	66,14	64,95	66,17	66,04	66,95
TiO ₂	0,04	0,18	0,00	0,27	0,48	0,00	0,61
Al ₂ O ₃	18,83	18,70	19,15	19,44	19,31	20,63	19,24
FeO	0,07	0,05	0,03	0,20	0,00	0,00	0,00
CaO	0,00	0,00	0,00	0,23	0,05	0,14	0,31
Na ₂ O	1,81	0,37	1,31	13,91	13,89	13,93	13,69
K ₂ O	14,68	15,41	14,73	0,00	0,03	0,10	0,17
BaO	0,00	0,00	0,38	0,21	0,00	0,22	0,00
Σύνολο	101,40	101,12	101,74	99,21	99,93	101,06	100,97
κατανομή κατιόντων (8 O)							
Si	2,990	3,012	2,990	2,907	2,929	2,897	2,934
Al	1,006	1,000	1,020	1,025	1,007	1,067	0,994
Fe ³⁺	0,003	0,002	0,001	0,007	0,000	0,000	0,000
Ti	0,001	0,006	0,000	0,009	0,016	0,000	0,020
Ca	0,000	0,000	0,000	0,011	0,002	0,007	0,015
Na	0,159	0,033	0,115	1,207	1,192	1,185	1,163
K	0,849	0,892	0,849	0,000	0,002	0,006	0,010
Ba	0,000	0,000	0,007	0,004	0,000	0,004	0,000
Or (K)	84,22	96,48	87,48	0,00	0,14	0,47	0,80
Ab (Na)	15,78	3,52	11,82	98,80	99,66	98,67	97,97
An (Ca+Mn+Mg)	0,00	0,00	0,00	0,90	0,20	0,55	1,23
Cn (Ba)	0,00	0,00	0,69	0,30	0,00	0,31	0,00

Plg: πλαγιόκλαστο, **K-feld:** άστριος, **Mcr:** μικροκλινής, **εγκ K-feld:** έγκλειστος στον καλιούχο άστριο, **περ:** περιφέρεια, **πυρ:** πυρήνας

Πίνακας 7B: συνέχεια.....

Αριθ. δείγματος Ορυκτό Αριθ. ανάλυσης	Κα 6.12 Pl 323**	Κα 6.12 Pl 324**	Κα 6.12 Pl 333-**	Κα 6.12 Pl 338**	Κα 6.12 K-feld 318-**	Κα 6.12 K-feld 322**	Κα 6.12 K-feld 332**
SiO ₂	65,90	66,36	67,96	66,55	66,18	67,63	67,78
TiO ₂	0,29	0,07	0,36	0,00	0,00	0,29	0,00
Al ₂ O ₃	20,64	20,39	20,10	19,72	18,81	19,66	19,29
FeO	0,44	0,00	0,30	0,47	0,04	0,00	0,04
CaO	0,15	0,18	0,00	0,27	0,00	0,00	0,00
Na ₂ O	12,74	14,22	11,74	13,72	0,76	0,10	1,64
K ₂ O	0,56	0,00	0,24	0,00	12,56	13,15	12,01
BaO	0,00	0,25	0,00	0,10	1,32	0,36	0,08
Σύνολο	100,72	101,47	100,70	100,83	99,67	101,19	100,84
κατανομή κατιόντων (8 O)							
Si	2,894	2,902	2,956	2,922	3,027	3,021	3,029
Al	1,068	1,051	1,030	1,021	1,014	1,035	1,016
Fe ³⁺	0,016	0,000	0,011	0,017	0,002	0,000	0,001
Ti	0,010	0,002	0,012	0,000	0,000	0,010	0,000
Ca	0,007	0,008	0,000	0,013	0,000	0,000	0,000
Na	1,085	1,206	0,990	1,168	0,067	0,009	0,142
K	0,031	0,000	0,013	0,000	0,733	0,749	0,685
Ba	0,000	0,004	0,000	0,002	0,024	0,006	0,001
Or (K)	2,79	0,00	1,33	0,00	88,95	98,04	82,67
Ab (Na)	96,58	98,96	98,67	98,78	8,18	1,13	17,16
An (Ca+Mn+Mg)	0,63	0,69	0,00	1,07	0,00	0,00	0,00
Cn (Ba)	0,00	0,35	0,00	0,15	2,87	0,82	0,17

Plg: πλαγιόκλαστο, **K-feld:** άστριος, **Mcr:** μικροκλινής, **εγκ K-feld:** έγκλειστος στον καλιούχο άστριο, **περ:** περιφέρεια, **πυρ:** πυρήνας

Πίνακας 7B: συνέχεια.....

Αριθ. δείγματος	Ka 6.12	Ka 6.12
Ορυκτό	K-feld	K-feld
Αριθ. ανάλυσης	334**	335**

SiO ₂	65,49	68,26
TiO ₂	0,00	0,00
Al ₂ O ₃	21,96	19,26
FeO	0,00	0,00
CaO	0,07	0,00
Na ₂ O	0,92	0,42
K ₂ O	11,41	12,91
BaO	0,92	0,27
Σύνολο	100,77	101,12

κατανομή κατιόντων (8 O)

Si		2,937	3,045
Al	Z	1,161	1,013
Fe ³⁺		0,000	0,000
Ti		0,000	0,000
Ca		0,003	0,000
Na	X	0,080	0,036
K		0,653	0,735
Ba		0,016	0,005

Or (K)	86,77	94,71
Ab (Na)	10,63	4,68
An (Ca+Mn+Mg)	0,45	0,00
Cn (Ba)	2,15	0,61

Plg: πλαγιόκλαστο, **K-feld:** άστριος, **Mcr:** μικροκλινής,
εγκ K-feld: έγκλειστος στον καλιούχο άστριο, **περ:** περιφέρεια,
πυρ: πυρήνας

ΠΑΡΑΡΤΗΜΑ Β: Πίνακας 8Β: Χημικές μικροανλύσεις ορυκτών της ομάδας του επιδότου

Αριθ. δείγματος Ορυκτό Αριθ. ανάλυσης	Κα 285 Aln 47*	Κα 305 Ep 41*	Κα 305 Ep 67*	Κα 399 Ep 1** (πυρ)	Κα 399 Ep 2**	Κα 399 Ep 3** (περ)	Κα 399 Ep 9α**	ΛΥ Ep 54** (πυρ)
SiO ₂	37,33	40,25	41,50	39,01	37,13	37,23	39,18	42,62
TiO ₂	0,00	0,00	0,00	0,51	0,00	0,00	0,00	0,00
Al ₂ O ₃	19,55	28,41	21,52	25,58	24,73	19,67	24,38	28,06
FeO	17,78	7,40	23,21	10,13	9,55	17,23	11,76	9,23
MnO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
MgO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,54
CaO	10,81	22,20	11,79	23,32	23,29	23,39	23,95	21,61
Na ₂ O	0,00	0,00	0,00	0,40	0,00	0,00	0,00	0,00
K ₂ O	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Cr ₂ O ₃	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
NiO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
La ₂ O ₃	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
CeO ₂	11,58	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Nd ₂ O ₃	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Σύνολο	97,04	98,26	98,03	98,95	94,70	97,52	99,27	102,05
κατανομή κατιόντων (25 Ο)								
Si	6,492	6,262	6,777	6,178	6,151	6,259	6,241	6,399
Ti	0,000	0,000	0,000	0,061	0,000	0,000	0,000	0,000
Al	4,006	5,209	4,142	4,775	4,828	3,897	4,577	4,965
Fe ²⁺	2,586	0,963	3,170	1,342	1,323	2,422	1,566	1,159
Mn	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Mg	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,121
Ca	2,015	3,700	2,062	3,957	4,134	4,213	4,087	3,476
Na	0,000	0,000	0,000	0,123	0,000	0,000	0,000	0,000
K	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Cr	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Ni	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
La	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Ce	0,703	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Nd	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Πιστασιότης	15,60	43,35	21,94	21,51	38,33	25,50	18,92	

Aln: αλλανίτης, Ep: επίδοτο, εγκ Bt: επίδοτο έγκλειστο στο βιοτίτη, περ: περιφέρεια, πυρ: πυρήνας

Πίνακας 8B: συνέχεια.....

Αριθ. δείγματος Ορυκτό Αριθ. ανάλυσης	ΛΥ Ερ 55** (περ)	ΛΥ Ερ 56** (περ)	Κα 7 Ερ 275**	Κα 7 Ερ 287**	Κα 7 Aln 301** (πυρ)	Κα 7 Aln 302** (περ)	Κα 7 Ερ 303**	Κα 6.13 Ερ (εγκ Βt) 248**
SiO ₂	40,42	41,16	38,72	39,21	35,33	34,75	39,32	40,66
TiO ₂	0,00	0,55	0,05	0,04	0,00	0,00	0,08	0,13
Al ₂ O ₃	28,79	29,24	23,68	24,22	21,16	20,88	23,87	25,28
FeO	7,62	6,24	12,9	11,92	12,00	13,05	11,57	11,34
MnO	0,00	0,00	0,08	0,28	1,12	0,70	0,28	0,34
MgO	0,52	0,00	0,12	0,10	0,33	0,36	0,02	0,06
CaO	22,75	23,56	22,96	23,93	14,89	15,28	23,58	22,82
Na ₂ O	0,00	0,00	0,1	0,10	0,00	0,00	0,10	0,08
K ₂ O	0,00	0,00	0,02	0,04	0,00	0,00	0,00	0,01
Cr ₂ O ₃	0,00	0,00	0,02	0,05	0,00	0,00	0,00	0,00
NiO	0,00	0,00	0,08	0,00	0,00	0,00	0,06	0,08
La ₂ O ₃	0,00	0,00	0,00	0,00	4,65	4,68	0,00	0,00
CeO ₂	0,00	0,00	0,00	0,00	8,37	8,60	0,00	0,00
Nd ₂ O ₃	0,00	0,00	0,00	0,00	2,85	2,16	0,00	0,00
Σύνολο	100,10	100,75	98,73	99,89	100,70	100,46	98,88	100,80
κατανομή κατιόντων (25 O)								
Si	6,190	6,225	6,237	6,225	6,073	6,009	6,289	6,327
Ti	0,000	0,063	0,006	0,005	0,000	0,000	0,010	0,015
Al	5,196	5,212	4,495	4,532	4,287	4,255	4,499	4,636
Fe ²⁺	0,976	0,789	1,738	1,583	1,725	1,887	1,548	1,476
Mn	0,000	0,000	0,011	0,038	0,163	0,103	0,038	0,045
Mg	0,119	0,000	0,029	0,024	0,085	0,093	0,005	0,014
Ca	3,733	3,818	3,962	4,070	2,742	2,831	4,041	3,804
Na	0,000	0,000	0,031	0,031	0,000	0,000	0,031	0,024
K	0,000	0,000	0,004	0,008	0,000	0,000	0,000	0,002
Cr	0,000	0,000	0,003	0,006	0,000	0,000	0,000	0,000
Ni	0,000	0,000	0,010	0,000	0,000	0,000	0,008	0,010
La	0,000	0,000	0,000	0,000	0,295	0,298	0,000	0,000
Ce	0,000	0,000	0,000	0,000	0,502	0,519	0,000	0,000
Nd	0,000	0,000	0,000	0,000	0,175	0,133	0,000	0,000
Πιστατοίτης	15,81	13,15	27,88	25,88			25,59	24,14

Aln: αλλανίτης, **Ερ:** επίδοτο, **εγκ Βt:** επίδοτο έγκλειστο στο βιοτίτη, **περ:** περιφέρεια, **πυρ:** πυρήνας

Πίνακας 8B: συνέχεια.....

Αριθ. δείγματος Ορυκτό Αριθ. ανάλυσης	Κα 6.13 Ep 252**	Κα 6.13 Ep 263**	Κα 6.13 Ep 268**	Κα 211.1 Ep 184**	Κα 211.1 Ep 196**	Κα 211.2 Ep 65**	Κα 6.12 Ep 331**	Κα 6.2 Ep 153**
---	------------------------	------------------------	------------------------	-------------------------	-------------------------	------------------------	------------------------	-----------------------

SiO ₂	38,55	40,78	39,47	38,59	37,97	36,64	44,81	38,09
TiO ₂	0,13	0,04	0,05	0,09	0,14	0,16	0,17	0,04
Al ₂ O ₃	24,91	26,02	24,31	25,71	26,91	23,32	29,37	22,81
FeO	12,01	10,69	11,05	9,92	9,28	12,12	6,45	12,94
MnO	0,33	0,26	0,37	0,34	0,12	0,39	0,00	0,22
MgO	0,10	0,00	0,09	0,06	0,00	0,00	0,13	0,16
CaO	23,11	23,81	23,51	24,89	25,64	25,17	19,22	22,74
Na ₂ O	0,21	0,00	0,12	0,26	0,32	0,00	0,00	0,16
K ₂ O	0,06	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,13	0,03
Cr ₂ O ₃	0,06	0,00	0,26	0,2	0,19	0,00	0,07	0,00
NiO	0,00	0,10	0,12	0,00	0,35	0,00	0,01	0,00
La ₂ O ₃	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
CeO ₂	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Nd ₂ O ₃	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Σύνολο	99,47	101,70	99,35	100,06	100,92	97,80	100,36	97,19

κατανομή κατιόντων (25 O)

Si	6,143	6,279	6,269	6,083	5,937	6,019	6,662	6,250
Ti	0,016	0,005	0,006	0,011	0,016	0,020	0,019	0,005
Al	4,678	4,722	4,551	4,776	4,959	4,515	5,146	4,411
Fe ²⁺	1,601	1,376	1,468	1,308	1,214	1,665	0,802	1,776
Mn	0,045	0,034	0,050	0,045	0,016	0,054	0,000	0,031
Mg	0,024	0,000	0,021	0,014	0,000	0,000	0,029	0,039
Ca	3,946	3,928	4,001	4,204	4,296	4,430	3,062	3,998
Na	0,065	0,000	0,037	0,079	0,097	0,000	0,000	0,051
K	0,012	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,025	0,006
Cr	0,008	0,000	0,033	0,025	0,023	0,000	0,008	0,000
Ni	0,000	0,012	0,015	0,000	0,044	0,000	0,001	0,000
La	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Ce	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Nd	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000

Πιστασίτης	25,49	22,57	24,39	21,49	19,66	26,94	13,48	28,70
-------------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------

Aln: αλλανίτης, **Ep:** επίδοτο, **εγκ Bt:** επίδοτο έγκλειστο στο βιοτίτη, **περ:** περιφέρεια, **πυρ:** πυρήνας

ΠΑΡΑΡΤΗΜΑ Β: Πίνακας 9B: Χημικές μικροανάλυσεις τιτανιούχων ορυκτών.

Αριθ. δείγματος Ορυκτό Αριθ. ανάλυσης	Κα 285 Ilm 32*	Κα 285 Ilm 54*	Κα 285 Ilm 55*	Κα 285 Ilm 56*	Κα 285 Ilm 68*	Κα 285 Rt 86* (εγκ Grt)	Κα 285 Rt 87* (εγκ Grt)	Κα 285 Rt 88* (εγκ Grt)	Κα 136 Rt 6* (περ)
SiO ₂	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
TiO ₂	45,71	62,95	49,23	50,12	52,24	99,43	99,66	99,85	98,35
Al ₂ O ₃	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
FeO	51,30	36,76	47,95	46,74	45,51	0,00	0,00	0,00	0,93
MnO	2,61	0,00	2,56	2,79	1,96	0,00	0,00	0,00	0,00
MgO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
CaO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na ₂ O	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
K ₂ O	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Σύνολο	99,62	99,71	99,74	99,65	99,70	99,43	99,66	99,85	99,29
κατανομή κατιόντων	(6 O)	(6 O)	(6 O)	(6 O)	(6 O)	(4 O)	(4 O)	(4 O)	(4 O)
Si	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Ti	1,811	2,265	1,910	1,936	1,993	2,000	2,000	2,000	1,989
Al	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Fe ²⁺	2,261	1,471	2,069	2,007	1,931	0,000	0,000	0,000	0,021
Mn	0,117	0,000	0,112	0,121	0,084	0,000	0,000	0,000	0,000
Mg	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Ca	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Na	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
K	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
X _{Al} =Al/(Ti+Al+Fe)									

Ilm: ιλμενίτης, **Rt:** ρουτίλιο, **εγκλ Grt:** ρουτίλιο ή ιλμενίτης έγκλειστα στο γρανάτη, **περ:** περιφέρεια, **ενδ:** ενδιάμεσο, **πυρ:** πυρήνας

Πίνακας 9B: συνέχεια.....

Αριθ. δείγματος Ορυκτό Αριθ. ανάλυσης	Kα 136 Rt 7* (ενδ)	Kα 136 Rt 4* (πυρ)	Kα 136 Rt 2* (ενδ)	Kα 136 Rt 10* (περ)	Kα 136 Rt 1* (περ)	Kα 136 Rt 3* (περ)	Kα 136 Rt 5* (περ)	Kα 136 Rt 8* (περ)	Kα 136 Rt 9* (περ)
SiO ₂	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
TiO ₂	98,30	96,34	97,67	97,84	97,16	98,07	97,95	97,36	98,07
Al ₂ O ₃	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
FeO	0,99	1,47	1,07	1,01	0,83	0,99	0,95	0,83	0,74
MnO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
MgO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
CaO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na ₂ O	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
K ₂ O	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Σύνολο	99,29	97,80	98,74	98,85	97,99	99,06	98,90	98,20	98,81
κατανομή κατιόντων	(4 O)	(4 O)	(4 O)	(4 O)	(4 O)	(4 O)	(4 O)	(4 O)	(4 O)
Si	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Ti	1,989	1,983	1,988	1,989	1,991	1,989	1,989	1,991	1,992
Al	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Fe ²⁺	0,022	0,034	0,024	0,023	0,019	0,022	0,022	0,019	0,017
Mn	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Mg	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Ca	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Na	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
K	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
X _{Al} =Al/(Ti+Al+Fe)									

Πm: ιλμενίτης, **Rt:** ρουτίλιο, **εγκλ** **Grt:** ρουτίλιο ή ιλμενίτης έγκλειστα στο γρανάτη, **περ:** περιφέρεια, **ενδ:** ενδιάμεσο, **πυρ:** πυρήνας

Πίνακας 9B: συνέχεια.....

Αριθ. δείγματος Ορυκτό Αριθ. ανάλυσης	Kα 136 Rt 13**	Kα 305 Ttn 17*	Kα 305 Ttn 18*	KY Rt 35*	Kα 23 Ilm 11A** (εγκ Grt)	Kα 23 Rt 1B**	Kα 23 Rt 2B**	Kα 23 Rt 9B**	Kα 23 Ilm 10B**
SiO ₂	0,00	33,09	33,68	1,63	0,00	0,00	0,00	0,30	0,00
TiO ₂	93,18	35,92	35,52	95,92	53,22	98,38	99,38	99,06	57,22
Al ₂ O ₃	0,00	2,81	2,24	1,21	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
FeO	0,87	0,00	0,00	0,00	45,93	0,00	0,00	0,00	41,32
MnO	0,00	0,00	0,00	0,00	1,56	0,00	0,00	0,00	1,67
MgO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
CaO	0,00	27,68	28,15	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na ₂ O	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
K ₂ O	0,00	0,00	0,00	0,33	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Σύνολο	94,05	99,50	99,60	99,09	100,71	98,38	99,38	99,36	100,21
κατανομή κατιόντων	(4 O)	(20 O)	(20 O)	(4 O)	(6 O)	(4 O)	(4 O)	(4 O)	(6 O)
Si	0,000	4,274	4,348	0,044	0,000	0,000	0,000	0,008	0,000
Ti	1,990	3,490	3,449	1,925	2,005	2,000	2,000	1,992	2,116
Al	0,000	0,428	0,341	0,038	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Fe ²⁺	0,021	0,000	0,000	0,000	1,924	0,000	0,000	0,000	1,699
Mn	0,000	0,000	0,000	0,000	0,066	0,000	0,000	0,000	0,070
Mg	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Ca	0,000	3,830	3,894	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Na	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
K	0,000	0,000	0,000	0,011	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
X _{Al} =Al/(Ti+Al+Fe)		0,11	0,09						

Ilm: ιλμενίτης, **Rt:** ρουτίλιο, **εγκλ Grt:** ρουτίλιο ή ιλμενίτης έγκλειστα στο γρανάτη, **περ:** περιφέρεια, **ενδ:** ενδιάμεσο, **πυρ:** πυρήνας

Πίνακας 9B: συνέχεια.....

			Gn	XEN			ΠΛΟΥΤΩΝΙΤΕΣ		
Αριθ. δείγματος	Kα 23 Ilm	Kα 23 Rt	Kα 7 Ttn	Kα 6.8 Ttn	Kα 6.8 Ttn	Kα 6.8 Ttn	Kα 6.4 Ttn (πυρ)	Kα 6.4 Ttn (περ)	Kα 1.2ε Ttn
Αριθ. ανάλυσης	24B** (εγκ Grt)	50B**	286** (εγκ Bt)	128**	129**	135**	229**	230**	197**
SiO ₂	0,63	0,00	30,58	28,73	29,30	29,94	27,73	28,12	29,18
TiO ₂	55,38	98,69	37,51	31,18	35,86	39,30	36,57	37,40	37,85
Al ₂ O ₃	0,00	0,00	1,52	1,73	1,08	0,96	1,26	1,93	1,44
FeO	40,74	0,00	0,95	1,66	1,15	1,29	1,99	0,26	2,09
MnO	1,96	0,00	0,00	0,02	0,12	0,00	0,37	0,48	0,24
MgO	0,00	0,00	0,01	0,43	0,23	0,00	0,22	0,18	0,31
CaO	0,00	0,00	28,32	26,83	27,67	28,14	26,57	27,32	28,23
Na ₂ O	0,00	0,00	0,06	0,00	0,00	0,03	0,13	0,11	0,09
K ₂ O	0,00	0,19	0,12	0,07	0,00	0,01	0,09	0,00	0,05
Σύνολο	98,71	98,88	99,07	90,65	95,41	99,67	94,93	95,80	99,48
κατανομή κατιόντων	(6 O)	(4 O)	(20 O)	(20 O)	(20 O)	(20 O)	(20 O)	(20 O)	(20 O)
Si	0,031	0,000	4,036	4,156	4,028	3,941	3,861	3,848	3,875
Ti	2,077	1,998	3,723	3,392	3,707	3,890	3,829	3,848	3,780
Al	0,000	0,000	0,236	0,295	0,175	0,149	0,207	0,311	0,225
Fe ²⁺	1,700	0,000	0,105	0,201	0,132	0,142	0,232	0,030	0,232
Mn	0,083	0,000	0,000	0,002	0,014	0,000	0,044	0,056	0,027
Mg	0,000	0,000	0,002	0,093	0,047	0,000	0,046	0,037	0,061
Ca	0,000	0,000	4,004	4,159	4,075	3,968	3,964	4,005	4,016
Na	0,000	0,000	0,015	0,000	0,000	0,008	0,035	0,029	0,023
K	0,000	0,007	0,020	0,013	0,000	0,002	0,016	0,000	0,008
X _{Al} =Al/(Ti+Al+Fe)			0,06	0,08	0,04	0,04	0,05	0,07	0,05

Ilm: ιλμενίτης, **Rt:** ρουτίλιο, **εγκλ Grt:** ρουτίλιο ή ιλμενίτης έγκλειστα στο γρανάτη, **περ:** περιφέρεια, **ενδ:** ενδιάμεσο, **πυρ:** πυρήνας

Πίνακας 9B: συνέχεια.....

Αριθ. δείγματος Ορυκτό Αριθ. ανάλυσης	ΠΛΟΥΤΩΝΙΤΕΣ						
	Κα 1.2ε	Κα 1.2ε	Κα 6.10	Κα 6.6	Κα 1.1	Κα 211.1	Κα 211.2
	Ttn	Ttn	Ttn	Ttn	Ttn	Ttn	Ttn
	208**	228**	112**	19**	31**	187**	71**
SiO ₂	28,77	29,84	29,84	30,20	28,27	29,89	29,68
TiO ₂	36,60	37,20	38,16	38,48	37,42	39,44	38,23
Al ₂ O ₃	1,24	1,60	1,25	1,08	1,18	1,87	1,87
FeO	1,36	1,72	2,05	1,37	1,69	0,25	0,87
MnO	0,13	0,02	0,07	0,15	0,22	0,08	0,24
MgO	0,10	0,19	0,00	0,09	0,01	0,11	0,15
CaO	27,49	28,29	28,29	29,06	28,44	30,04	28,36
Na ₂ O	0,10	0,09	0,12	0,25	0,00	0,04	0,15
K ₂ O	0,02	0,00	0,00	0,06	0,00	0,07	0,26
Σύνολο	95,81	98,95	99,78	100,74	97,23	101,79	99,81
κατανομή κατιόντων	(20 O)	(20 O)	(20 O)	(20 O)	(20 O)	(20 O)	(20 O)
Si	3,948	3,963	3,940	3,948	3,846	3,854	3,905
Ti	3,777	3,715	3,789	3,782	3,829	3,824	3,782
Al	0,201	0,250	0,195	0,166	0,189	0,284	0,290
Fe ²⁺	0,156	0,191	0,226	0,150	0,192	0,027	0,096
Mn	0,015	0,002	0,008	0,017	0,025	0,009	0,027
Mg	0,020	0,038	0,000	0,018	0,002	0,021	0,029
Ca	4,042	4,025	4,002	4,070	4,146	4,150	3,998
Na	0,027	0,023	0,031	0,063	0,000	0,010	0,038
K	0,004	0,000	0,000	0,010	0,000	0,012	0,044
X _{Al} =Al/(Ti+Al+Fe)	0,05	0,06	0,05	0,04	0,04	0,07	0,07

Πm: ιλμενίτης, **Rt:** ρουτίλιο, **εγκλ** **Grt:** ρουτίλιο ή ιλμενίτης έγκλειστα στο γρανάτη, **περ:** περιφέρεια, **ενδ:** ενδιάμεσο, **πυρ:** πυρήνας

ΠΑΡΑΡΤΗΜΑ Β: Πίνακας 10Β Χημικές μικροανλύσεις απατιτών

Αριθ. δείγματος Ορυκτό Αριθ. ανάλυσης	Kα 136 Αρ 49*	Kα 136 Αρ 50*	Kα 136 Αρ 51*	Kα 136 Αρ 52*	Kα 136 Αρ 53*	Kα 136 Αρ 1**	Kα 136 Αρ 12**	KY Αρ 24*	KY Αρ 25*	Kα 211.2 Αρ 64**
FeO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,19	0,00	0,00	0,00	0,22
MnO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,22	0,00	0,00	0,00
CaO	50,84	51,71	51,44	50,81	53,28	53,25	55,40	57,48	49,38	57,26
ZnO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
P ₂ O ₅	42,89	42,90	43,32	43,17	46,30	42,60	43,23	41,20	41,25	44,61
F	5,82	5,30	4,78	5,77	0,00	0,00	0,00	0,00	3,82	0,00
Σύνολο	99,55	99,91	99,54	99,75	99,59	96,04	98,85	98,68	94,45	102,09

Αρ: απατίτης

ΠΑΡΑΡΤΗΜΑ Γ

Πίνακες χημικών μικροανάλυσεων ορυκτών πλουτωνικών πετρωμάτων

ΠΑΡΑΡΤΗΜΑ Γ: Πίνακας 1Γ: Χημικές μικροανάλυσεις Κ-ούχων αστρίων

	(Hb)BtGrd				BtGr			
Αριθ. Δείγματος	1.2	6.10	6.6	1.1	Kα 211.2	Kα 211.1	6.5	Kα 6.2
Ορυκτό	K-feld	K-feld	K-feld	K-feld	K-feld	K-feld	K-feld	K-feld
M.O. Αναλύσεων	M.O.4	M.O.4	M.O.4	M.O.3	M.O.2	M.O.5	M.O.2	M.O.5
Αριθ. Αναλύσεων	93-94-95-6-96**	100-101-106-113**	1-2-11-12**	33-39-49**	52-54**	178-182-190-191-192**	26-27**	154-163-164-167-168**

SiO ₂	64,41	65,21	65,00	64,44	64,34	64,77	64,57	65,84
TiO ₂	0,14	0,12	0,04	0,08	0,00	0,08	0,01	0,04
Al ₂ O ₃	19,03	18,76	18,77	18,77	19,09	18,68	19,04	19,08
FeO	0,08	0,06	0,07	0,10	0,11	0,22	0,14	0,07
CaO	0,05	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na ₂ O	1,01	0,90	1,01	1,23	1,02	0,53	0,65	1,07
K ₂ O	14,86	15,11	14,69	14,73	15,28	15,65	15,48	15,00
BaO	1,22	0,52	0,60	1,39	1,18	0,40	0,40	0,14
Total	100,80	100,66	100,16	100,75	101,01	100,33	100,28	101,24

κατανομή κατιόντων (8 O)

Si	2,965	2,989	2,990	2,972	2,962	2,984	2,975	2,989
Al	1,033	1,014	1,017	1,020	1,036	1,014	1,034	1,021
Fe ³⁺	0,003	0,002	0,003	0,004	0,004	0,008	0,005	0,003
Ti	0,005	0,004	0,001	0,003	0,000	0,003	0,000	0,002
Ca	0,002	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Na	0,090	0,080	0,090	0,110	0,091	0,048	0,058	0,094
K	0,873	0,883	0,862	0,867	0,898	0,920	0,910	0,869
Ba	0,022	0,009	0,011	0,025	0,021	0,007	0,007	0,003

Or (K+Ba)	90,6	91,8	90,6	89,0	91,0	95,1	94,0	90,3
Ab (Na)	9,1	8,2	9,4	11,0	9,0	4,9	6,0	9,7
An (Ca+Mn+Mg)	0,2	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0

K-feld: άστριος

Πίνακας 1Γ: συνέχεια.....

	LGr			Gn
Αριθ. Δείγματος	6.3	1.3	Kα 6.12	Kα 6.13
Ορυκτό	K-feld	K-feld	K-feld	K-feld
M.O. Αναλύσεων	M.O.6	M.O.7	M.O.5	M.O.3
Αριθ. Αναλύσεων	358-363-364-365-370-374**	339-340-345-347-354-355-357**	318-322-332-334-33588	246-247-25**

SiO₂	64,38	64,72	64,41	64,69
TiO₂	0,08	0,14	0,06	0,04
Al₂O₃	18,71	18,51	18,78	18,80
FeO	0,09	0,07	0,02	0,06
CaO	0,00	0,00	0,01	0,00
Na₂O	1,23	1,11	0,99	0,87
K₂O	14,72	15,01	14,91	15,27
BaO	0,47	0,05	0,59	0,70
Total	99,68	99,62	99,76	100,43

κατανομή κατιόντων (8 O)

Si	2,980	2,990	2,981	2,981
Al	1,021	1,008	1,025	1,021
Fe³⁺	0,004	0,003	0,001	0,002
Ti	0,003	0,005	0,002	0,001
Ca	0,000	0,000	0,001	0,000
Na	0,111	0,100	0,089	0,077
K	0,869	0,885	0,880	0,898
Ba	0,008	0,001	0,011	0,013

Or (K+Ba)	88,8	89,9	90,9	92,2
Ab (Na)	11,2	10,1	9,0	7,8
An (Ca+Mn+Mg)	0,0	0,0	0,1	0,0

K-feld: άστριος

ΠΑΡΑΡΤΗΜΑ Γ: Πίνακας 2Γ: Χημικές μικροανάλυσεις πλαγιόκλαστων (** Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης).

	XEN	MME		(Hb)BtGrd				BtGr
Αριθ. Δείγματος	6.8	1.2ε	1.2ε	1.2	6.10	6.6	1.1	Kα 211.2
Ορυκτό	Pl	Pl (εγκ Aln)	Pl	Pl	Pl	Pl	Pl	Pl
M.O. Αναλύσεων		M.O.3					M.O.2	
Αριθ. Αναλύσεων	134**	215-218-219**	22**	92**	118**	3**	29-30**	59**

SiO ₂	68,11	63,21	60,76	67,41	67,90	63,16	58,36	68,05
TiO ₂	0,13	0,15	0,11	0,00	0,10	0,15	0,07	0,00
Al ₂ O ₃	19,57	21,43	23,17	20,48	19,60	22,25	24,37	19,35
FeO	0,20	1,48	1,95	0,12	0,00	0,01	0,54	0,21
CaO	0,11	2,83	7,36	0,12	0,00	4,39	8,71	0,20
Na ₂ O	12,03	9,33	8,04	11,87	12,64	10,03	8,16	11,82
K ₂ O	0,10	1,43	0,22	0,31	0,16	0,09	0,20	0,07
BaO	0,00	0,00	0,00	0,96	0,00	0,00	0,12	0,10
Total	100,25	99,88	101,61	101,27	100,40	100,08	100,52	99,80

κατανομή κατιόντων (8 O)

Si	2,976	2,819	2,687	2,941	2,969	2,801	2,623	2,986
Al	1,008	1,126	1,208	1,053	1,010	1,163	1,291	1,001
Fe ³⁺	0,007	0,055	0,072	0,004	0,000	0,000	0,020	0,008
Ti	0,004	0,005	0,004	0,000	0,003	0,005	0,002	0,000
Ca	0,005	0,135	0,349	0,006	0,000	0,209	0,419	0,009
Na	1,019	0,806	0,689	1,004	1,072	0,862	0,711	1,006
K	0,006	0,082	0,012	0,017	0,009	0,005	0,011	0,004
Ba	0,000	0,000	0,000	0,016	0,000	0,000	0,002	0,002

Or (K+Ba)	0,5	8,0	1,2	3,2	0,8	0,5	1,2	0,6
Ab (Na)	99,0	78,8	65,6	96,2	99,2	80,1	62,2	98,5
An (Ca+Mn+Mg)	0,5	13,2	33,2	0,5	0,0	19,4	36,6	0,9

Pl: πλαγιόκλαστο, **εγκ Aln:** πλαγιόκλαστο έγκλειστο στον βιοτίτη, **εγκ K-feld:** πλαγιόκλαστο έγκλειστο στον καλιούχο άστριο

Πίνακας 2Γ: συνέχεια.....

	BtGr		LGr			Gn		
Αριθ. Δείγματος	Kα 211.1	Kα 6.2	6.3	1.3	Kα 6.12	6.13	6.13	Kα 7
Ορυκτό	Pl	Pl	Pl	Pl	Pl	Pl (εγκ K-feld)	Pl	Pl
M.O. Αναλύσεων	M.O.3	M.O.4	M.O.3		M.O.8	M.O.2	M.O.4	M.O.8
Αριθ. Αναλύσεων	172-181-195**	151-151-153α**	373-375-376**	353**	312-316-317-319-323-324**	242-244**	253-254-262-267**	274-276-276α-282-283-290-308-309**
SiO ₂	68,43	67,08	65,45	66,75	66,71	67,93	68,31	67,85
TiO ₂	0,06	0,04	0,16	0,00	0,26	0,00	0,11	0,08
Al ₂ O ₃	19,91	19,84	21,05	19,12	19,95	19,87	19,48	19,55
FeO	0,11	0,10	0,18	0,00	0,18	0,28	0,11	0,15
CaO	0,49	0,59	0,99	0,00	0,17	0,10	0,10	0,05
Na ₂ O	11,67	12,05	11,83	12,42	12,33	12,07	12,15	12,25
K ₂ O	0,08	0,13	0,10	0,00	0,14	0,33	0,08	0,12
BaO	0,02	0,07	0,01	0,82	0,10	0,14	0,15	0,15
Total	100,75	99,89	99,76	99,11	99,83	100,71	100,48	100,19
κατανομή κατιόντων (8 O)								
Si	2,972	2,951	2,890	2,972	2,940	2,963	2,981	2,972
Al	1,019	1,029	1,095	1,003	1,036	1,022	1,002	1,009
Fe ³⁺	0,004	0,003	0,007	0,000	0,006	0,010	0,004	0,005
Ti	0,002	0,001	0,005	0,000	0,009	0,000	0,003	0,003
Ca	0,023	0,028	0,047	0,000	0,008	0,004	0,005	0,002
Na	0,983	1,028	1,013	1,072	1,053	1,020	1,028	1,040
K	0,004	0,007	0,005	0,000	0,008	0,018	0,004	0,007
Ba	0,000	0,001	0,000	0,014	0,002	0,002	0,003	0,003
Or (K+Ba)	0,4	0,8	0,5	1,3	0,9	2,0	0,7	0,9
Ab (Na)	97,3	96,6	95,1	98,7	98,4	97,6	98,9	98,9
An (Ca+Mn+Mg)	2,2	2,6	4,4	0,0	0,7	0,4	0,5	0,2

Pl: πλαγιόκλαστο, εγκ Aln: πλαγιόκλαστο έγκλειστο στον βιοτίτη, εγκ K-feld: πλαγιόκλαστο έγκλειστο στον καλιούχο άστριο

ΠΑΡΑΡΤΗΜΑ Γ: Πίνακας 3Γ: Χημικές μικροανλύσεις βιοτιτών

	XEN	MME		(Hb)BtGrd				
Αριθ. Δείγματος	6.8	6.4	1.2ε	1.2	6.10	6.6	1.1	1.2
Ορυκτό	Bt	Bt	Bt	Bt₁	Bt₁	Bt₁	Bt₁	Bt₂
M.O. Αναλύσεων	M.O.4	M.O. 5	M.O.10	M.O.3	M.O.9	M.O.8	M.O.4	M.O.9
Αριθ. Αναλύσεων	136-141-142-143**	232-234-234a-235-241**	198-199-200-203-206-207-216-220-223-224**	91-97-80**	102-103-104-105-110-115-117-119-120**	4-5-6-7-9-10-15-19**	38-43-45-50**	72-73-74-81-82-83-84-85-86**
SiO ₂	38,43	37,15	36,83	36,52	36,63	37,00	36,32	35,10
TiO ₂	1,59	1,77	2,36	2,16	1,88	2,74	2,76	2,79
Al ₂ O ₃	16,32	16,28	16,09	15,59	15,64	15,54	14,71	15,99
FeO	15,18	17,91	17,30	19,51	19,05	19,58	20,62	22,26
MnO	0,25	0,46	0,14	0,28	0,30	0,38	0,36	0,22
MgO	13,94	12,15	12,24	11,61	11,82	11,48	11,05	9,03
CaO	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,02	0,00	0,00
Na ₂ O	0,29	0,28	0,33	0,23	0,36	0,34	0,26	0,22
K ₂ O	9,62	9,71	9,30	9,44	9,20	9,44	9,59	9,33
Σύνολο	95,61	95,71	94,58	95,34	94,90	96,50	95,65	94,92
κατανομή κατιόντων (22 O)								
Si	5,706	5,610	5,598	5,581	5,604	5,584	5,581	5,473
Al ^{IV}	2,294	2,390	2,402	2,419	2,396	2,416	2,419	2,527
Al ^{VI}	0,561	0,507	0,480	0,389	0,426	0,348	0,245	0,412
Ti	0,178	0,201	0,269	0,248	0,216	0,311	0,318	0,327
Fe ²⁺ =Fe _{tot}	1,885	2,262	2,199	2,493	2,438	2,471	2,650	2,903
Mn	0,031	0,059	0,018	0,037	0,039	0,048	0,047	0,030
Mg	3,084	2,735	2,774	2,646	2,697	2,583	2,530	2,099
Ca	0,000	0,000	0,002	0,000	0,002	0,003	0,000	0,000
Na	0,082	0,082	0,098	0,067	0,105	0,100	0,078	0,066
K	1,821	1,871	1,803	1,840	1,796	1,818	1,880	1,856
Mg/(Mg+Fe)	0,62	0,55	0,56	0,51	0,53	0,51	0,49	0,42

Bt: βιοτίτης

Πίνακας 3Γ: συνέχεια.....

	BtGr				LGr			Gn
Αριθ. Δείγματος	Ka 211.2	Ka 211.1	6.5	Ka 6.2	1.3	6.3	Ka 6.12	Ka 7
Ορυκτό	Bt	Bt	Bt	Bt	Bt	Bt	Bt	Bt
Μ.Ο. Αναλύσεων	Μ.Ο.4	Μ.Ο.5	Μ.Ο.5	Μ.Ο.4	Μ.Ο.3	Μ.Ο.6	Μ.Ο.5	Μ.Ο.5
Αριθ. Αναλύσεων	55-56-67-70**	170-171-175-185-186**	20-21-23-24-25**	159-160-161-162**	359-360-362**	366-367-368-369-371-361**	313-314-326-327-328**	277-284-285-291-288**
SiO₂	35,78	37,26	36,44	36,48	41,85	42,95	43,00	39,36
TiO₂	2,32	1,58	2,37	1,76	1,60	1,16	0,77	1,23
Al₂O₃	15,11	15,55	16,02	15,29	17,91	18,31	17,69	16,15
FeO	21,41	21,33	21,72	21,83	14,70	12,76	12,23	17,44
MnO	0,46	0,55	0,33	0,21	0,57	0,30	0,42	0,35
MgO	9,87	10,05	9,34	8,87	10,10	12,13	14,73	12,47
CaO	0,00	0,05	0,00	0,01	0,04	0,11	0,18	0,34
Na₂O	0,34	0,31	0,23	0,33	0,20	0,53	0,36	0,52
K₂O	9,04	8,63	9,37	9,05	8,05	7,41	6,97	5,88
Σύνολο	94,32	95,31	95,80	93,83	95,01	95,67	96,34	93,74
κατανομή κατιόντων (22 O)								
Si	5,589	5,711	5,594	5,717	6,099	6,120	6,066	5,883
Al^{IV}	2,411	2,289	2,406	2,283	1,901	1,880	1,934	2,117
Al^{VI}	0,370	0,520	0,492	0,540	1,174	1,196	1,007	0,727
Ti	0,272	0,182	0,273	0,207	0,175	0,124	0,081	0,138
Fe²⁺=Fe_{tot}	2,796	2,734	2,788	2,861	1,791	1,521	1,443	2,180
Mn	0,061	0,071	0,043	0,028	0,071	0,037	0,050	0,044
Mg	2,298	2,297	2,137	2,072	2,194	2,577	3,098	2,779
Ca	0,000	0,008	0,000	0,001	0,006	0,017	0,027	0,054
Na	0,104	0,093	0,068	0,101	0,057	0,147	0,098	0,151
K	1,801	1,687	1,834	1,810	1,496	1,346	1,254	1,121
Mg/(Mg+Fe)	0,45	0,46	0,43	0,42	0,55	0,63	0,68	0,56

Bt: βιοτίτης

ΠΑΡΑΡΤΗΜΑ Γ: Πίνακας 4Γ: Χημικές μικροανάλυσεις αμφιβόλων.

	XEN			MME		(Hb)BtGrd			
Αριθ. Δείγματος	6.8	6.8	6.8	1.2ε	1.2ε	6.10	6.10	6.6	6.6
Ορυκτό	Am	Am	Am	Am	Am	Am	Am	Am	Am
Μ.Ο. Αναλύσεων	(πυρ)	(ενδ)	(περ)	(πυρ)	(περ)	(πυρ)	(περ)	(πυρ)	(περ)
Αριθ. Αναλύσεων	145**	147**	146-132-137-130-133-140**	201-226-225-211**	202-205**	111**	116**	14-17**	16-18**
SiO ₂	54,26	52,11	49,17	46,54	45,84	45,88	45,75	45,77	47,07
TiO ₂	0,04	0,35	0,79	0,81	1,17	1,50	0,97	1,29	0,97
Al ₂ O ₃	2,21	3,88	5,89	6,99	7,22	7,44	7,14	6,87	6,50
FeO	11,02	12,09	13,47	16,26	16,53	15,62	16,45	16,70	17,03
MnO	0,13	0,07	0,42	0,47	0,45	0,67	0,63	0,72	0,54
MgO	16,60	15,72	14,27	12,03	12,01	12,81	12,03	11,89	11,98
CaO	12,86	12,44	12,24	12,48	11,98	10,89	12,33	11,84	12,36
Na ₂ O	0,60	1,15	1,29	1,59	1,56	1,40	1,64	1,50	1,51
K ₂ O	0,13	0,36	0,52	0,65	0,79	1,33	0,64	0,77	0,64
Cr ₂ O ₃	0,28	0,36	0,03	0,04	0,00	0,13	0,14	0,00	0,04
Σύνολο	98,13	98,53	98,07	97,87	97,54	97,68	97,72	97,32	98,60
κατανομή κατιόντων (23 O)									
Si	7,735	7,467	7,156	6,929	6,844	6,793	6,825	6,854	6,961
Al ^{IV}	0,265	0,533	0,844	1,071	1,156	1,207	1,175	1,146	1,039
Ti	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Al ^{VI}	0,107	0,122	0,166	0,155	0,114	0,091	0,081	0,066	0,094
Ti	0,004	0,038	0,086	0,091	0,131	0,167	0,109	0,145	0,107
Fe ³⁺	0,000	0,057	0,145	0,158	0,268	0,416	0,295	0,314	0,219
Cr	0,032	0,041	0,003	0,005	0,000	0,016	0,017	0,000	0,004
Mg	3,528	3,358	3,095	2,670	2,673	2,828	2,676	2,654	2,640
Fe ²⁺	1,314	1,384	1,495	1,867	1,795	1,482	1,758	1,777	1,887
Mn	0,016	0,000	0,011	0,055	0,018	0,000	0,066	0,044	0,048
Fe ²⁺	0,000	0,008	0,000	0,000	0,000	0,036	0,000	0,000	0,000
Mn	0,000	0,008	0,041	0,004	0,039	0,084	0,014	0,047	0,019
Ca	1,964	1,910	1,908	1,991	1,916	1,728	1,971	1,900	1,959
Na	0,036	0,074	0,050	0,005	0,045	0,152	0,016	0,053	0,022
Na	0,130	0,246	0,312	0,454	0,406	0,251	0,459	0,382	0,410
K	0,024	0,066	0,096	0,124	0,150	0,251	0,122	0,146	0,120
Mg/(Mg+Fe ²⁺)	0,729	0,707	0,674	0,589	0,598	0,651	0,604	0,599	0,583

Am: αμφίβολος, περ: περιφέρεια, πυρ: πυρήνας

Πίνακας 4Γ: συνέχεια.....

	(Hb)BtGrd				
Αριθ. Δείγματος	1.1	1.1	1.1	1.1	1.2
Ορυκτό	Am	Am	Am	Am	Am
Μ.Ο. Αναλύσεων	(πυρ)	(περ)	(πυρ)	(περ)	(πυρ)
Αριθ. Αναλύσεων	46**	47**	40-44**	41-42**	98-99**

SiO₂	47,09	48,80	46,95	51,55	47,46
TiO₂	0,67	0,66	0,84	0,33	0,62
Al₂O₃	6,18	3,86	5,74	2,49	5,95
FeO	16,94	15,12	16,87	13,84	17,25
MnO	0,51	0,65	0,59	0,76	0,73
MgO	11,78	14,03	12,10	14,66	11,75
CaO	12,30	12,50	12,19	13,10	12,15
Na₂O	1,28	0,67	1,34	0,68	1,35
K₂O	0,74	0,48	0,59	0,22	0,59
Cr₂O₃	0,00	0,12	0,22	0,23	0,11
Σύνολο	97,49	96,89	97,41	97,85	97,94

κατανομή κατιόντων (23 O)					
Si		7,041	7,267	7,014	7,538
Al^{IV}	T	0,959	0,677	0,986	0,429
Ti		0,000	0,056	0,000	0,033
Al^{VI}		0,130	0,000	0,025	0,000
Ti		0,075	0,018	0,094	0,003
Fe³⁺	C (M₁, M₂, M₃)	0,198	0,130	0,300	0,039
Cr		0,000	0,014	0,026	0,026
Mg		2,626	3,115	2,695	3,196
Fe²⁺		1,920	1,723	1,808	1,654
Mn		0,051	0,000	0,052	0,083
Fe²⁺		0,000	0,030	0,000	0,000
Mn	B (M₄)	0,014	0,082	0,023	0,011
Ca		1,970	1,888	1,951	1,989
Na		0,016	0,000	0,026	0,000
Na	A	0,355	0,193	0,362	0,191
K		0,141	0,091	0,112	0,041

Mg/(Mg+Fe²⁺)	0,578	0,640	0,598	0,659	0,579
--------------------------------	-------	-------	-------	-------	-------

Am: αμφίβολος, **περ:** περιφέρεια, **πυρ:** πυρήνας

ΠΑΡΑΡΤΗΜΑ Γ: Πίνακας 5Γ: Χημικές μικροανλύσεις τιτανιτών.

	XEN	MME		(Hb)BtGrd			BtGr		Gneiss
Αριθ. Δείγματος	6.8	6.4	1.2ε	6.10	6.6	1.1	Κα 211.2	Κα 211.1	Κα 7
Ορυκτό	Ttn	Ttn	Ttn	Ttn	Ttn	Ttn	Tit	Tit	Ttn (εγκ Bt)
Μ.Ο. Αναλύσεων	M.O3	M.O2	M.O3						
Αριθ. Αναλύσεων	128-129-135**	229-230**	197-208-228**	112**	19**	30**	71**	187**	286**
SiO ₂	29,32	27,93	29,26	29,84	30,20	28,27	29,68	29,89	30,58
TiO ₂	35,45	36,99	37,22	38,16	38,48	37,42	38,23	39,44	37,51
Al ₂ O ₃	1,26	1,60	1,43	1,25	1,08	1,18	1,87	1,87	1,52
FeO	1,37	1,13	1,72	2,05	1,37	1,69	0,87	0,25	0,95
MnO	0,05	0,43	0,13	0,07	0,15	0,22	0,24	0,08	0,00
MgO	0,22	0,20	0,20	0,00	0,09	0,01	0,15	0,11	0,01
CaO	27,55	26,95	28,00	28,29	29,06	28,44	28,36	30,04	28,32
Na ₂ O	0,01	0,12	0,09	0,12	0,25	0,00	0,15	0,04	0,06
K ₂ O	0,03	0,05	0,02	0,00	0,06	0,00	0,26	0,07	0,12
Σύνολο	95,24	95,37	98,08	99,78	100,74	97,23	99,81	101,79	99,07
κατανομή κατιόντων (20 O)									
Si	4,04	3,85	3,93	3,94	3,95	3,85	3,90	3,85	4,04
Ti	3,67	3,84	3,76	3,79	3,78	3,83	3,78	3,82	3,72
Al	0,20	0,26	0,23	0,19	0,17	0,19	0,29	0,28	0,24
Fe ²⁺	0,16	0,13	0,19	0,23	0,15	0,19	0,10	0,03	0,10
Mn	0,01	0,05	0,01	0,01	0,02	0,03	0,03	0,01	0,00
Mg	0,05	0,04	0,04	0,00	0,02	0,00	0,03	0,02	0,00
Ca	4,06	3,98	4,03	4,00	4,07	4,15	4,00	4,15	4,00
Na	0,00	0,03	0,02	0,03	0,06	0,00	0,04	0,01	0,02
K	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,04	0,01	0,02

Tit: τιτανίτης

ΠΑΡΑΡΤΗΜΑ Γ: Πίνακας 6Γ: Χημικές μικροανλύσεις ορυκτών της ομάδας του επιδότου.

	MME	(Hb)BtGrd		BtGr	Gneiss		LGr	MME		(Hb)BtGrd			Gn
Αριθ. Δείγματος	6.4	1.2	1.1	Κα 211.1	Κα 6.13	Κα 7	Κα 6.12	6.4	1.2ε	1.2	6.10	1.1	Κα 7
Ορυκτό	Ep	Ep (επιταξ)	Ep (επιταξ)	Ep	Ep	Ep	Ep	Aln	Aln	Aln	Aln	Aln	Aln
M.O. Αναλύσεων		M.O.2	M.O.2	MO2	M.O.4	M.O.3		M.O.4	M.O.4	M.O.7	M.O.2	M.O.2	M.O.2
Αριθ. Ανάλυσεων	233**	78-79**	66-37**	184-196**	248-252-263-268**	275-287-303**	331**	236**	212-214-217-213**	75-76-77-87-88-89-90**	107-108**	34-35**	301-302**
SiO ₂	37,84	36,22	37,17	38,28	39,87	39,08	44,81	32,70	33,13	32,28	32,48	32,44	35,04
TiO ₂	0,38	0,38	0,33	0,12	0,09	0,06	0,17						
Al ₂ O ₃	24,88	21,49	21,32	26,31	25,13	23,92	29,37	13,50	14,74	14,94	14,83	13,70	21,02
FeO	11,25	15,53	15,26	9,60	11,27	12,13	6,45	16,52	15,73	15,35	14,78	17,15	12,53
MnO	0,30	0,30	0,37	0,23	0,33	0,21	0,00	0,65	0,48	0,55	0,58	0,71	0,91
MgO	0,00	0,08	0,11	0,03	0,06	0,08	0,13	1,60	1,61	1,19	1,12	1,88	0,35
CaO	26,83	24,53	24,90	25,27	23,31	23,49	19,22	12,99	12,99	12,46	12,75	12,71	15,09
Na ₂ O	0,00	0,29	0,29	0,29	0,10	0,10	0,00						
K ₂ O	0,00	0,38	0,05	0,00	0,02	0,02	0,13						
Cr ₂ O ₃	0,00	0,01	0,00	0,20	0,08	0,02	0,07						
NiO	0,23	0,14	0,02	0,18	0,08	0,05	0,01						
La ₂ O ₃								6,81	6,05	4,98	4,17	5,88	4,67
Y ₂ O ₃								0,00	0,17	0,09	0,06	0,00	0,00
CeO ₂								12,11	11,17	10,39	9,18	11,80	8,49
Nd ₂ O ₃								2,64	2,82	2,27	3,11	3,33	2,51
Σύνολο	101,71	99,33	99,79	100,49	100,33	99,17	100,36	99,52	98,87	94,49	93,04	99,59	100,58
κατανομή κατιόντων (25 O)													
Si	5,956	5,986	6,083	6,010	6,255	6,250	6,662	6,120	6,136	6,174	6,257	6,065	6,041
Ti	0,045	0,047	0,041	0,014	0,010	0,007	0,019	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Al	4,615	4,186	4,112	4,868	4,647	4,509	5,146	2,978	3,217	3,368	3,366	3,019	4,271
Fe ²⁺	1,481	2,146	2,088	1,260	1,479	1,622	0,802	2,586	2,436	2,456	2,381	2,681	1,806
Mn	0,040	0,041	0,051	0,031	0,043	0,029	0,000	0,103	0,075	0,089	0,095	0,112	0,133
Mg	0,000	0,018	0,026	0,007	0,015	0,019	0,029	0,446	0,445	0,339	0,322	0,523	0,089
Ca	4,525	4,344	4,367	4,250	3,919	4,025	3,062	2,605	2,578	2,554	2,632	2,545	2,786
Na	0,000	0,091	0,092	0,088	0,031	0,031	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
K	0,000	0,079	0,009	0,000	0,004	0,004	0,025	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Cr	0,000	0,001	0,000	0,024	0,010	0,003	0,008	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Ni	0,029	0,018	0,003	0,022	0,009	0,006	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
La	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,470	0,413	0,351	0,296	0,405	0,297
Y	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,017	0,009	0,006	0,000	0,000
Ce	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,791	0,722	0,694	0,617	0,770	0,511
Nd	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,176	0,186	0,155	0,214	0,222	0,154
Πιστοποίησης	24,29	33,90	33,68	20,57	24,14	26,46	13,48						

Ep: επίδοτο, Aln: αλλανίτης, επιταξ: επιταξικό σε αλλανίτη



ΒΙΟΓΡΑΦΙΚΟ ΣΗΜΕΙΩΜΑ

Α. ΠΡΟΣΩΠΙΚΑ ΣΤΟΙΧΕΙΑ

Όνοματεπώνυμο:	Αστέριος Αυγερινάς
Όνομα πατρός:	Βασίλειος
Όνομα μητρός:	Ζωή
Ημερομηνία γέννησης:	04/12/1965
Τόπος γέννησης:	Θεσσαλονίκη
Οικογενειακή κατάσταση:	Άγαμος
Στρατιωτικές υποχρεώσεις:	Εκπληρωμένες (από 29/03/1994 έως 29/10/1995)
Διεύθυνση κατοικίας:	Γιάννη Ξενάκη 16, Τ.Κ 41335, Λάρισα
Διεύθυνση εργασίας:	Φαρσάλων 168. Τ.Κ. 41335, Δ/ση Αγροτικών Υποθέσεων Θεσσαλίας, Αποκεντρωμένης Διοίκησης Θεσσαλίας – Στερεάς Ελλάδας, Λάρισα
Τηλέφωνα:	Οικ: 2410617215, Κιν: 6944168157, Εργ: 2410670512
Ηλεκτρονική διεύθυνση:	stavger@yahoo.gr

Β. ΕΚΠΑΙΔΕΥΣΗ

Βασική Εκπαίδευση

- Στοιχειώδης και Βασική Εκπαίδευση στην Θεσσαλονίκη.
- 04/07/1983: Αποφοίτηση από το 1^ο Λύκειο Καλαμαριάς.

Πανεπιστημιακή Εκπαίδευση

- Οκτώβριος 1985: Εισαγωγή με εξετάσεις στο Τμήμα Επιστημών της Γης, της Σχολής Μαθηματικών, Φυσικών και Φυσιογνωστικών Επιστημών του Πανεπιστημίου της Σιένας (Ιταλία).
- 14/03/1994: Αποπεράτωση προπτυχιακών σπουδών με γενικό βαθμό πτυχίου: 107/110 (αντιστοιχία από ΔΙ. Κ.Α.Τ.Σ.Α. 9,65/10: «Άριστα»).
- 01/07/1999: Εισαγωγή με εξετάσεις στο Μεταπτυχιακό Πρόγραμμα Σπουδών του Τμήματος Γεωλογίας της Σχολής Θετικών Επιστημών του Αριστοτέλειου Πανεπιστημίου Θεσσαλονίκης (Α.Π.Θ.), στην ειδικότητα με τίτλο: «Τεκτονική και Στρωματογραφία».
- 01/07/1999: Αποπεράτωση μεταπτυχιακών σπουδών με γενικό βαθμό: 8,61/10 («Άριστα»).
- 17/06/1999: Έναρξη εκπόνησης Διδακτορικής Διατριβής στο Τμήμα Γεωλογίας της Σχολής Θετικών Επιστημών του Αριστοτέλειου Πανεπιστημίου Θεσσαλονίκης.
- 27/06/2014: Παρουσίαση Διδακτορικής Διατριβής ενώπιον της επταμελούς εξεταστικής επιτροπής και αξιολόγηση αυτής με «Άριστα».

Ξένες Γλώσσες

- Άριστη γνώση της ιταλικής γλώσσας στα πλαίσια της φοίτησης μου στην Ιταλία.
- Καλή γνώση της αγγλικής γλώσσας στα πλαίσια της δευτεροβάθμιας εκπαίδευσης και της συνεχής μου ενασχόλησης με αυτήν (μελέτη επιστημονικών συγγραμμάτων και βιβλίων, παρακολούθηση διεθνών συνεδρίων κ.τ.λ.).

Γνώση Ηλεκτρονικών Υπολογιστών

- 1985-σήμερα: Η συνεχής ενασχόληση μου μέχρι σήμερα με την χρήση Η/Υ έχει σαν αποτέλεσμα την πολύ καλή γνώση χρήσης του λειτουργικού συστήματος Windows καθώς και των προγραμμάτων εφαρμογής Microsoft-Office (Word, Excel κ.τ.λ.). Επίσης στα πλαίσια της ερευνητικής ενασχόλησης μου έχω καλή γνώση του σχεδιαστικού προγράμματος CorelDraw, καθώς και διάφορων ειδικών γεωλογικών προγραμμάτων (Stereonet, Wintek, Rose, Ingpert και διάφορα άλλα γεωλογικά προγράμματα) και έχω βασικές γνώσεις GIS.

Γ. ΕΡΕΥΝΗΤΙΚΗ ΚΑΙ ΕΠΙΣΤΗΜΟΝΙΚΗ ΔΡΑΣΤΗΡΙΟΤΗΤΑ

Έρευνα

- 1991-1993: Διπλωματική διατριβή υποχρεωτική για την απόκτηση του πτυχίου με τίτλο: «Ιζηματολογικοί, Στρωματογραφικοί και Τεκτονικοί χαρακτήρες, ανατολικά του Όρους Ολύμπου». Κατά την εκπόνηση της, μελετήθηκε εκτενώς η πετρογραφία και ιζηματολογία των πετρωμάτων (μακροσκοπικά και μικροσκοπικά), σε μικρότερο βαθμό η τεκτονική αυτών και τέλος δόθηκε η στρωματογραφία καθώς και παλαιογεωγραφική εξέλιξη της περιοχής μελέτης.
- 1998-1999: Διατριβή ειδίκευσης υποχρεωτική για την απόκτηση του μεταπτυχιακού τίτλου ειδίκευσης με τίτλο: «Τεκτονική μελέτη του όρους Ολύμπου». Στην παρούσα διατριβή μελετάται εκτενώς και με λεπτομέρεια η τεκτονική δομή και εξέλιξη της Μάζας του Ολύμπου, συνοδευόμενη από λεπτομερή γεωλογικό χάρτη σε κλίμακα 1:10.000.

- 1999-σήμερα: Ερευνητική ενασχόληση στα πλαίσια της Διδακτορικής διατριβής με Θέμα: «Τεκτονική Ανάλυση της παραμόρφωσης και κινηματικής της Πελαγονικής Ζώνης στην Βόρεια Ελλάδα» με επιβλέποντα καθηγητή τον κ^ο Αδαμάντιο Κίλια. Στην παρούσα διατριβή μελετάται η τεκτονική εξέλιξη της Πελαγονικής ζώνης και της ζώνης του Αξιού στην περιοχή της Οροσειράς του Βόρα κατά την διάρκεια της Αλπικής Ορογένεσης.

Δημοσιεύσεις

- **Αυγερινάς Α.**, Κίλιας Α., Κορωναίος Α., Μουντράκης Δ., Frisch W., Dunkl I., και Most T. (2001): Τεκτονική εξέλιξη του Πελαγονικού κρυσταλλοσχιστώδους κατά τη διάρκεια του Κρητιδικού (δυτικό τμήμα οροσειράς Βόρα, Μακεδονία Ελλάδα). Δελτ. Ελλην. Γεωλ. Εταιρίας, τομ. XXXIV/1, 129-136. Πρακτικά 9^{ου} Διεθνούς Συνεδρίου, Αθήνα, Σεπτέμβριος 2001.
- Most T., Frisch W., Dunkl I., Kadosa B., Boev B., **Avgerinas A.**, and Kiliyas A. (2001): Geochronological and structural investigations of the Nord Pelagonian crystalline zone. Constraints from K/Ar and zircon and apatite fission track dating. Bull. Geol. Soc. Greece, vol. XXXIV/1, 91-96. Proceedings of the 9th International Congress, September 2001.
- Reischmann T., Kostopoulos D., Loos S., Andres B., **Avgerinas A.**, and Sklavounos S. (2001): The basement beneath Mt. Olympos, Greece: remnants of a permo-carboniferous magmatic arc. EUG 11, April8-12, Strasbourg (abstract)
- Reischmann T., Kostopoulos D., Loos S., Andres B., **Avgerinas A.**, and Sklavounos S. (2001): Late Paleozoic magmatism in the basement rocks Southwest of Mt. Olympos, Central Pelagonian zone: Remnants of a permo-carboniferous magmatic arc. Bull. Geol. Soc. Greece, vol. XXXIV/1, 91-96. Proceedings of the 9th International Congress, September 2001.
- **Αυγερινάς Α.**, Κίλιας Α., Κορωναίος Α., και Μουντράκης Δ. (2004): Παραμόρφωση, γεωχημεία και γένεση των Ερκύνιων γρανιτικών πετρωμάτων της Πελαγονικής στην οροσειρά του Βόρα (Μακεδονία Ελλάδα). Δελτ. Ελλην. Γεωλ. Εταιρίας, τομ. XXXVI, 1540-1549. Πρακτικά 10^{ου} Διεθνούς Συνεδρίου, Θεσ/νίκη, Απρίλιος 2001.
- Kiliyas A., Frisch W., **Avgerinas A.**, Dunkl I., Falalakis G., Gawlick H.J. and Mountrakis D. (2010): The Pelagonian nappe pile in Northern Greece and Fyrom. Structural evolution during the Alpine Orogeny: a new approach. Bull. Geol. Soc. Greece, vol. XLIII/1, 276-288. Proceedings of the 12th International Congress, Patras 2010.
- Kiliyas A., Frisch W., **Avgerinas A.**, Dunkl I., Falalakis G. & Gawlick H.J. 2010. Alpine architecture and kinematics of deformation of the northern Pelagonian nappe pile in the Hellenides. Austrian Journal of Earth Sciences, 103/1, 4-28.
- Koroneos A., Kiliyas A. & **Avgerinas A.** 2013. Hercynian plutonic rocks of Voras Mountain, Macedonia, Northern Greece: their structure, petrogenesis, and tectonic significance. International Geology Review, 55, 994-1016.

Συνέδρια – Ημερίδες – Σεμινάρια

- 18-18/08/1997: 29th General assembly of the international association of the Seismology and Physics of the Earth's interior (IASPEI) (Thessaloniki, Greece).

- 20-29/01/1998: σεμινάριο δικτυακών υπηρεσιών στα πλαίσια του έργου: «Επέκταση δικτύου FDDI και εκσυγχρονισμός του υπολογιστικού περιβάλλοντος με τεχνολογία Ασύγχρονου Τρόπου Μεταφοράς (ATM)»
- 27-29/05/1998: 8^ο Διεθνές συνέδριο της Ελληνικής Γεωλογικής Εταιρίας (Πάτρα).
- 16-18/03/2000: EUROPROBE Thessaloniki Workshop.
- 27-29/09/2001: 9^ο Διεθνές συνέδριο της Ελληνικής Γεωλογικής Εταιρίας (Αθήνα).
- 11/04/2004: Ημερίδα της Επιτροπής Οικονομικής Γεωλογίας, Ορυκτολογίας και Γεωχημείας της Ελληνικής Γεωλογικής Εταιρίας με θέμα: «Αδρανή πετρώματα και δομικοί λίθοι» (Θεσσαλονίκη).
- 15-17/04/2004: 10^ο Διεθνές συνέδριο της Ελληνικής Γεωλογικής Εταιρίας (Θεσσαλονίκη)
- 14-20/04/2004: 5th International Symposium on Easter Mediterranean Geology (Thessaloniki, Greece).
- 15/04/2005: Ημερίδα του Π.ΙΝ.ΕΠ. Θεσσαλίας για στελέχη της Δημόσιας Διοίκησης με θέμα «Σχέδια Διαχείρισης Υδάτινων Πόρων» Βόλος).
- 06-10/02/2006: Επιμορφωτικό Σεμινάριο του Π.ΙΝ.ΕΠ. Θεσσαλίας για στελέχη της Δημόσιας Διοίκησης με θέμα: «Διαχείριση Υδάτινων Πόρων». (Λάρισα).
- 04-15/06/2007: Επιμορφωτικό Πρόγραμμα του Π.ΙΝ.ΕΠ. Θεσσαλίας για στελέχη της Δημόσιας Διοίκησης με θέμα: «Εισαγωγική Εκπαίδευση στην Δημόσια Διοίκηση». (Λάρισα).
- 07/03/2012: Ημερίδα του ΕΓΕ – ΓΕΩΤΕΕ Κεντρικής Ελλάδας με θέμα: «Γεωλογία Επιστήμη Ανάπτυξης: Τεχνικά έργα – Ύδατα – Γεωθερμία και Περιβάλλον». (Λάρισα)

Επιστημονικοί φορείς

- Από το 1998 είμαι μέλος της Ελληνικής Γεωλογικής Εταιρίας.

Δ. ΕΠΑΓΓΕΛΜΑΤΙΚΗ ΔΡΑΣΤΗΡΙΟΤΗΤΑ

Επαγγελματική προϋπηρεσία

- Απασχόληση από 17/11/1983 έως 29/06/1984 ως εργάτης-υπάλληλος στην Δ/ση Οδοποιίας του Δήμου Θεσσαλονίκης.
- Απασχόληση από 06/06/1985 έως 06/09/1985 ως εργάτης-υπάλληλος στην Δ/ση Αρχιτεκτονικού του Δήμου Θεσσαλονίκης.
- Έναρξη επαγγελματικής δραστηριότητας στις 30/03/1992 (ΔΟΥ Καλαμαριάς Θεσ/νίκης), ως Μεσίτης Αστικού Δικαίου συμβάσεων και λήξη 15/09/2003.
- Απασχόληση από 01/01/1997 έως 31/12/1997 ως καθηγητής Ιταλικής Γλώσσας στο Φροντιστήριο Ξένων γλωσσών Καρατζίος Κωνσταντίνος.
- Έναρξη επαγγελματικής δραστηριότητας στις 10/02/2001 (ΔΟΥ Καλαμαριάς Θεσ/νίκης), ως Γεωλόγος – Ερευνητής (Υπηρεσίες Γεωλογικών, Γεωφυσικών, και άλλων επιστημονικών Ερευνών) και λήξη στις 15/09/2003.
- Απασχόληση από 03/11/2003 έως 03/12/2003 ως μεταπτυχιακός φοιτητής, με την ειδικότητα να επικουρεί τα μέλη Δ.Ε.Π., στην άσκηση των φοιτητών, την διεξαγωγή φροντιστηριακών, εργαστηριακών και υπαίθριων ασκήσεων, την εποπτεία εξετάσεων και την διόρθωση ασκήσεων, στο Τμήμα Γεωλογίας του Α.Π.Θ.

- Απασχόληση από 02/02/2004 έως 30/06/2004 ως μεταπτυχιακός φοιτητής, με την ειδικότητα να επικουρεί τα μέλη Δ.Ε.Π., στην άσκηση των φοιτητών, την διεξαγωγή φροντιστηριακών, εργαστηριακών και υπαίθριων ασκήσεων, την εποπτεία εξετάσεων και την διόρθωση ασκήσεων, στο Τμήμα Γεωλογίας του Α.Π.Θ.
- Από την 23/12/2004 έως την 31/12/2010 εργαζόμουν ως υπάλληλος σε οργανική θέση στην Δ/ση Γεωργικής Ανάπτυξης της Περιφέρειας Θεσσαλίας.
- Από την 01/01/2011 έως σήμερα εργάζομαι σε οργανική θέση στην Δ/ση Αγροτικών Υποθέσεων Θεσσαλίας της Αποκεντρωμένης Διοίκησης Θεσσαλίας Στερεάς – Ελλάδας.

Διδακτική Εμπειρία

- 1997-98, 1998-99, 1999-00, 2000-01, 2001-02, 2002-03, 2003-04: Επταετής διδακτική εμπειρία πάνω στην γεωλογική επιστήμη, η οποία προκύπτει από την συνεπικουρία μου κατά τα παραπάνω ακαδημαϊκά έτη στα εργαστήρια και στις ασκήσεις των προπτυχιακών φοιτητών του Τμήματος Γεωλογίας του Α.Π.Θ. στα μαθήματα: «Τεκτονική Γεωλογία», «Γεωλογικές Χαρτογραφήσεις», «Χαρτογραφήσεις Υπαίθρου», «Γεωλογία Ελλάδος» και «Γεωτεκτονική Εξέλιξη Ελλάδος».

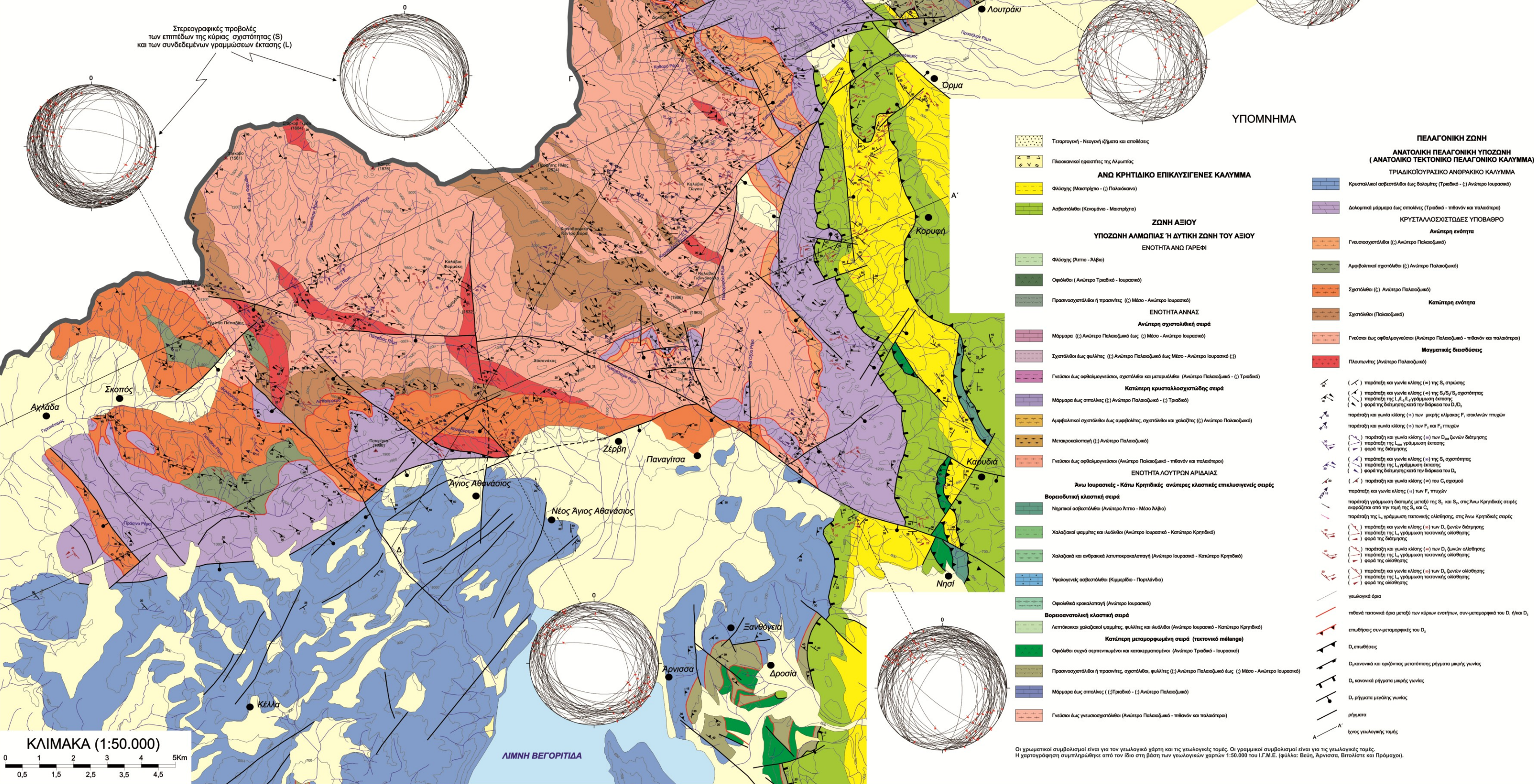
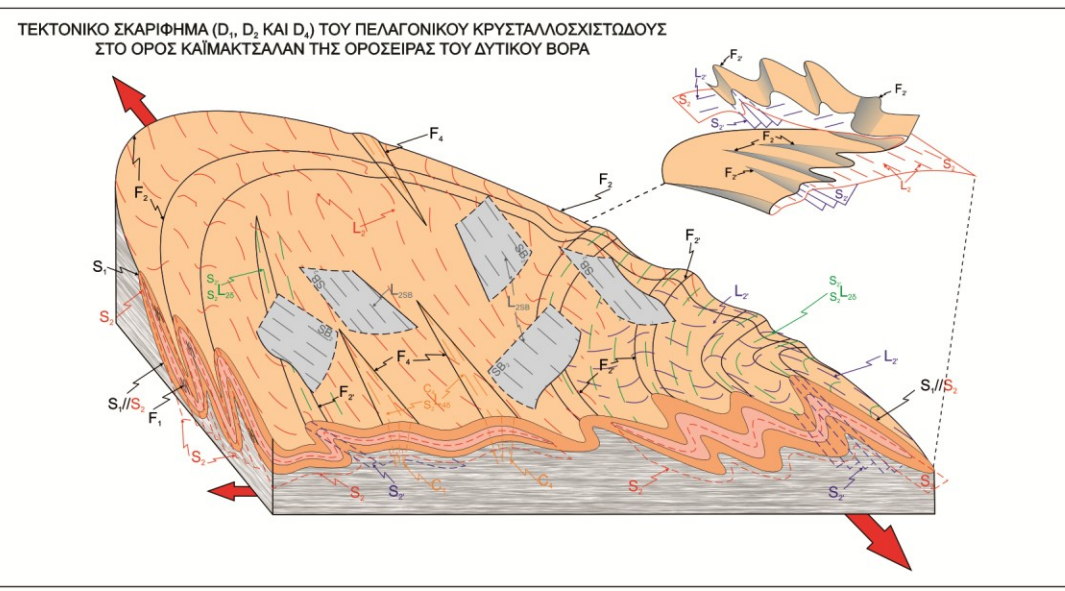
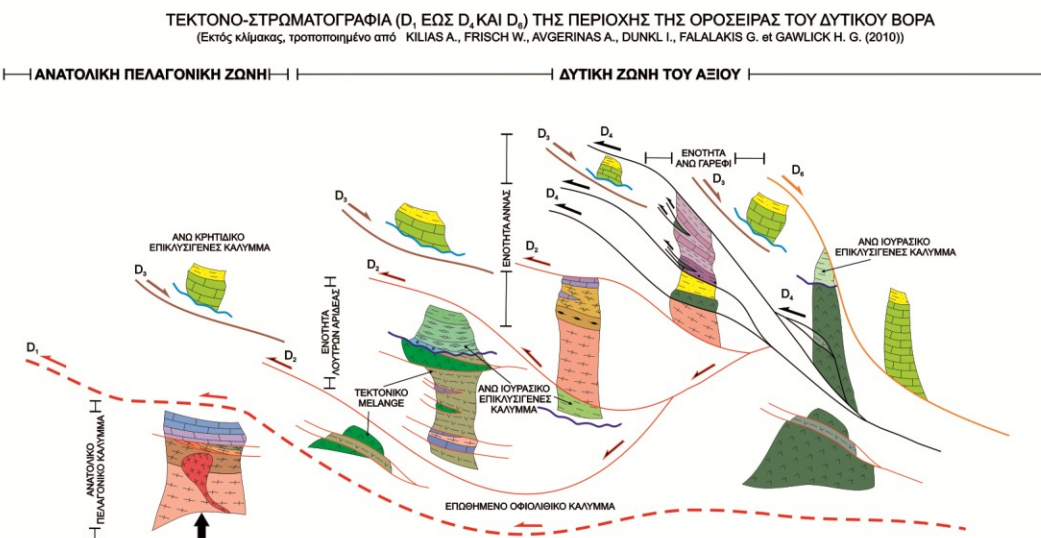
Επαγγελματικοί φορείς

- Εγγεγραμμένος στο Επαγγελματικό Επιμελητήριο Θεσσαλονίκης, από το έτος 1992 έως 2003.
- Εγγεγραμμένος στο Γεωτεχνικό Επιμελητήριο Ελλάδας, από το έτος 1996.
- Εγγεγραμμένος στο μητρώο Μελετητών του πρώην ΥΠΕΧΩΔΕ ως γεωλόγος μελετητής από 20/03/2001, με μελετητικό πτυχίο Α' τάξης στις κατηγορίες 230 (γεωλογικές, υδρογεωλογικές και γεωφυσικές μελέτες και έρευνες) και 27 (περιβαλλοντολογικές μελέτες)

Με εκτίμηση

Αστέριος Αυγερινάς

(Από τον ΑΣΤΕΡΙΟ Β. ΑΥΓΕΡΙΝΑ, M.Sc. Γεωλόγο)



ΓΕΩΛΟΓΙΚΕΣ ΤΟΜΕΣ ΚΑΙ ΣΧΗΜΑΤΙΚΗ ΑΠΕΙΚΟΝΙΣΗ ΤΗΣ ΓΕΝΙΚΟΤΕΡΗΣ ΠΙΘΑΝΗΣ ΓΕΩΛΟΓΙΚΗΣ ΔΟΜΗΣ ΤΗΣ ΟΡΟΣΕΙΡΑΣ ΤΟΥ ΔΥΤΙΚΟΥ ΒΟΡΑ

(Από τον ΑΣΤΕΡΙΟ Β. ΑΥΓΕΡΙΝΑ, M.Sc. Γεωλόγο)

ΚΛΙΜΑΚΑ (1:50.000)
0 0,5 1 1,5 2 2,5 3 3,5 4 4,5 5 Km

