

ΑΡΙΣΤΟΤΕΛΕΙΟ ΠΑΝΕΠΙΣΤΗΜΙΟ ΘΕΣΣΑΛΟΝΙΚΗΣ
ΤΜΗΜΑ ΓΕΩΛΟΓΙΑΣ
ΤΟΜΕΑΣ ΤΕΚΤΟΝΙΚΗΣ ΚΑΙ ΣΤΡΩΜΑΤΟΓΡΑΦΙΑΣ

ΜΑΡΙΑ Γ. ΜΙΧΑΗΛ
Πτυχιούχος Γεωλόγος

ΤΕΚΤΟΝΙΚΗ ΔΟΜΗ ΚΑΙ ΘΕΣΗ ΤΟΥ ΓΡΑΝΙΤΗ ΤΟΥ ΦΑΝΟΥ ΣΤΗ
ΖΩΝΗ ΤΟΥ ΑΞΙΟΥ
(ΜΑΚΕΔΟΝΙΑ, ΕΛΛΑΣ)

ΜΕΤΑΠΤΥΧΙΑΚΗ ΔΙΑΤΡΙΒΗ ΕΙΔΙΚΕΥΣΗΣ

ΘΕΣΣΑΛΟΝΙΚΗ

2014

ΜΑΡΙΑ Γ. ΜΙΧΑΗΛ
Πτυχιούχος Γεωλόγος

ΤΕΚΤΟΝΙΚΗ ΔΟΜΗ ΚΑΙ ΘΕΣΗ ΤΟΥ ΓΡΑΝΙΤΗ ΤΟΥ ΦΑΝΟΥ ΣΤΗ ΖΩΝΗ ΤΟΥ
ΑΞΙΟΥ (ΜΑΚΕΔΟΝΙΑ, ΕΛΛΑΣ).

Υποβλήθηκε στο Τμήμα Γεωλογίας στα πλαίσια του Μεταπτυχιακού Προγράμματος
Σπουδών 'Γεωλογία και Γεωπεριβάλλον'
Τομέας Τεκτονικής και Στρωματογραφίας
Ημερομηνία Προφορικής Εξέτασης: 7.03.2014

Τριμελής Συμβουλευτική Επιτροπή

Κίλιας Αδαμάντιος, Καθηγητής του τμήματος Γεωλογίας, Τομέας Γεωλογίας,
Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης, Επιβλέπων.

Κορωναίος Αντώνιος, Αναπλ. Καθηγητής του τμήματος Γεωλογίας, Τομέας
Ορυκτολογίας-Πετρολογίας-Κοιτασματολογίας, Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο
Θεσσαλονίκης, Μέλος Τριμελούς Συμβουλευτικής Επιτροπής.

Ντάφλος Θεόδωρος, Καθηγητής του τμήματος Γεωλογίας, Department of
Lithospheric Research, Πανεπιστήμιο Βιέννης, Αυστρία, Μέλος Τριμελούς
Συμβουλευτικής Επιτροπής.

Αριθμός Παραρτήματος Επιστημονικής επετηρίδας Τμήματος Γεωλογίας Ν°

© Μαρία Γ. Μιχαήλ, 2014

Με επιφύλαξη παντός δικαιώματος. All right reserved.

ΤΕΚΤΟΝΙΚΗ ΔΟΜΗ ΚΑΙ ΘΕΣΗ ΤΟΥ ΓΡΑΝΙΤΗ ΤΟΥ ΦΑΝΟΥ ΣΤΗ ΖΩΝΗ ΤΟΥ
ΑΞΙΟΥ (ΜΑΚΕΔΟΝΙΑ, ΕΛΛΑΣ).

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.

Περιεχόμενα

Ευχαριστίες

1	Εισαγωγή	6
1.1	Περιοχή μελέτης.....	6
1.2	Στόχος της εργασίας	7
2	ΜΕΘΟΔΟΛΟΓΙΑ	8
2.1	Υπαίθριες Εργασίες	8
2.2	Εργαστηριακή μελέτη.....	8
3	ΓΕΩΛΟΓΙΑ ΤΗΣ ΕΥΡΥΤΕΡΗΣ ΠΕΡΙΟΧΗΣ	9
3.1	Ζώνη Αξιού	10
3.2	Υποζώνη Παιονίας	12
3.2.1	Ζώνη STIP – Αξιός.....	14
3.2.2	Οφιολιθικό σύμπλεγμα Γευγελής.....	15
3.2.3	Μιγματίτες της Πηγής.	16
3.2.4	Αμφιβολίτες.....	18
3.2.5	Πυροξενικοί Τοναλίτες.....	18
3.2.6	Χαλαζιακός Διορίτης.....	18
3.2.7	Ο γρανίτης του Φανού.....	19
3.3	Υποζώνη του Πάικου	23
4	Τεκτονική	28
4.1	Φάσεις μεταμόρφωσης.....	28
4.2	Τεκτονική του γρανίτη του Φανού.....	32
4.3	Η αποτύπωση της D2 και D4 τεκτονικής επάνω στην Ηφαιστειοϊζηματογενή σειρά της Καστανερής.....	32
4.3.1	Γράμωση Έκτασης και Σχιστότητα της Καστανερής.....	33
4.4	Προηγούμενες μελέτες – Μοντέλα Γεωτεκτονικής εξέλιξης της ορεινής μάζας του Πάικου.....	38
5	Δειγματοληψία και αναλυτικές μέθοδοι.....	42
5.1	Δειγματοληψία	42
5.2	Προετοιμασία δειγμάτων.....	44
5.2.1	Pressed powder pellets- Δισκία συμπιεσμένης σκόνης.....	45

5.2.2	Fused pellets- υαλοποιημένα δισκία	46
6	Χαρακτηριστικά του Γρανίτη του Φανού	47
6.1	Πετρογραφία	47
6.2	Γεωχημεία.....	48
6.2.1	Κύρια στοιχεία και Ιχνοστοιχεία	52
6.2.2	Ισότοπα.....	58
6.3	Διαδικασία γένεσης του γρανίτη του Φανού	59
7	Συζήτηση.....	60
7.1	Γεωχημική σχέση γρανιτικών πετρωμάτων Καστανεράς-Φανού	60
7.2	Μαγματισμός – Γεωτεκτονικό Περιβάλλον - Ζώνες Υποβύθισης.....	61
7.3	Συγκλίνοντα ηπειρωτικά περιθώρια	62
7.4	Χημισμός στα Νησιωτικά και τα Ηφαιστειακά Τόξα.	64
7.5	Γεωτεκτονικό περιβάλλον των γρανιτικών πετρωμάτων του Φανού	66
7.6	Γεωτεκτονικό Περιβάλλον Χαλαζιακού Διορίτη.....	73
7.7	Ο ρόλος των ωκεάνιων ιζημάτων στην εξέλιξη του μανδύα	75
7.8	Ισοτοπικά χαρακτηριστικά και η επίδραση του ηπειρωτικού φλοιού.....	76
7.9	Απόψεις για την πηγή προέλευσης των γρανιτικών πετρωμάτων του Φανού.	77
8	Συμπεράσματα.....	81
8.1	Προτεινόμενο Γεωτεκτονικό Μοντέλο δημιουργίας του γρανίτη του Φανού	84

Περίληψη

Βιβλιογραφία

Γεωλογικός Χάρτης περιοχής μελέτης

Ευχαριστίες

Η παρούσα διπλωματική πραγματοποιήθηκε στα πλαίσια του μεταπτυχιακού προγράμματος του τμήματος Γεωλογίας, στο Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης σε συνεργασία με το Πανεπιστήμιο της Βιέννης. Η εκπόνηση της παρούσας εργασίας δεν θα ήταν δυνατή χωρίς τη συνεισφορά ορισμένων ανθρώπων, τους οποίους και οφείλω να ευχαριστήσω ξεχωριστά.

Η ολοκλήρωση της μεταπτυχιακής διατριβής θα ήταν αδύνατη χωρίς τη πολύτιμη καθοδήγηση του επιβλέποντα καθηγητή μου, Α. Κίλια, καθηγητή του τμήματος Γεωλογίας στο Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης. Τον ευχαριστώ θερμά για την παρότρυνσή του στην επιλογή του συγκεκριμένου θέματος και τη συνεχή ενθάρρυνση για την επίτευξη του μέγιστου δυνατού αποτελέσματος. Ιδιαίτερα τον ευχαριστώ για τις ατελείωτες ώρες που μου αφιέρωσε καθ' όλη τη διάρκεια της έρευνας και της συγγραφής καθώς και για την ηθική συμπαράσταση που μου προσέφερε.

Εξίσου σημαντική υπήρξε και η συνεισφορά των υπολοίπων μελών της τριμελούς συμβουλευτικής επιτροπής, αναπληρωτή καθηγητή Α. Κορωναίου, του τμήματος Γεωλογίας, στο Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης και του καθηγητή Θ. Ντάφλου, καθηγητή του τμήματος της Λιθόσφαιρας, στο Πανεπιστήμιο της Βιέννης. Η βοήθεια και η συμβουλή τους σε επιστημονικά και διαδικαστικά ζητήματα καθώς και η εμπιστοσύνη τους, συνέβαλλαν στην επιτυχή πραγματοποίηση της παρούσας διατριβής.

Ιδιαίτερες ευχαριστίες θα ήθελα να απευθύνω στην υποψήφια διδάκτορα Κορίνα Πιπερά, η οποία μου προσέφερε καθοριστική βοήθεια κυρίως στο κομμάτι της Γεωχημείας και υπήρξε σημαντικό στήριγμα στην προσπάθειά μου αυτή, στον Peter Nagel, για την καθοδήγησή του στην προετοιμασία και στην περαίωση των γεωχημικών αναλύσεων των δειγμάτων, στον Μάνο Κατριβάνο για τη βοήθεια που έλαβα από εκείνον τόσο κατά την υπαίθρια μελέτη όσο και κατά τη συγγραφή της διατριβής, καθώς και. Επίσης, θα ήθελα να αναφερθώ στη βοήθεια που μου προσέφερε η υποψήφια διδάκτορας Κατερίνα Γιούρη, στην προετοιμασία των δειγμάτων μου, όταν η πίεση χρόνου ήταν μεγάλη.

Τέλος, θα ήθελα να εκφράσω την ευγνωμοσύνη μου στους γονείς μου, Γρηγόρη και Ρέα, στην αδελφή μου Έλσα και στη γιαγιά μου Μαρία, οι οποίοι υπήρξαν πάντα ένα ανεκτίμητο στήριγμα για εμένα. Με υπομονή μου προσέφεραν την απαραίτητη ηθική και ουσιαστική υποστήριξη που χρειαζόμουν, κυρίως στις δύσκολες στιγμές, για την ολοκλήρωση της διατριβής, για την προθυμία τους να με συνοδεύουν στο ύπαιθρο καθώς και για την οικονομική τους κάλυψη, που μου προσέφεραν καθ' όλη τη διάρκεια πραγματοποίησης της εργασίας μου, την οποία και τους αφιερώνω.

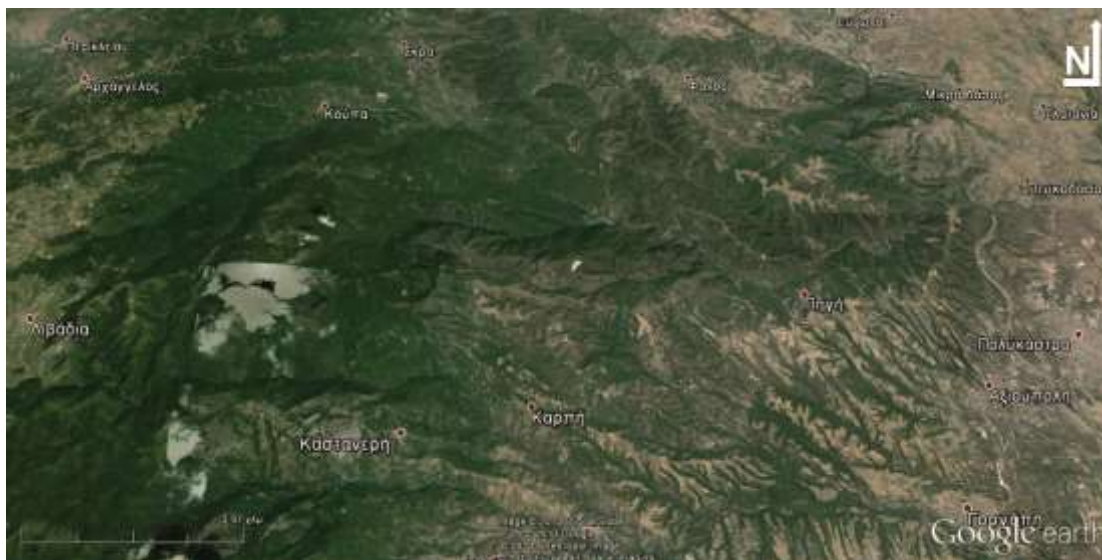
1 Εισαγωγή

1.1 Περιοχή μελέτης

Στα πλαίσια της παρούσας διατριβής ειδίκευσης μελετήθηκε ένα τμήμα του ανατολικού περιθωρίου της ζώνης του Αξιού. Αυτή η περιοχή περιλαμβάνει το δυτικό τμήμα της υποζώνης της Παιονίας και ανατολικό περιθώριο της υποζώνης του Πάικου. Πιο συγκεκριμένα, η περιοχή μελέτης αναπτύσσεται μεταξύ των χωριών Σκρα στα Βορειοδυτικά, Καστανερή στα Νότιο-δυτικά και του ποταμού Αξιού στα ανατολικά, (Σχήμα 1).

Η περιοχή ανήκει στην Περιφερειακή Ενότητα Κιλκίς, στους πρόποδες της ορεινής μάζας του Πάικου. Σε αυτό το τμήμα της ζώνης του Αξιού συναντάμε ποικίλα γεωμορφολογικά χαρακτηριστικά. Χαρακτηριστικό της περιοχής καθώς προχωράμε προς τα δυτικά είναι το έντονο ανάγλυφο, με εναλλαγές ρεμάτων και αντερείσμάτων, ενώ στο ανατολικό τμήμα το ανάγλυφο είναι πιο ήπιο και ομαλό. Το εύρος διακύμανσης του υψομέτρου στην περιοχή μελέτης κυμαίνεται μεταξύ 200μ. στο ανατολικό τμήμα και 1200μ. στο δυτικό τμήμα.

Υδρογεωλογικά η περιοχή ανήκει στο Υδατικό Διαμέρισμα Κεντρικής Μακεδονίας (Υδατικό Διαμέρισμα 10) και πιο συγκεκριμένα στην λεκάνη απορροής του Αξιού ποταμού. Ο Αξιός ποταμός ρέει προς τα νότια καθώς οι παραπόταμοι του, έχοντας αραιή μορφή υδρογραφικού δικτύου, αποστραγγίζουν την ανατολική πλευρά του Πάικου.



Σχήμα 1. Δορυφορική Σχήμα περιοχή μελέτης. Πηγή: Google earth.

1.2 Στόχος της εργασίας

Μέχρι σήμερα έχουν καταγραφεί πολλές απόψεις σχετικά με την περιοχή μελέτης της παρούσης εργασίας, ενώ ταυτόχρονα υπάρχει προβληματισμός ως προς τη γεωτεκτονική της εξέλιξη. Η περιοχή ανήκει στο ανατολικό τμήμα της ζώνης Αξιού, ένα από τα πιο αμφιλεγόμενα τμήματα ως προς την παλαιογεωγραφική και γεωτεκτονική του σημασία για την ερμηνεία της εξέλιξης των Ελληνίδων Οροσειρών (Mercier, 1966; Ferriere & Stais, 1994; Ricou & Godfriaux, 1995; Brown & Robertson, 2003, 2004). Καλύπτει το δυτικό τμήμα της υποζώνης της Παιονίας και το ανατολικό τμήμα της υποζώνης του Πάικου.

Το κύριο αντικείμενο της μελέτης αυτής είναι να προσδιοριστεί το γεωτεκτονικό περιβάλλον καθώς και η πηγή γένεσης του γρανίτη του Φανού, ο οποίος διείσδυσε κατά το Α. Ιουρασικό, μέσα στο οφιολιθικό σύμπλεγμα της Γευγελής (ζώνη Αξιού). Επιπλέον, στο δυτικό τμήμα της ορεινής μάζας του Πάικου, έχει χαρτογραφηθεί μία ηφαιστειοϊζηματογενής σειρά, ανάλογης ηλικίας, η σειρά της Καστανερής. Η θέση και η ηλικία των δύο αυτών σχηματισμών καθώς και η προσπάθεια για την καλύτερη κατανόηση του γεωτεκτονικού καθεστώτος που σφράγισε την ευρύτερη περιοχή της συρραφής της ζώνης του Αξιού, έγιναν η αιτία για περεταίρω προσπάθεια συσχετισμού και προσδιορισμού της πηγής του αρχικού τους μάγματος των δύο αυτών σχηματισμών.

Για την επίτευξη των στόχων της έρευνας, συνδυάστηκαν η υπαίθρια χαρτογράφηση, λεπτομερής δειγματοληψία, η τεκτονική και γεωχημική ανάλυση των δειγμάτων, καθώς και η μελέτη της υπάρχουσας βιβλιογραφίας. Οι γεωχημικές αναλύσεις, οι οποίες καλύπτουν ένα μεγάλο μέρος της εργασίας, βοήθησαν στον πετρογραφικό προσδιορισμό και συνέβαλλαν στην ερμηνεία βασικών γεωλογικών θεμάτων που αφορούν στη περιοχή:

- Γεωλογική χαρτογράφηση των σχηματισμών της περιοχής ενδιαφέροντος
- Κινηματική της παραμόρφωσης
- Προσδιορισμός του γεωτεκτονικού περιβάλλοντος γένεσης του γρανίτη του Φανού.
- Σχέση μεταξύ διείσδυσης του γρανίτη του Φανού και τοποθέτησης του οφιολιθικού συμπλέγματος της Γευγελής στο ηπειρωτικό περιθώριο.
- Κατανόηση του γεωτεκτονικού καθεστώτος που σφράγισε την ευρύτερη περιοχή της συρραφής της ζώνης του Αξιού.
- Συσχέτιση του γρανίτη του Φανού με τη ηφαιστειοϊζηματογενή σειρά της Καστανερής της υποζώνης του Πάικου
- Προέλευση του μάγματος των γρανιτικών πετρωμάτων της περιοχής.
- Παλαιογεωγραφική αναπαράσταση της εξέλιξης της ευρύτερης περιοχής (Υποζώνη Παιονίας -Υποζώνη Παικου), κατά την περίοδο του Μ-Α. Ιουρασικού.

2 ΜΕΘΟΔΟΛΟΓΙΑ

2.1 Υπαίθριες Εργασίες

Η υπαίθρια παρατήρηση αποτελεί θεμέλιο κομμάτι μιας γεωλογικής μελέτης, διότι προσκομίζει γεωλογικά στοιχεία τα οποία σε συνδυασμό με τα εργαστηριακά αποτελέσματα, δίνουν ένα ολοκληρωμένο αποτέλεσμα. Στις υπαίθριες εργασίες μας περιλαμβάνονται:

- ✓ Αναγνώριση - Καταγραφή γεωλογικών σχηματισμών
- ✓ Αναζήτηση επαφών μεταξύ των σχηματισμών
- ✓ Αναζήτηση δεικτών κινηματικής
- ✓ Μέτρηση γωνίας κλίσης, διεύθυνση κλίσης, παράταξης σχηματισμών
- ✓ Μέτρηση γράμμωσης-σχιστότητας
- ✓ Δειγματοληψία
- ✓ Φωτογράφιση

2.2 Εργαστηριακή μελέτη

Το αρχικό στάδιο προετοιμασίας των δειγμάτων, καθώς και η πετρογραφική μελέτη των δειγμάτων έγινε στον Τομέα Ορυκτολογίας - Πετρολογίας - Κοιτασματολογίας του Τμήματος Γεωλογίας του Πανεπιστημίου Θεσσαλονίκης. Οι γεωχημικές αναλύσεις των πετρωμάτων πραγματοποιήθηκαν στο τμήμα Γεωλογίας του Πανεπιστημίου της Βιέννης.

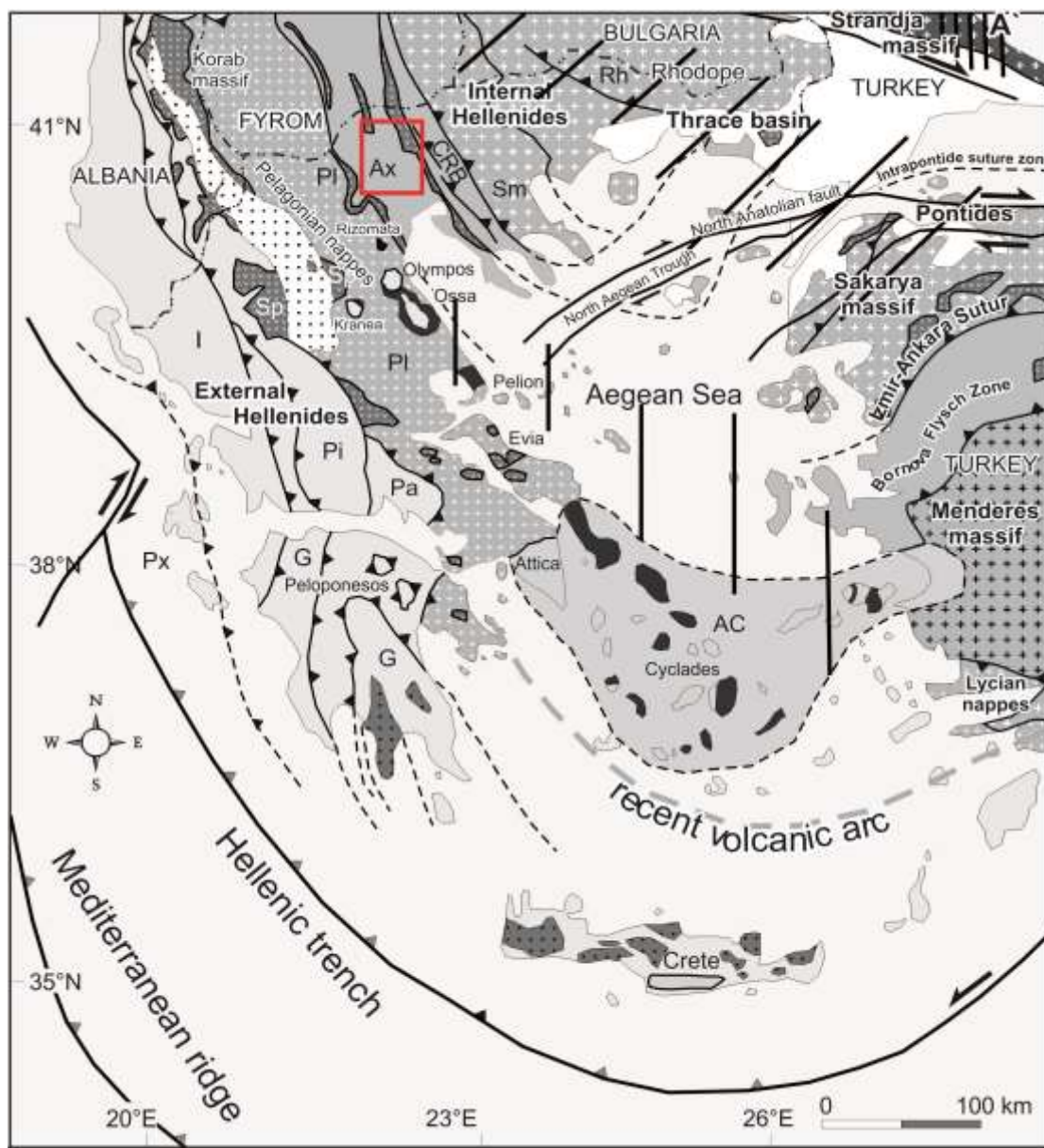
Στα πλαίσια της Τεκτονικής

- ✓ Αναζήτηση - Συγκέντρωση υπάρχουσας βιβλιογραφίας: Επιστημονικά Περιοδικά, Διατριβές, Ηλεκτρονικό Διαδίκτυο.
- ✓ Μελέτη των γεωλογικών χαρτών της περιοχής: α) Φύλλο Σκρα (ΙΓΜΕ, 1:50.000). Ανατολική επαφή οφιολίθων με γρανίτη, β) Φύλλο Εύζωνοι (ΙΓΜΕ, 1:50.000). Δυτική επαφή οφιολίθων με γρανίτη.
- ✓ Χρήση του λογισμικού StereoNett v2.46, για τον αποτύπωση της γράμμωσης και της γωνίας κλίσης της γράμμωσης σε διαγράμματα.
- ✓ Παρασκευή λεπτών τομών για μικροσκοπική παρατήρηση
- ✓ Κατασκευή χάρτη κλίμακας 1:50.000, με τη χρήση Adobe.

Στα πλαίσια της Γεωχημείας

- ✓ Επεξεργασία δειγμάτων για τις γεωχημικές αναλύσεις με τη Μονάδα Φθορισμού Ακτινών Χ (XRF) για κύρια στοιχεία και ιχνοστοιχεία.

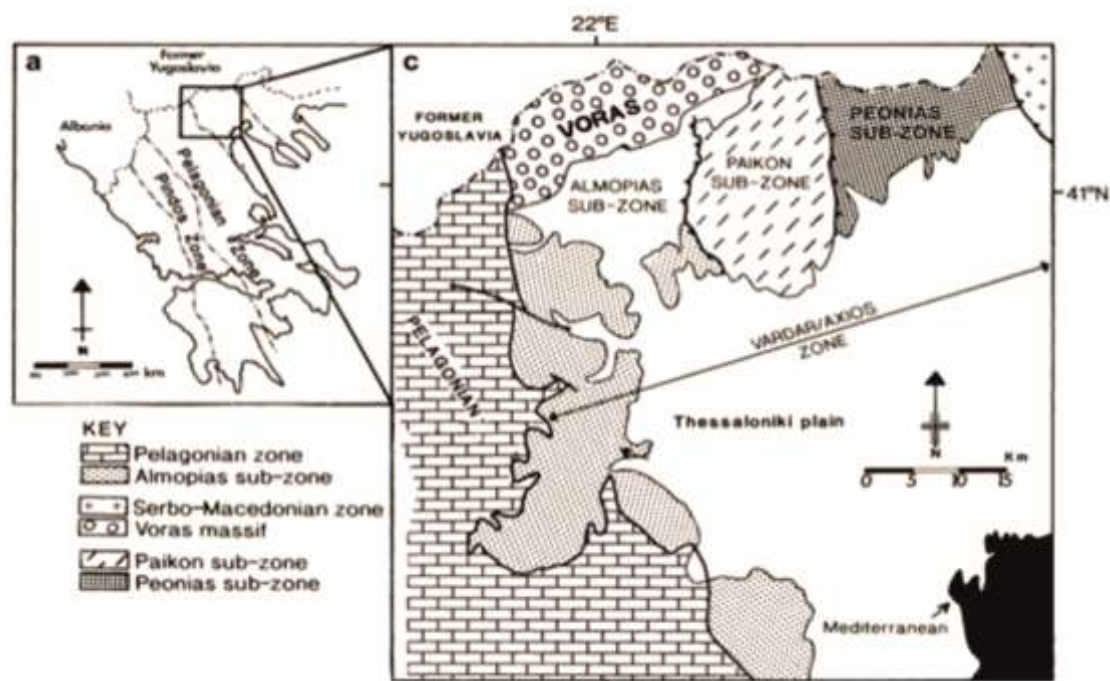
3 ΓΕΩΛΟΓΙΑ ΤΗΣ ΕΥΡΥΤΕΡΗΣ ΠΕΡΙΟΧΗΣ



Σχήμα 2. Γεωλογικός χάρτης της Ελλάδος. Απεικονίζονται οι κύριοι σχηματισμοί καθώς και οι ορογενετικές ζώνες. Η ευρύτερη περιοχή μελέτης εμπεριέχεται μέσα στο κόκκινο πλαίσιο. Rh: Μάζα της Ροδόπης, Sm: Σερβομακεδονική μάζα, CR: Περιοδοποική ζώνη, (Pe: Ζώνη Παιανίας, Pa: Ζώνη Πάικου, Al: Ζώνη Αλμωπίας) = Ζώνη Αξιού, PI: Πελαγονική ζώνη, AC: Αττικό-Κυκλαδική ζώνη, Sp: Υποπελαγονική ζώνη, Pk: Ζώνη Παρνασσού - Γκιώνας, P: Ζώνη Πίνδου, G: Ζώνη Γαβρόβου - Τρίπολης, I: Ιόνιος ζώνη, Px: Ζώνη Παξών ή Προαπούλια, Au: Ενότητα “Ταλέα όρη - πλακώδεις ασβεστόλιθοι” πιθανόν της Ιονίου ζώνης. (Kilias et al., 2012).

3.1 Ζώνη Αξιού

Η περιοχή μελέτης μας βρίσκεται εντός της ζώνης του Αξιού, που συχνά αναφέρεται στη διεθνή βιβλιογραφία με το όνομα ‘Vardar-Axios Zone’, ανήκει στις Εσωτερικές Ελληνίδες και αρχικά καθορίστηκε από τον Kossmat (1924) σαν μία ενιαία ζώνη μεταξύ της μάζας της Σερβομακεδονικής και της Ροδόπης προς τα ανατολικά και της Πελαγονικής ζώνης προς τα δυτικά, ενώ επεκτείνεται με ΒΒΔ-ΝΝΑ διεύθυνση ακολουθώντας τη διάταξη των Ελληνίδων και των Δειναρίδων οροσειρών (Σχήμα 2). Η ζώνη εμφανίζεται αρχικά έξω από τα ελληνικά σύνορα, στο Βορρά, στον χώρο της Γιουγκοσλαβίας, στην συνέχεια επεκτείνεται προς τον Νότο μέσα στον Ελλαδικό χώρο, φτάνει ως το Βόρειο Αιγαίο, καλύπτει τμήμα των νησιών των Β. Σποράδων ενώ κάμπτεται με διεύθυνση Δ-Α προς τη Χίο και τη Μικρά Ασία (Σχήμα 2). Στις μεταγενέστερες μελέτες που ακολούθησαν, σημειώθηκαν λιθοστρωματογραφικές και τεκτονικές διαφοροποιήσεις κατά πλάτος της ζώνης, ενώ η οριστική διαίρεση της ζώνης έγινε από τον Mercier (1966), ο οποίος με βάση τη τεκτονική, τη λιθολογία αλλά και τα διαφοροποιημένους παλαιογεωγραφικούς χαρακτήρες, διέκρινε τρεις επιμέρους ζώνες, την υποζώνη της Παιονίας στα ανατολικά, την υποζώνη του Πάικου στο κεντρικό τμήμα και την υποζώνη της Αλμωπίας στα δυτικά (Σχήμα 3). Σύμφωνα με την τελευταία αυτή διάκριση, η περιοχή που καλύπτει η παρούσα μελέτη βρίσκεται στο όριο των υποζωνών της Παιονίας και του Πάικου.



Σχήμα 3. α) Περιοχή μελέτης, β) Τεκτονικός χάρτης της ευρύτερης περιοχής μελέτης της ζώνης του Αξιού (τροποποιημένο από Brown & Robertson, 2004).

Το βασικό χαρακτηριστικό της ζώνης του Αξιού, είναι τα οφιολιθικά πετρώματα, ενώ καταγράφονται αλπικά ιζήματα, νηριτικά και πελαγικά, μεταμορφωμένα προαλπικά κρυσταλλοσχιστώδη πετρώματα καθώς και μεταλπηκοί σχηματισμοί. Η ζώνη του Πάικου θεωρήθηκε ότι αποτέλεσε ένα ύβωμα που διαχώριζε την αύλακα της Παιονίας από την αύλακα της Αλμωπίας, στις οποίες τα ιζήματα είναι βαθιάς θάλασσας (Mercier, 1968). Οι μεγάλες οφιολιθικές συρραφές της ζώνης Αξιού, συνιστούν την «Εσωτερική Οφιολιθική λωρίδα» της Ελλάδας, ΙΡΟ ή ΕΟΒ, η οποία αντιπροσωπεύει τη μία από τις δύο οφιολιθικές λωρίδες του ελλαδικού χώρου. Η δεύτερη βρίσκεται κατά μήκος της Υποπελαγονικής ζώνης, αποτελώντας την «Εξωτερική Οφιολιθική λωρίδα», ΕΡΟ ή WOB και μαζί με τη ζώνη Ωλονού-Πίνδου αντιπροσώπευαν μια παλιά ωκεάνια περιοχή (Kockel et al., 1971; Kockel et al., 1977), (Σχήμα 4). Η «Εσωτερική Οφιολιθική λωρίδα», που συναντάμε στον χώρο της Παιονίας, προσδιορίζει τη γεωτεκτονική θέση της ζώνης σαν τον παλιό ωκεάνιο χώρο της Τηθύος, που λειτούργησε κατά τη διάρκεια του Μεσοζωικού.

Σχήμα 4. Χάρτης της Ελλάδος όπου απεικονίζονται οι δύο οφιολιθικές συρραφές της Ελλάδας. (Gartzos et al., 2009)). WOB: Western Ophiolite Belt, EOB : Eastern Ophiolite Belt, A: Αργολίδα, AC: Αττικό-Κυκλαδική Ζώνη Alb: Αλβανίδες, BR = Brezonica, G: Γευγελή, Mir: Mirdita, O: Όθρυς, P: Ζώνη Πίνδου, S: Σιθωνία, Samo: Σαμοθράκη, V: Βούρινος.

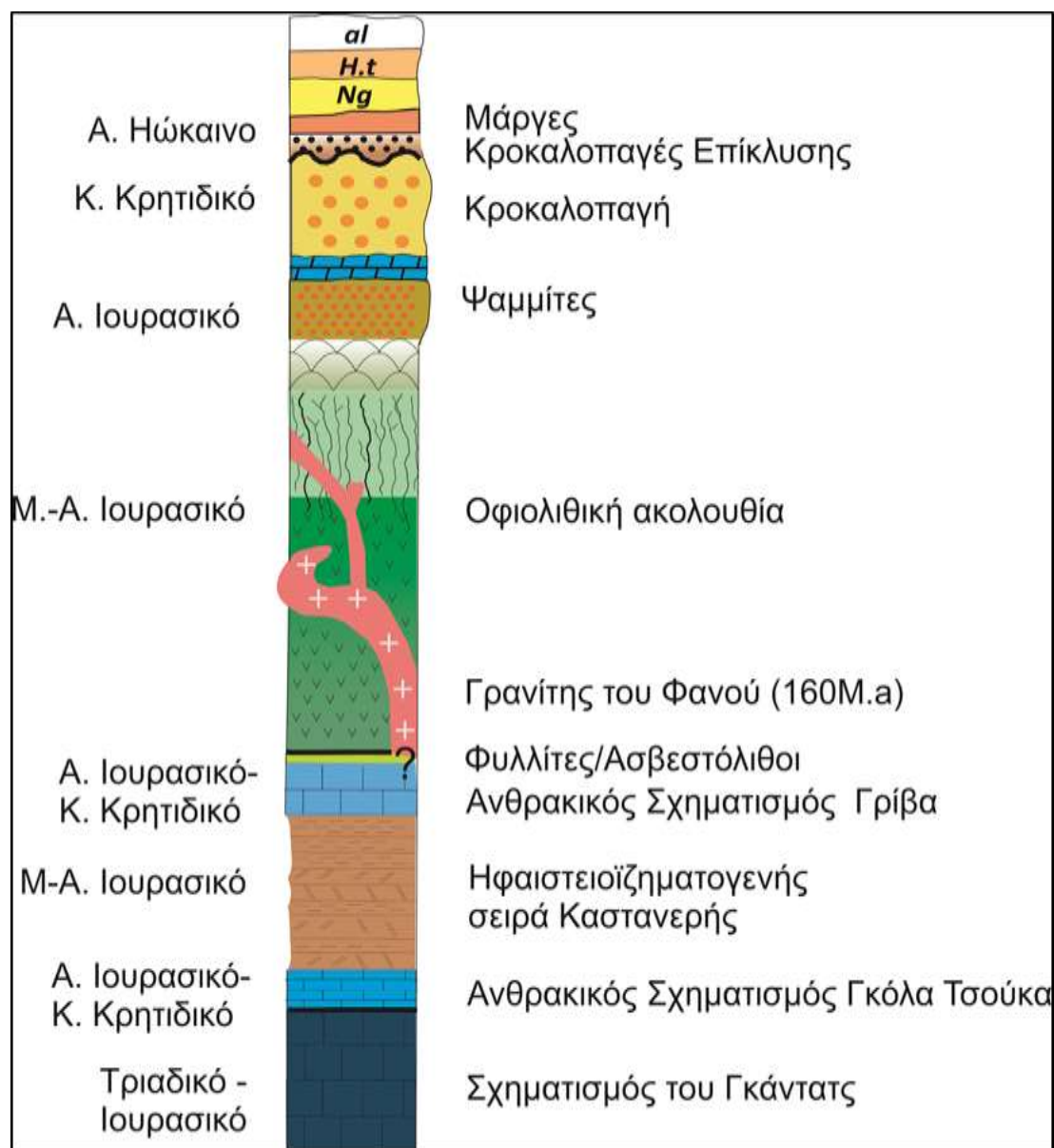
Έχουν διατυπωθεί πολλές απόψεις σχετικά με τον παλαιογεωγραφικό ρόλο και την χάρων που λειτούργησαν σε αυτή τη περιοχή. Σύμφωνα με την πρώτη άποψη, υπήρξε μία Α. Τριαδική διάρρηξη η οποία εξελίχθηκε σε έναν ωκεάνιο χώρο μέσα στην ζώνη του Αξιού, ο οποίος λειτούργησε κατά το Μεσοζωικό ανάμεσα σε δύο ηπειρωτικά τεμάχια. Το ανατολικό περιθώριο αντιπροσώπευε το νότιο τμήμα της Ευρασιατικής πλάκας, ενώ το δυτικό περιθώριο αποτέλεσε το βόρειο τμήμα της Γκοτβάνας. Αυτός ο ωκεανός θεωρείται ότι έκλεισε στο Α. Ιουρασικό, με την επώθηση των οφιολίθων προς τα Δυτικά (Baroz, et al. 1987; Asvesta, 1992 από Ζαχαριάδου, 2005). Η δεύτερη άποψη υποστηρίζει ότι οι δύο οφιολιθικές μάζες που βρίσκονται κατά μήκος των υποζωνών της Αλμωπίας (οφιολίθοι Αλμωπίας) και της Παιονίας (οφιολιθικό σύμπλεγμα Γευγελής), προέρχονται, όχι από έναν, αλλά από δύο ξεχωριστές ωκεάνιες λεκάνες, που διαχωρίζονται μεταξύ τους από τη μάζα του Πάικου και οι οποίες λειτούργησαν σχεδόν ταυτόχρονα (Bebien et al., 1980; Vergely, 1984). Η έναρξη της υποβύθισης προς τα ανατολικά έλαβε χώρα κατά το Μ. Ιουρασικό (Baroz et al., 1987). Σε αντίθεση με τις παραπάνω θέσεις, μία από τις νεότερες απόψεις εμφανίζει την υποζώνη της Παιονίας ως τη μοναδική πηγή προέλευσης των οφιολίθων στην ζώνη του Αξιού. Σύμφωνα με αυτή τη θεωρία, η μάζα του Πάικου αποτελεί μία μεγα-αντικλινική δομή, κάτω από τα μεταφερμένα προς τα δυτικά οφιολιθικά τεκτονικά καλύμματα των οφιολίθων της Γευγελής. Θεωρείται επομένως ο ορεινός όγκος του Πάικου ως ένα τεκτονικό παράθυρο, στον πυρήνα του οποίου αποκαλύπτονται τα κρυσταλλοσχιστώδη πετρώματα της μάζας της Πελαγονικής, (Ricou & Godfriaux, 1995). Εκτενέστερη όμως ανάλυση σχετικά με τον παλαιογεωγραφικό ρόλο της περιοχής της ζώνης του Αξιού θα γίνει σε επόμενο κεφάλαιο (βλέπε 5^ο κεφάλαιο)

3.2 Υποζώνη Παιονίας

Στο ανατολικό τμήμα της ζώνης του Αξιού συναντάμε την υποζώνη της Παιονίας, (Mercier 1966) η οποία οριοθετείται από την Περιοδοπική ζώνη στα ανατολικά και την υποζώνη του Πάικου στα δυτικά. Η ανατολική κατωφέρεια του Πάικου μαζί με τα δυτικότερα τμήματα της υποζώνης της Παιονίας, χαρακτηρίστηκαν από τον Mercier 1966 με τον κοινό όρο «υποζώνη Προπαιονίας», ενώ το ανατολικό τμήμα της Παιονίας «Ανατολική Παιονία», θεωρείται η κύρια αύλακα. (Mercier, 1966).

Στην υποζώνη της Παιονίας περιλαμβάνονται μεσοζωικοί και τριτογενείς σχηματισμοί, πυριγενείς διεισδύσεις που κυμαίνονται μεταξύ όξινης και ενδιάμεσης σύστασης, Ιουρασικής ηλικίας καθώς και οφιολιθικά σώματα, τα οποία ορίζουν μία ξεχωριστή ομάδα, την «Εσωτερικότερη Ελληνική Οφιολιθική Ζώνη» ή “Innermost Hellenic Ophiolitic Belt”, (IMHOB). Σε αυτά τα οφιολιθικά σώματα, τα οποία εμφανίζονται με ΒΔ-ΝΑ διάταξη, ανήκουν το οφιολιθικό σύμπλεγμα της Γευγελής, οι οφιολίθοι της Θεσσαλονίκης και τα οφιολιθικά σώματα της Χαλκιδικής. Σε αυτή τη

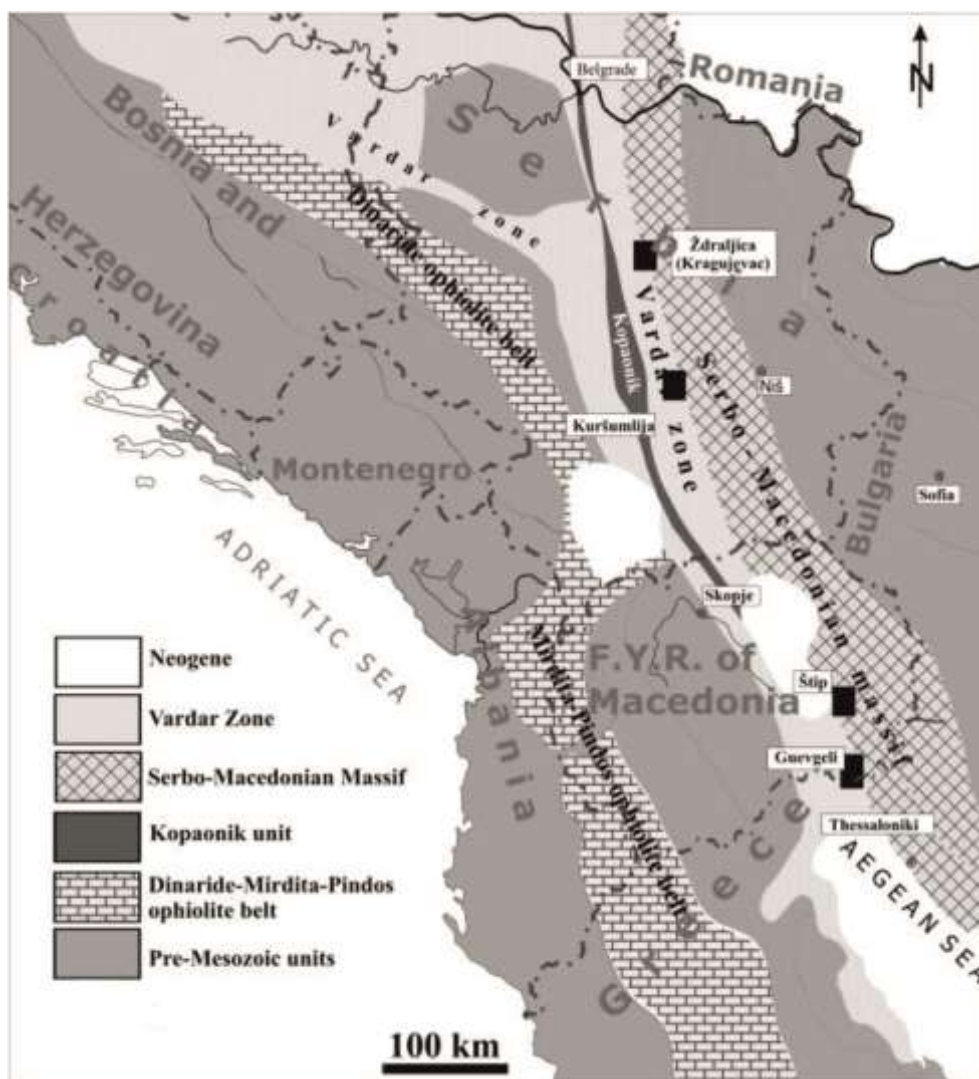
ζώνη συναντάμε και τη σημαντικότερη γρανιτική εμφάνιση, Μέσω- Άνω Ιουρασικής ηλικίας, τον γρανίτη του Φανού, ο οποίος διεισδύει μέσα στο οφιολιθικό σύμπλεγμα της Γευγελής και του οποίου η γεωτεκτονική εξέλιξη και τοποθέτηση αποτελούν βασικό αντικείμενο μελέτης της παρούσας διατριβής. Η λιθοστρωματογραφία της υποζώνης χαρακτηρίζεται από: α) Ασβεστόλιθους και ψαμμίτες ηλικίας Κ. Κρητιδικού, β) Επικλυσιογενές Ασβεστολιθικό Κροκαλοπαγές, γ) Το οφιολιθικό σύμπλεγμα Γευγελής (γάββροι, δολερίτες, pillow lavas, σύμπλεγμα φλεβών), μέσα στο οποίο διείσδυσε ο γρανίτης του Φανού, (Mercier, 1966), (Σχήμα 5).



Σχήμα 5. Στρωματογραφική στήλη της υποζώνης της Παιονίας. (Τροποποιημένο από Mercier, 1966).

3.2.1 Ζώνη STIP – Αξίος

Πρόκειται για μία ζώνη, με κύρια διεύθυνση B-N, τα πετρώματα της οποίας ομαδοποιήθηκαν σε μία ξεχωριστή ενότητα (Kockel, 1986). Καλύπτει το ανατολικό τμήμα της Ζώνης του Αξιού (υποζώνη Παιονίας) στον Ελλαδικό χώρο και επεκτείνεται προς Βορρά, μέσα στην ΠΓΔΜ (Σχήμα 6). Στην Ελλάδα, οι σχηματισμοί που συγκαταλέγονται εντός της ζώνης αυτής αποτελούνται από μεταμορφωμένα πετρώματα, τα οποία παρεμβάλλονται μεταξύ του οφιολιθικού συμπλέγματος του Γευγελή. Στα μεταμορφωμένα πετρώματα ανήκουν οι Μιγματίτες της Πηγής καθώς και οι Μιγματίτες του Κοτζά Ντερέ, τα οποία αναφέρονται μαζί σαν ενότητα Πηγής (Ζαχαριάδου, 2005).



Σχήμα 5. Απλοποιημένος γεωλογικός χάρτης, με το κεντρικό άξονα της Βαλκανικής χερσονήσου. (Karamata, 2006 από Šarić et al., 2009).

3.2.2 Οφιολιθικό σύμπλεγμα Γευγελής

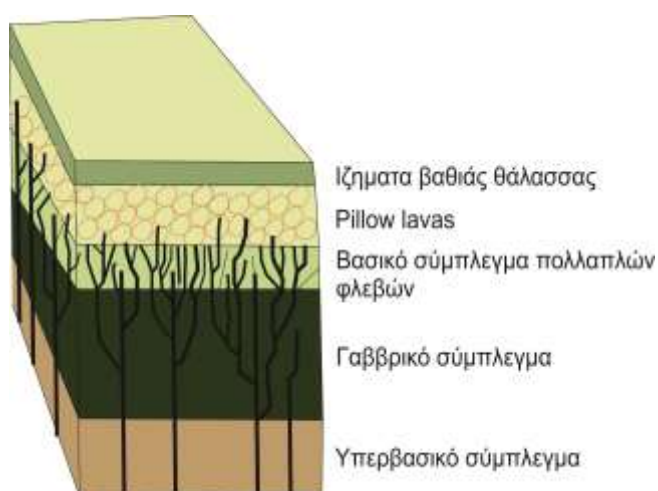
Το σύμπλεγμα της Γευγελής αντιπροσωπεύει τη βορειότερη εμφάνιση της υποζώνης της Παιονίας στον Ελληνικό χώρο, ενώ επεκτείνεται και στην περιοχή της ΠΓΔΜ, όπου και εμφανίζεται το μεγαλύτερο τμήμα αυτού του συμπλέγματος, γνωστό ως «σύμπλεγμα του Dren» (Karamata et al., 1980 από Ζαχαριάδου, 2005).

Μέσα στον Ελλαδικό χώρο, το οφιολιθικό σύμπλεγμα της Γευγελής περιλαμβάνει τα ανώτερα τμήματα μίας τυπικής οφιολιθικής ακολουθίας (γάββροι, διορίτες, βασικές λάβες), αντίθετα στον χώρο της ΠΓΔΜ εμφανίζονται τα βασικότερα τμήματα αυτής της ακολουθίας.

Συγκεκριμένα, κοντά στο ανατολικό περιθώριο της μάζας του Πάικου, επικρατούν οι γάββροι και το σύστημα πολλαπλών φλεβών. Τα πλαγιογρανιτικά πετρώματα που διεισδύουν μέσα στο σύμπλεγμα της Γευγελής και που συναντάμε στο ανατολικό τμήμα της σειράς, αντιπροσωπεύουν τα πιο εξελιγμένα μέρη του αρχικού βασικού μάγματος. Προοδευτικά προς τα ανατολικά συναντάμε τους ανώτερους ορίζοντες της οφιολιθικής ακολουθίας (δολερίτες, διαβάσες και μαξιλαροειδείς αποθέσεις) ηλικίας Άνω Ιουρασικού, (Σχήμα 7).

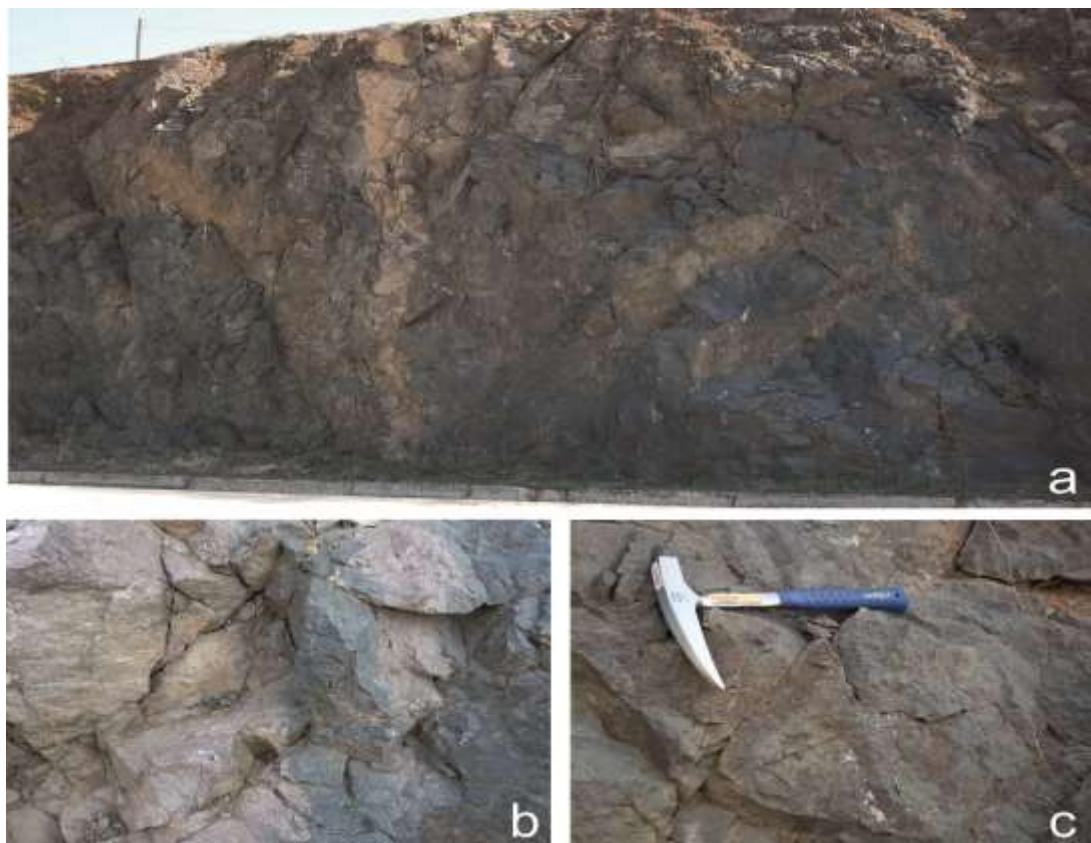
Επιπλέον, έχει διατυπωθεί η άποψη (Bebien 1977; Pearce 1989) για την ύπαρξη δύο ξεχωριστών ενοτήτων μέσα στο σύμπλεγμα της Γευγελής, την ανατολική και την δυτική, οι οποίες οριοθετούνται με ένα ανάστροφο ρήγμα, BA-NΔ διεύθυνσης. Το δυτικό τμήμα αποτελείται από σωρρειτικούς γάββρους (γάββροι του ρέματος του Κοτζά Ντερέ), χαλαζιακό διορίτη, πλαγιογρανίτες (Σχήμα 8). Στην ανατολική ενότητα συναντάμε το φλεβικό σύστημα των Ευζώνων, λάβες και σωρρειτικούς γάββρους, οι οποίοι κόβονται από μεγάλους όγκους μαγματικών λατυποπαγών (magmatic breccia). Εντός της σειράς αυτής εντοπίζεται ο γρανίτης του Φανού, ηλικίας Άνω Ιουρασικού (158 ± 1 Ma).

Σύμφωνα με τις παρατηρήσεις μας κατά τη υπαίθρια εργασία, το ανατολικό όριο μεταξύ του γρανίτη του Φανού και των οφιολιθίων της Γευγελής, είναι μία πρωτογενής διείσδυση επαφής, ενώ το δυτικό όριο μεταξύ αυτών των δύο σχηματισμών αποτελεί ένα επωθητικό ρήγμα που φέρνει τον γρανίτη του Φανού επάνω από το σύμπλεγμα της Γευγελής.



Σχήμα 6. Δομή ενός οφιολιθικού συμπλέγματος

Η επαφή του συμπλέγματος της Γευγελής με την υποζώνη του Πάικου, οριοθετείται από ένα επωθητικό ρήγμα, γενικής διεύθυνσης B-N, το οποίο τοποθετεί τους οφιολίθους τεκτονικά επάνω στον Άνω Ιουρασικό - Κάτω Κρητιδικό ανθρακικό σχηματισμό του ανατολικού περιθωρίου του Πάικου, Γρίβα-Κρώμνης (Mercier, 1966).



Σχήμα 7. a,b,c: εικόνες υπαίθριας παρατήρησης διείσδυσης πλαγιογρανίτη μέσα στο οφιολιθικό σύμπλεγμα Γευγελής.

3.2.3 Μιγματίτες της Πηγής.

Πρόκειται για μεταμορφωμένα πετρώματα, τα οποία ανήκουν στην ζώνη Stip – Αξίος (Kockel, 1986) και που παρεμβάλλονται μεταξύ του οφιολιθικού συμπλέγματος της Γευγελής και του γρανίτη του Φανού, στο ανατολικό περιθώριο της ζώνης του Αξιού, στην υποζώνη της Παιονίας, που συναντάμε τόσο στον Ελληνικό χώρο όσο και στον χώρο της ΠΓΔΜ. Αποτελούνται από τους μιγματίτες, οι οποίοι είναι τοποθετημένοι σε διεύθυνση ΒΒΔ-ΝΝΑ, κατά μήκος του ρέματος Κοτζά Ντερέ, δυτικά της Αξιούπολης.

Οι μιγματίτες είναι πετρώματα ανομοιογενή σε μακροσκοπική κλίμακα. Σχηματίζονται κατά το πρώτο στάδιο της μερικής τήξης, όταν το υλικό είναι διάσπαρτο ή αρχίζει να κινητοποιείται μέσα στο μεταμορφωμένο πέτρωμα. Στους μιγματίτες η γενεσιοειδής υφή είναι διαταραγμένη δίνοντας την εντύπωση μιας χαρακτηριστικής πλαστικότητας του υλικού, (Σχήμα 9). Αυτό συμβαίνει σε συνθήκες υψηλού βαθμού μεταμόρφωσης όπου είναι δυνατή η μερική τήξη χαλαζιοαστριούχων ή πηλιτικών πετρωμάτων, εφόσον υπάρχει και διαθέσιμο νερό. Ένα μέρος τους είναι ανοιχτού χρώματος και έχει χαλαζιοαστριούχο ή αστριούχο σύσταση (Δημητριάδης, 1988).

Έχουν ειπωθεί πολλές απόψεις σχετικά με το πώς σχηματίστηκαν οι μιγματίτες της Πηγής. Σύμφωνα με τον Pearce, (1989), η δημιουργία των μιγματιτών είναι αποτέλεσμα της τοποθέτησης των οφιολίθων πάνω στα ιζήματα του ηπειρωτικού φλοιού.

Επιπλέον, η άποψη των Zachariadou & Dimitriadis, (1994), σύμφωνα με την οποία οι μιγματίτες αντιπροσωπεύουν προ-άνω Ιουρασικά τμήματα του ηπειρωτικού φλοιού και αφήνουν υπονοούμενα για πιθανή προέκταση της Σερβομακεδονικής μάζας προς τα δυτικά, ενώ συνδέονται με έκταση και με πρώτα στάδια ανοίγματος της περιθωριακής λεκάνης της Γευγελής.

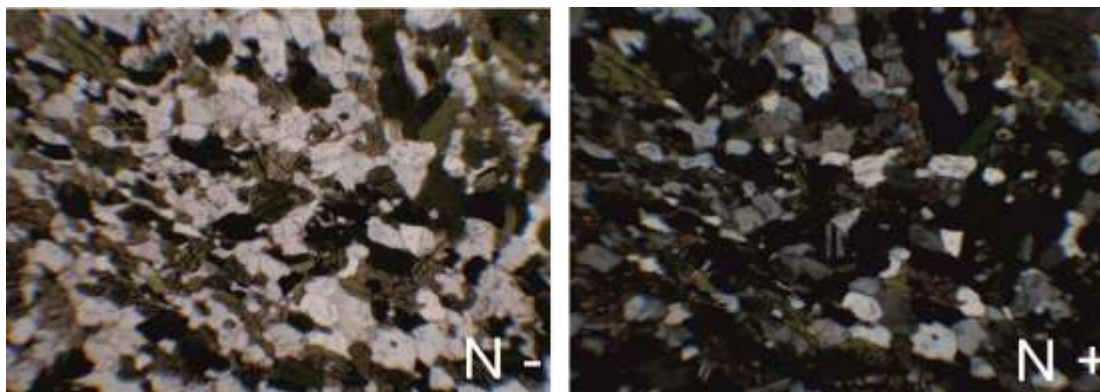
Τέλος, σύμφωνα με τους Anders et al., (2005), τα δείγματα των μιγματιτών της Πηγής έχουν Παλαιοζωική ηλικία (319 Ma).



Σχήμα 8. Μιγματίτες του Κοτζά Ντερέ, με εγκλείσματα κερατιτικού υλικού.

3.2.4 Αμφιβολίτες

Οι αμφιβολίτες, εμφανίζονται ως μαζώδη συνεκτικά σώματα μέσα στην ενότητα της Πηγής, στην επαφή του γρανίτη του Φανού με τους μιγματίτες. Είναι σκουρόχρωμα πετρώματα, αποτελούμενα κυρίως από κεροστίλβη, βιοτίτη και πλαγιόκλαστα (Σχήμα 9).



Σχήμα 9. Μικροσκοπική παρατήρηση δείγματος Αμφιβολίτη (KD-04) από τη περιοχή μελέτης. Το δείγμα χαρακτηρίζεται από γρανοβλαστικό ιστό, ενώ αναγνωρίζονται οι κρύσταλλοι της Κεροστίλβης και τα πλαγιόκλαστα.

3.2.5 Πυροξενικοί Τοναλίτες

Πρόκειται για πετρώματα που συναντάμε στο ρέμα του Κοτζά Ντερέ. Αποτελούν μέλη της ομάδας των Τοναλιτών, που απατώνται στη περιοχή και στη σύσταση των οποίων υπάρχει ορθοπυρόξενος. Εμφανίζονται στην επαφή των μιγματιτών με το οφιολιθικό σύμπλεγμα Γευγελής ενώ εμπεριέχουν ξενόλιθους αμφιβολίτη (Ζαχαριάδου, 2005). Ορυκτολογικά αποτελούνται κυρίως από πλαγιόκλαστο, χαλαζία, κεροστίλβη, ορθοπυρόξeno, ενώ σε μικρότερη ποσότητα συμμετέχουν βιοτίτης, καλιούχος άστριος, χλωρίτης, τιτανίτης. Στην παρούσα εργασία χρησιμοποιήθηκαν 4 δείγματα πυροξενικού Τοναλίτη από Ζαχαριάδου (2005), για τα οποία θα μιλήσουμε εκτενέστερα στο Κεφάλαιο 7.

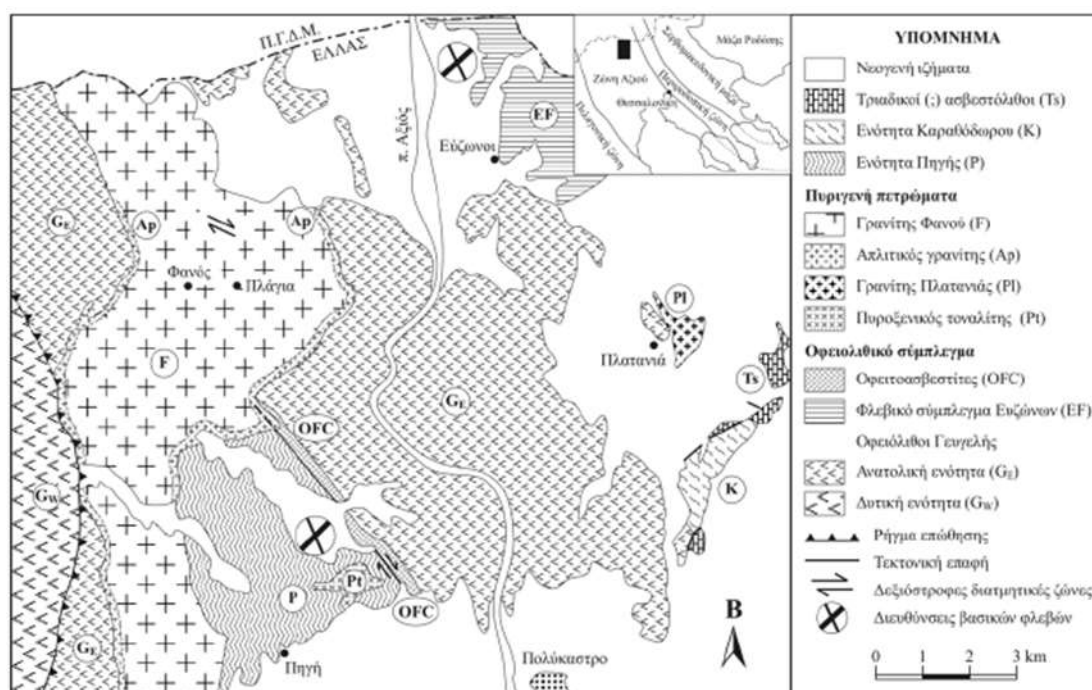
3.2.6 Χαλαζιακός Διορίτης

Αυτόν τον πετρογραφικό τύπο τον συναντάμε στο ρέμα του Κοτζά Ντερέ. Στη δομή τους συμμετέχουν πλαγιόκλαστα, κεροστίλβη, χαλαζίας και/ή βιοτίτης. (Σχήμα 13).

3.2.7 Ο γρανίτης του Φανού

Ο γρανίτης του Φανού αποτελεί τη μεγαλύτερη γρανιτική εμφάνιση που διεισδύει μέσα στο οφιολιθικό σύμπλεγμα της Γευγελής σε διεύθυνση B-N (Mercier, 1966). Είναι ένα λευκοκρατικό πέτρωμα με ολοκρυσταλλικό ιστό και αποτελείται από τρεις πετρογραφικούς τύπους: απλιτογραφνίτη (Σχήμα 12a), ο οποίος περιβάλλει τον κύριο όγκο του γρανίτη, γρανίτη (Σχήμα 11, 12) καθώς και μικρογραφνίτη (Σχήμα 11, 12b), (Christofides et al., 1990; Soldatos et al., 1993).

Ο γρανίτης του Φανού είναι ένας ασβεσταλκαλικού τύπου γρανίτης, ο οποίος συνδέεται άμεσα με τη μεταλλοφορία του μολυβδαινίτη. Η ύπαρξη μεταλλοφορίας στις επαφές του γρανίτη με τον οφιόλιθο, δείχνει ότι κατά το στάδιο της κρυστάλλωσής του, οι θερμοκρασίες παρέμειναν υψηλές (Ζαχαριάδου & Δημητριάδης, 1994). Η απόθεση μεταλλοφορίας του μολυβδαινίου συμβαίνει σε ένα εύρος θερμοκρασιών από 550-750° C και κοντά στη μαγματική πηγή (Bernard et al., 1990). Η ηλικία του γρανίτη του Φανού προσδιορίστηκε με διάφορες μεθόδους ραδιοχρονολόγησης, ενώ η πιο πρόσφατη έρευνα με τη μέθοδο SHRIMP σε ζirkόνιο έδωσε ηλικία 158±1 Ma. (Anders et al., 2005), (Πίνακας 1).



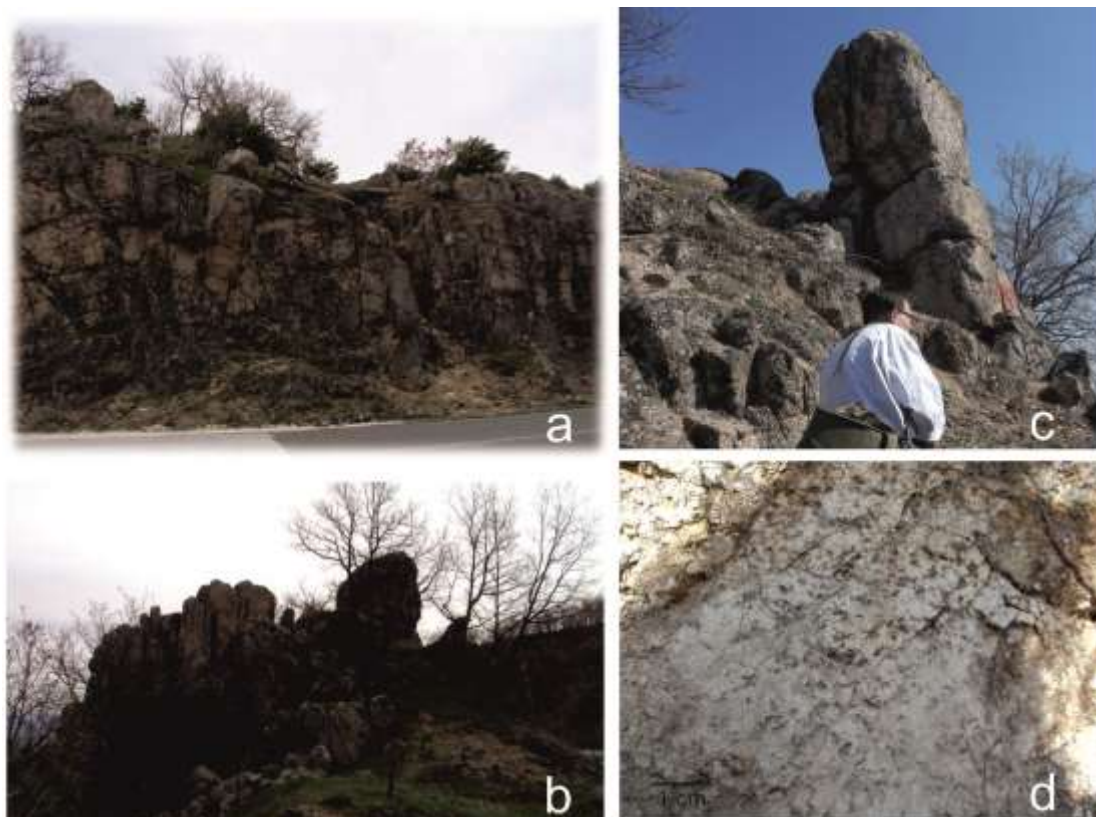
Σχήμα 10. Σχήμα. Γεωλογικός χάρτης περιοχής μελέτης (Mercier, 1968).

Η ανατολική επαφή του Γρανίτη με τον οφιολίθο παρουσιάζει πρωτογενή σχέση διείσδυσης. Η δυτική επαφή με το οφιολιθικό σύμπλεγμα, οριοθετείται από ένα επωθητικό ρήγμα, B-N διεύθυνσης, με κλίση 45° προς τα ΒΑ (Bebien & Mercier, 1977, ΙΓΜΕ Εύζωνοι, Σκρα 1:50000). Το ρήγμα αυτό δεν είναι ορατό σε όλο το μήκος της επαφής, πολύ πιθανό η επιφάνειά του να επεκτείνεται μέσα στο οφιολιθικό σύμπλεγμα προς τα δυτικά.

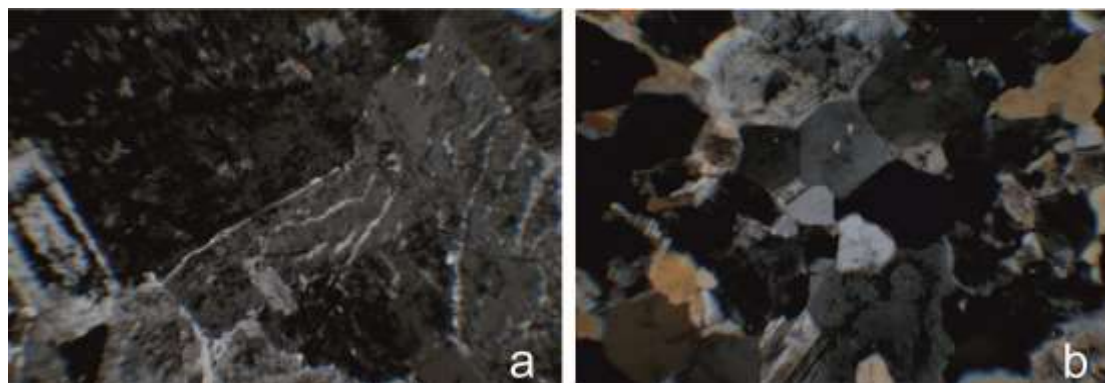
Στο ΝΑ περιθώριο του γρανίτη, συναντάμε τους Μιγματίτες της Πηγής, μέσα στους οποίους ο γρανίτης φαίνεται να έχει διεισδύσει. Μία ζώνη διεύθυνσης ΒΔ-ΝΑ, η οποία παραμορφώνει τους σχηματισμούς, στο όριο μεταξύ των Μιγματιτών της Πηγής και του ανατολικού τμήματος των οφιολίθων της Γευγελής, το οποίο έχει αναφερθεί από άλλους ερευνητές (Ζαχαριάδου, 2005), δεν εντοπίστηκε κατά την υπαίθρια παρατήρηση, (Σχήμα 11). Ο γρανίτης του Φανού θεωρείται συγγενετικός με τα βασικά του οφιολιθικού συμπλέγματος της Γευγελής, επειδή στη περιφέρειά του περιέχει ξενόλιθους τέτοιων πετρωμάτων (Ζαχαριάδου, 2005).

Πίνακας 1. Συγκεντρωτικός Πίνακας Ραδιοχρονολογήσεων του γρανιτη του Φανού, στη ζώνη του Αξιού.

Μέθοδος	Ορυκτό/Πέτρωμα	Ηλικία (εκ. χρόνια)	Αναφορές
Rb–Sr	Bt	147 to 153	Borsi et al. (1966)
K–Ar	Bt	150	Borsi et al. (1966)
K–Ar	Bt	113 ± 3 to 148 ± 4	Marakis (1969)
K–Ar	Bt	148 ± 3	Spray et al. (1984)
U–Pb	Zrn	148 ± 6	Christofides et al. (unpublished data)
SHRIMP	Zrn	158 ± 1	Anders et al. (2005)



Σχήμα 11. Μακροσκοπικές εικόνες παρατήρησης του γρανίτη του Φανού. a-c) μαξυλαρωειδής αποσάθρωση του γρανίτη, d) μικρογρανίτης.



Σχήμα 12. Μικροσκοπική παρατήρηση. α) Απλιτογρανίτης (περθίτες στον μικροκλινή, χαλαζίας, μοσχοβίτης), β) Μικρογρανίτης (άστριοι, πλαγιόκλαστα, χαλαζίας)

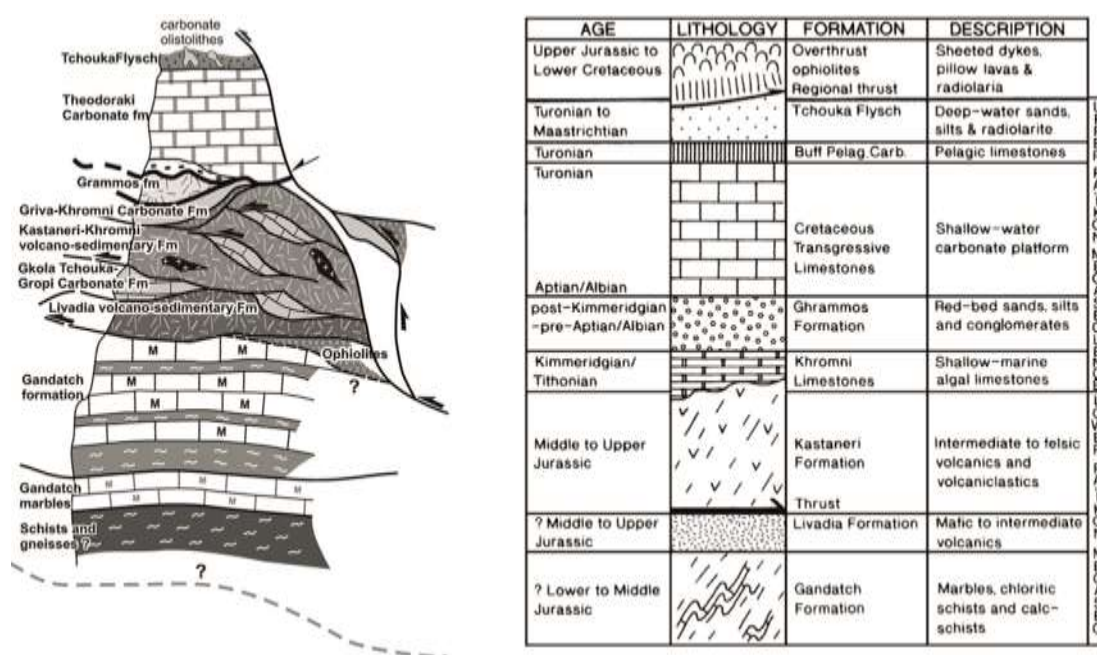


Σχήμα 13. a) Χαλαζιακός Διορίτης με ξενόλιθους, b, c) Γρανιτικές φλέβες μέσα σε αμφιβολίτη (Σχολιασμός σχήματος Κεφαλαίο 7)

3.3 Υποζώνη του Πάικου

Στην υποζώνη του Πάικου συναντάμε την ορεινή μάζα του Πάικου, καθώς και τα βουνά Τζένα και Πίνοβο. Βρίσκεται στον πυρήνα της ζώνης του Αξιού και αποτελεί μία περίπλοκη γεωλογικά και τεκτονικά δομή, για την οποία έχουν ειπωθεί πολλές απόψεις σχετικά με τη δημιουργία και την γεωτεκτονική της εξέλιξη (Mercier, 1968; Godfriaux & Rricou, 1991; Vergely & Mercier, 2000; Ferriere et al., 2001; Brown & Robertson, 2003) και οι οποίες θα αναφερθούν αναλυτικότερα σε επόμενο κεφάλαιο (Κεφάλαιο 4.3). Αποτελείται κυρίως από ανθρακικά, ηφαιστειακά και ψαμμιτικά πετρώματα και οι ηλικίες τους κυμαίνεται μεταξύ του Μ. Ιουρασικού και του Τεταρτογενούς (Mercier, 1968; Bebien et al., 1994; Katrivanos et al., 2011, 2012, 2013).

Σύμφωνα με τους Brown & Roberston, 2003, η ορεινή μάζα του Πάικου χωρίζεται σε δύο μεγάλες τεκτονο-στρωματογραφικές mega-ακολουθίες, την ανώτερη και την κατώτερη (Σχήμα 14). Σύμφωνα με Katrivanos et al. 2012, 2013), το Πάικο αποτελεί ένα σύνολο αλπικών ενοτήτων, οι οποίες δέχτηκαν τη δράση παραμορφωτικών τάσεων από το Α. Ιουρασικό έως και σήμερα (Σχήμα 14). Οι σχηματισμοί του Πάικου, από τον ανώτερο στρωματογραφικά προς τον κατώτερο, είναι οι εξής:



Σχήμα 14. Τεκτονο-στρωματογραφική στήλη της Υποζώνης του Πάικου σύμφωνα με Katrivanos et al. 2013 (αριστερά). Η δεξιά στήλη είναι σύμφωνη με τους Brown & Robertson, 2003.

✓ Σχηματισμός φλύσχη Τσούκας

Πρόκειται για εναλλαγές ψαμμιτών με αργιλικά πετρώματα, ασβεστοψαμμίτες και αργιλικούς σχιστόλιθοι, όπου δίνουν μια σαφή εικόνα φλύσχη. Συχνά, παρεμβάλλονται εντός της σειράς ολισθόλιθοι ανθρακικών πετρωμάτων (Katrivanos et al., 2012, 2013). Ο σχηματισμός της Τσούκας περιλαμβάνει μια μεταβλητή διαδοχή από λεπτόκοκκα και αδρόκοκκα υλικά σε στρώσεις με παρεμβολές από πιο χονδρόκοκκα υλικά. Η σειρά αυτή είναι ισχυρά τεκτονισμένη και τα τεκτονικά λείπια που σχηματίζονται φέρνουν το υλικό του φλύσχη σε συνεχείς εναλλαγές με τα υποκείμενα ανθρακικά πετρώματα του Α. Κρητιδικού (Katrivanos et al., 2012, 2013). Στον σχηματισμό αυτό βρέθηκαν *Radiolaria* και πιο συγκεκριμένα *Pseudodictyomitra psedomacrocephala* τα οποία έδειξαν ηλικία Τουρόνιο – Μαιστρίχτιο. (Brown & Robertson, 2003).

✓ Ανθρακικός Σχηματισμός Θεοδωράκι

Πρόκειται για ασβεστόλιθους, δολομίτες, δολομιτικούς ασβεστόλιθους, και πελαγικούς ασβεστόλιθους. Οι Sharp & Robertson (1993) τους περιγράφουν ως «Buff pelagic carbonates», πλούσιους σε απολιθώματα *Globotruncana* και *Foraminifera*. Πρόκειται για ανθρακικά κυρίως πετρώματα που αποτέθηκαν ασύμφωνα στα υποκείμενα με την επίκλυση του Κενομανίου. Η σειρά ξεκινά κυρίως με δολομίτες, ενώ στη συνέχεια μεταβαίνει σε νηριτικούς ασβεστόλιθους και λιγοστές εναλλαγές με ψαμμίτες και κροκαλοπαγή. Στους ανώτερους ορίζοντες επικρατούν πελαγικοί ασβεστόλιθοι, με τις συνθήκες ιζηματογένεσης να βαθαίνουν και να παραμένουν έτσι μέχρι την απόθεση του φλύσχη της Τσούκας. Η ηλικία της σειράς είναι Α. Κρητιδική, (Κενομάνιο έως το Μαιστρίχτιο) (Mercier & Vergely, 1984, από Katrivanos et al., 2012).

✓ Σχηματισμός Γράμμου

Πρόκειται για τυπικό σχηματισμό φλύσχη προς τον οποίο μεταβαίνουν οι ασβεστόλιθοι της Κρώμνης. Αποτελείται από μεταψαμμίτες σε εναλλαγές με μεταπηλιτικά πετρώματα, μετακροκαλοπαγή και λίγους ασβεστόλιθους. Χαρακτηριστικά επίσης είναι τα στρώματα του ερυθρού ψαμμίτη της σειράς αυτής, σε εναλλαγές με κλαστικό υλικό ηφαιστειακής προέλευσης (Katrivanos et al., 2012). Ο σχηματισμός αυτός εμφανίζεται μόνο στο νότιο τμήμα του Πάικου, εντός του π. Γράμμου. Από τους Brown & Robertson, (2003), ο σχηματισμός του Γράμμου, υπέρκειται με συμφωνία του Ασβεστόλιθου της Κρώμνης, ενώ σε μερικές θέσεις, όπου οι ασβεστόλιθοι του Σχηματισμού Κρώμνης απουσιάζουν, ο σχηματισμός υπέρκειται του ηφαιστειακού Σχηματισμού της Καστανερής. Η ηλικία του φλύσχη του Γράμμου θεωρείται Κ. Κρητιδική (Brown & Robertson, 2003).

✓ **Ανθρακικός Σχηματισμός Γρίβας-Κρώμνης**

Ο σχηματισμός αυτός, αναφέρεται από τους Sharp & Robertson (2003) ως Ασβεστόλιθος της Κρώμνης, το πάχος του είναι <40m, και επικαλύπτει ασύμφωνα τον Σχηματισμό Καστανερής. Αποτελείται κυρίως από ασβεστολιθικά πετρώματα ανακρυσταλλωμένα, κατά θέσεις δολομιτικά, σε εναλλαγές με φυλλίτες και ασβεστιτικούς και σερικιτικούς σχιστόλιθους. Στους κατώτερους ορίζοντες της σειράς επικρατούν τεφρά μάρμαρα. Η εύρεση χαρακτηριστικών απολιθωμάτων *Cladocoropsis mirabilis*, Γαστερόποδων και τα Δίθυρων. Η συνύπαρξη βαθύλων τρηματοφόρων και των *Cladocoropsis* προσδιορίζουν ηλικία Κιμμεριδίου (Katrivanos et al., 2012).

✓ **Ηφαιστειοϊζηματογενής Σειρά Καστανερής**

Πρόκειται για μία ηφαιστειοϊζηματογενή σειρά, ηλικίας Α. Ιουρασικού, που αποτελείται κυρίως από ηφαιστειακά υλικά όξινης σύστασης (Σχήμα 14, 15), (λεπτόκοκκοι τόφφοι, ιγκνιμπρίτες, μεταρυόλιθοι), παρενεστρομένα με κλαστικά υλικά και με παρεμβολές ανακρυσταλλωμένων ασβεστόλιθων σε φακούς και ορίζοντες μικρού πάχους. Το πάχος του σχηματισμού υπολογίζεται περίπου 500 μ. (Katrivanos et al., 2012). Ο σχηματισμός αυτός, διαγράφει μια στενή επιμήκη λωρίδα στις δυτικές και ανατολικές κλιτές του Πάικου, ωστόσο σύμφωνα με τους Bebieen et al. (1994), στο δυτικό Πάικο, η ηφαιστειοϊζηματογενής αυτή σειρά εμπεριέχει και υποθαλάσσια ηφαιστειακά πετρώματα βασικής σύστασης (σπιλίτες και διαβάσεις), θεωρώντας πως υπάρχει μία χημική διαφοροποίηση μεταξύ δυτικού (Σχ. Λιβαδίων) και ανατολικού Πάικου. Αργότερα, οι Brown & Robertson (2003), σύγκριναν γεωχημικά της δύο Ηφαιστειοϊζηματογενείς σειρές του Πάικου, της Καστανερής και των Λιβαδίων, υποστηρίζοντας πως πρόκειται για ίδιας προέλευσης ακολουθίες (island-arc tholeiites (IAT)). Επιπλέον, η κατώτερη επαφή της σειράς της Καστανερής οριοθετείται από ένα ανάστροφο ρήγμα, θεωρώντας ότι κινήθηκε διαφορετικά σε σχέση με τον σχηματισμό των Λιβαδίων, ενώ το ανώτερο όριο μεταξύ της ανώτερης της Ανώτερης Τεκτονο-Στρωματογραφική Μέγα-Ακολουθίας, αποτελεί μια στρωματογραφική ασυμφωνία (Σχήμα 14). Όλα τα ηφαιστειακά υλικά της σειράς είναι ισχυρά μυλονιτωμένα. Η μυλονιτική αυτή υφή είναι ιδιαίτερα εντυπωσιακή στους μεταρυόλιθους, δίνοντας θέσεις με αξιόπιστους κινηματικούς δείκτες (S-C υφές, σ-κλάστες κτλ.), (Katrivanos et al., 2012). Ορυκτολογικά, οι μεταρυόλιθοι αποτελούνται από χαλαζία, λευκό μαρμαρυγία και λεπτομερή σερικίτη και στο μικροσκόπιο είναι ιδιαίτερα εμφανή τα φαινόμενα της δυναμικής ανακρυστάλλωσης του χαλαζία και της σερικιτίωσης του μαρμαρυγία, (Katrivanos et al., 2012). Επιπλέον, εντός αυτών βρέθηκε το ορυκτό λοσονίτης, που μαζί με την παρουσία Na-αμφιβόλου, συνηγορεί για μεταμόρφωση υψηλής πίεσης και χαμηλής θερμοκρασίας (HP/LT), που υπέστησαν οι κατώτεροι σχηματισμοί του Παικου, κατά την πιθανή υποβύθιση κάτω από το ηπειρωτικό τέμαχος, στο Α. Ιουρασικό (Baroz et

al., 1987). Εντός της σειράς και κοντά στο χ. Καστανερή στο ανατολικό Πάικο, υπάρχει εμφάνιση ενός γνευσιωμένου γρανιτικού σώματος.



Σχήμα 15. Δείγμα από την ηφαιστειοϊζηματογενή σειρά της Καστανερής.

- Ανθρακικός Σχηματισμός Γκόλα Τσούκας - Γκρόπης

Αυτός ο σχηματισμός αποτελείται κυρίως από μάρμαρα, ανακρυσταλλωμένους ασβεστόλιθους και ασβεστιτικούς σχιστόλιθους. Τα ανθρακικά πετρώματα εμφανίζουν ισχυρά φαινόμενα μυλονιτίωσης, κυρίως κοντά στο όριό τους με την υπερκείμενη ηφαιστειοϊζηματογενή σειρά της Καστανερής (Katrivanos et al., 2012). Η σειρά ξεκινά στη βάση της με κροκαλοπαγές πάχους 3- 4 μ. με γρανιτικό - ρυολιθικό υλικό από το σχηματισμό Καστανερής και σταδιακά μεταπίπτει στα λευκά ρουδιστοφόρα μάρμαρα, ηλικίας Άπτιου – Άλβιου (Bonneau et al., 1994). Η ηλικία της σειράς θεωρείται πλέον Α. Ιουρασική - Κ. Κρητιδική (Mercier, 1966; Bonneau et al., 1994; Katrivanos et al., 2012). Οι Ferriere et al. (2001) προτείνουν Άπτια ηλικία, ενώ οι Brown & Robertson (2003) θεωρούν πως ο σχηματισμός της Γκρόπης, τόσο στο δυτικό όσο και στο ανατολικό τμήμα του Πάικου, αποτελεί κομμάτι των «Cretaceous Transgressive Limestones», των άνω Κρητιδικών ασβεστόλιθων, οι οποίοι ενσωματώθηκαν στην υποκείμενη ηφαιστειοϊζηματογενή σειρά του Παικου, στις αρχές του Τριτογενούς, όπου δρούσαν συμπιεστικές τάσεις, (Σχήμα 14).

✓ Ηφαιστειοϊζηματογενής Σχηματισμός Λιβαδίων

Αυτή η σειρά αποτελείται από ηφαιστειοϊζηματογενή πετρώματα, Μ. - Α. Ιουρασικής ηλικίας (Μαυρίδης et al., 1982 από Katrivanos et al., 2012), (Σχήμα 14), ο οποίος αποτελείται κυρίως από χλωριτικούς σχιστόλιθους, κρυσταλλικούς ασβεστόλιθους, σε εναλλαγές με ηφαιστειακό υλικό (τόφφοι, μεταρυσίτοι). Σύμφωνα με τους Brown & Robertson, 2003, ο σχηματισμός των Λιβαδίων χωρίζεται-οριοθετείται από τη

σειρά της Καστανερής με ένα ανάστροφο ρήγμα (Σχήμα 14). Αναπτύσσεται περιμετρικά του σχηματισμού του Γκάντατς, του πυρήνα του Πάικου αλλά η καλύτερη εμφάνιση του σχηματισμού βρίσκεται κοντά Μεγάλα Λιβάδια, στο κεντρικό Πάικο. Το περιβάλλον γένεσής του απασχόλησε στο παρελθόν τους ερευνητές. Αρχικά εκτιμήθηκε η διαφορετική γεωχημική του σύσταση από τη σειρά της Καστανερής (Bebien et al., 1994), ενώ με νεότερες μελέτες οι δύο Ηφαιστειοϊζηματογενείς σχηματισμοί θεωρούνται ίδιας γεωτεκτονικής προέλευσης (Brown & Robertson, 2003).

✓ Σχηματισμός Γκάντατς

Αυτός ο σχηματισμός, αποτελεί το στρωματογραφικά παλαιότερο τμήμα του Πάικου, γι' αυτό το λόγο θεωρείται και ο πυρήνας του. Έχει πάρει την ονομασία του από την ομώνυμη κορυφή και αποτελείται από εναλλαγές ασβεστιτικών, χλωριτικών σχιστολίθων με λευκά μάρμαρα, με εκτιμώμενο πάχος >500μ. (Brown & Robertson, 2003). Ο σχηματισμός του Γκάντατς δεν χρονολογήθηκε με ακρίβεια, διότι δεν βρέθηκαν χαρακτηριστικά απολιθώματα. Υπερκείμενος αυτού του σχηματισμού βρίσκεται ο Α. Ιουρασικός Ηφαιστειοϊζηματογενής σχηματισμός των Λιβαδίων, θέτοντας ένα ανώτερο όριο για την ηλικία του Γκάντατς (Τριαδικό-Κ. Ιουρασικό), σύμφωνα με Mercier 1966; Brown & Robertson, 2003; Katrivanos et al., 2012. Ο παλαιογεωγραφικό ρόλος αυτού του σχηματισμού, αποτελούμενου από μία ανθρακική ακολουθία με πολύ χαρακτηριστικές εικόνες παραμόρφωσης (Σχήμα 16), θεωρείται πως αποτέλεσε μία ανθρακική ηπειρωτική κατωφέρεια, με ρίζες από τη μάζα της Σερβομακεδονικής (Stais & Ferrière, 1991; Brown & Robertson, 2003).



Σχήμα 16. Σχηματισμός του Γκάντατς, με αποτυπωμένα τα τεκτονικά γεγονότα D1-D2.

4 Τεκτονική

Έχουν ειπωθεί πολλές απόψεις σχετικά με τη γεωτεκτονική εξέλιξη της περιοχής. Είναι αποδεκτό πως η περιοχή της ζώνης του Αξιού έχει δεχτεί μία πολυφασική παραμόρφωση, η οποία συνοδεύτηκε από τα αντίστοιχα μεταμορφικά γεγονότα. Σύμφωνα με Μουντράκη, (1985); Vergely, (1984); Mercier, (1968) η τεκτοορογενετική εξέλιξη της λεκάνης του Αξιού, χαρακτηρίζεται από 2 κυρίως φάσεις: 1^η ορογενετική περίοδο (Α. Ιουρασικό-Κ. Κρητιδικό), η οποία προκάλεσε την προσωρινή ανάδυση της ζώνης και συνδέεται με το τελικό κλείσιμο της λεκάνης της Παιονίας. Η 2^η ορογενετική περίοδος (Α. Κρητιδικό-Μ. Ηώκαινο), όπου η ζώνη διαμορφώθηκε οριστικά. Η 3^η ορογενετική περίοδος συνδέεται με την απόθεση των μολασσικών ιζημάτων.

Σύμφωνα με πιο πρόσφατες έρευνες, είναι αποδεκτό πως, επάνω στους σχηματισμούς της ορεινής μάζας του Πάικου αλλά και στην ευρύτερη περιοχή του Αξιού (υποζώνη Παιονίας) και της Πελαγονικής, αποτυπώνονται οι διάφορες φάσεις συμπίεσης (shortening) και έκτασης (extension) από το Μ-Α. Ιουρασικό έως και σήμερα, οι οποίες συνδέονται με το κλείσιμο του ωκεανού του Αξιού (=Νεοτηθύς), που έδρασαν στην περιοχή, (D1-D6), (Σχήμα 19, Πίνακας 3). (Kilias et al., 2010; Katrivanos et al., 2013)

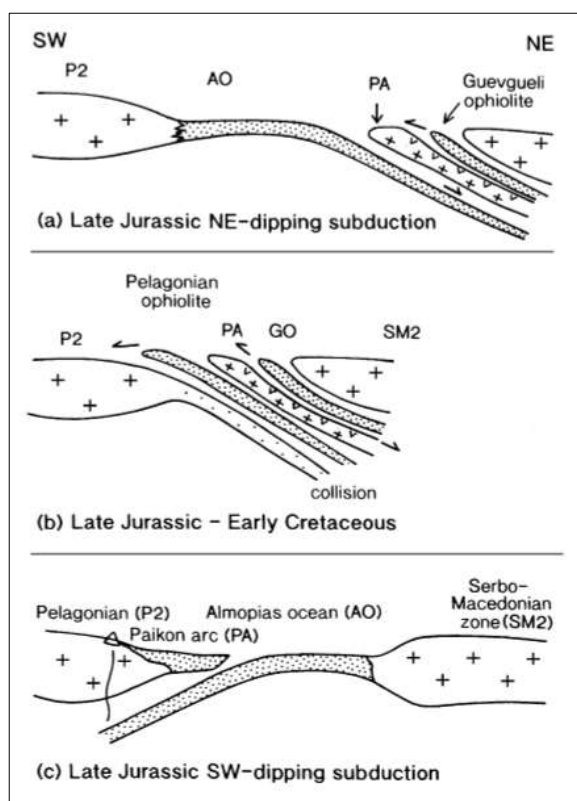
4.1 Φάσεις μεταμόρφωσης

Μεταμόρφωση υψηλής πίεσης και θερμοκρασίας, D_{HP}

Σύμφωνα με τους Most et al., (2001); Kilias et al., (2010, 2013), στην περιοχή του Αξιού, υπήρξε ένα τεκτονικό γεγονός που συνδέεται με δομές υψηλής πίεσης και χαμηλής θερμοκρασίας (D_{HP}) και χρονολογείται σχετικά παλαιότερο από τα 150 Ma. (Μ-Α. Ιουρασικό). Σύμφωνα με Baroz et al., (1987), αυτή η φάση, ηλικίας Μέσο-Άνω Ιουρασικού, πολύ πιθανό να συνδέεται με μία ζώνη υποβύθισης στον ωκεάνιο χώρο της ζώνης του Αξιού και προηγείται του D1 τεκτονικού γεγονότος. Τα πετρώματα του ανατολικού Πελαγονικού περιθωρίου, υπόκεινται σε τέτοιες συνθήκες, λόγω της τεκτονικής τοποθέτησης του οφιολιθικού συμπλέγματος της Γευγελής, πάνω σε αυτά, με κατεύθυνση προς τα Δυτικά (Robertson, 2012; Kilias et al., 2012; Katrivanos, 2013), (Πίνακας 2).

Άνω Ιουρασική Φάση Μεταμόρφωσης, D1

Η ηλικία της πρώτης φάσης Μεταμόρφωσης D1, που επηρέασε την περιοχή του Αξιού και συνδέεται με την αρχική τεκτονική τοποθέτηση των οφιολίθων της Ζώνης του Αξιού, από τα ανατολικά προς δυτικά, τοποθετείται στο Α. Ιουρασικό, (Most et al., 2001; Kiliyas et al. 2010; Katrivanos et al., 2012, 2013), (Πίνακας 2, Σχήμα 19). Οι συνθήκες μεταμόρφωσης που επικρατούν ανήκουν στην πρασινοσχιστολιθική φάση (M1) και η κινηματική ανάλυση φανέρωσε πως η κύρια φορά κίνησης έγινε προς τα Δ-ΝΔ. Διακρίνεται μία διαμπερής συμμεταμορφική σχιστότητα (S1) παράλληλα στο αξονικό επίπεδο ισοκλινούς πτύχωσης (F1) που πτυχώνει μία προγενέστερη σχιστότητα S0. Οι Baroz et al., (1987), αναφέρουν μία μεταμόρφωση υψηλής πίεσης και χαμηλής θερμοκρασίας (HP-LT) Α. Ιουρασικής ηλικίας, που περιορίζεται στους κατώτερους τεκτονικούς ορίζοντες της μάζας και η οποία υπαινίσσεται: (α) βύθιση της Κάτω Μέγα-ακολουθίας του Πάικου, ανάμεσα στον ωκεάνιο χώρο της Γευγελής και της Αλμωπίας, η οποία βυθίζεται με ΒΑ διεύθυνση (Mercier, 1968; Vergely, 1984; Sharp 1984), (Σχήμα 17α). (β) Ο Ωκεάνιος χώρος της Αλμωπίας έκλεισε στο Α. Ιουρασικό, προκαλώντας την ηπειρώτικη σύγκρουση μεταξύ της Σερβομακεδονικής και της Πελαγονικής Ζώνης (Papanikolaou, 1996-1997), (Σχήμα 17b), (γ) Ο Ωκεανός της Αλμωπίας, βυθίστηκε Νότιο-δυτικά, κάτω από την Ζώνη της Πελαγονικής (Smith, 1993), (Σχήμα 17c, από Brown & Robertson, 2003).



Σχήμα 17. Εναλλακτικά Α. Ιουρασικά μοντέλα αναπαράστασης των συνθηκών της τοποθέτησης της μάζας του Πάικου (Brown & Robertson, 2003).

(α) Κατά τη διάρκεια της βορειοανατολικής Ιουρασικής ενδοωκεάνιας υποβύθισης του ωκεανού της Αλμωπίας στη Ζ. στη ζώνη του Αξιού (Mercier, 1968; Vergely, 1984; Sharp, 1984 από Brown & Robertson, 2003).

(β) Ομοίως με (α), με τη διαφορά ότι ο ωκεανός της Αλμωπίας έκλεισε στο Α. Ιουρασικό (Papanikolaou, 1996-1997 από Brown & Robertson, 2003).

(γ) Νότιο-δυτική ενδοωκεάνια υποβύθιση κάτω από τη Πελαγονική Ζώνη (Smith, 1993 από Brown & Robertson, 2003)

Κάτω Κρητιδική Φάση Μεταμόρφωσης, D2

Η παραμορφωτική φάση D2, μεταγενέστερη της D1, και οι συνοδές τις δομές, επηρεάζουν τις ήδη υπάρχουσες δομές (S0, S1, F1) και τις παραμορφώνουν. Σε αυτή τη φάση ανήκουν οι ασύμμετρες κλειστές ή/και ανοιχτές πτυχές (F2) και μία νέα σχιστότητα (S2), παράλληλα στα αξονικά επίπεδα της F2, η οποία αποτυπώνεται στους σχηματισμούς του Πάικου ηλικίας K. Κρητιδικού και παλαιότερα (Katrivanos et al., 2012, 2013). Επιπλέον κατά το D2 γεγονός σχηματίζεται η ορυκτολογική γράμμωση (L2), διεύθυνσης Δ-ΝΔ, η οποία και αποτελεί την κύρια γράμμωση στο Πάικο και έχει επηρεάσει σε όλες τις προηγούμενες δομές (Kilias 2010; Katrivanos et al. 2012, 2013). Οι συνθήκες μεταμόρφωσης της φάσης αυτής κυμαίνονται στην κατώτερη πρασινοσχιστολιθική φάση (M2) και αποτελούν ανάδρομη μεταμόρφωση (Kilias 2010; Katrivanos et al., 2012, 2013). Η φάση D2 θεωρείται πως συνεχίζει τη διαδικασία συσσώρευσης των καλυμμάτων του Πάικου και την προώθηση του οφιολιθικού καλύμματος προς τα Δυτικά, με αποτέλεσμα τη λεπίωση των K. Κρητιδικών ανθρακικών σχηματισμών μαζί με τις Ηφαιστειοϊζηματογενείς σειρές του Α. Ιουρασικού (Καστανερή-Λιβιάδια), (Πίνακας 2, Σχήμα 18).

Α. Κρητιδική Φάση Μεταμόρφωσης D3

Αυτή η Φάση Μεταμόρφωσης, είναι η πρώτη κύρια εφελκυστική φάση που λαμβάνει χώρα στο Α. Κρητιδικό. Συνδέεται κυρίως με την ιζηματογένεση νηριτικών ανθρακικών ιζημάτων, τον φλύσχη ηλικίας Κενομανίου-Μαιστριχτίου, ενώ κατά τη διάρκεια αυτής της φάσης πραγματοποιήθηκε η πρώτη εκταφή του ορογενούς (Πίνακας 2, Σχήμα 18). Οι δομές της φάσης D3 συνδέονται με μία μυλονιτική σχιστότητα (S3) και μία ορυκτολογική γράμμωση έκτασης (L3) με σταθερή διεύθυνση ΝΝΔ-BBA και επηρεάζουν τις παλαιότερες δομές D1 και D2. Η μεταμόρφωση που λαμβάνει χώρα δεν είναι αντιληπτή, παρά μόνο εντός των ζωνών διάτμησης με ανακρυσταλλώσεις χαλαζία και σερικιτιώσεις του λευκού μαρμαρυγία. (Kilias et al. 2010; Katrivanos et al., 2012, 2013).

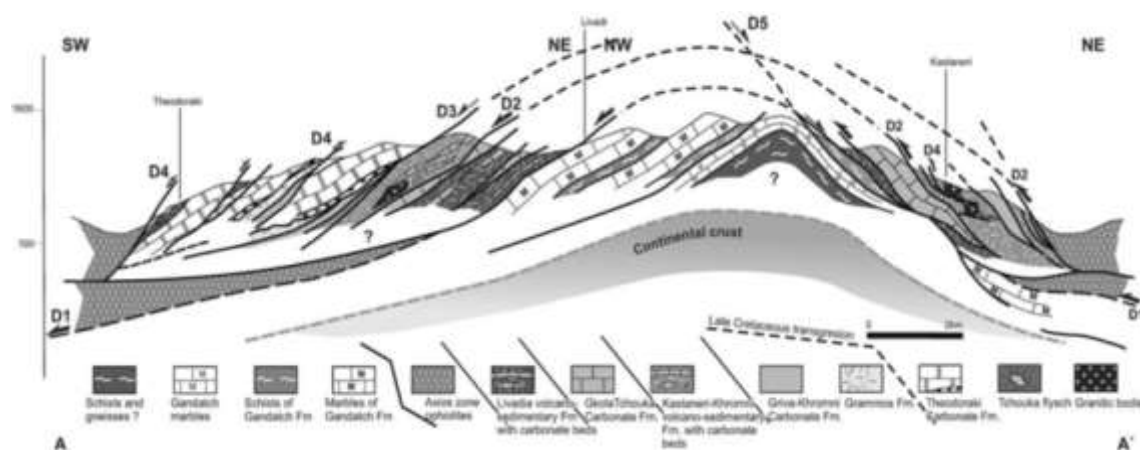
Τριτογενής Τεκτονική (D4, D5, D6)

Φάση D4. Πρόκειται για μία Τριτογενή συμπιεστική τεκτονική, με χαρακτηριστικές ανοιχτές γωνιώδεις πτυχές (F4), η οποίες συνδέονται με ανάστροφα ρήγματα (rFT4), γενικής διεύθυνσης ΝΔ-ΒΑ και με κύρια φορά προς τα ΝΔ. Δημιουργείται επομένως μίας ζώνης πτυχώσεων - επιπεύσεων, από το Παλαιόκαινο έως το Ηώκαινο (Kilias et al., 2010; Katrivanos et al., 2012, 2013). Στο ανατολικό περιθώριο της μάζας, τα τεκτονικά λείπια δείχνουν μία κίνηση προς τα ΝΔ, ενώ στο δυτικό Πάικο η λεπίωση

είναι αντιθετική προς τα BA (Mercier & Vergely 2001; Brown & Robertson, 2003), . Η αξονική διεύθυνση των πτυχών αυτών είναι NA- ΒΔ, δηλαδή κάθετη στη διεύθυνση της κίνησης, χωρίς περιστροφές, κάτι που φανερώνει ότι οι συνθήκες της παραμόρφωσης της φάσης αυτής είναι ημιθραυσιγενείς έως θραυσιγενείς. Αυτή η Φάση παραμόρφωσης συνδέεται με την τελική τοποθέτηση των οφιολίθων της Αλμωπίας πάνω στα Α. Κρητιδικά ανθρακικά ιζήματα Θεοδωράκι, ως μία μεγάλη αντιθετική εφίπλευση προς τα BA (back-thrust), (Kilias et al. 2010; Katrivanos et al., 2012, 2013), (Πίνακας 2, Σχήμα 18).

Φάση D5. Κατά τη διάρκεια αυτής της εφελκυστικής θραυσιγενής φάσης (Ολιγόκαινο – Μειόκαινο) πραγματοποιείται η τελική κατάρρευση του ορογενούς και των καλυμμάτων του Πάικου (Πίνακας 2, Σχήμα 18). Συνδέεται με κανονικά ρήγματα μικρής γωνίας κλίσης (FT5(e)) και κύρια κινηματική προς τα ΝΔ (D5(e)), (Katrivanos et al., 2012, 2013).

Φάση D6. Συνδεδεμένη με το σχηματισμό των Νεογενών και Τεταρτογενών λεκανών (D6(e)), αποτελεί το τελικό στάδιο παραμόρφωσης του ορογενούς και περιλαμβάνει κανονικά ρήγματα μεγάλης γωνίας κλίσης, καθώς και ρήγματα οριζόντιας μετατόπισης (Katrivanos et al. 2012, 2013). Στην ευρύτερη περιοχή μελέτης η ρηξιγενής γραμμή που διαχωρίζει την οροσειρά της Τζένας - Πινόβου από την ορεινή μάζα του Πάικου, συνδέεται με τη φάση D6, (Πίνακας 2).



Σχήμα 15. Τεκτονοστρωματογραφική αναπαράσταση της ορεινής μάζας του Πάικου. Απεικονίζονται οι γεωλογικές δομές και οι σχετικές μεταξύ τους τεκτονικές κινήσεις κατά τη διάρκεια των Μεταμορφικών φάσεων (D1-D6). Katrivanos et. al.,2011,2013).

Πίνακας 2. Συγκεντρωτικός πίνακας όλων των παραμορφωτικών φάσεων που εκδηλώθηκαν και επηρέασαν τους σχηματισμούς στην ευρύτερη περιοχή του Πάικου (Katrivanos et al. 2011).

Φάση	Ηλικία	Πεδίο Τάσεων	Μεταμόρφωση	Γεγονότα
D _{HP/LT}	Μέσο-Άνω Ιουρασικό	Συμπίεση	Υψηλής Πίεσης / Χαμηλής Θερμοκρασίας	Δημιουργία του σχηματισμού του Γκάντατς και των Ηφαιστειοϊζηματογενών ακολουθιών
D1	A. Ιουρασικό	Συμπίεση	πρασινοςχιστολιθική (M1)	Τεκτονική τοποθέτηση οφιολίθων
D2	K. Κρητιδικό	Συμπίεση	κατώτερη πρασινοςχιστολιθική (M2)	Λεπίωση των ανθρακικών του ηφαιστειοκλαστικού υλικού
D3	A. Κρητιδικό	Εφελκυσμός	εντός των ζωνών διάτμησης, ανακρυστάλλωση χαλαζία	1 ^η αποκάλυψη & εκταφή ορογενούς
D4	Παλαιόκαινο-Ηώκαινο	Συμπίεση	-	Τοποθέτηση οφιολίθων της Αλμοπίας στο δυτικό τμήμα του Παικου (back-thrust)
D5	Ολιγόκαινο-	Εφελκυσμός	-	Κατάρρευση του ορογενούς
D6	Μειόκαινο-Σήμερα	Εφελκυσμός	-	Σχηματισμός Νεογενών - Τεταρτογενών λεκανών

4.2 Τεκτονική του γρανίτη του Φανού

Έχει παρατηρηθεί πως ο γρανίτης του Φανού δεν έχει επηρεαστεί από δομές πλαστικής τεκτονικής σε αυτόν αποτυπώνονται κυρίως η θραυσιγενής τεκτονική με ανάπτυξη κατακλαστικών ζωνών με ακανόνιστο προσανατολισμό, συνδεδεμένο κυρίως με τα D5 και D6 τεκτονικά γεγονότα. Επιλέον, η δυτική επαφή με το οφιολιθικό σύμπλεγμα, οριοθετείται από ένα επωθητικό ρήγμα, B-N διεύθυνσης, με κλίση 45ο προς τα ΒΑ και ανάπτυξη χαρακτηριστικών δεικτών κινηματικής, με φορά κίνησης προς τα δυτικά. Η ζώνη αυτή αναπτύσσεται σε ένα πάχος 2-3 μέτρων. Η δημιουργία της συνδέεται με την εξέλιξη της D2 τεκτονικής. Τέλος, η ανατολική επαφή του γρανίτη με τον οφιολίθο παρουσιάζει πρωτογενή σχέση διείσδυσης

4.3 Η αποτύπωση της D2 και D4 τεκτονικής επάνω στην Ηφαιστειοϊζηματογενή σειρά της Καστανερής

Όπως προαναφέρθηκε σε προηγούμενη παράγραφο, οι δομές του τεκτονικού γεγονότος D1 (A. Ιουρασικό), επηρεάστηκαν από τις δομές που ανήκουν στην D2 τεκτονική, η οποία αποτέλεσε συνέχεια της D1 και έδρασε και παραμόρφωσε όλους τους σχηματισμούς της ορεινής μάζας του Πάικου, από το Κ. Κρητιδικό και παλιότερα. Επιπλέον, αξίζει να σημειωθεί πως η έντονη μυλωνιτική υφή που παρατηρείται σε όλο το μήκος του σχηματισμού, στο ανατολικό Πάικο, συνδέεται με αυτό το συμπίεστικό γεγονός D2, άποψη που επαληθεύεται με ραδιομετρικά

δεδομένα K/Ar και Ar/Ar από δείγματα Καστανερής-Κρώμνης (110-95 Ma), (Most et al., 2001; Kiliyas et al., 2010; Katrivanos et al., 2013).

4.3.1 Γράμμωση Έκτασης και Σχιστότητα της Καστανερής

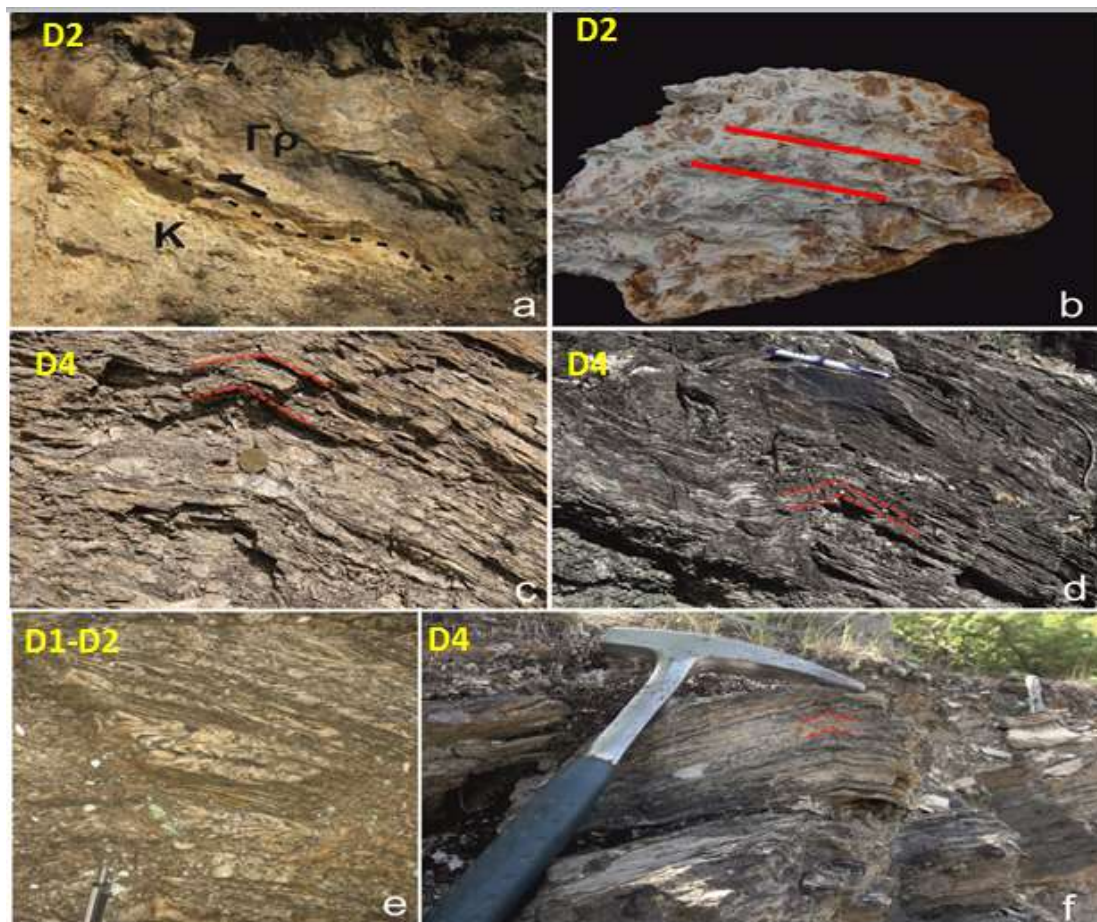
Σε αυτή τη φάση ανήκουν, η οποία έπεται του τεκτονικού γεγονότος D1, ανήκουν οι ασύμμετρες πτυχές F_2 και η σχιστότητα S_2 , παράλληλα στα αξονικά επίπεδα της F_2 . Επιπλέον κατά το D2 γεγονός σχηματίζεται η ορυκτολογική γράμμωση (L_2), διεύθυνσης Δ-ΝΔ. Κατά την υπαίθρια παρατήρηση, μετρήθηκαν τόσο η σχιστότητα (S_2), (Σχήμα 22), όσο και η ορυκτολογική γράμμωση έκτασης(L_2), (Σχήμα 23). Οι μετρήσεις πάρθηκαν από 4 διαφορετικά σημεία κατά μήκος του Ηφαιστειοϊζηματογενούς σχηματισμού της Καστανερής, (Πίνακας 3, Σχήμα 18). Στη συνέχεια οι μετρήσεις προβλήθηκαν, με τη βοήθεια του προγράμματος Stereonet, σε δίκτυα Schmidt, με την μορφή πόλων και μέγιστων κύκλων. και Από τα διαγράμματα παρατηρούμε μία γενική διεύθυνση προς τα Δ-ΝΔ. (Σχήματα 22, 23)

Πίνακας 3. Σημεία μέτρησης της Σχιστότητας και της Γράμμωσης του σχηματισμού της Καστανερής.

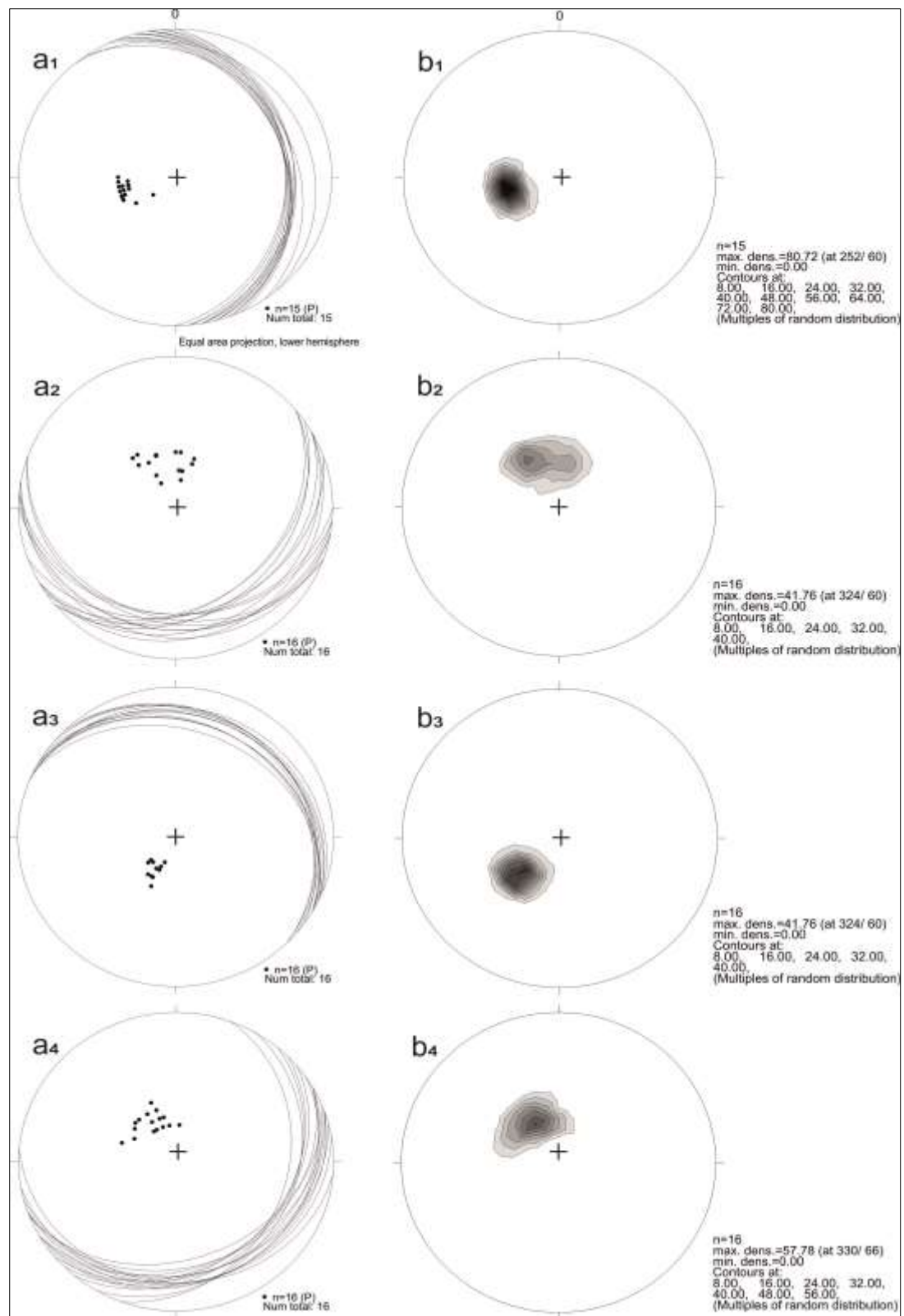
Γ. Μήκος	Γ. Πλάτος	Σχιστότητα (S_2) – Γράμμωση (L_2) (Σχήματα 22- 23)		Σημείο στο Χάρτη (Σχήμα 18)
		Πόλοι	Πυκνότητα	
22° 23'30'' E	40° 57'10'' B	a1	b1	A
22° 23'22'' E	40° 58'50'' B	a2	b2	B
22° 22'40'' E	40° 57'90'' B	a3	b3	C
22° 23'8'' E	41° 07'10'' B	a4	b4	D



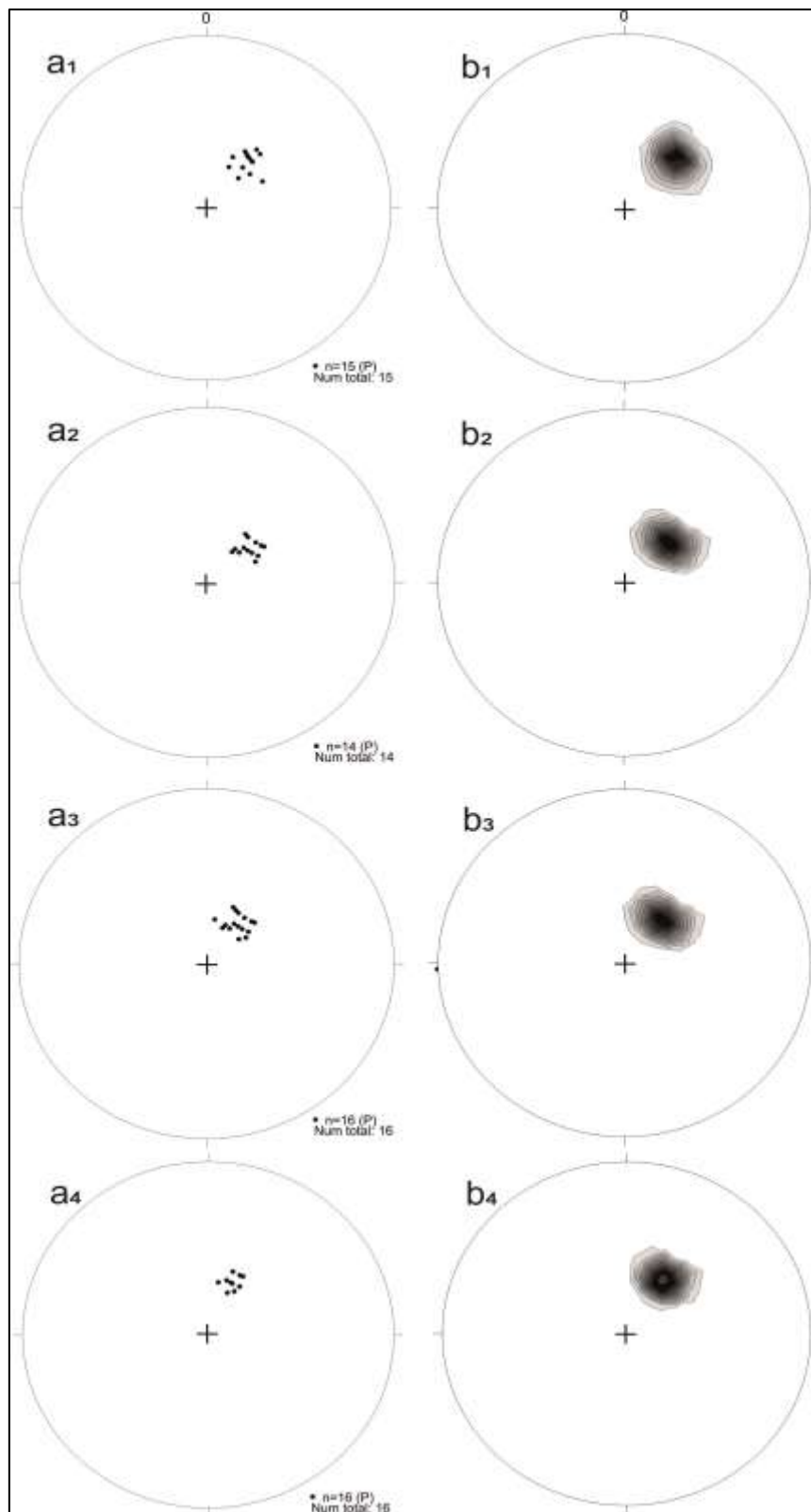
Σχήμα 16. Προβολή των σημείων μέτρησης της γράμμωσης και της σχιστότητας κατά μήκος του σχηματισμού της Καστανερί. (Πηγή από Google-earth).



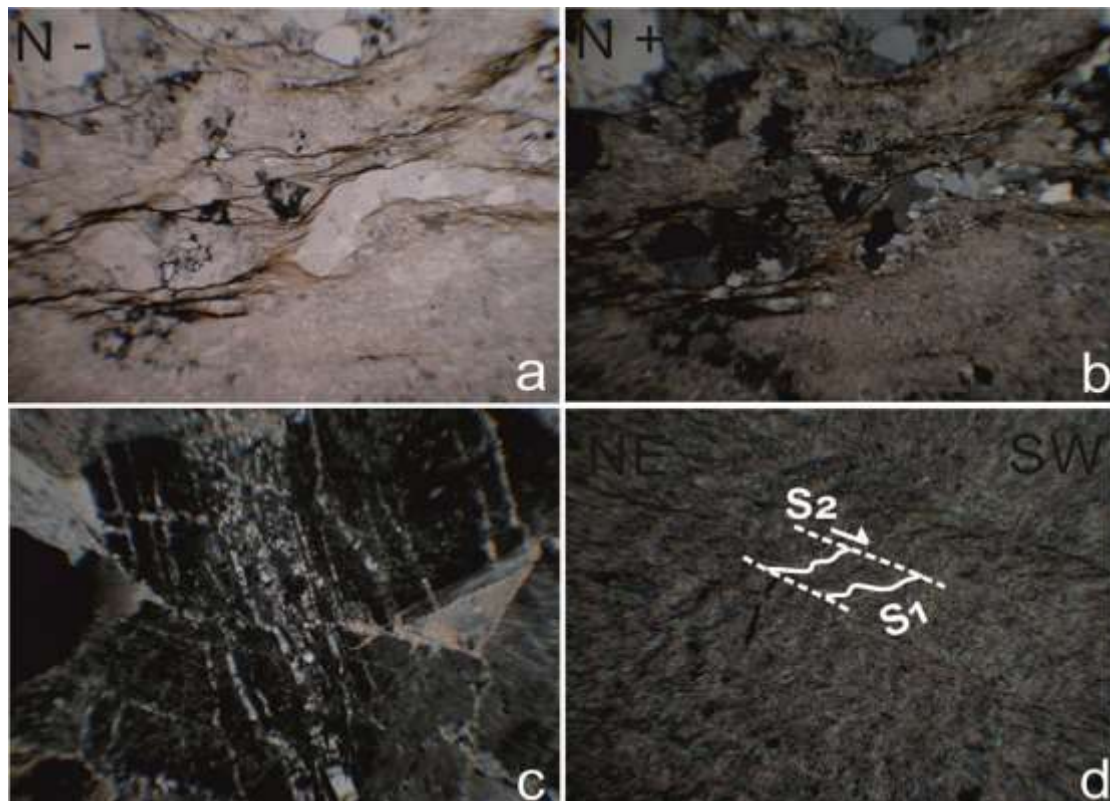
Σχήμα 17. Εικόνες με τα τεκτονικά στοιχεία, του σχηματισμού της Καστανερί, κατά την μακροσκοπική παρατήρηση. a) Τεκτονική επαφή Καστανερί –Γρίβα (D2 τεκτονικό γεγονός). b) Δείγμα προς ανάλυση. Εντυπωσιακοί οι κρύσταλλοι αστρίων, c & f) Knick πτυχές (D4 τεκτονικό γεγονός).



Σχήμα 18. Στερεογραφική προβολή της σχιστότητας του σχηματισμού της Καστανερής, με την μορφή πόλων και μέγιστων κύκλων (a_1 , a_2 , a_3 , a_4) και πυκνότητα (b_1 , b_2 , b_3 , b_4). (Προβολή στο δίκτυο Schmidt, νότιο ημισφαίριο). Κατεύθυνση βύθισης ΒΑ.



Σχήμα 19. Στερεογραφική προβολή της γράμμωσης έκτασης του σχηματισμού της Καστανερής, με την μορφή πόλων και μέγιστων κύκλων (α1, α2, α3, α4) και πυκνότητα (b1, b2, b3, b4). (Προβολή στο δίκτυο Schmidt, νότιο ημισφαίριο).



Σχήμα 20. a, b: Kα-04. Κινηματική. C: Kα-03.πλαγιοκλαστα σερικιτιωμενα. Το χαλαζιοασρτιούχο υλικό πληρώνει τις ρωγμές των αστρίων. Η τεκτονική έδρασε μεταξύ δύο μαγματικών επεισοδίων. d): Μικροτεκτονική παρατήρηση από το προσανατολισμένο δείγμα KA-02 (θέση στον σχ της Καστανερής). Φαίνονται καθαρά οι S1/S2 δομές που αποτελούν και δείκτες κινηματικής (διεύθυνση ΝΔ).

4.4 Προηγούμενες μελέτες – Μοντέλα Γεωτεκτονικής εξέλιξης της ορεινής μάζας του Πάικου.

Μέχρι σήμερα έχουν ειπωθεί πολλές απόψεις σχετικά με την τεκτονο-στρωματογραφική εξέλιξη και τη γεωτεκτονική θέση της ορεινής μάζας του Πάικου και της ευρύτερης περιοχής γενικότερα (Mercier 1968; Godfriaux & Ricou 1991; Vergely & Mercier 2000; Ferriere et al. 2001; Brown & Robertson, 2003, 2004; Kiliass et al. 2010; Katrivanos et al. 2013). Παρακάτω γίνεται μία μικρή αναφορά στα πιο σημαντικά μοντέλα που έχουν προταθεί έως τώρα και που συναντάμε στη διεθνή βιβλιογραφία (από Brown & Robertson, 2003)

(A) Overthrust Model

Ο Mercier (1968) ερμηνεύει την Μάζα του Πάικου ως δύο ξεχωριστές τεκτονικές ενότητες, οι οποίες ενώθηκαν στο Κ. Τριτογενές μέσω ενός ανάστροφου ρήγματος με φορά κίνησης προς τα δυτικά (Σχήμα 23,α). (Godfriaux και Ricou, 1991; Bonneau et al, 1994 από Brown & Robertson, 2003).

(B) Tectonic window Model

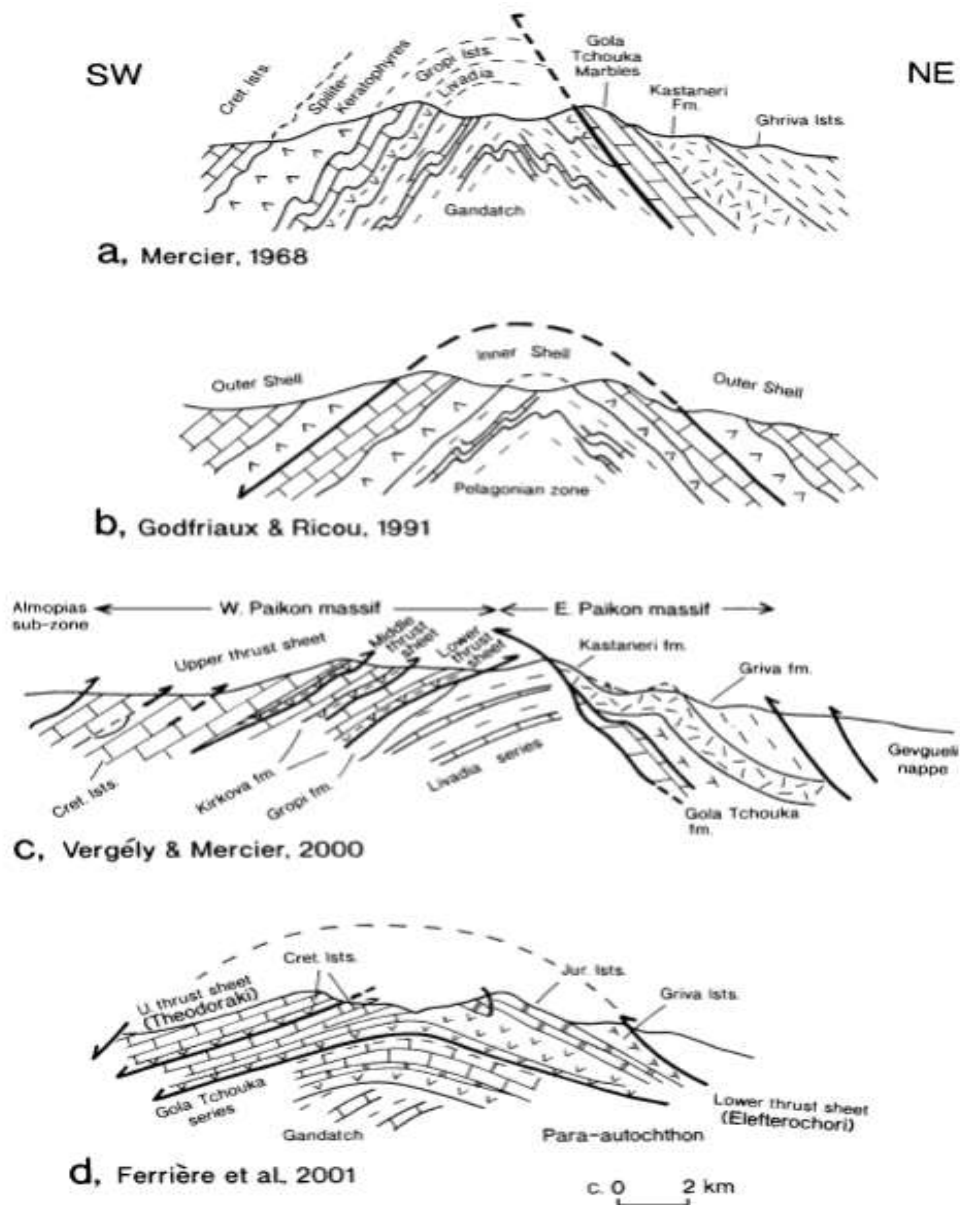
Μία εντελώς διαφορετική αντίληψη θεωρεί την ορεινή μάζα του Πάικου ως κομμάτι της Πελαγονική Ζώνη, το οποίο καλύπτεται, από τα δυτικά προερχόμενα, επωθημένα οφιολιθικά πετρώματα της υποζώνης της Αλμωπίας, αλλά και από τα μεταμορφωμένα πετρώματα της Πελαγονικής, στο Κ. Τριτογενές (Godfriaux and Ricou, 1991, Ricou and Godfriaux, 1991, 1995), (Σχήμα 23,β). Οι κατώτερες ενότητες σχετίζονται με την ανθρακική ενότητα Ολύμπου-Όσσας και τα υπερκείμενα ηφαιστειακά υλικά με τους μεταβασάλτες των Αμπελακίων.

(C) Opposing thrust duplex -Bivergent imbrication Model

Σύμφωνα με αυτό το μοντέλο που προτάθηκε από τους Vergely and Mercier, (2000) η ορεινή μάζα του Πάικου διακρίνεται σε δύο ενότητες, την ανατολική και τη δυτική, η επαφή των οποίων οριοθετείται από πολλαπλά ανάστροφα ρήγματα, με βύθιση προς τα ανατολικά (Σχήμα 23,γ). Τόσο το ανατολικό όσο και το δυτικό τμήμα του Πάικου, λεπιώνεται με τους Κρητιδικούς Ασβεστόλιθους. Τρία ανάστροφα ρήγματα, με φορά προς τα ανατολικά, προκαλούν την επανάληψη της Άνω-Κρητιδικής ακολουθίας, στο δυτικό τμήμα του Πάικου.

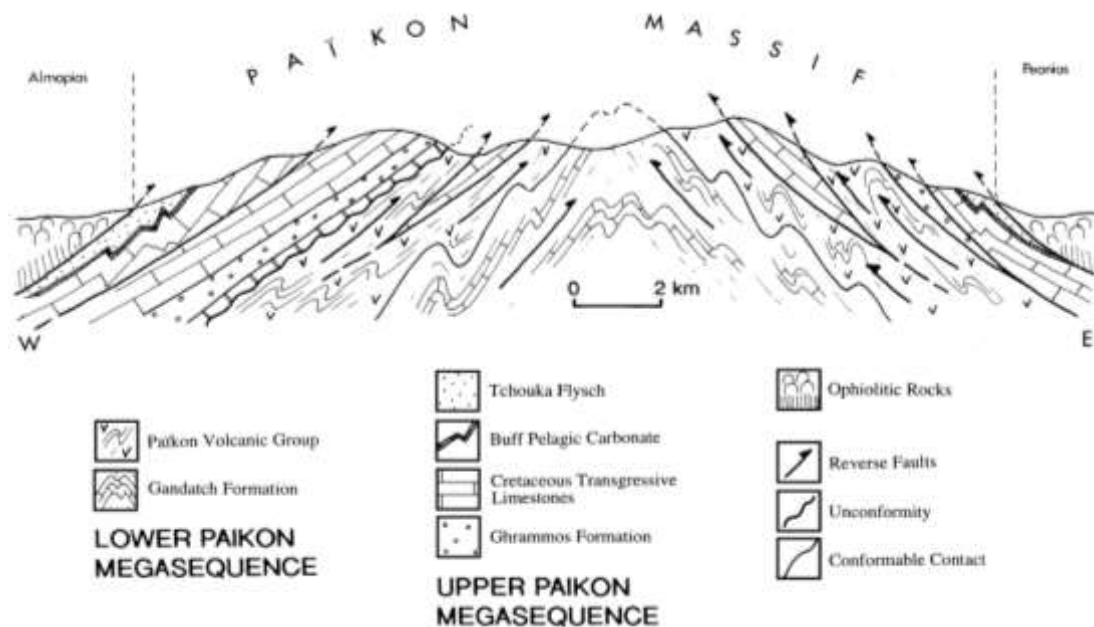
(D) Overthrust nappes Model

Σε αυτή τη θεωρία, το Πάικο αποτελεί μία μεγαπτυχή, η οποία αποτελείται από τεκτονικά καλύμματα, τοποθετημένα, στο Κ. Τριτογενές, πάνω σε ένα μη Πελαγονικό υπόβαθρο, με κίνηση από τα ανατολικά προς τα δυτικά (Bonneau et al., 1994; Ferriere et al., 2001), (Σχήμα 23,δ).



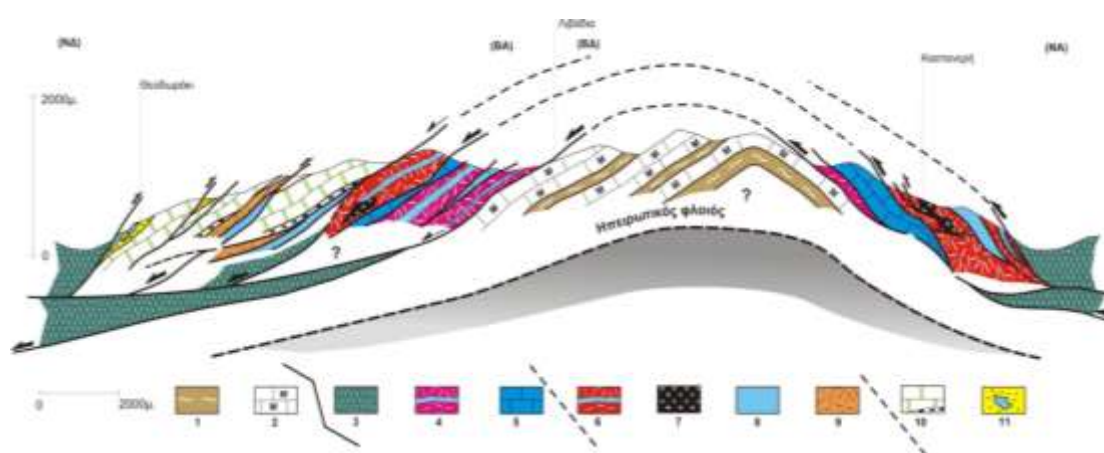
Σχήμα 21. Εναλλακτικά τεκτονο-στρωματογραφικά μοντέλα εξέλιξης της ορεινής μάζας του Πάικου. (a) Overthrust Model, (Mercier 1968), (b) Tectonic window model, (Godfriaux & Ricou 1991; Ricou & Godfriaux, 1995), (c) Bivergent imbrication model, (Vergely & Mercier, 2000), (d) Overthrust nappes model, (Ferrière et al., 2001).

Σύμφωνα με νεότερες μελέτες, και τα δύο περιθώρια της μάζας του Πάικου, τόσο το ανατολικό όσο και το δυτικό, παρουσιάζουν την ίδια στρωματογραφική ακολουθία από το Ιουρασικό έως το Τριτογενές, επομένως θεωρείται ως μία ενιαία ενότητα, στρωματογραφικά και τεκτονικά, που παραμορφώθηκε έντονα στο εσωτερικό της κατά τη διάρκεια της Αλπικής ορογένεσης (Brown & Robertson, 2003). Το μοντέλο αυτό θεωρεί πως η σχετική ηλικία των ανθρακικών πετρωμάτων είναι Α. Κρητιδική εκτός του Γκάντατς, ενώ η τεκτονική τοποθέτηση των οφιολίθων της Αλμωπίας πάνω στα Α. Κρητιδικά ανθρακικά ιζήματα του δυτικού Πάικου είναι μεταγενέστερη και συνδέεται με την Τριτογενή φάση συμπίεσης (Σχήμα 24).



Σχήμα 22. Σχηματική γεωλογική τομή διεύθυνσης Α-Δ, της ορεινής μάζας του Πάικου. Brown & Robertson, (2003).

Τέλος, οι Kiliyas et al., (2010) και Katrivanos et al., (2012, 2013), υποστηρίζουν πως η πρωταρχική τοποθέτηση των οφιολίθων έγινε απ' ευθείας πάνω στα Τριαδικά-Ιουρασικά μάρμαρα του σχηματισμού του Γκάντατς, του Πάικου, προερχόμενοι από τα ανατολικά, δηλαδή από τον ωκεάνιο χώρο της υποζώνης της Παιονίας, αλλά και πάνω στα ηφαιστειοκλαστικά υλικά του Ιουρασικού, με τα οποία εμφανίζονται να κινήθηκαν σχεδόν ταυτόχρονα με φορά προς τα Δυτικά. Η ερμηνεία αυτή έρχεται σε συμφωνία με την τεκτονική τοποθέτηση των οφιολίθων πάνω στα Τριαδικά μάρμαρα της Πελαγονικής. Η κατώτερη τεκτονική ενότητα του Πάικου, η ενότητα Γκάντατς, σύμφωνα με αυτή τη θεωρία, αποτελεί τμήμα του Πελαγονικού καλύμματος (Σχήμα 25).



Σχήμα 23. Σχηματική γεωλογική τομή που αναπαριστά τη γεωμετρία της γεωλογικής δομής της μάζας του Πάικου. Επεξήγηση υπομνήματος 1) Σχιστόλιθοι σχηματισμού Γκάντατς, 2) Μάρμαρα σχηματισμού Γκάντατς, 3) Οφιοίλιθοι Γευγελής – Αλμωπίας, 4) Ηφαιστειογενής σχηματισμός Λιβαδίων με ανθρακικούς ορίζοντες, 5) Αν-θρακικός σχηματισμός Γκόλα Τσούκας – Γκρόπης, 6) Ηφαιστειογενής σχηματισμός Καστανερής – Κρώμνης με ανθρακικούς ορίζοντες, 7) Γρανιτικά σώματα, 8) Ανθρακικός σχηματισμός Γρίβας – Κρώμνης, 9) Σχηματισμός Γράμμου, 10) Ανθρακικός σχηματισμός Θεοδωράκι με κροκαλοπαγές βάσης, 11) Σχηματισμός φλύσχη Τσούκας με ολισθόλιθους ανθρακικού υλικού. (Katrivanos et al., 2012, 2013).

5 Δειγματοληψία και αναλυτικές μέθοδοι

5.1 Δειγματοληψία

Για τη γεωχημική μελέτη του γρανίτη του Φανού και της ηφαιστειοϊζηματογενούς σειράς της Καστανερής, χρησιμοποιήθηκαν 13 δείγματα που συλλέχθηκαν κατά τη διάρκεια της παρούσας έρευνας (Πίνακας 4), από διάφορα σημεία (Σχήμα 26), καθώς και 20 δείγματα (κύρια στοιχεία και ιχνοστοιχεία) από δημοσιευμένες εργασίες (Πίνακας. 4). Οι αναλύσεις των 12 τελικά δειγμάτων, (το δείγμα Ka-01 θεωρήθηκε εξαιρετικά αλλοιωμένο), πραγματοποιήθηκαν στο τμήμα Γεωλογίας του Πανεπιστημίου της Βιέννης (Αυστρία). Η προετοιμασία των δειγμάτων καθώς και η μέθοδος ανάλυσης, θα αναπτυχθούν σε επόμενη ενότητα.



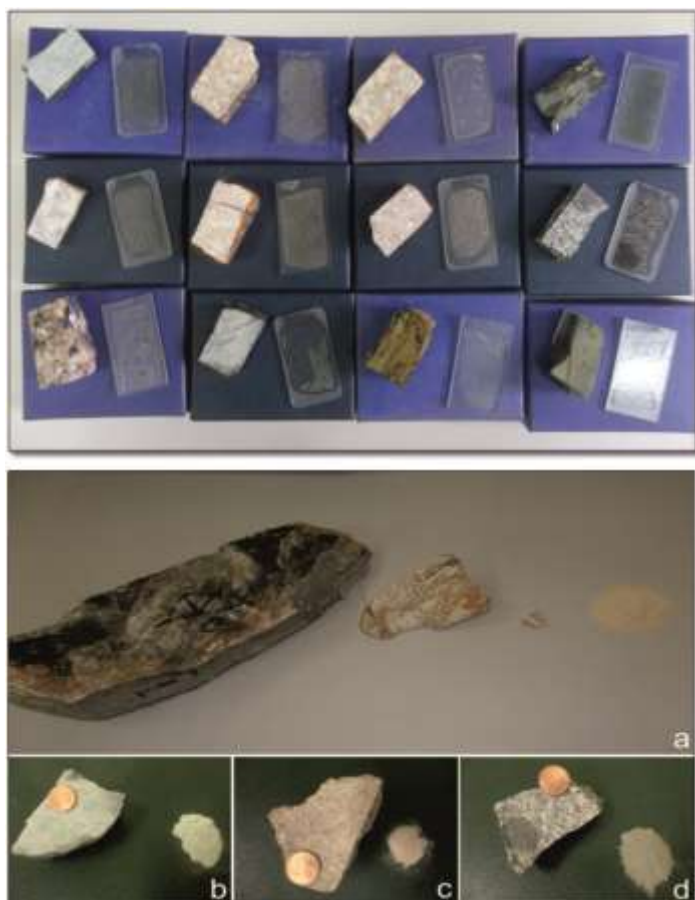
Σχήμα 24. Περιοχή δειγματοληψίας. Σημειώνονται οι θέσεις λήψης των δειγμάτων. Πηγή GoogleEarth.

Πίνακας 4. Συγκεντρωτικός πίνακας δειγμάτων από την περιοχή μελέτης. Αναγράφονται επίσης ο πετρογραφικός τύπος, η περιεκτικότητα σε SiO₂, ακριβές σημείο δειγματοληψίας και το αντίστοιχο σημείο επάνω στον χάρτη (Σχήμα 31)

Δείγματα από την παρούσα μελέτη					
Πετρογραφικός Τύπος	Δείγμα	SiO ₂ %	Γ. Μήκος	Γ. Πλάτος	Σημείο στο χάρτη (Εικόνα 24)
Αδροκ. Γρανίτης	F-01	74.37	22° 29.23' E	41° 04.85' N	1
Μικρογρανίτης	F-02	67.59	22° 29.25' E	41° 04.85' N	1
Απλιτογρανίτης	F-03	77.15	22° 28.62' E	41° 04.12' N	3
Χαλ. Διορίτης	KD-01	56.94	22° 31.35' E	41° 01.32' N	4
Μιγματίτης	KD-02	62.61	22° 30.48' E	41° 01.29' N	4.1
Μιγματίτης	KD-03	64.89	22° 30.48' E	41° 01.30' N	4.1
Αμφιβολίτης	KD-04	48.59	22° 30.18' E	41° 01.19' N	4.2
Γρανίτης	KD-05	74.89	22° 27.81' E	41° 01.81' N	5
Ρυόλιθος	Ka-01	Δ.Α	22° 22.94' E	41° 04.29' N	2
Μετα-ρυόλιθος	Ka-02	71.39	22° 23.48' E	40° 57.29' N	Ka-02
Γρανίτης	Ka-03	80.71	22° 23.22' E	40° 58.47' N	Ka-03
Γρανίτης	Ka-04	76.05	22° 23.23' E	40° 58.54' N	Ka-04
Γρανίτης	Ka-05	76.37	22° 22.58' E	40° 58.43' N	Ka-05
Δημοσιευμένα Δείγματα από την περιοχή μελέτης					
Πετρογραφικός Τύπος	Δείγμα	SiO ₂ %	Πηγή		
Χαλαζιακός Διορίτης	MG-01	59.6	Christofides et al., 1989		
Πυροξενικός Τοναλίτης	Z289	61.92	Zachariadou, 2005		
Πυροξενικός Τοναλίτης	Z290	64.18	Zachariadou, 2005		
Πυροξενικός Τοναλίτης	Z571	65.72	Zachariadou, 2005		
Μικρογρανίτης	FP4	69.9	Christofides et al., 1989		
Μικρογρανίτης	FP1	71.2	Christofides et al., 1989		
Γρανίτης	PL3	73.2	Christofides et al., 1989		
Γρανίτης	PL1	73.5	Christofides et al., 1989		
Γρανίτης	FANOS	73.6	Christofides et al., 1989		
Γρανίτης	PL2	73.8	Christofides et al., 1989		
Γρανίτης	P1	74.1	Christofides et al., 1989		
Γρανίτης	ZGRF1	75.08	Zachariadou, 2005		
Γρανίτης	ZGRF2	75.52	Zachariadou, 2005		
Γρανίτης	MD2	75.6	Christofides et al., 1989		
Γρανίτης	P3	76.1	Christofides et al., 1989		
Απλιτογρανίτης	F5	76.9	Christofides et al., 1989		
Απλιτογρανίτης	F6	77	Christofides et al., 1989		
Απλιτογρανίτης	F7	77.6	Christofides et al., 1989		
Απλιτογρανίτης	PL36	77.8	Anders, 2005		

5.2 Προετοιμασία δειγμάτων

Για τη γεωχημική μελέτη των πετρωμάτων της περιοχής της έρευνας πραγματοποιήθηκαν συνολικά 12 χημικές αναλύσεις κύριων στοιχείων και ιχνοστοιχείων (Πίνακας 4). Το πρώτο μέρος της προετοιμασίας των δειγμάτων πραγματοποιήθηκε στο εργαστήριο Ορυκτολογίας-Πετρολογίας του τμήματος Γεωλογίας, του Αριστοτελείου Πανεπιστημίου Θεσσαλονίκης, το οποίο περιελάμβανε τη θραύση των δειγμάτων αρχικά με υδραυλική πρέσα και στη συνέχεια με σπαστήρα σιαγόνων, ώστε να επιτευχθεί το ιδανικό μέγεθος κόκκων για τη διαδικασία της κονιοποίησης των δειγμάτων σε μύλο από βολφράμιο ή/και αχάτη, η οποία ακολούθησε (Σχήμα 27). Το υλικό σε αυτό το στάδιο φτάνει στη μορφή πούδρας. Τα δείγματα και οι σκόνες μεταφέρθηκαν στο Πανεπιστήμιο της Βιέννης, Αυστρία, όπου και ακολούθησαν τα επόμενα στάδια της επεξεργασίας των δειγμάτων για την εφαρμογή της μεθόδου ανάλυσης, με την τεχνική του φθορισμού ακτινών X (X-ray fluorescence, XRF). Παράλληλα, ένα μέρος των δειγμάτων που δεν κονιοποιήθηκε, χρησιμοποιήθηκε για την κατασκευή γυάλινων τομών για μικροσκοπική παρατήρηση (Σχήμα 27). Πρέπει να επισημανθεί ότι για να μην υπάρξει ρύπανση των δειγμάτων κατά την προετοιμασία τους, όλα τα υλικά που εμπλέκονται στη διαδικασία, καθαρίστηκαν πριν και μετά τη χρήση με νερό και μεθανόλη.



Σχήμα 27. Επάνω: Γυάλινες τομές μαζί με τα αντίστοιχα δείγματα για μικροσκοπική παρατήρηση.

Κάτω: a) Εξελικτικά στάδια επεξεργασίας των δειγμάτων για την μέθοδο XRF., b) Αρχικό και τελικό στάδιο ρυολιθικού δείγματος από την περιοχή της Καστανερής, c) Γρανιτικό δείγμα, d) Μιγματιτικό δείγμα.

5.2.1 Pressed powder pellets- Δισκία συμπιεσμένης σκόνης

Για τον προσδιορισμό των ιχνοστοιχείων κατασκευάστηκαν δισκία δείγματος σε μορφή συμπιεσμένης σκόνης (pressed pellets). Για την παρασκευή τους, μετρήθηκαν 10 γρ. από τη σκόνη των δειγμάτων, σε ζυγαριά ακριβείας, (Σχήμα 28,a) και στη συνέχεια συμπιέστηκε με τη βοήθεια της χειροκίνητης υδραυλικής πρέσας (16 t), (Σχήμα 28,b). Μετά από αυτή τη διαδικασία τα δισκία που δημιουργήθηκαν (Σχήμα 28,c), τοποθετήθηκαν σε φούρνο στους 70°C για ένα 24ωρο. Εφόσον τα δισκία των δειγμάτων δεν παρουσίαζαν επιφανειακές πτυχές ή ρήγματα, τότε ήταν έτοιμα για προσωρινή αποθήκευση (Σχήμα 28,d) και στη συνέχεια για ανάλυση.



Σχήμα 28. Στάδια κατασκευής δισκίων συμπιεσμένης σκόνης (pressed pellets). a) Ζυγαριά ακριβείας, b) υδραυλική πρέσα, c) Δισκία πριν το φούρνο, d) Δισκία μετά τα φούρνο, τυλιγμένα και έτοιμα για ανάλυση.

5.2.2 Fused pellets- υαλοποιημένα δισκία

Για τον προσδιορισμό των κύριων στοιχείων κατασκευάστηκαν, από τη σκόνη των δειγμάτων, δισκία τηγμένου γυαλιού (fused beads ή glass beads). Αρχικά έγινε ένας διαχωρισμός σε βασικά και όξινα πετρώματα και στη συνέχεια σε ζυγαριά ακριβείας, (Σχήμα 29,a-b) μετρήθηκαν 5 γρ. από κάθε δείγμα και τοποθετήθηκαν στο φούρνο στους 110° C, για την αφύγρανση τους. Αφού μετρήθηκε το LOI (Loss on Ignition), τα δείγματα επανατοποθετήθηκαν στο φούρνο (τα όξινα στους 850° C και τα βασικά στους 950° C). Ακολούθησε η ανάμιξη 1,2-1,3 γρ. από κάθε δείγμα με συγκολλητικό υλικό και η τοποθέτηση του τελικού μίγματος μέσα σε δοχείο, στο Perl-X, (Σχήμα 29,c). Με τη βοήθεια θερμαντικής πηγής τα δείγματα έλιωσαν (Σχήμα 29, d) και στη συνέχεια ψύχθηκαν απότομα, με αποτέλεσμα τη δημιουργία υαλοποιημένων δισκίων (Σχήμα 29,f). Τα δοχεία που περιείχαν τα δείγματα, μετά από κάθε χρήση τοποθετούνταν σε διάλυμα νιτρικού οξέως για καθαρισμό και αποφυγή μόλυνσεως μεταξύ των δειγμάτων (Σχήμα 29, e).

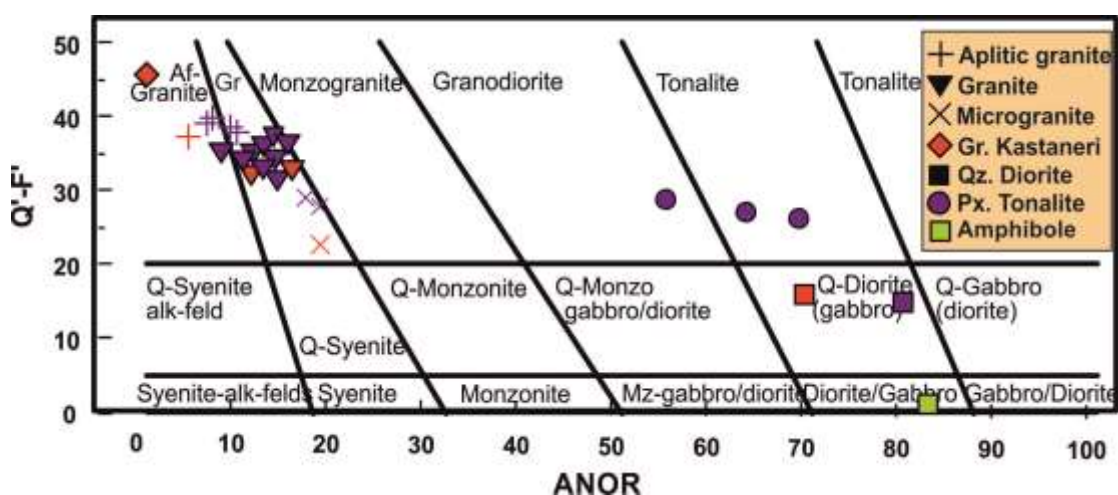


Σχήμα 29. Επιμέρους στάδια κατασκευής υαλοποιημένων δισκίων (fused beads). a) Ζυγαριά ακριβείας, b) Αεροστεγώς σφραγισμένα δοχεία προσωρινής αποθήκευσης των δειγμάτων, c) Perl-X, d) θερμαντική πηγή που προκαλεί την τήξη του δείγματος, e) διάλυμα Νιτρικού οξέως για καθαρισμό των δοχείων, f) υαλοποιημένα δισκία και δισκία συμπιεσμένης σκόνης.

6 Χαρακτηριστικά του Γρανίτη του Φανού

6.1 Πετρογραφία

Τα γρανιτικά πετρώματα του Φανού, στο παρόν κεφάλαιο, μελετήθηκαν μαζί με τα δείγματα από την Ηφαιστειοϊζηματογενή σειρά της Καστανερής. Στο Σχήμα 35, παρατηρούμε την ορυκτολογική ταξινόμηση των γρανιτικών του Φανού (δείγματα από την παρούσα μελέτη και από δημοσιευμένες εργασίες) μαζί με τα δείγματα της σειράς της Καστανερής, βασισμένο στο διάγραμμα Q'/ANOR κατά Streckeisen – Le Maitre, (1979). Τα δείγματα προβάλλονται στα πεδία των γρανιτών, των τοναλιτών, του χαλαζιακού διορίτη και του διορίτη.



Σχήμα 25. Διάγραμμα ταξινόμησης των γρανιτικών πετρωμάτων του Φανού με βάση το διάγραμμα Q'/ANOR κατά Streckeisen – Le Maitre, (1979). Με κόκκινο χρώμα συμβολίζονται τα δείγματα της δικής μας έρευνας και με μωβ χρώμα τα δημοσιευμένα δείγματα.

Ο γρανίτης αποτελεί τον κύριο πετρογραφικό τύπο του Φανού, εμφανίζει πορφυροειδή ιστό, με ρόδινους μεγακρυστάλλους K-αστρίων (εκεί αποδίδεται και η σαρκόχρωμη απόχρωσή του). Τα ορυκτά που συναντάμε στον γρανίτη του Φανού είναι: χαλαζίας, πλαγιόκλαστα, καλιούχος άστριος ($\text{Or}_{74-88}\text{-Ab}_{26-12}$), βιοτίτης, χλωρίτης, (Ζαχαριάδου, 2005; Christofides et al., 1990; Soldatos et al., 1993).

Ο απλιτογρανίτης βρίσκεται κυρίως στην περιφέρεια του γρανιτικού σώματος. Πρόκειται για λεπτόκοκκο πέτρωμα με ρόδινη έως λευκωπή απόχρωση, που δεν περιέχει καθόλου σιδηρομαγνησιούχα ορυκτά. Αποτελείται από κόκκους χαλαζία, καλιούχο άστριο ($\text{Or}_{93-90}\text{-Ab}_{7-10}$) και πλαγιόκλαστα (3-12 An%) που παρουσιάζουν φαινόμενα σερικιτίωσης, (Christofides et al., 1990; Soldatos et al., 1993).

Ο μικρογρανίτης έχει μικρές εμφανίσεις, κυρίως στο βόρειο τμήμα του Φανού. Πρόκειται για έναν λεπτόκοκκο-μεσόκοκκο πετρογραφικό τύπο, με ρόδινους φαινοκρυστάλλους K-αστρίων. Διαφέρει με το γρανίτη στο μέγεθος των κόκκων και στην περιεκτικότητα σε βιοτίτη (πάνω από 3 vol%), ενώ δεν φαίνεται να υπάρχει ένα σαφές πετρογραφικό όριο μεταξύ γρανίτη και μικρογρανίτη (Christofides et al., 1990; Soldatos et al., 1993).

6.2 Γεωχημεία

Στο κεφάλαιο αυτό μελετώνται τα γεωχημικά χαρακτηριστικά των γρανιτικών πετρωμάτων της περιοχής του Φανού, από τα πιο βασικά έως τα πιο όξινα μέλη καθώς και των γρανιτικών πετρωμάτων της ηφαιστειοϊζηματογενούς σειράς της Καστανερής, στο ανατολικό Πάικο. Για ένα καλύτερο και πιο αντιπροσωπευτικό αποτέλεσμα, χρησιμοποιήθηκαν, εκτός από τα δείγματα που συλλέχτηκαν κατά την παρούσα έρευνα, επιπλέον δείγματα από υπάρχουσα βιβλιογραφία (Πίνακας 4). Η ομαδοποίηση των γρανιτοειδών του Φανού έγινε με βάση την περιεκτικότητά τους σε SiO_2 . Τα κύρια στοιχεία και ιχνοστοιχεία όλων των δειγμάτων της έρευνας, απεικονίζονται σε πίνακες που ακολουθούν (Πίνακας 5).

Πίνακας 5. Γεωχημικές αναλύσεις κύριων στοιχείων και ιχνοστοιχείων των γρανιτικών πετρωμάτων του Φανού.

Δείγμα	Περ. Τύπος	KD-04		Z289		Z290		Z571		KD-01		MG-1		KD-02		KD-03		FP4		F-02		FP1	
		Αμφιβολίτης	Π. Τοναλίτης	Π. Τοναλίτης	Π. Τοναλίτης	Π. Τοναλίτης	Χαλ. Διορίτης	Χαλ. Διορίτης	Μιγματίτης	Μιγματίτης	Μιγματίτης	Μικρογρανίτης	Μικρογρανίτης	Μικρογρανίτης	Μικρογρανίτης	Μικρογρανίτης	Μικρογρανίτης	Μικρογρανίτης	Μικρογρανίτης	Μικρογρανίτης	Μικρογρανίτης	Μικρογρανίτης	Μικρογρανίτης
Θέση	Κοτζά Ντερέ	Κοτζά Ντερέ	Κοτζά Ντερέ	Κοτζά Ντερέ	Κοτζά Ντερέ	Κοτζά Ντερέ	Κοτζά Ντερέ	Κοτζά Ντερέ	Κοτζά Ντερέ	Κοτζά Ντερέ	Κοτζά Ντερέ	Κοτζά Ντερέ	Κοτζά Ντερέ	Κοτζά Ντερέ	Κοτζά Ντερέ	Κοτζά Ντερέ	Κοτζά Ντερέ	Κοτζά Ντερέ	Κοτζά Ντερέ	Κοτζά Ντερέ	Κοτζά Ντερέ	Κοτζά Ντερέ	
Κύρια στοιχεία(wt%)																							
	SiO ₂	48.59	61.92	64.18	65.72	56.94	59.6	62.61	64.89	69.95	68.01	71.16											
	TiO ₂	2.61	0.74	0.64	0.54	0.95	0.95	1.11	1.06	0.27	0.36	0.24											
	Al ₂ O ₃	14.79	16.24	15.18	15.63	17.77	16.85	14.9	14.55	15.27	16.32	15.05											
	Fe ₂ O ₃	13.18	5.65	4.83	4.15	7.73		6.16	5.8	1.36	3.21	1.09											
	MnO	0.24	0.18	0.18	0.17	0.14		0.12	0.11	0.04	0.06	0.04											
	MgO	6.47	3.19	2.83	2.08	2.8	3.52	2.99	2.79	0.81	0.78	0.71											
	CaO	9.69	5.09	4.93	3.96	5.81	5.89	4.94	4.6	1.59	1.5	1.37											
	Na ₂ O	3.34	3.14	3.19	3.27	3.62	3.76	3.69	3.6	3.54	4.453	3.45											
	K ₂ O	0.93	1.78	2.17	2.67	1.89	1.13	1.81	1.82	5.22	4.804	5.25											
	P ₂ O ₅	0.23	0.17	0.18	0.15	0.22		0.18	0.19	0.16	0.2	0.14											
	LoI	0.35	1.94	1.05	1.67	1.6		1.2	0.47	1.01	0.61	0.77											
	Sum	100.4	100.04	100.03	100.01	99.47		99.71	99.88	99.96	99.6	99.96											
Ιχνοστοιχεία(ppm)																							
	As	1.4				10.7		4.5	5.3		14.4												
	Ba	197.7	603	833		653.8	480	432.2	442	910	959.7	969											
	Ce	14.9				72.5	63.2	39.7	52.9		120.6												
	Co	45.3				34.4		28	35.6		74.6												
	Cr	267.5	50	43		23.3		86.4	85.5		<1												
	Cu	34.1	0	2		25.7		21.4	20.7		0.2												
	Ga	18.3				15.8		17.9	17.3	16.9	12.8	15.2											
	La	6.3	27	33		40.9	32.2	33.2	30.3	70.4	85.9	58.4											
	Mo	0.8				0.5		0.6	0.3		2.7												
	Nb	4				8.4		10	8.2	30	32.2	32											
	Nd	16.7				32.6	26.2	29.6	30.9	37.6	46.4	31.2											
	Ni	33.3	17	16		7.5		24.9	24.7	2.8	2.2	1.5											
	Pb	10.8				25.9		17	17.7	7.4	45.1	8.9											
	Rb	25.2				70	35	71.1	77.1	276	313	252											
	Sc	58.5	12	12		27.4		30.7	46.9		5.1												
	Sr	296.9	536	536		464.9	559	245.9	229.7	469	462.5	427											
	Th	<1				4.8		2	3.3	44.9	41.6	45											
	V	371.3	116	116		176.1		153.8	125.9	39	41.6	30											
	W	43.6				173.8		119	174.7		568.5												
	Y	50.2	14	16		28.7		39.5	36.8	17	22.1	15.4											
	Zn	111.3	69	64		96.9		90	85.4	19	29.7	15											
	Zr	178.3	43	27		185.3		129.9	138	262	338.5	221											

Συνέχεια πίνακα 5

Δείγμα	PL3	PL1	Fanos	PL2	P1	F-01	KD-05	MD-1	ZGRF1	ZGRF2
Πετρ. Τύπος	Γρανίτης Φανός	Γρανίτης Φανός	Γρανίτης Φανός	Γρανίτης Φανός	Γρανίτης Φανός	Γρανίτης Φανός	Γρανίτης Κοτζά Ντερέ	Γρανίτης Φανός	Γρανίτης Φανός	Γρανίτης Φανός
Θέση										
Κύρια στοιχεία(wt%)										
SiO ₂	73.24	73.51	73.6	73.77	74.07	74.37	74.89	75	75.08	75.52
TiO ₂	0.2	0.17	0.16	0.17	0.17	0.19	0.16	0.13	0.17	0.16
Al ₂ O ₃	13.54	13.47	14.6	13.45	13.85	13.48	13.49	13.6	13.1	13.13
Fe ₂ O ₃	1.03	1.01	1.2	1	0.77	1.44	1.09	1.23	1.3	1.06
MnO	0.04	0.03	0.05	0.04	0.04	0.05	0.04	0.02	0.01	0.09
MgO	0.6	0.57	0.22	0.5	0.39	0.37	0.19	0.35	0.26	0.38
CaO	1.21	1.13	1.17	1.07	0.97	1.12	0.77	0.79	0.94	0.67
Na ₂ O	3.64	3.59	3.03	3.43	3.43	3.54	3.7	3.49	3.36	3.77
K ₂ O	4.93	4.86	5.38	5.11	5.37	4.89	5.14	4.92	4.96	4.73
P ₂ O ₅	0.11	0.1	0.06	0.09	0.07	0.06	0.03	0.07	0.05	0.04
LoI	0.46	0.38	0.53	0.4	0.58	0.11	0.21	0.45	0.36	0.47
Sum	99.59	99.3	100	99.55	100.12	99.62	99.71	99.97	99.59	100.02
Ιχνοστοιχεία(ppm)										
As	479	512	475	491	469	473.6	345.5	262	388	288
Ba	107.1	95.6	81.7	98.8	82.4	61.3	102.5	74.4	72	
Ce						20.2	43			
Co						5.3	4.9			
Cr						2.6	<1			
Cu						11.9	12.7	16		
Ga	15.7	15.8	15.1	14.7	14.3	48.9	66.4	54.7	55	61
La	63.8	57	47.9	61.6	47.4	0.5	0.4			
Mo	35	33	32	29	35	23.8	33.5	37	0	
Nb	29.5	27.8	23.7	29.5	24	17	26.9	25.6	25	
Nd	2.6	1.9	0.6	2.3	1.3	2.3	1.5	2.4	2	3
Pb	9.5	9.7	9.9	8.9	8.9	70.7	48.5	6.8	19	
Rb	232	228	219	230	238	243.9	255.1	234	233	233
Sc						1.7	0			
Sr	280	289	281	289	247	276.9	189.2	161	215	159
Th	70.6	54.4	45	54.1	55.5	35.1	48.7	59.3	39	
V	23	21	17	22	17	11.8	5.1	11	11	12
W						185.2	312.2			
Y	17.7	17.1	13.5	16.8	14.6	13	14.9	13.8	14	15
Zn	10	9		10	8	19.6	15.2	4	9	3
Zr	152	131	126	136	143	113	107.1	111	112	74

Συνέχεια πίνακα 5

Δείγμα	MD-2		P3		KA-04		KA-05		KA-03		F-03		F7		F5		F6		PL36		KA-02	
	Γρανίτης	Φανός	Γρανίτης	Φανός	Γρανίτης	Καστανέρη	Γρανίτης	Καστανέρη	Γρανίτης	Καστανέρη	Απλίτης	Φανός	Απλίτης	Φανός	Απλίτης	Φανός	Απλίτης	Φανός	Απλίτης	Φανός	Ρυόλιθος	Καστανέρη
Κύρια στοιχεία(wt%)																						
SiO ₂	75.6	76.1	76.05	76.37	80.71	77.27	77.55	76.93	76.98	77.8	71.39											
TiO ₂	0.1	0.08	0.12	0.06	0.13	0.12	0.07	0.07	0.06	0.1												
Al ₂ O ₃	13.1	13.22	12.49	14.44	11.83	12.31	12.38	12.48	12.41	12.3	10.94											
Fe ₂ O ₃	0.97	0.58	0.67	1.41	0.88	0.49	0.73	0.52	0.52	0.7	1.41											
MnO	0.07	0.03	0.01	0.00	0.00	0.01		0.00			0.08											
MgO	0.32	0.13	0.25	0.3	0.56	0.07	0	0.20	0.2	0.04	2.05											
CaO	0.69	0.57	0.09	0.00	0.00	0.33	0.45	0.54	0.51	0.4	3.56											
Na ₂ O	3.54	3.25	1.66	0.06	0.01	3.5	3.43	3.45	3.71	3.6	0.04											
K ₂ O	4.8	5.67	6.03	4.78	4.14	4.94	4.59	4.65	4.24	4.4	4.68											
P ₂ O ₅	0.06	0.03	0.01	0.03	0.02	0.01	0.05	0.03	0.04	0.01	0.02											
LoI	0.48	0.44	1.6	1.81	0.87	0.16	0.36	0.30	0.4	0.2	4.63											
Sum	99.73	100.26	98.98	99.26	99.15	99.04	99.79	99.32	99.23	99.6	98.9											
Ιχνοστοιχεία(ppm)																						
As			7.2	19.1	4.70	2.8					2.7											
Ba	254		485.5	770.5	167.7	49.1	20	16	17	103	302.3											
Ce	48.7	25.1	43	45.7	50	38.3	60.3	47.3	36.4		46.9											
Co			33.7	13.6	42.9	16.2					9.9											
Cr			4.9	5.4	5.40	14.6					11.3											
Cu			<1	0.5	0.70	2.7					5.4											
Ga	14.1	13.5	10.9	13.6	12.70	13	15.4	15.2	16.3	13	9.7											
La	31.2	16.7	24.5	27	20.20	32.2	31.3	30.5	20.2		37.7											
Mo			3.4	1.2	0	0.5					0.7											
Nb	27	25	11.9	8.6	12.9	34.7	65	40	58	29	10.2											
Nd	15.1	7.1	16.7	18.1	22.4	9.6	18	11.4	9.6		27.2											
Ni	0.4	0.6	2.4	2.3	1.4	0.9	1	1.5	1.9		3.9											
Pb	5.2	8.5	7.6	11.9	21.2	35.6	7	6.9	10.5	18	82.3											
Rb	243	249	169.4	154.9	198	295.1	245	251	234	221	127.5											
Sc			3.2	2.3	2.9	0.8					5.6											
Sr	138	112	3.4	8.7	10.2	52	31	29	32	85	8.6											
Th	40.6	32.4	5.4	16.3	9.4	39.9	49.3	50.5	37.6	30	16.9											
V	7	5	<1	<1	<1	<1	5	5	5		<1											
W			274.5	149.2	299.1	117					79											
Y	8.2	6.1	30.3	27.6	29.9	7.4	11.6	7.9	8.7	7	53.5											
Zn	3	5	35.2	154.4	13.8	2.6	3	3	3	6	186.9											
Zr	80	56	94.4	76.9	87.8	76.1	65	57	58	42	74.6											

6.2.1 Κύρια στοιχεία και Ιχνοστοιχεία

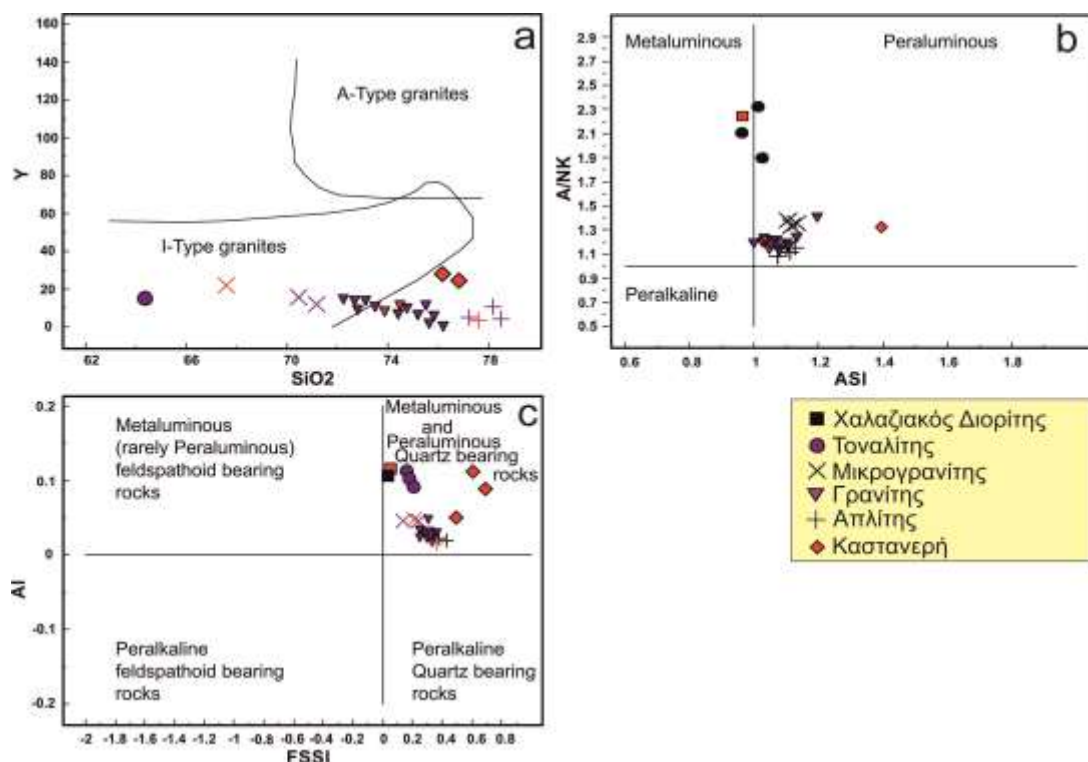
Για την διεξαγωγή συμπερασμάτων σχετικά με τη διαδικασία εξέλιξης του γρανίτη του Φανού, προηγήθηκε ο συνδυασμός της υπαίθριας παρατήρησης και των γεωχημικών αναλύσεων, των κύριων στοιχείων και των ιχνοστοιχείων των γρανιτικών πετρωμάτων του Φανού.

Τα κύρια στοιχεία των δειγμάτων που λήφθησαν στα πλαίσια της παρούσας εργασίας, και που προέκυψαν από τις γεωχημικές αναλύσεις, υποδεικνύουν τον ασβεσταλκαλικό τους χαρακτήρα, σύμφωνα με το τριγωνικό διάγραμμα AFM (Σχήμα 30).



Σχήμα 26. Τριγωνικό διάγραμμα που απεικονίζεται η θολειϊτική και η ασβεσταλκαλική τάση διαφοροποίησης. Στο διάγραμμα προβάλλονται τα δείγματα από την περιοχή έρευνας (κόκκινα σύμβολα) μαζί με τα δείγματα από δημοσιευμένες εργασίες (μωβ σύμβολα). $A=Na_2O+K_2O$, $F=FeO+Fe_2O_3$, $M=MgO$. (Kuno, 1968).

Στη συνέχεια τα δείγματα προβλήθηκαν στα διαγράμματα Y/SiO_2 κατά Collins et al., (1992), (Σχήμα 31α), $(A/NK)/ASI$ κατά Frost et al. (2001, 2008), (Σχήμα 31b) και $Al/FSSI$ κατά Frost et al., (2001), (Σχήμα 31c). Σύμφωνα με αυτά τα διαγράμματα τα γρανιτικά πετρώματα του Φανού (Πίνακας 5) είναι υπεραργιλικά (Σχήμα 31 b,c), με ασβεσταλκαλικό χαρακτήρα (Σχήμα 30) και με I-τύπου χαρακτηριστικά (Σχήμα 31a)

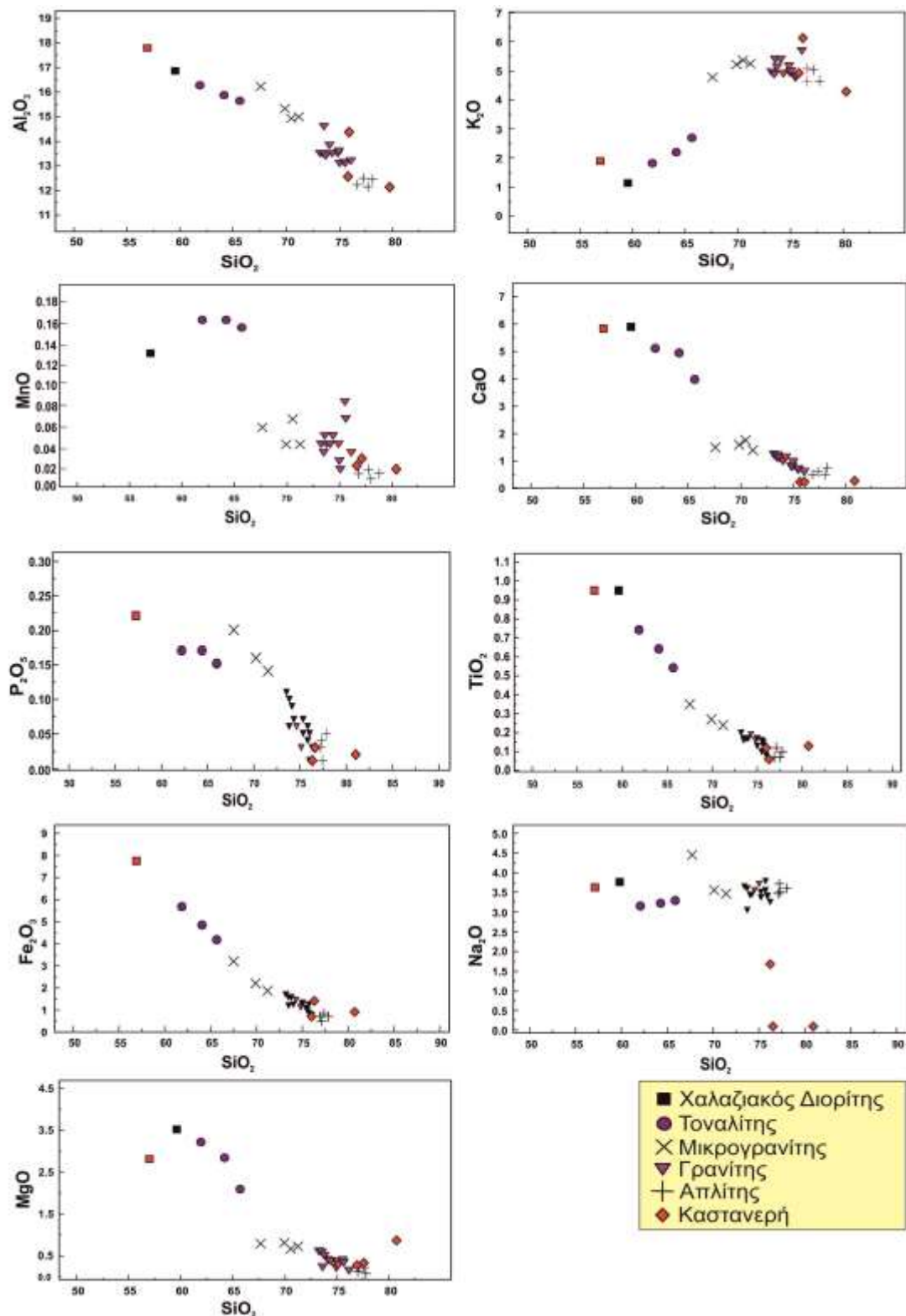


Σχήμα 27. Προβολή των γρανιτοειδών του Φανού στα διαγράμματα a) Y/SiO₂, (Collins et al., 1992), b) (A/NK)/ASI (Frost et al., 2001, 2008), c) AI/FSSI, (Frost et al., 2001)

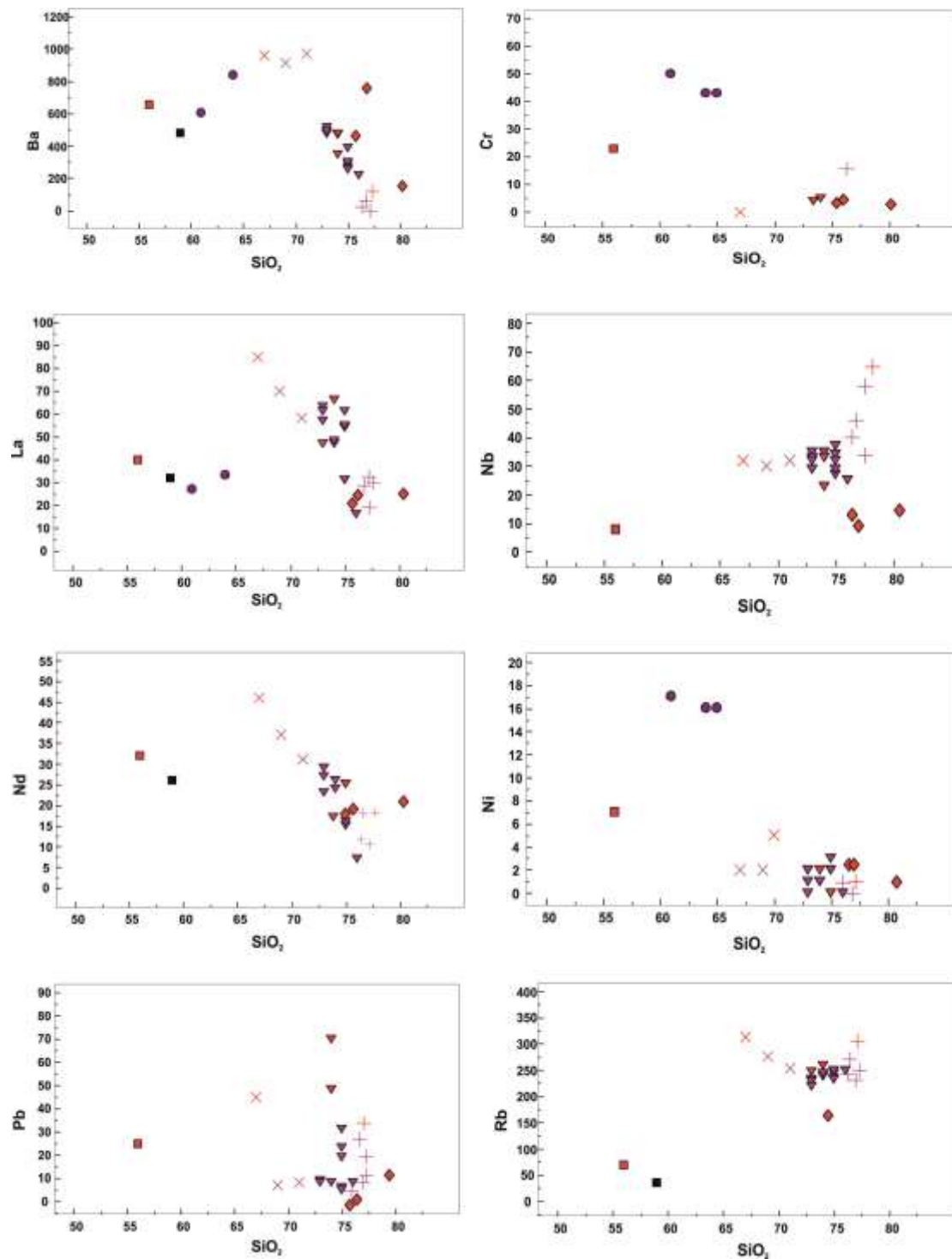
Επιπλέον οι γεωχημικές αναλύσεις των δειγμάτων (Πίνακας 5), με εξαίρεση τα μιγματιτικά δείγματα, προβλήθηκαν σε μία σειρά διαγραμμάτων Harker. Αρχικά προβλήθηκαν τα κύρια στοιχεία των πετρωμάτων της περιοχής της έρευνας (Σχήμα 32). Από τα διαγράμματα διαφαίνεται κάποια γεωχημική και γραμμική συσχέτιση μεταξύ των όξινων και των πιο βασικών μελών των γρανιτικών πετρωμάτων του Φανού, που θα μπορούσε να ερμηνευτεί σαν αποτέλεσμα μαγματικής εξέλιξης (Al₂O₃, TiO₂, P₂O₅, Fe₂O₃). Παρατηρείται επίσης πως τα οξείδια των Al, Ca, Mg και Mn, παρουσιάζουν αρνητική συσχέτιση με το SiO₂. Η ελάττωση των συγκεντρώσεων Al, Ca, Mg και Mn με την αύξηση του SiO₂ πιθανότατα σχετίζεται με το σχηματισμό των βασικότερων πετρογενετικών ορυκτών. Αντίθετα τα μέλη των γρανιτοειδών εμπλουτίζονται, σύμφωνα με τα διαγράμματα, σε K₂O και Na₂O, παρουσιάζοντας ταυτόχρονα θετική συσχέτιση με το SiO₂.

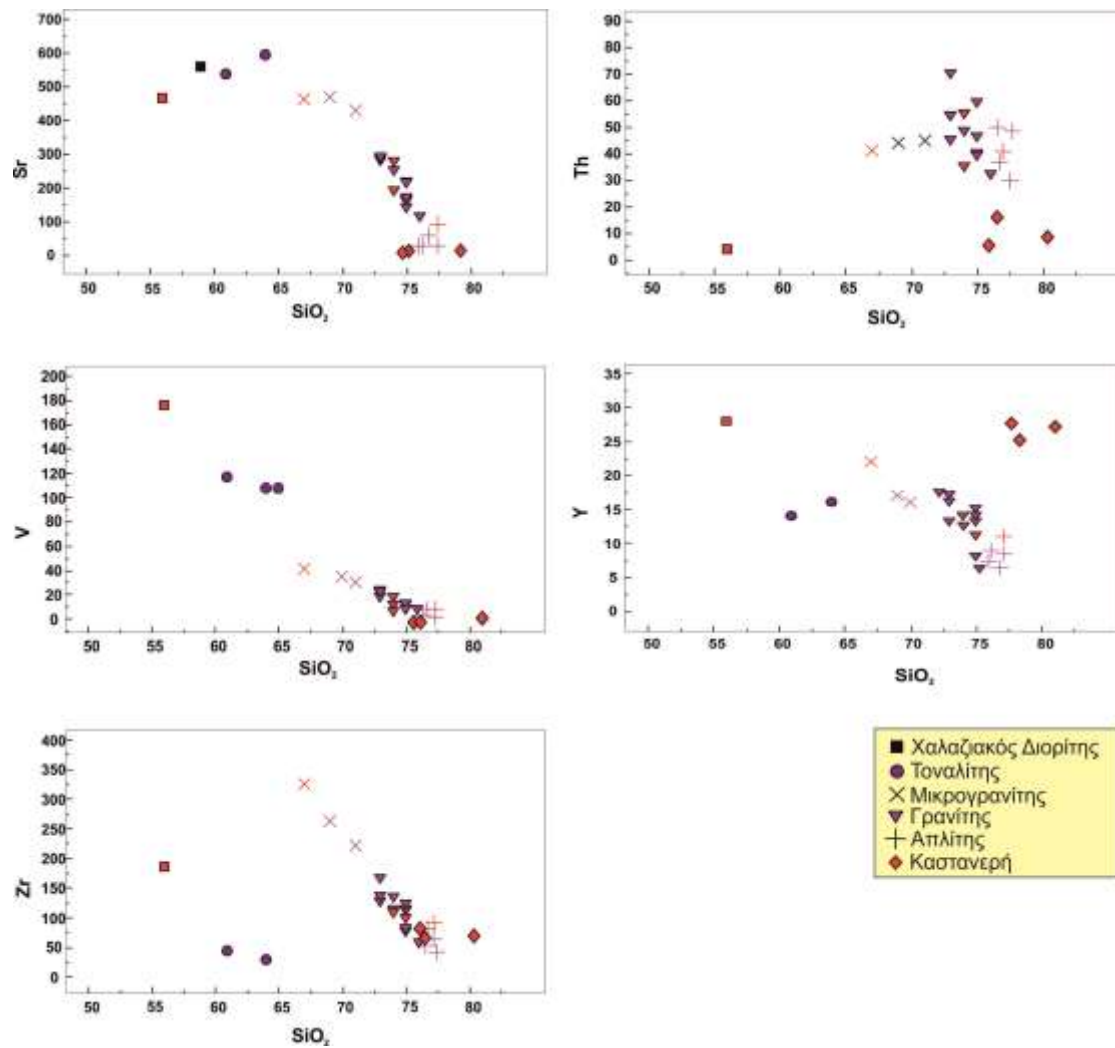
Ομοίως, σε μία σειρά διαγραμμάτων Harker, έγινε η προβολή των ιχνοστοιχείων των δειγμάτων της μελέτης (Σχήμα 33). Στις προβολές αυτές διακρίνεται μία γραμμική συσχέτιση μεταξύ των διαφόρων πετρογραφικών τύπων στα διαγράμματα των στοιχείων Ba, Nb, Nd, Rb, Sr, V. Γενικά τα ιχνοστοιχεία σημειώνουν αρνητική συσχέτιση, με εξαίρεση τα διαγράμματα του Rb, το οποίο διατηρεί σταθερές τιμές και του Nb, το οποίο παρουσιάζει θετική συσχέτιση. Η έλλειψη δειγμάτων για τις αντίστοιχες περιοχές SiO₂ από 55%-65%, όπως πολύ πιθανό και η απουσία σχέσης

μεταξύ των πετρογραφικών τύπων, καθιστούν δύσκολη τη συσχέτισή τους (MnO, Cr, Nb, Rb, Nd).



Σχήμα 28. Διαγράμματα μεταβολής των κύριων στοιχείων όλων των γρανιτικών δειγμάτων από την περιοχή του Φανού, ως προς το SiO_2 .

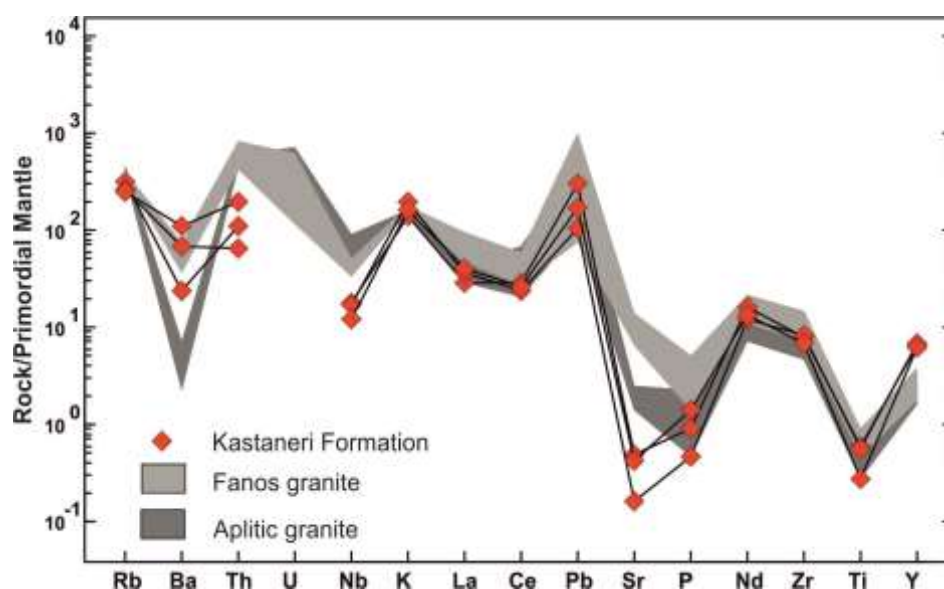




Σχήμα 33. Διαγράμματα μεταβολής των ιχνοστοιχείων όλων των γρανιτικών δειγμάτων από την περιοχή του Φανού, ως προς το SiO_2 .

Τέλος, έγινε σύγκριση μεταξύ των των γρανιτικών πετρωμάτων του Φανού και του σχηματισμού της Καστανερής. Πιο συγκεκριμένα, η συσχέτιση αφορούσε τα ιχνοστοιχεία των γρανιτικών πετρωμάτων του Φανού, του απλιτογρανίτη στη περιφέρεια του γρανίτη καθώς και των γρανιτικών της σειράς της Καστανερής. Συγκρίθηκαν τα 3 δείγματα από την περιοχή της Καστανερής (Κα-03, Κα-04, Κα-05) με τα πιο όξινα γρανιτικά του Φανού ($\text{SiO}_2\% > 73\%$).

Στο πολυστοιχειακό διάγραμμα ιχνοστοιχείων (Σχήμα 34), των ληφθέντων δειγμάτων από την περιοχή του Φανού, σε συνδιασμό με δείγματα από την υπάρχουσα βιβλιογραφία, παρατηρείται ελαφρώς εμπλουτισμός των LILE (Light Lithophile Elements) σε σχέση με τα HFSE, (High Field Strength Elements). Στο ίδιο σχήμα γίνεται σύγκριση με το πολυστοιχειακό διάγραμμα των γρανιτικών της σειράς της Καστανερής. Επίσης παρατηρούνται αρνητικές ανωμαλίες στα στοιχεία Ba, Sr, Ti και θετική στο Pb.



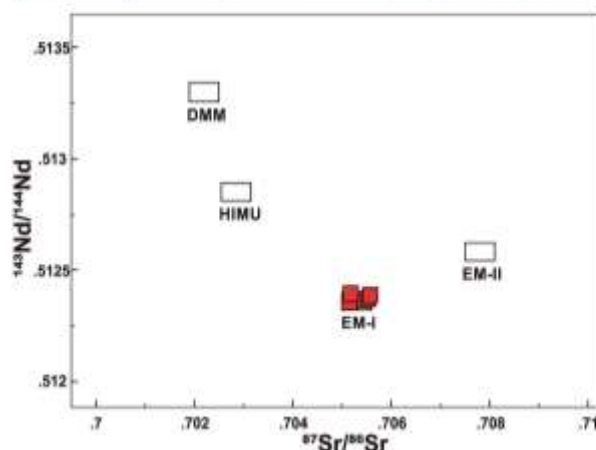
Σχήμα 34. Πολυστοιχειακό γεωχημικό διάγραμμα των γρανιτικών πετρωμάτων του Φανού, κανονικοποιημένα ως προς τον πρωταρχικό μανδύα, τα οποία συγκρίνονται με τα αντίστοιχα διαγράμματα της σειράς της Καστανερής (Πάικο).

6.2.2 Ισότοπα

Συνολικά 6 αντιπροσωπευτικά δείγματα από τον γρανίτη του Φανού, έχουν αναλυθεί από τους Šarić et al., (2008), για ισότοπα Sr και Nd. Πρόκειται για τα δείγματα FP1, PL3, MD1, P3, F5. Στον πίνακα που ακολουθεί (Πίνακας 6) παρουσιάζονται τα αποτελέσματα αυτών των αναλύσεων. Αποδεχόμενοι την ηλικία διεξόδου του γρανίτη του Φανού, στα 158 ± 1 (Anders et al., 2005), υπολογίστηκε ο αρχικός λόγος ισοτόπων Sr και Nd. Παρατηρούμε πως οι τιμές των αρχικών λόγων Sr και Nd, κυμαίνονται από 0.70516 έως 0.70559 για τα ισότοπα Sr, ενώ αντίστοιχα για τα ισότοπα Nd, από 0.51235 έως 0.51239.

Πίνακας 6. Ισότοπα Sr, Nd. Οι αρχικοί λόγοι $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ είναι υπολογισμένοι για 160 Ma (Šarić et al., 2008).

Δείγμα	Rb	Sr	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i$	Sm	Nd	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_i$	ϵ_{Nd}
FP1	252	427	0.709343 ± 7	0.70545	4.42	31.2	0.512447 ± 5	0.51236	-1.5
PL3	228	280	0.710653 ± 7	0.70547	3.88	29.5	0.512450 ± 5	0.51236	-1.4
FANOS	219	281	0.710671 ± 7	0.70554	3.2	23.7	0.512458 ± 5	0.51237	-1.2
MD1	234	161	0.715191 ± 7	0.70559	3.28	25.6	0.512452 ± 5	0.51237	-1.2
P3	249	112	0.719755 ± 7	0.70516	1.1	7.1	0.512450 ± 5	0.51235	-1.6
F5	251	29	0.762097 ± 7	0.70519	1.27	11.4	0.512465 ± 5	0.51239	-0.7



Σχήμα 35. Διάγραμμα ισοτοπικών αναλύσεων $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$, (Šarić et al., 2008).

Τα αποτελέσματα των ισοτοπικών αναλύσεων προβλήθηκαν στο Σχήμα 35. Παρατηρούμε ότι η προβολή των δειγμάτων των γρανιτικών του Φανού συμπίπτει με το πεδίο EM-I (Enriched mantle-I). Τα πεδία τα οποία προβάλλονται και βάση τα οποία γίνεται ο προσδιορισμός της προέλευσης του μητρικού μάγματος είναι τα ακόλουθα :

- **Depleted Mantle (DM).** Χαρακτηρίζεται από υψηλό λόγο $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$, χαμηλό λόγο $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$. Η βασική πηγή προέλευσης είναι μεσοωκεάνιες ράχες (MORBs), (Rollinson, 1993).
- **HIMU (High Mantle U).** Χαρακτηρίζει τα μάγματα που η πηγή προέλευσής τους είναι εμπλουτισμένη σε U και Th, σε σχέση με τα ισότοπα Pb . Συνδέεται

με χαμηλό λόγο $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (περίπου 0.703) και ενδιάμεσες τιμές $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$, (Rollinson, 1993).

- Enriched mantle I. Έχει αποσαφηνιστεί μία βασική διαφορά μεταξύ εμπλουτισμένου μανδύα I και II. Στην περίπτωση του εμπλουτισμένου μανδύα I, οι ισοτοπικοί λόγοι $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ είναι χαμηλοί. Τα μάγματα αυτά συνδέονται με ζώνες υποβύθισης, ενώ κομμάτια του φλοιού φαίνεται να έχουν εισέρθει, επηρεάζοντας τη σύσταση του μανδύα, (Rollinson, 1993).
- Enriched mantle- II. Στην περίπτωση του εμπλουτισμένου μανδύα II, ο λόγος $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ είναι υψηλός. Παλαιότερα τα μάγματα αυτά σχετιζόνταν με μόλυνση από ιζήματα του ανώτερου τμήματος του ηπειρωτικού φλοιού αλλά πρόσφατες έρευνες (Workman et al., 2004) δείχνουν ότι οι ισοτοπικές τιμές αυτών των μαγμάτων επηρεάζονται από υπόλειμμα παλαιότερης υποβύθισης που βρίσκεται σε βαθύτερο μέρος στο μανδύα, (Rollinson, 1993).

6.3 Διαδικασία γένεσης του γρανίτη του Φανού

Προκειμένου να αποσαφηνιστεί η διαδικασία διαφοροποίησης των γρανιτικών πετρωμάτων του Φανού, δηλαδή εάν πρόκειται για μερική τήξη ή για κλασματική κρυστάλλωση, οι Soldatos et al., (1993) δημιούργησαν διαγράμματα όπου απεικονίζεται ο λόγος ασυμβίβαστου ιχνοστοιχείου Nb/Sr και Rb/Sr σε σχέση με τη συγκέντρωση του ιχνοστοιχείου Sr και ομοίως Nb/Ba και Rb/Ba ως προς Ba. Στα διαγράμματα αυτά οι δυο διαδικασίες, της μερικής τήξης (PM) και της κλασματικής κρυστάλλωσης (FC), δίνουν διαφορετικές καμπύλες κατανομής. Τα γρανιτικά πετρώματα του Φανού, φαίνεται να ακολουθούν την τάση της κλασματικής κρυστάλλωσης (Soldatos et al., 1993).

7 Συζήτηση

7.1 Γεωχημική σχέση γρανιτικών πετρωμάτων Καστανερής-Φανού

Στη υποζώνη του Πάικου συναντάμε την ηφαιστειοϊζηματογενή σειρά της Καστανερής. Η σειρά αυτή, διαγράφει μια στενή επιμήκη λωρίδα στις δυτικές και ανατολικές κλιτείς του Πάικου και αποτελείται από ηφαιστειακά και γρανιτικά υλικά όξινης σύστασης σε εναλλαγές με νηριτικά ιζήματα. Τα πετρώματα αυτά, μελετήθηκαν παράλληλα με τον γρανίτη του Φανού.

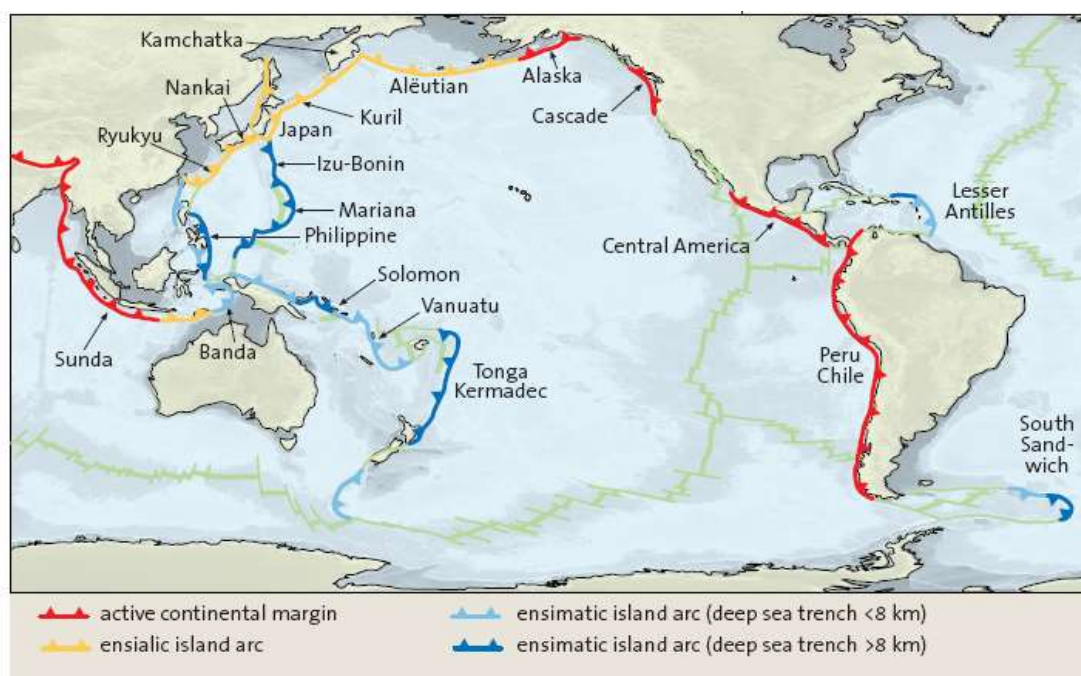
Σύμφωνα με διάφορες απόψεις (Brown & Robertson, 2003, 2004; Robertson et al., 2013) σχετικά με τη θέση της σειράς της Καστανερής μέσα στα περιβάλλοντα πετρώματα του Πάικου, θεωρείται πως η Καστανερή αποτέλεσε προϊόν ενός ενδο-ηπειρωτικού μαγματικού τόξου (intra-continental arc magmatism), και διείσδυσε στους σχηματισμούς του Πάικου, στο Α. Ιουρασικό. Επιπλέον, έχει αποδειχθεί βάση δεδομένων, πως οι δύο παραπάνω ηφαιστειοϊζηματογενείς σειρές (Καστανερή και Λιβιάδια), ανήκουν στο ίδιο γεωτεκτονικό περιβάλλον (Island-Arc-Tholeiite - (IAT-type)), (Brown & Robertson, 2003). Κατά την υπαίθρια παρατήρησή μας, στα πλαίσια της έρευνας, κατά μήκος της σειράς της Καστανερής δεν παρατηρήθηκαν επαφές ή εικόνες που να φανερώνουν τη διείσδυση αυτών των Ηφαιστειοϊζηματογενών σχηματισμών με τα υποκείμενα ανθρακικά πετρώματα του Πάικου, ενισχύοντας την υπόθεση ότι οι ηφαιστειοϊζηματογενείς σχηματισμοί είναι προϊόντα ενός ενδο-ωκεάνιου μαγματικού τόξου, στο Μ. Ιουρασικό στο χώρο της Νεοτηθύος, (Gawlick et al., 2008; Kilias et al., 2010; Katrivanos et al., 2013, ενώ μεταφέρθηκαν και τοποθετήθηκαν τεκτονικά επάνω στο ανατολικό περιθώριο της Πελαγονικής, (υποζώνη Πάικου). Σαν πρόσθετο στοιχείο οι Brown & Robertson 2003, καταγράφουν ένα thrust στο όριο μεταξύ της σειράς της Καστανερής και του υποκείμενου Σχ. των Λιβαδίων. Αυτή η επαφή-thrust έθεσε έναν προβληματισμό για την τεκτονική μετακίνηση μεταξύ αυτών των δύο σχηματισμών.

Σύμφωνα με τα αποτελέσματα της υπαίθριας παρατήρησης και των γεωχημικών αναλύσεων των δειγμάτων προερχόμενα από την Καστανερή και τον γρανίτη του Φανού, σε συνδυασμό με την υπάρχουσα βιβλιογραφία, θεωρήθηκε πως οι δύο αυτοί σχηματισμοί έχουν παρόμοια γεωχημική σύσταση, άποψη με την οποία συμφωνούν και οι Mercier, (1966); Bebieen et al., (1994). Είναι επομένως πολύ πιθανό, να έχουν την ίδια πηγή προέλευσης καθώς και να παρουσιάζουν παρόμοιες συνθήκες γένεσης. Αποτελούν δηλαδή μαγματικά προϊόντα του ίδιο νησιωτικού τόξου μέσα στην περιοχή της Νεοτηθύος. Στην συνέχεια της παρούσης εργασίας, όποιο συμπέρασμα προκύπτει για τα γρανιτικά πετρώματα του Φανού, θα ισχύει και για τα γρανιτικά της σειράς της Καστανερής.

7.2 Μαγματισμός – Γεωτεκτονικό Περιβάλλον - Ζώνες Υποβύθισης

Συγκλίνοντα περιθώρια λιθοσφαιρικών πλακών (convergent plate margins), εντοπίζονται εκεί όπου γειτονικές πλάκες συγκλίνουν μεταξύ τους, ενώ ταυτόχρονα η κίνηση αυτή συνοδεύεται από την βύθιση ή επώθηση της μίας επάνω στην άλλη. Το αίτιο της βύθισης είναι αποτέλεσμα της μεγαλύτερης πυκνότητας που παρουσιάζει ο ωκεάνιος φλοιός σε σχέση με αυτή του ηπειρωτικού. Τα περιθώρια αυτά καλούνται επίσης και ζώνες υποβύθισης (subduction zones). Η αλληλεπίδραση μεταξύ της καταδυόμενης πλάκας και της ασθενόσφαιρας του μανδύα, οδηγεί στη δημιουργία μάγματος που τροφοδοτεί τα νησιωτικά τόξα και τα ενεργά ηπειρωτικά περιθώρια.

Τα περισσότερα και πιο γνωστά περιθώρια σύγκλισης λιθοσφαιρικών πλακών βρίσκονται γύρω από τον Ειρηνικό Ωκεανό, σχηματίζοντας το "δακτύλιο της φωτιάς" ("ring of fire"), (Frisch et al., 2011), (Σχήμα 36).



Σχήμα 36. Συγκλίνοντα περιθώρια της Γης (Frisch et al., 2011).

7.3 Συγκλίνοντα ηπειρωτικά περιθώρια

Υπάρχουν τέσσερα είδη συγκλινόντων περιθωρίων (από Frisch et al., 2011) :

a) Ο πρώτος τύπος εμφανίζεται όταν μία ωκεάνια λιθοσφαιρική πλάκα βυθίζεται και καταστρέφεται κάτω από άλλη γειτονική ωκεάνια λιθοσφαιρική πλάκα, σχηματίζοντας τα νησιωτικά τόξα (ensimatic island arc). Τα νησιωτικά τόξα αντιπροσωπεύουν περιοχές ενδοωκεάνιας υποβύθισης, χαρακτηριστικό των οποίων είναι το ηφαιστειακό μέτωπο, αποτελούμενο από τοξοειδείς αλυσίδες νησιών, καθώς και η ανάπτυξη μίας περιθωριακής λεκάνης πίσω από το τόξο ως αποτέλεσμα εφελκυστικών τάσεων που αναπτύσσονται πίσω από την ζώνη υποβύθισης. Παραδείγματα από νησιωτικά τόξα συναντάμε στα νησιά Μαριάννα, στους νήσους Τόνγκα, στις Φιλιππίνες και αλλού, (Σχήμα 37a).

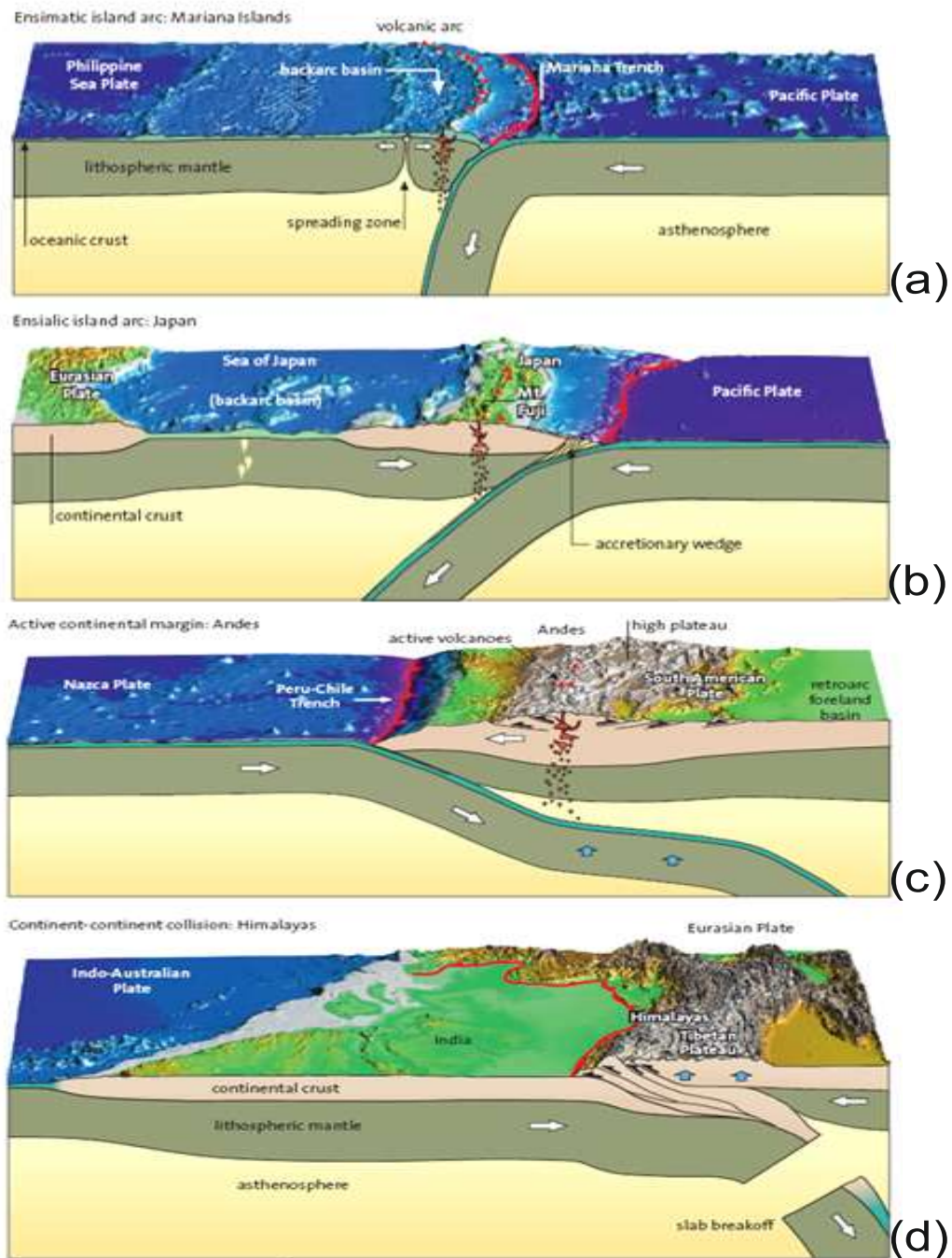
b) Ο δεύτερος τύπος παρουσιάζεται όταν μία ωκεάνια λιθόσφαιρα βυθίζεται κάτω από ηπειρωτικό φλοιό και σχηματίζεται ένα νησιωτικό τόξο αποτελούμενο από ηπειρωτικό φλοιό (ensialic island arc). Το νησιωτικό τόξο που σχηματίζεται σε αυτή τη περίπτωση διαχωρίζεται από το ηπειρωτικό τέμαχος από μία θαλάσσια λεκάνη. Παραδείγματα για αυτού του είδους νησιωτικού τόξου υφίσταται στο σύστημα Ιαπωνίας-Κουρίλε-Καμτσάτκα, στο σύστημα Αλεούτιων νησιών και αλλού, (Σχήμα 37b).

c) Μία τρίτη περίπτωση που συναντάμε στα συγκλίνοντα περιθώρια είναι τα ηφαιστειακά τόξα ή τα ενεργά ηπειρωτικά περιθώρια. Τα ηφαιστειακά τόξα σχηματίζονται επάνω σε ηπειρωτική πλάκα όταν κάτω από αυτή μία βυθιστεί και καταστραφεί μία ωκεάνια πλάκα. Μερικά παραδείγματα από τέτοια τόξα έχουμε στη περιοχή των Άνδεων και στη Μεσόγειο, (Σχήμα 37c)

d) Ο τέταρτος και τελευταίος τύπος σύγκλισης λιθοσφαιρικών πλακών είναι η σύγκλιση δύο ηπειρωτικών πλακών. Η ηπειρωτική πλάκα που ακολουθεί την ωκεάνια μετά το τέλος της κατάδυσης της τελευταίας, συγκρούεται με την ηπειρωτική γεγονός που σηματοδοτεί την έναρξη της ηπειρωτικής ορογένεσης. Όταν επέλθει η σύγκρουση, το κομμάτι της ωκεάνιας πλάκας που βυθίστηκε (slab), ξεκολλάει από την ηπειρωτική πλάκα και συνεχίζει να βυθίζεται, μία διαδικασία γνωστή και ως “slab break off”. Τα πιο γνωστά παραδείγματα τέτοιου τύπου είναι τα Ιμαλάια και οι Άλπεις, (Σχήμα 37d).

Το ερώτημα που γεννάται καθώς παρατηρούμε τα γεωτεκτονικά μοντέλα από Frisch et al., (2011), είναι πως μπορεί να γίνει σαφής ο διαχωρισμός μεταξύ ενός (ensialic island arc), δηλαδή ενός νησιωτικού τόξου στο οποίο όμως συμμετέχει ηπειρωτικός φλοιός (Σχήμα 37b) και ενός ηφαιστειακού τόξου (active continental margin), (Σχήμα

37c). Κρίνεται απαραίτητο για την παραπάνω αναγνώριση να γίνει τόσο η γεωχημική ανάλυση του μάγματος καθώς και τεκτονική μελέτη.



Σχήμα 37. Παραδείγματα από γνωστά μέρη του πλανήτη (Ιμαλία, Άνδεις, Ιαπωνία, νήσοι Μαριάνες) με διάφορες περιπτώσεις ζωνών καταβύθισης. a) ensimatic island arc, b) ensialic island arc, c) active continental margin d) continent-continent collision.(Frisch et al., 2011).

7.4 Χημισμός στα Νησιωτικά και τα Ηφαιστειακά Τόξα.

A) Νησιωτικά τόξα

Τα νησιωτικά τόξα αντιπροσωπεύουν περιοχές κατάδυσης μιας ωκεάνιας πλάκας κάτω από μία άλλη. Υπάρχουν όμως και εξαιρέσεις, όπως στη βόρεια Ιαπωνία, όπου τμήματα ηπειρωτικού φλοιού παρεμβάλλονται μεταξύ τμημάτων του νησιωτικού τόξου (Ζαχαριάδου, 2005). Για τα νησιωτικά τόξα είναι γενικά αποδεκτό ότι:

- ✓ Η καταδυόμενη πλάκα συνίσταται από: α) την ωκεάνια λιθόσφαιρα β) τον ωκεάνιο φλοιό (βασάλτες και γάββροι που σχηματίστηκαν στις μεσοωκεάνιες ράχες και είναι σε κάποιο βαθμό υδροθερμικά μεταμορφωμένοι), γ) σερπεντινίτες και δ) ωκεάνια ιζήματα (Wilson, 1989) .
- ✓ Η ψυχρή πλάκα μαζί με τα ωκεάνια ιζήματα, καθώς κατέρχεται, υφίσταται μεταμόρφωση με τη αύξηση της θερμοκρασίας και της πίεσης μέσα στο περιβάλλον του μανδύα. Με την αύξηση της θερμοκρασίας και της πίεσης ο ωκεάνιος βασάλτης μεταμορφώνεται σταδιακά σε πρασινοσχιστόλιθο, αμφιβολίτη και τέλος σε εκλογίτη. Κατά τη μεταμόρφωση αυτή τα ρευστά που απελευθερώνονται, ανέρχονται στην υπερκείμενη σφήνα του μανδύα. (Wilson, 1989)
- ✓ Είναι γενικά παραδεκτό ότι το μάγμα σε περιβάλλον νησιωτικού τόξου μπορεί να προέλθει από μερική τήξη της ωκεάνιας πλάκας (αδακιτικά μάγματα) ή του λερζόλιθου της υπερκείμενης μανδυακής σφήνας μετασωματωμένου από τα ένυδρα πυριτικά ρευστά (Wilson, 1989)
- ✓ Τα μάγματα που συνδέονται με νησιωτικά τόξα, είναι πλούσια σε ασυμβίβαστα ιχνοστοιχεία, ενώ κατά τη διαφοροποίηση τους δίνουν υψηλού K- ασβεσταλκαλικές σειρές.
- ✓ Τέτοιος μαγματισμός υφίσταται στο σύστημα Ιαπωνίας-Κουρίλε-Καμτσάτκα στο σύστημα Αλεουτίων νησιών και αλλού. (Wilson, 1989)

B) Ενεργά ηπειρωτικά περιθώρια

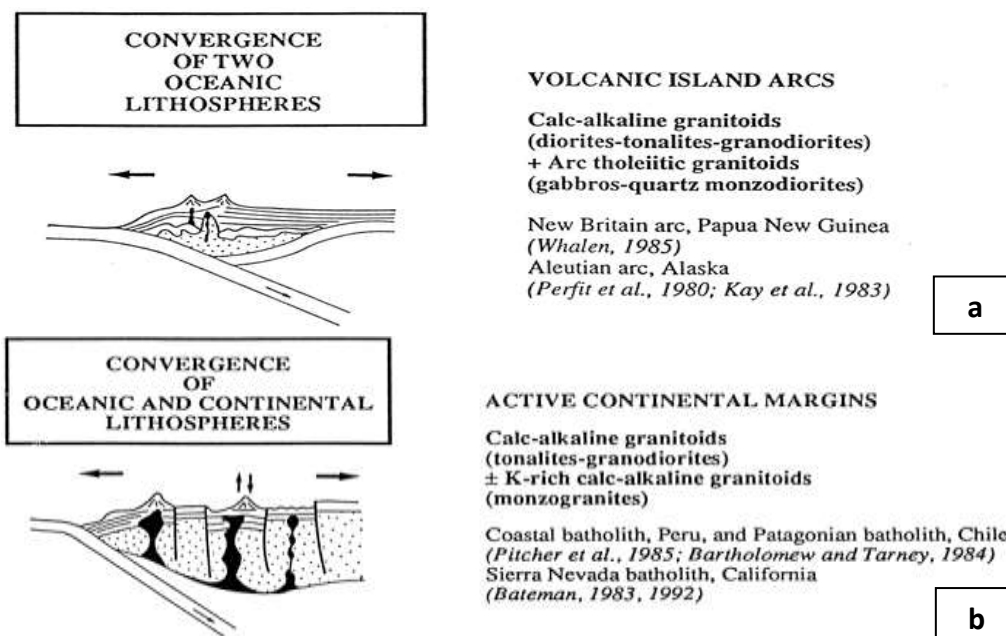
Πρόκειται για περιοχές κατάδυσης μιας ωκεάνιας πλάκας κάτω από μία ηπειρωτική. Στην περίπτωση αυτή σχηματίζονται αλυσίδες ηφαιστειακών ή πλουτωνικών πετρωμάτων μέσα στην ηπειρωτική λιθόσφαιρα.

- ✓ Η καταδυόμενη πλάκα έχει παρόμοια σύσταση με αυτή που περιγράφηκε για τα νησιωτικά τόξα, καθώς και οι διεργασίες μεταμόρφωσης των πετρωμάτων είναι ίδιες. Οι πηγές του μάγματος είναι οι ίδιες όπως και στα νησιωτικά τόξα (Wilson, 1989).

- ✓ Τα θερμότερα τμήματα της μανδουακής σφήνας αρχίζουν να τήκονται (ολιβινικοί Θολεΐτες), και στη συνέχεια τα μάγματα αυτά διεισδύουν στον υπερκείμενο ηπειρωτικό φλοιό (Wilson, 1989; Barbarin, 1999) .
- ✓ Τα μάγματα που δημιουργούνται στα ενεργά ηπειρωτικά περιθώρια είναι παρόμοια με των νησιωτικών τόξων (χαμηλού K, ασβεσταλκαλικά, υψηλού K, σωσονιτικά) ή τα τήγματα που προέρχονται από το μανδύα σταματούν στον κατώτερο φλοιό, προκαλώντας τη μερική τήξη των πετρωμάτων του κατώτερου φλοιού (Wilson, 1989; Barbarin, 1999), (Σχήμα 38) .
- ✓ Τέτοιος μαγματισμός υφίσταται στην περιοχή των Άνδεων, στην περιοχή της Βόρειας Αμερικής και στην περιοχή της Μεσογείου (Wilson, 1989).

Οι βασικότερες διαφορές μεταξύ των δυο γεωτεκτονικών περιβαλλόντων:

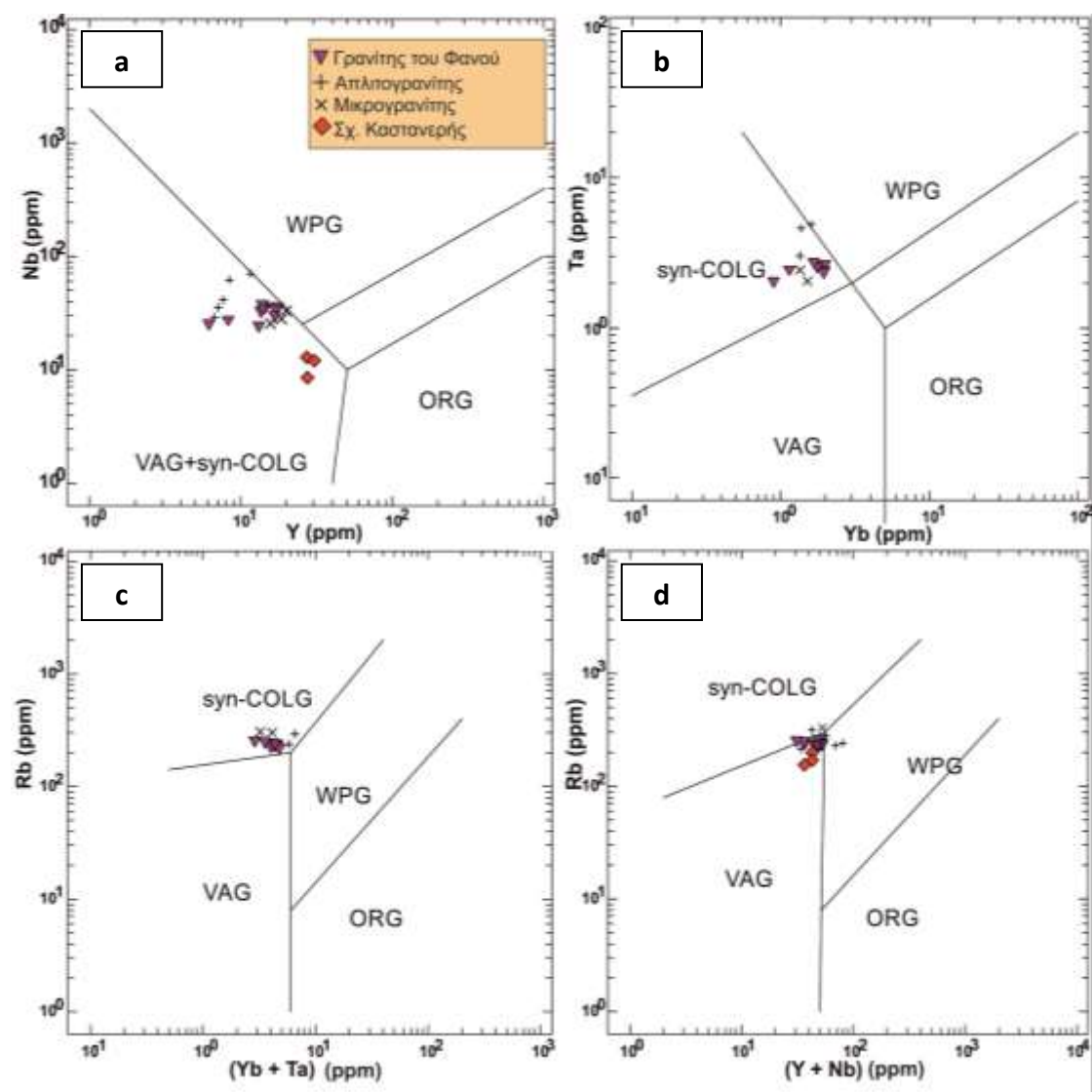
- ✓ Η διαδρομή που διανύει το μάγμα από το χώρο γένεσης στο χώρο στερεοποίησής του. Στην περίπτωση του νησιωτικού τόξου, το μάγμα περνά από ωκεάνιο φλοιό μικρού πάχους, αντίθετα στην περίπτωση του ηφαιστειακού τόξου, διανύει έναν ηπειρωτικό φλοιό με μεγάλο πάχος. Το αποτέλεσμα είναι η διαφοροποίηση, μεγάλης κλίμακας, κατά την πορεία ανόδου αυτού του μαγματικού υλικού, λόγω διαφορετικής σύστασης της ηπειρωτικής πλάκας (Barbarin, 1999; Wilson, 1989) .
- ✓ Ισότοπα και ιχνοστοιχεία. Αυτές οι διαφορές σημειώνονται μεταξύ των μαγμάτων ηφαιστειακού και ηπειρωτικού τόξου λόγω της αλληλεπίδρασης με τον ηπειρωτικό φλοιό στην περίπτωση του ηπειρωτικού τόξου.



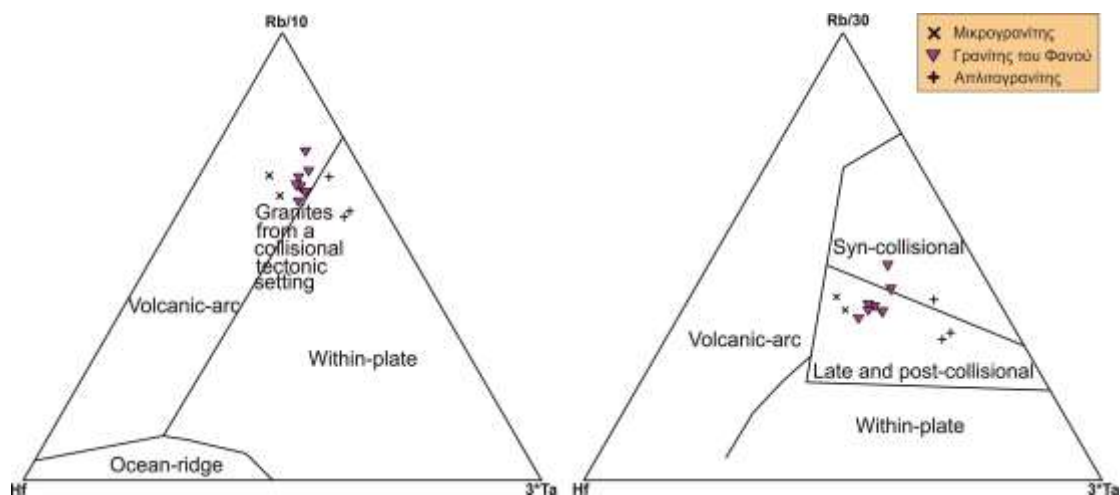
Σχήμα 38. Χαρακτηριστική γεωχημεία των ηφαιστειακών (a) και νησιωτικών τόξων (b), (Barbarin, 1999).

7.5 Γεωτεκτονικό περιβάλλον των γρανιτικών πετρωμάτων του Φανού

Οι πετρογραφικοί τύποι του γρανίτη του Φανού (απλιτογρανίτης, γρανίτης, μικρογρανίτης), καθώς και τα γρανιτικά της Καστανερής, σύμφωνα με τα διαγράμματα των Pearce et al., (1984), (Y-Nb, Rb-Y+Nb, Ta-Yb, Rb-Y-Ta) προβάλλονται μαζί στο πεδίο των γρανιτοειδών που δημιουργούνται τόσο κατά τη σύγκρουση δύο πλακών (syn-COLG), (Σχήμα 39 b, c) όσο και στο πεδίο VAG-SynCOLG, (Σχήμα 39 a, d).



Σχήμα 39. Διαγράμματα για τη διάκριση του γεωτεκτονικού περιβάλλοντος γένεσης των γρανιτικών πετρωμάτων του Φανού και της Καστανερής, με βάση τα ιχνοστοιχεία α)Nb-Y, b)Ta-Yb, c)Rb-(Yb+Ta) και d)Rb-(Y+Nb). Όπου ORG: γρανίτες μεσσοκεάνιων ραχών, WPG: ενδοπλακικοί γρανίτες, VAG: γρανίτες ηφαιστειακών τόξων, Syn-COLG: γρανίτες σύγκρουσης πλακών (Pearce, 1984).



Σχήμα 40. Τριγωνικά διαγράμματα Rb-Hf-Ta, για τη διάκριση του γεωτεκτονικού περιβάλλοντος γένεσης των γρανιτικών πετρωμάτων του Φανού, (Harris et al., 1986). Συμβολισμοί όπως προηγούμενο σχήμα.

Οι Harris et al., (1986) διακρίνουν τέσσερις ομάδες μαγματισμού, κάθε μία από τις οποίες σχετίζεται με ένα συγκεκριμένο στάδιο της εξέλιξης μίας ζώνης σύγκρουσης. a) Pre-collision calc-alkaline - VAG (volcanic arc). Πρόκειται για μαγματικές διεισδύσεις που προέρχονται κυρίως από τον μανδύα. Συνδέονται με το στάδιο της υποβύθισης μίας ωκεάνιας πλάκας κάτω από μία ηπειρωτική, b) Syn-collision peraluminous intrusions (leukogranites). Αυτού του είδους τα μάγματα προέρχονται από το κατώτερο τμήμα των ηπειρωτικών καλυμάτων, c) Late or post collision calc-alkaline intrusions. Είναι μαγματικές διεισδύσεις μανδυακής πηγής, οι οποίες όμως μολύνονται σημαντικά από τον ηπειρωτικό φλοιό, d) Post collision alkaline intrusions. Έχουν ως πιθανή πηγή τον λιθοσφαιρικό μανδύα κάτω από τη ζώνη σύγκρουσης.

Η διάκριση μεταξύ των γρανιτών που σχετίζονται με σύγκρουση πλακών και εκείνων που δημιουργούνται μετά τη σύγκρουση (Syn-Collision και Post-collision) έγινε με βάση το τριγωνικό διάγραμμα Rb/30-Ta-Hf κατά Harris et al., (1986). Επιπλέον, στο τριγωνικό διάγραμμα Rb/10-Hf-Ta κατά Harris et al., (1986), τα δείγματα προβάλλονται στο πεδίο με τους γρανίτες που σχετίζονται με σύγκρουση πλακών (granites from collision tectonic setting), (Σχήμα 40). Από τα διαγράμματα συμπεραίνουμε ότι τα δείγματα ανήκουν στην ομάδα γρανιτών που σχετίζονται κυρίως με συνθήκες σύγκρουσης πλακών, από το αρχικό έως το τελικό στάδιο (Syn-Late Collisional granites).

Τα διαγράμματα του Pearce, (1984) δεν μπορούν να προσδιορίζουν με ακρίβεια το περιβάλλον γένεσης των γρανιτικών πετρωμάτων του Φανού, όσον αφορά τη φύση της υπερκείμενης πλάκας της υποβύθισης, δηλαδή εάν η υποβύθιση έγινε κάτω από ωκεάνια πλάκα ή ηπειρωτική. Γι' αυτό το λόγο τα δείγματα τα συγκρίναμε με

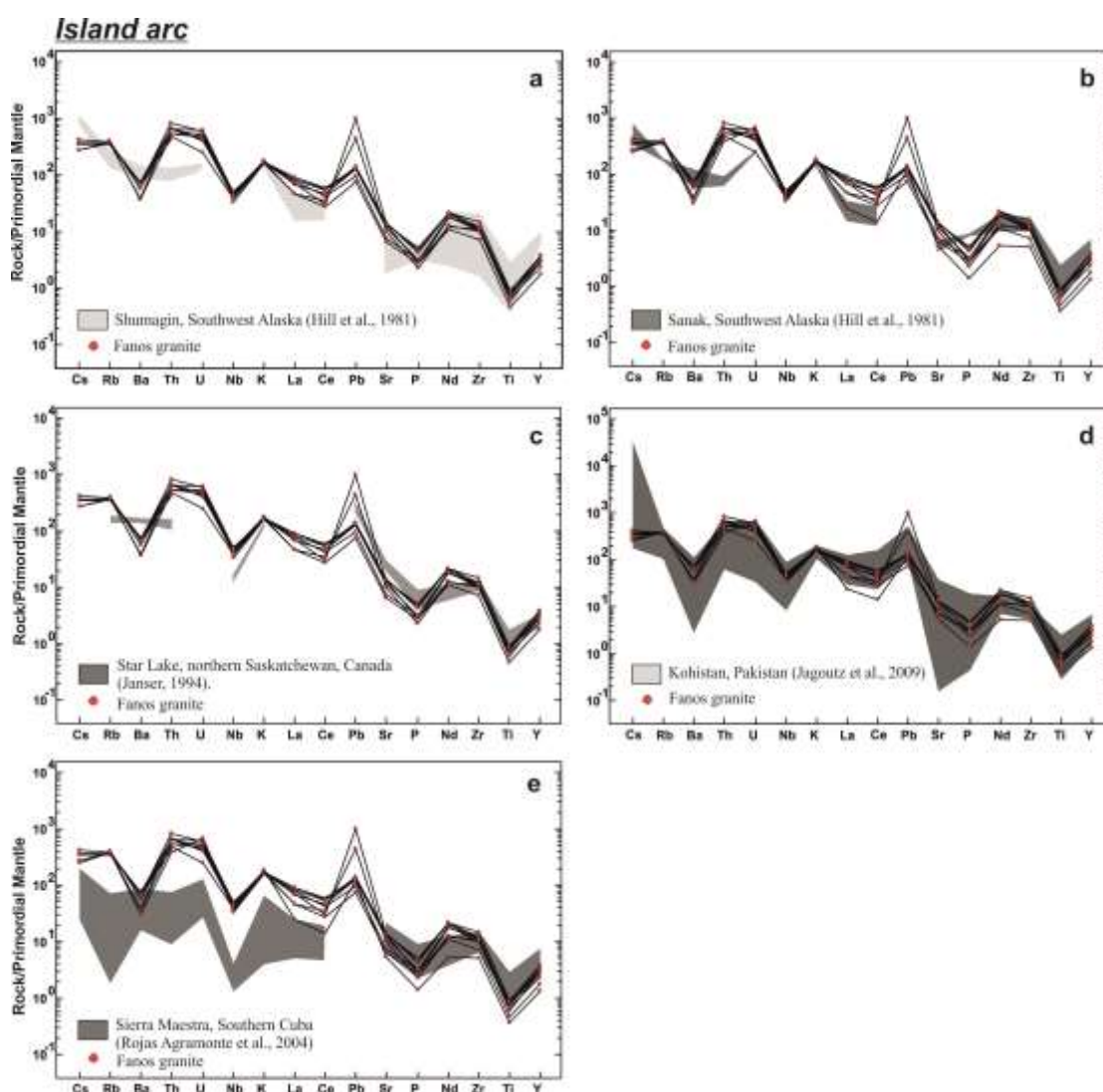
παρόμοιας σύστασης πετρώματα που προέρχονται από γνωστά γεωτεκτονικά περιβάλλοντα από όλο τον κόσμο (Πίνακας 7). Για τον σκοπό αυτό κατασκευάστηκαν πολυστοιχειακά αραχνοδιαγράμματα, στα οποία προβάλλονται τα δείγματα των όξινων μελών του Φανού κανονικοποιημένα ως προς τον πρωτογενή μανδύα (McDonough et al., 1995), σε σχέση με τα γρανιτικά πετρώματα από γνωστά: α) νησιωτικά (island arc), (Σχήμα 41) και β) ενεργά ηπειρωτικά περιθώρια (active continental margins), (Σχήμα 42). Τα γρανιτοειδή των νησιωτικών τόξων, μπορούν να γενικά να χωριστούν σε δύο ομάδες, τα θολεϊτικού τύπου (Σχήμα 41 a,e,f) και τα ασβεσταλκαλικού τύπου (Σχήμα 41 a,c,d).

Η περιεκτικότητα των δειγμάτων σε SiO₂ (βασικός δείκτης διαχωρισμού των πετρογραφικών τύπων) για τα δείγματα από τα διάφορα γνωστά γεωτεκτονικά περιβάλλοντα που χρησιμοποιήθηκαν, προσαρμόστηκε σύμφωνα με την περιεκτικότητα των γρανιτοειδών του Φανού, των οποίων οι τιμές κυμαίνονται μεταξύ 73.2-76.1% SiO₂.

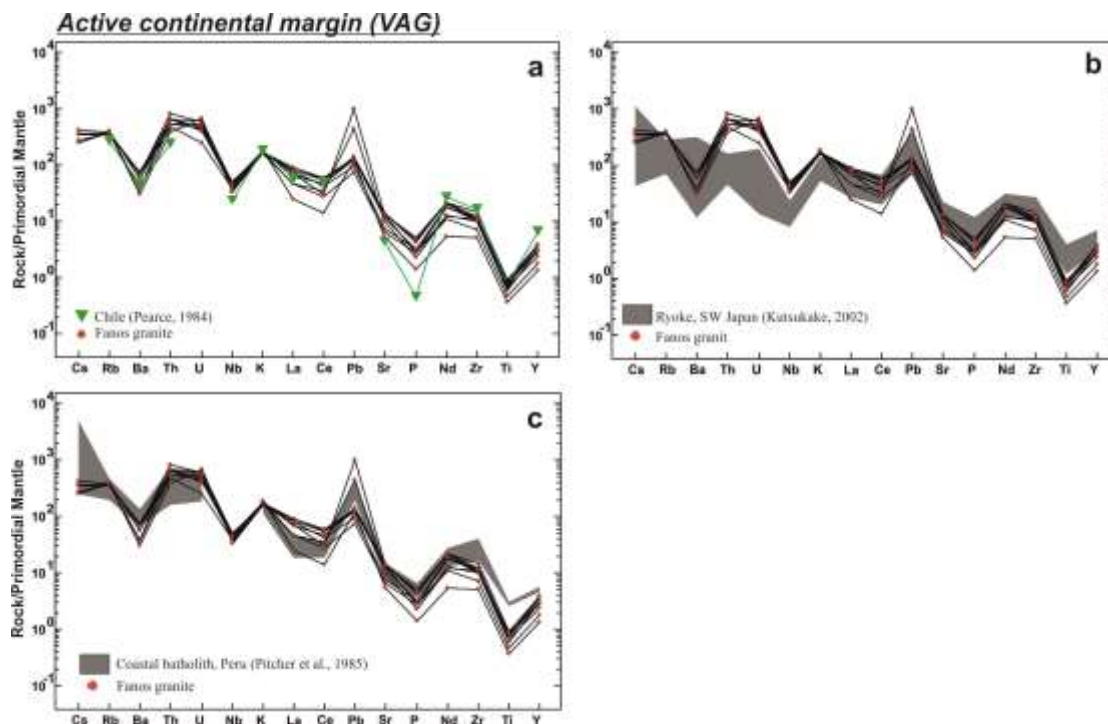
Πίνακας 7. Συγκεντρωτικός πίνακας με δημοσιευμένα δείγματα από διάφορα γεωτεκτονικά περιβάλλοντα, που χρησιμοποιήθηκαν για την γεωχημική σύγκριση με τα δείγματα του Φανού.

Δείγματα	Περιοχή Δειγμάτων	Αριθμός Δειγμάτων	Περιεκτικότητα σε SiO ₂ %		Βιβλιογραφία
			min.	max.	
Island Arc					
Star Lake Pluton Subduction	Saskatchewan, Canada	2	69.40	70.16	Janser, 1994
Sanak	Southwest Alaska	2	65.54	72.74	Hill et al. 1982
Shumagin	Southwest Alaska	3	61.32	75.94	Hill et al., 1983
Kodiak	Southwest Alaska	1		68.56	Hill et al., 1984
Sierra Maestra Subduction	Southern Cuba	12	70.40	76.90	Rojas Agramonte et al., 2004
Kohistan	Pakistan	4	69.90	72.64	Jagoutz et al. 2009
Tokuwa	Central Japan	2	70.72	72.69	Saito et al., 2005
Jamaica		1		68.43	Pearce et al., 1984
Active Continental					
Central Chile		1		74.50	Pearce et al., 1984
Peru		2	68.58	68.66	Pitcher et al., 1985
Ryoke	SW Japan	3	71.30	73.03	Kutsukake 2002
Obduction Type					
NE Jiangxi	South China	6	72.00	76.00	Li et al., 2008
Bayankhongor Ophiolite Zone	Mongolia	1		72.46	Buchan et al., 2000
Norwegian Caledonides		2	70.56	74.35	Skjerlie et al., 2000
Thetford Mines	Canada	2	70.43	72.17	Whitehead et al., 2000
Subduction Type Adakite					
Xiwan	South China	10	68.00	70.17	Li and Li, 2003
Shearing Type					
East Karmoy	Norway Western	8	71.64	77.74	Pedersen and Malpas, 1984
Plagiogranites, Fournier	Canada	2	76.04	77.08	Flagler and Spray, 1991
Type-1 Plagiogranites, Pekulney Ridge	NE Russia	1		74.29	Luchitskaya et al., 2005
Fractionation Type					
Type-2 Plagiogranites, Pekulney Ridge	NE Russia	4	69.05	72.05	Luchitskaya et al., 2005

Στα διαγράμματα που ακολουθούν στον y άξονα προβάλλεται η κανονικοποιημένη περιεκτικότητα σε κάθε στοιχείο στο δείγμα ως προς τη συμμετοχή του ίδιου στοιχείου σε έναν πρότυπο, πρωτογενή μανδύα. Στον άξονα x προβάλλονται τα ιχνοστοιχεία με αυξανόμενο ατομικό αριθμό, από αριστερά προς δεξιά. Η σειρά αυτή συμπίπτει με σειρά αυξανόμενης συμβατότητας ως προς το υπολειμματικό στερεό. Παρατηρούμε τις θετικές ανωμαλίες που σημειώνουν τα δείγματα σε Rb, Th, U, K, και Pb, ενώ αντίθετα την αρνητική ανωμαλία σε Ba και Ti. Τα κενά στα πολυστοιχειακά αραχνοδιαγράμματα προκύπτουν από έλλειψη σε μετρήσεις των αντίστοιχων ιχνοστοιχείων.



Σχήμα 41. Πολυστοιχειακά γεωχημικά διαγράμματα των γρανιτοειδών του Φανού, κανονικοποιημένα ως προς τον πρωταρχικό μανδύα, τα οποία συγκρίνονται με τα αντίστοιχα διαγράμματα των γρανιτοειδών που σχετίζονται με νησιωτικά τόξα.



Σχήμα 42. Πολυστοιχειακά γεωχημικά διαγράμματα των γρανитоειδών του Φανού, κανονικοποιημένα ως προς τον πρωταρχικό μανδύα, τα οποία συγκρίνονται με τα αντίστοιχα διαγράμματα των γρανитоειδών που σχετίζονται με ενεργά ηπειρωτικά περιθώρια.

Από τη σύγκριση των πολυστοιχειακών γεωχημικών διαγραμμάτων των γρανитоειδών του Φανού, με τα αντίστοιχα διαγράμματα των γρανитоειδών από γνωστά νησιωτικά και ηφαιστειακά τόξα του κόσμου (Σχήμα 41 και 42, αντίστοιχα), βρέθηκε γεωχημική σχέση τόσο μεταξύ του γρανίτη με το γεωτεκτονικό περιβάλλον νησιωτικού τόξου (Σχήμα 41e) όσο και με το ηφαιστειακό τόξο (Σχήματα 42c).

Επιπλέον κατασκευάστηκαν τα αντίστοιχα αραχνοδιαγράμματα σύγκρισης των γρανιτικών πετρωμάτων του Φανού με τα τις επιπλέον τέσσερις ομάδες κατά γρανитоειδών Li & Li, (2003), (Πίνακας 7), που σχετίζονται με οφιολίθους (Σχήμα 43, 44).

- 1) **Fractionation type granites.** Αποτελούν την πλειονότητα των πλαγιογρανιτών που βρίσκονται μέσα σε οφιολίθους. Η δημιουργία τους οφείλεται στην κλασματική κρυστάλλωση ενός βασαλτικού μάγματος σε συνθήκες Υψηλής Πίεσης, με την κρυστάλλωση κλινοπυρόξενου, πλαγιокλάστου, ορθοπυρόξενου, κεροσίλβης και σιδηρο-τιτανιούχων οξειδίων (Li & Li, 2003). Επιπλέον, η ηλικία κρυστάλλωσης αυτών των γρανιτών αντιστοιχεί στην ελάχιστη χρονολογία δημιουργίας του ωκεάνιου φλοιού. Αυτοί οι γρανίτες συσχετίζονται κυρίως με λάβες βασαλτικής και γαββρικής σύστασης, της ανώτερης ωκεάνιας ακολουθίας. Έχουν μεταργιλικό χαρακτήρα και χαρακτηρίζονται κυρίως από υψηλή

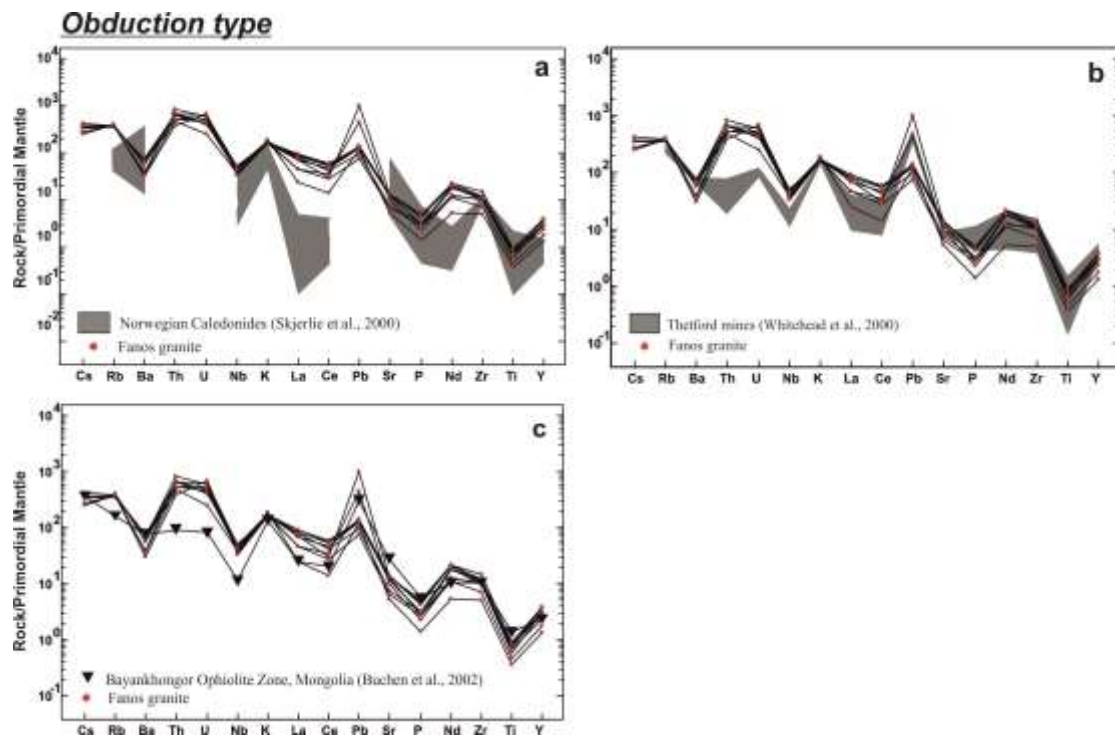
περιεκτικότητα σε Na_2O , χαμηλό K_2O (<1%) και Al_2O (<15 wt%) και αρνητική ανωμαλία στο Sr και στο Ti.

- 2) **Shear-type granites.** Αυτού του είδους οι γρανίτες δημιουργούνται από ανάτξη των αμφιβολιτών μέσα σε ζώνες διάτμησης, υψηλής θερμοκρασίας, στα κατώτερα στρώματα του ωκεάνιου φλοιού. Αυτού του είδους οι γρανίτες είναι μεταργιλικοί, με σχετικά υψηλή περιεκτικότητα σε SiO_2 (>70 %) αλλά χαμηλή σε Al_2O_3 (11-15%) καθώς και αρνητική ανωμαλία σε Sr και Ti, γεγονός που δηλώνει πως ο αμφιβολίτης ανατήχθηκε σε σχετικά χαμηλή πίεση μαζί με αμφίβολο και πλαγιόκλαστο αλλά χωρίς γρανάτη, (Li & Li, 2003).
- 3) **Obduction type granites.** Αυτοί οι γρανίτες έχουν σχηματιστεί λόγω ανάτξης των ιζηματογενών πετρωμάτων, κάτω από τα οφιολιθικά καλύμματα, κατά τη διάρκεια της τοποθέτησης των τελευταίων πάνω στο ηπειρωτικό τέμαχος. Συνήθως διεισδύουν μέσα στον περιδοτίτη ή/και στον γαββρο, του κατώτερου τμήματος του ωκεάνιου φλοιού. Γενικά παρουσιάζουν μεγάλη ποικιλία στη σύνθεση και στην γεωχημεία, επειδή προέρχονται από διάφορες πηγές και συνθήκες πίεσης και θερμοκρασίας, (Li & Li, 2003).
- 4) **Subduction Type granites.** Σε αυτή τη κατηγορία συναντάμε τα αδακίτικα πετρώματα, που δημιουργούνται από την τήξη την καταδυόμενης ωκεάνιας πλάκας σε συνθήκες υψηλής πίεσης μαζί με γρανάτη και αμφίβολο, ως τα κυρίως υπολειμματικά ορυκτά. Σχετίζονται με την “supra-subduction zone” των οφιολίθων, και μπορούν να διεισδύσουν μέσα σε διάφορα στρώματα της υπερκείμενης ωκεάνιας λιθόσφαιρας ή να εξέλθουν μέσω των ηφαιστειών. Η κρυστάλλωση αυτών των γρανιτών, θέτει περιορισμούς σχετικά με το πότε έλαβε χώρα η κατάδυση της ωκεάνιας λιθόσφαιρας. Παρουσιάζουν υψηλή τιμές σε Al_2O_3 , Sr και Sr/Y, αντίθετα χαμηλές HREE και Y, (Li & Li, 2003).

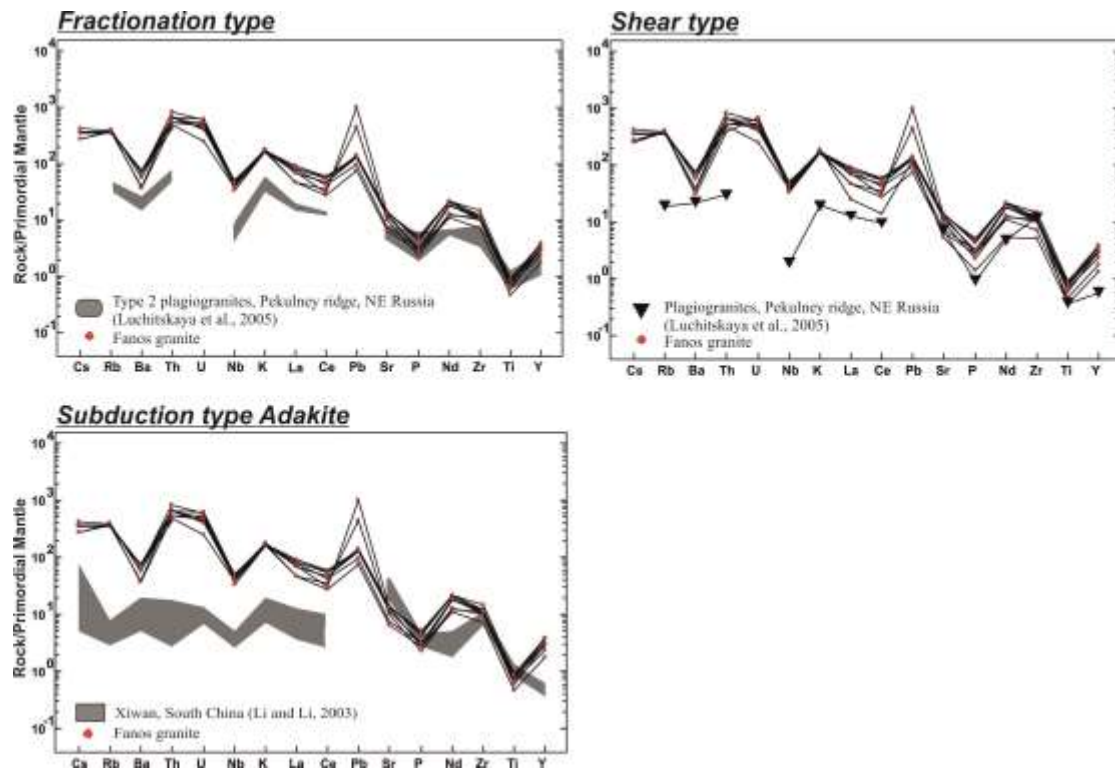
Σύμφωνα με τα αραχνοδιαγράμματα :

- Η περιεκτικότητα των δειγμάτων του τύπου επώθησης, (obduction type) σε SiO_2 , κυμαίνεται μεταξύ 70-76%, πρόκειται επομένως για σχετικά όξινους γρανίτες. Σε σύγκριση με τα γρανιτικά πετρώματα του Φανού παρουσιάζουν σημαντικές γεωχημικές διαφοροποιήσεις. Η πιο χαρακτηριστική διαφορά είναι η περιεκτικότητα σε Sr, η οποία παρουσιάζει αρνητική ανωμαλία, στα γρανιτικά του Φανού, σε αντίθεση με τα διαγράμματα των άλλων γρανιτών. (Σχήμα 43). Γενικότερα όμως, μπορούμε να υποστηρίξουμε πως η σύγκριση αυτών των δειγμάτων δείχνει ότι δεν σχετίζονται γεωχημικά.
- Στη συνέχεια έγινε η σύγκριση των γρανιτών του Φανού με τα γρανιτικά που σχετίζονται με διάρρηξη (Shear type). Τα δείγματα έχουν περιεκτικότητα 71-77,7% σε SiO_2 . Από τα διαγράμματα συμπεραίνουμε ότι δεν υπάρχει γεωχημική συσχέτιση μεταξύ των δύο ομάδων γρανιτών, (Σχήμα 44 a,b,c).
- Τα γρανιτικά του Φανού συγκρίθηκαν γεωχημικά και με πλαγιογρανίτες. Ομοίως, δεν παρατηρείται κάποια συσχέτιση μεταξύ των γρανιτοειδών του

Φανού και τους Αδακίτες, οι οποίοι χαρακτηρίζονται από μεγάλη συγκέντρωση σε Sr, (Σχήμα 44).



Σχήμα 43. Πολυστοιχειακά γεωχημικά διαγράμματα των γρανιτοειδών του Φανού, κανονικοποιημένα ως προς τον πρωταρχικό μανδύα, τα οποία συγκρίνονται με τα αντίστοιχα διαγράμματα των γρανιτοειδών που σχετίζονται με Obduction type μαγματισμό.



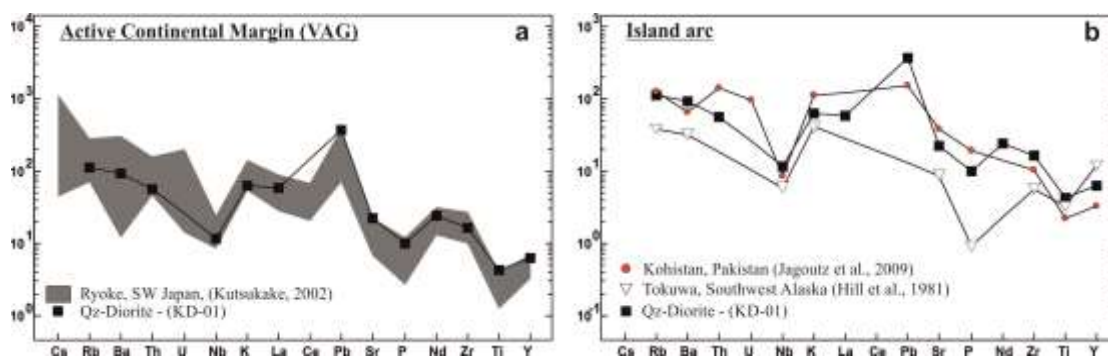
Σχήμα 44. Πολυστοιχειακά γεωχημικά διαγράμματα των γρανιτοειδών του Φανού, κανονικοποιημένα ως προς τον πρωταρχικό μανδύα, τα οποία συγκρίνονται με τα αντίστοιχα διαγράμματα των γρανιτοειδών που σχετίζονται με α) Shear type, b) Fractionation type c) Subduction Type Adakite.

7.6 Γεωτεκτονικό Περιβάλλον Χαλαζιακού Διορίτη

Ο Χαλαζιακός διορίτης (δείγμα KD-01), όπως και προαναφέραμε σε άλλο κεφάλαιο, εμφανίζεται κατά μήκος του ρέματος Κοτζα-Ντερέ. Για κάποιους ερευνητές θεωρείται ως η κύρια πηγή προέλευσης του γρανίτη του Φανού (Christofides et al., 1990; Soldatos et al., 1993, Ζαχαριάδου, 2005), λόγω μερικής τήξης των ιζημάτων του ηπειρωτικού περιθωρίου, πάνω στο οποίο τοποθετήθηκαν οι οφιόλιθοι, στο Α. Ιουρασικό. Μία πιθανή υπόθεση, για την οποία όμως θα χρειαστούν περισσότερες γεωχημικές αναλύσεις, είναι πως ο χαλαζιακός Διορίτης αποτελεί το βασικότερο μέλος των γρανιτοειδών του Φανού και όχι η πηγή προέλευσής του. Προκειμένου να αποσαφηνιστεί η προέλευση του χαλαζιακού διορίτη, έγινε προσπάθεια σύγκρισης των γεωχημικών του αναλύσεων με διάφορα γνωστά γεωτεκτονικά περιβάλλοντα, όπως ακριβώς έγινε και για τα πιο όξινα μέλη των γρανιτικών πετρωμάτων του Φανού.

Για μία πρώτη προσέγγιση συσχετισμού του χαλαζιακού Διορίτη με κάποιο γεωτεκτονικό πλαίσιο γένεσης, κατασκευάστηκαν πολυστοιχειακά αραχνοδιαγράμματα, στα οποία προβάλλονται τα δείγματα των δύο δειγμάτων του χαλαζιακού διορίτη (MG-01, KD-01) κανονικοποιημένα ως προς τον πρωτογενή μανδύα (McDonough et al., 1995), σε σχέση με τα γρανιτικά πετρώματα (Σχήμα 45 b)-από γνωστά νησιωτικά τόξα (island arc) καθώς και (Σχήμα 45a)-από γνωστά ενεργά ηπειρωτικά περιθώρια (active continental margins). Γενικότερα παρατηρήθηκε κατά τη σύγκριση, πως τα δείγματα του χαλαζιακού διορίτη σχετίζονται γεωχημικά περισσότερο με περιβάλλον ενεργού ηπειρωτικού περιθωρίου, χωρίς να αποκλείονται άλλα πιθανά σενάρια (Σχήμα 45). Αντίθετα, σύμφωνα με την υπαίθρια παρατήρηση, στα πλαίσια της έρευνας, μέσα στη μάζα του χαλαζιακού διορίτη βρέθηκαν κομμάτια ξενόλιθων, αμφιβολιτικής προέλευσης (Σχήμα 14α).

Είναι αναγκαίο, επομένως, να πραγματοποιηθούν περαιτέρω γεωχημικές-ισοτοπικές αναλύσεις για να δοθεί μία ολοκληρωμένη απάντηση σχετικά με ρόλο που διαδραμάτισε ο χαλαζιακός Διορίτης στην περιοχή και ποια η γεωχημική του σχέση με τον γρανίτη του Φανού.



Σχήμα 45. Πολυστοιχειακά γεωχημικά διαγράμματα δειγμάτων χαλαζιακού διορίτη, κανονικοποιημένα ως προς τον πρωταρχικό μανδύα, τα οποία συγκρίνονται με τα αντίστοιχα διαγράμματα που σχετίζονται με a,b)Island arc μαγματισμό., d,e) active continental.

7.7 Ο ρόλος των ωκεάνιων ιζημάτων στην εξέλιξη του μανδύα

Στη σύγκριση των πολυστοιχειακών γεωχημικών διαγραμμάτων των γρανιτικών πετρωμάτων του Φανού, με τα αντίστοιχα διαγράμματα των γρανιτικών από γνωστά νησιωτικά και ηφαιστειακά τόξα του κόσμου, παρατηρήθηκαν κάποιες δυσκολίες ως προς την εξαγωγή συμπεράσματος για το γεωτεκτονικό περιβάλλον γένεσης του γρανίτη του Φανού.

Όπως παρατηρήθηκε και στα αραχνοδιαγράμματα των γρανιτικών πετρωμάτων του Φανού, οι διαφορές που σημειώνονται μεταξύ διαγραμμάτων που ανήκουν στο ίδιο γεωτεκτονικό περιβάλλον είναι σημαντικές (Müller et al., 1992). Αυτό είναι πολύ πιθανό να οφείλεται στη πολυπλοκότητα των διεργασιών που λαμβάνουν χώρα σε ένα περιβάλλον σύγκρουσης των πλακών καθώς επίσης στην επίδραση διαφόρων παραγόντων όπως η ηλικία της ζώνης υποβύθισης και το ποσοστό μόλυνσης του μάγματος από τα ωκεάνια ιζήματα της καταβυθιζόμενης πλάκας (Plank et al. 1998).

Τα ωκεάνια ιζήματα, τα οποία συμπαρασύρονται με την καταδυόμενη ωκεάνια πλάκα, σημειώνουν πολύ υψηλές συγκεντρώσεις σε στοιχεία σε σχέση με τον μανδύα. Η περιεκτικότητά τους σε μεταλλικά στοιχεία όπως K, Rb, Cs, Zr, Hf, Nb, Ta, διατηρείται σχεδόν σταθερή σε σχέση με τον ηπειρωτικό φλοιό, από όπου προήλθαν (Plank et al., 1998). Επομένως, αναμένεται ακόμα και οι μικρές ποσότητες ιζημάτων να είναι ικανές να εμπλουτίσουν και να επηρεάσουν την εξέλιξη του μανδύα καθώς και να προκαλέσουν σημαντικές διαφοροποιήσεις στον χημισμό του μάγματος σε συγκλίνοντα περιθώρια (Plank et al. 1998).

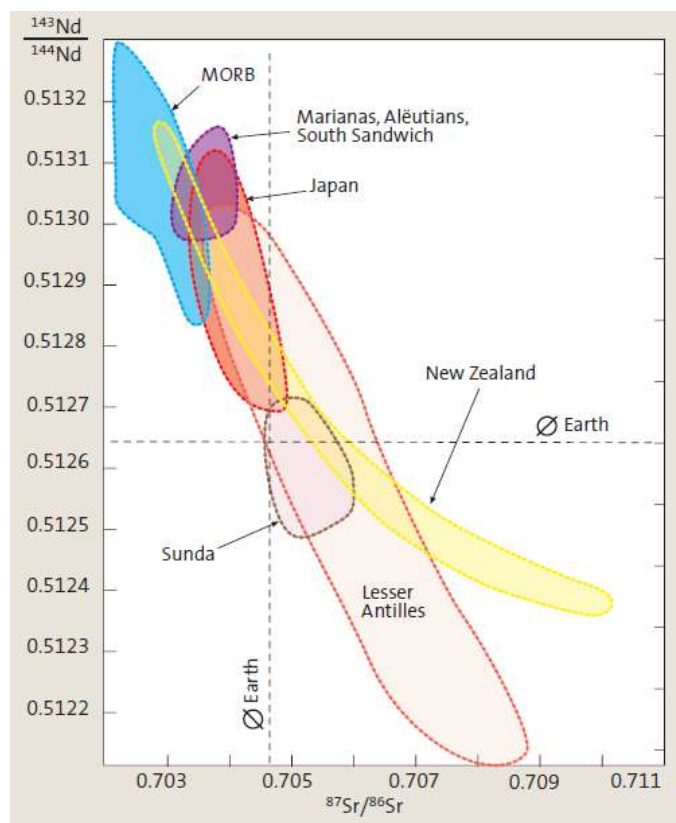
Η συνεχής έγχυση των ωκεάνιων ιζημάτων στον μανδύα μπορεί να επηρεάσει δραματικά τις αναλογίες των ιχνοστοιχείων (Plank et al., 1998), επομένως η υψηλή περιεκτικότητα σε κάποια στοιχεία όπως K₂O (4.68-4.77 wt%), Rb (219-313 ppm), Th (35-70 ppm), U (9-13 ppm) που σημειώνεται στις γεωχημικές αναλύσεις των δειγμάτων, οφείλεται σε αυτόν τον εμπλουτισμό του γρανιτικού όγκου από τα ωκεάνια ιζήματα, υπερκείμενα της καταβυθιζόμενης ωκεάνιας πλάκας.

Επιπλέον η αύξηση του καλίου με την αύξηση της απόστασης από το μέτωπο βύθισης, είναι πιθανόν ένα αποτέλεσμα του σταδιακού εμπλουτισμού από τα μεταμορφωμένα ιζήματα της ζώνης υποβύθισης, όπου τα ορυκτά που περιέχουν K, κυρίως ο μαρμαρυγίας, αφυδατώνονται και απελευθερώνουν K στο υδατικό διάλυμα (Frisch, et al. 2011). Η ύπαρξη μαρμαρυγία στην αμφιβολιτική σόλα, η οποία σχηματίστηκε κατά την ενδοωκεάνια υποβύθιση και βρίσκεται στη βάση του υπερκείμενου οφιολιθικού σώματος, αποτελεί πιθανή πηγή εμπλουτισμού στοιχείων για το μάγμα, με την παραδοχή ότι το μαγματικό υλικό διαπέρασε κατά την άνοδό του την αμφιβολιτική σόλα. Σύμφωνα με τις δικές μας παρατηρήσεις, οι εικόνες που καταγράφηκαν στην περιοχή μελέτης, όπου γρανιτικές φλέβες ‘τρυπούν’ το αμφιβολιτικό σώμα, έρχονται να συμπληρώσουν την υπόθεση αυτή (Σχήμα 14).

7.8 Ισοτοπικά χαρακτηριστικά και η επίδραση του ηπειρωτικού φλοιού

Η επιρροή του ηπειρωτικού φλοιού σε ένα μάγμα μπορεί να διευκρινιστεί με τις ισοτοπικές αναλύσεις (Frisch et al., 2011; Anders, 2005). Ο ισοτοπικός λόγος $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ για τους βασάλτες του ανώτερου μανδύα στις μεσο-ωκεάνιες ράχες ισούται περίπου με 0.703 και αντιπροσωπεύει την αντίστοιχη ισοτοπική σύνθεση του μανδύα. Επομένως, τα μάγματα που προέρχονται απευθείας από τον μανδύα αναμένεται να παρουσιάζουν ισοτοπικό λόγο Sr περίπου 0.703, ενώ τα μάγματα που σχηματίζονται από την τήξη ηπειρωτικού φλοιού σημειώνουν υψηλότερο ισοτοπικό λόγο $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ με τιμές από 0.710 και άνω (Σχήμα 46). Η μόλυνση του μανδυακού υλικού από τον ηπειρωτικό φλοιό δημιουργεί ενδιάμεσες τιμές στις ισοτοπικές αναλογίες Sr. Στα νησιωτικά τόξα συναντάμε ισοτοπικές αναλογίες Sr, οι οποίες κυμαίνονται μεταξύ 0.704 και 0.710 (Σχήμα 46), λόγω της χαμηλής συμμετοχής του Sr στο φλοιό (Frisch et al., 2011). Η προέλευση ενός μάγματος μπορεί επίσης να προσδιοριστεί με τον ισοτοπικό λόγο Nd. Πιο συγκεκριμένα, ο λόγος $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ ενός μάγματος μανδυακής προέλευσης παρουσιάζει υψηλές τιμές. Σε ένα νησιωτικό τόξο οι τιμές αυτές κυμαίνονται μεταξύ 0.5124-0.5130 (Frisch et al., 2011, Anders, 2005). Στο Σχήμα 46 προβάλλονται δείγματα από σύγχρονες μέσο-ωκεάνιες ράχες.

Στην περίπτωση του Φανού οι τιμές των ισοτοπικών λόγων των δειγμάτων κυμαίνονται από 0.70516 έως 0.70559 για τα ισότοπα Sr, ενώ αντίστοιχα για τα ισότοπα Nd, από 0.51235 έως 0.51239. Οι τιμές αυτές τοποθετούν τα γρανιτικά του Φανού στους γρανίτες των ωκεάνιων νησιωτικών τόξων.

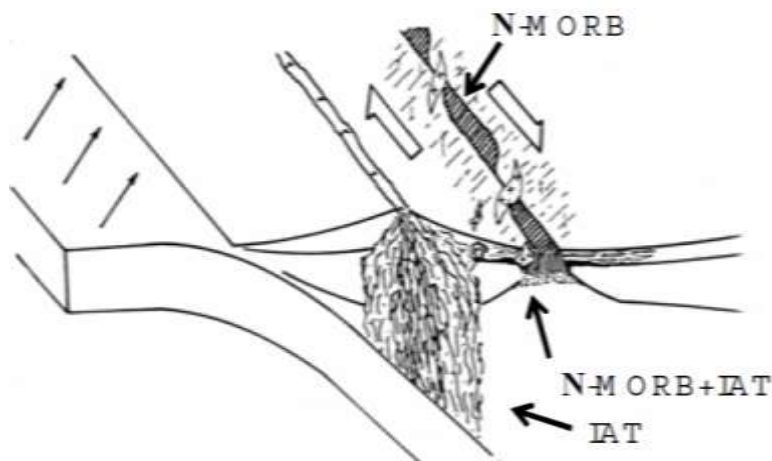


Σχήμα 46. Διάγραμμα $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ και $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$. Διάκριση μεταξύ ηφαιστειακών και νησιωτικών τόξων καθώς συγκρίνονται με βασάλτες μεσο-ωκεάνιων ράχων (MORB). $\emptyset$ Earth= μέσος όρος της σύστασης της Γης. (Frisch et al. 2011)

7.9 Απόψεις για την πηγή προέλευσης των γρανιτικών πετρωμάτων του Φανού.

Ο γρανίτης του Φανού αποτελεί τη μεγαλύτερη γρανιτική εμφάνιση που διεισδύει μέσα στο οφιολιθικό σύμπλεγμα της Γευγελής, στην υποζώνη της Παιονίας. Η πηγή τροφοδοσίας του γρανίτη, αποτελούσε ανέκαθεν αντικείμενο προβληματισμού μεταξύ των ερευνητών, που ασχολήθηκαν με το συγκεκριμένο θέμα. Οι σημαντικότερες απόψεις που έχουν διατυπωθεί ακολουθούν παρακάτω.

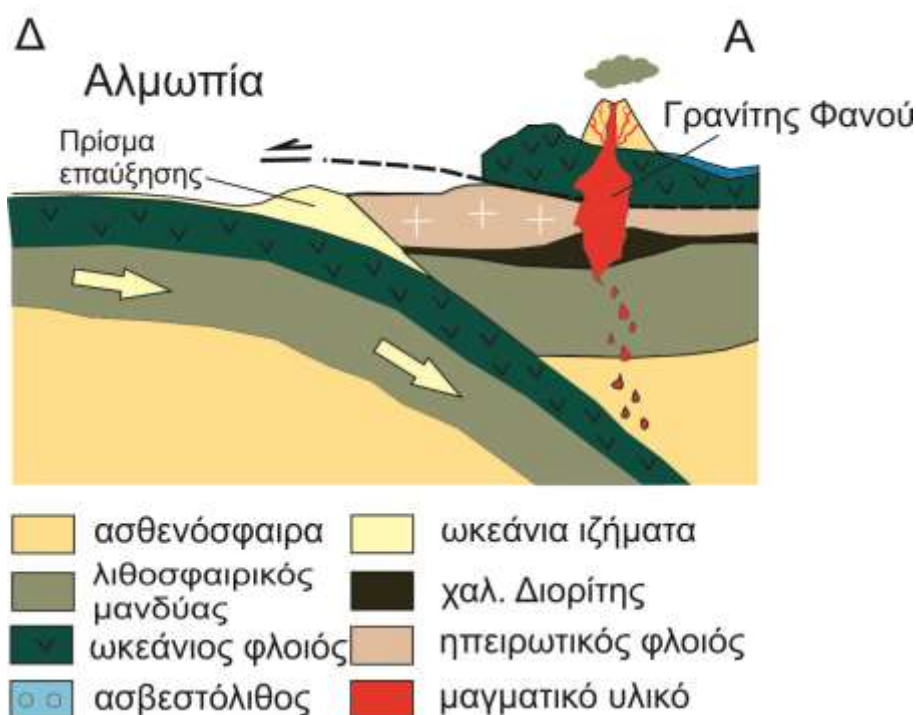
Σύμφωνα με μία άποψη (Ζαχαριάδου, 2005, Zachariadou & Dimitriadis 1995), ο μαγματισμός οφείλεται σε εκτατικές συνθήκες (χαρακτηριστικό οπισθοτόξιων περιοχών), που επικρατούσαν σε ένα ηπειρωτικό υπόβαθρο, υπερκείμενο μιας Ιουρασικής ζώνης υποβύθισης. Μια εμπλουτισμένη περιδοτική σφήνα με συνεισφορά από τήγματα ιζημάτων από την καταβυθιζόμενη πλάκα αποτελεί την πιθανότερη πηγή τροφοδοσίας του βασικού μαγματισμού την ενότητα Γευγελής, πριν τη διαμπερή ρήξη. Στη συνέχεια επέρχεται η τελική ρήξη της ηπειρωτικής πλάκας και η δημιουργία μαγματικών κέντρων έκχυσης (φλεβικό σύμπλεγμα Γευγελής). Σε αυτό το στάδιο, δημιουργούνται δεξιόστροφα ρήγματα από όπου διείσδυσε ο γρανίτης του Φανού (Σχήμα 47). Διαφοροποίηση των βασικών μαγμάτων στη λεκάνη της Γευγελής, έδωσε σε μεγαλύτερα βάθη τους ενδιάμεσους και όξινους πλουτωνίτες, όπως Τοναλίτες (Κοτζά Ντερέ) και τον γρανίτη του Φανού. Ο συσχετισμός του γρανίτη του Φανού, των μιγματιτών της Πηγής και των οφιολίθων της Γευγελής, φανερώνει έναν διατυπικό μαγματισμό.



Σχήμα 47. Δημιουργία δεξιόστροφων ρηγμάτων και τοποθέτηση των πλουτωνικών πετρωμάτων, (Zachariadou, 2005).

Στη συνέχεια, συναντάμε μία άλλη άποψη, η οποία θέλει τη πηγή προέλευσης του γρανίτη του Φανού να συνδέεται με περιβάλλον ενεργού ηπειρωτικού περιθωρίου (volcanic arc). Σύμφωνα με αυτή την άποψη, ο γρανίτης οφείλει την προέλευση του στη διαδικασία μερικής τήξης ενός χαλαζοδιοριτικής σύστασης μάγματος, το οποίο ανήκει στο ηπειρωτικό περιθώριο, πάνω στο οποίο τοποθετήθηκαν οι οφιόλιθοι της Γευγελής (Christofides et al., 1990; Soldatos et al., 1993), (Σχήμα 48).

Α. Ιουρασικό - Κ. Κρητιδικό

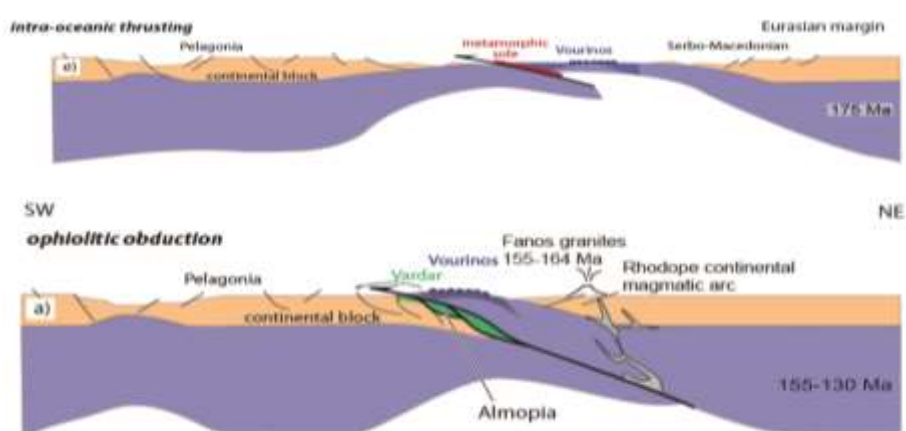


Σχήμα 48. Προτεινόμενο γεωτεκτονικό μοντέλο σύμφωνα με την άποψη πως η δημιουργία του γρανίτη του Φανού συνδέεται με περιβάλλον ηφαιστειακού τόξου.

Σύμφωνα με Anders, 2005, μία έντονη μαγματική δραστηριότητα έλαβε μέρος στο ανατολικό τμήμα της ζώνης του Αξιού από το 155 έως το 164 Ma (Α. Ιουρασικό). Έχει αποτυπωθεί ένα μεταμορφικό γεγονός (158 Ma) στο υπόβαθρο ηλικίας Λιθανθρακοφόρου (319 Ma) και το οποίο συνδέεται άρρηκτα με τη δημιουργία μίας ensialic οπισθοτόξιας λεκάνης καθώς και με τη διεύδυση του γρανίτη του Φανού (158 Ma). Το υπόβαθρο αυτό θεωρείται τμήμα της Πελαγονικής Ζώνης, δυτικά της Ζώνης Αξιού. Σύμφωνα με γεωχημικές αναλύσεις, τα πετρώματα της περιοχής σχετίζονται με περιβάλλον ηφαιστειακού τόξου ή με ενεργό ηπειρωτικό περιθώριο, με συνεισφορά από παλιό ηπειρωτικό φλοιό. Θεωρείται πως η τοποθέτηση των

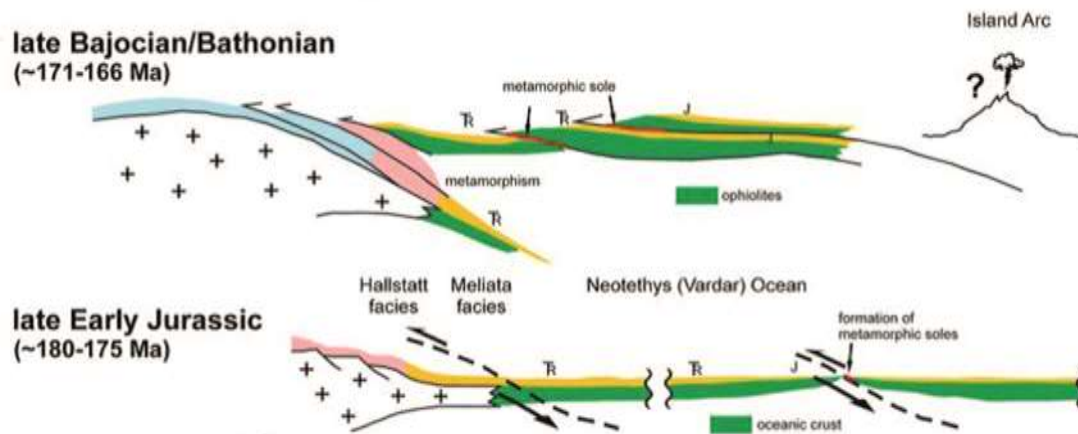
οφιολίθων καθώς και το κλείσιμο της λεκάνης της Γευγελής, έλαβαν χώρα πριν την διείσδυση του γρανίτη του Φανού.

Μία άλλη άποψη (Schenker, 2013), θέτει ερωτήματα σχετικά με την ηλικία τοποθέτησης των οφιολίθων, τον αριθμό των επωθήσεων καθώς και με τις γεωλογικές διεργασίες που έλαβαν χώρα κατά τη γεωτεκτονική εξέλιξη της Πελαγονικής και της Τηθύος. Θεωρείται πως το ηφαιστειακό σύστημα του Πάικου και η δημιουργία του γρανίτη του Φανού, τοποθετούνται μεταξύ 155-164 Ma. Η γένεση του μάγματος συνδέεται με περιβάλλον ενδοωκεάνιας υποβύθισης, ενώ θεωρεί πως ο γρανίτης στην ανοδική του πορεία διεισδύει μέσα στο ηπειρωτικό περιθώριο της Ροδόπης, (Μέσο Ιουρασικό), (Σχήμα 49).

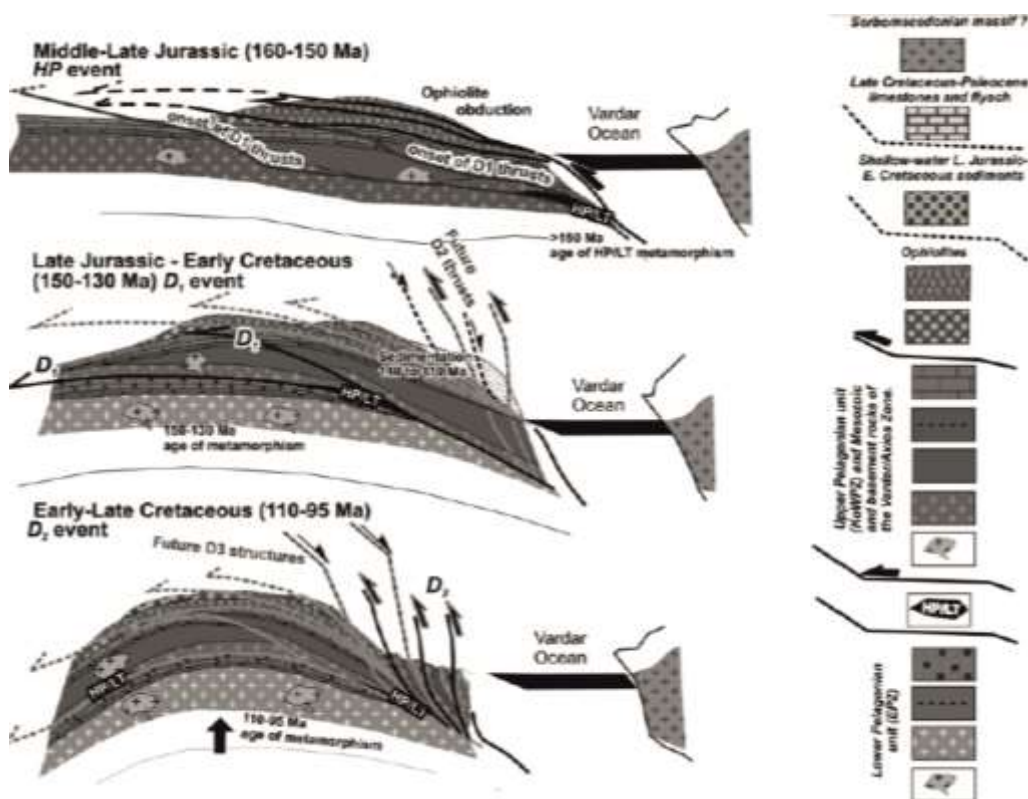


Σχήμα 49. Αναπαράσταση της τεκτονικής στο Μ-Α. Ιουρασικό. Περιγραφή στο κείμενο. (Schenker, 2013)

Τέλος, σύμφωνα με τους ερευνητές Kiliyas et al., (2010); Katrivanos et al. (2012), (2013), Gawlick et al., (2008), το Πάικο θεωρείται αποκομμένο τμήμα της Πελαγονικής ζώνης. Η τοποθέτηση των οφιολίθων απευθείας επάνω στο υπόβαθρο του Πάικου, προερχόμενοι από τα ανατολικά, συνδέεται με το τεκτονικό γεγονός D1 (Α. Ιουρασικό), (Σχήμα 50). Διατυπώνεται επίσης η άποψη πως το πρωταρχικό μάγμα του γρανίτη του Φανού συνδέεται με το γεωτεκτονικό πλαίσιο ενός ωκεάνιου νησιωτικού τόξου (Σχήμα 51). Ταυτόχρονα, διατυπώνεται η άποψη πως τα ηφαιστειοκλαστικά υλικά του Ιουρασικού και ο γρανίτης του Φανού, κινήθηκαν μαζί με το οφιολιθικό σύμπλεγμα, προς τα δυτικά και επωθήθηκαν στο ανατολικό περιθώριο της Πελαγονικής, στο Κιμμερίδιο. Επιπλέον, ένα στρώμα Άνω Ιουρασικών – Κ. Κρητιδικών ιζημάτων αποθέτονται πάνω στους οφιολίθους, θέτοντας ένα ανώτερο όριο ηλικίας για την τοποθέτησή τους.



Σχήμα 50. Τεκτονο-στρωματογραφική εξέλιξη της περιοχής της Νεοτηθούς. Προβάλλεται ο σχηματισμός της αμφιβολιτικής σόλας κατά την ενδοωκεάνια υποβύθιση στο Κ. Ιουρασικό, η επώθηση των οφιολίθων προς τα Δυτικά και στο Μ. Ιουρασικό η δημιουργία ενός ηφαιστειακού τόξου, καθώς τα οφιολιθικά καλύμματα κινούνται προς το ανατολικό περιθώριο της Πελαγονικής. (Gawlick et al., 2008).



Σχήμα 51. Τεκτονο-στρωματογραφική αναπαράσταση της παραμόρφωσης και της κινηματικής του καλύμματος της Πελαγονικής και της εξέλιξης της ζώνης του Αξιού. Δημιουργία ζώνης HP/LT στο Μεσο-Άνω Ιουρασικό, (Kilias et al., 2010).

8 Συμπεράσματα

Το βασικό ερώτημα της έρευνάς μας αφορά στο γεωτεκτονικό πλαίσιο δημιουργίας του γρανίτη του Φανού. Για τη διάκριση μεταξύ ενός ηφαιστειακού τόξου (ensialic island arc) και ενός νησιωτικού τόξου - ενεργού ηπειρωτικού περιθωρίου (active continental margin) δεν αρκεί από μόνη της η χρήση των γεωχημικών διαγραμμάτων διαφοροποίησης, αντίθετα απαιτείται ένας καλός συνδυασμός των κλάδων της γεωλογίας (γεωχημεία, γεωλογική χαρτογράφηση, γεωφυσική κτλ.) προκειμένου το αποτέλεσμα να είναι πιο αντιπροσωπευτικό (Müller et al., 1992).

Λαμβάνοντας υπόψη την ήδη υπάρχουσα βιβλιογραφία σχετικά με τη πηγή προέλευσης των γρανιτικών πετρωμάτων, καθώς και με τη γεωτεκτονική εξέλιξη της περιοχής της λεκάνης της Γευγελής, καταλήγουμε σε κάποια συμπεράσματα σχετικά με την πηγή προέλευσης, τα γεωχημικά χαρακτηριστικά, τη θέση και τη δομή του γρανίτη του Φανού, ενώ στο τέλος προτείνεται ένα πιθανό μοντέλο σχετικά με τη γένεση του πρωταρχικού μάγματος και τη γεωτεκτονική εξέλιξη που αφορά στην ευρύτερη περιοχή της λεκάνης της Γευγελής.

- Με τη γεωχημική ανάλυση και πετρογραφική παρατήρηση σε συμφωνία, έχει διαπιστωθεί πως ο γρανίτης του Φανού αποτελείται από τρεις διαφορετικούς πετρογραφικούς τύπους: απλιτογρανίτη (στην περιφέρεια του γρανίτη), μικρογρανίτη και γρανίτη. Έχει ασβεσταλκαλικό χαρακτήρα και Ι-τύπου χαρακτηριστικά, ενώ ως διαδικασία εξέλιξής του προτείνεται η κλασματική κρυστάλλωση (Christofides et al., 1990, Soldatos et al., 1993).
- Σύμφωνα με την υπαίθρια παρατήρηση τμήμα του γρανιτικού σώματος φαίνεται να έχει διεισδύσει μέσα στο οφιολιθικό σύμπλεγμα της Γευγελής. Το ανατολικό όριο οριοθετείται από ένα επωθητικό ρήγμα, γενικής διεύθυνσης B-N, το οποίο τοποθετεί τον γρανίτη επάνω στους οφιολίθους. Με την κινηματική αυτή τοποθετούνται οι οφιολίθοι με ανάλογα ανάστροφα ρήγματα επάνω στον Άνω Ιουρασικό - Κάτω Κρητιδικό ανθρακικό σχηματισμό του ανατολικού περιθωρίου του Πάικου (Σχηματισμός Γρίβα). Το Δυτικό όριο του γρανίτη διατηρεί μία πρωτογενή επαφή διείσδυσης μέσα τους οφιολίθους.
- Η επιρροή του ηπειρωτικού φλοιού σε ένα μάγμα και κατ' επέκταση η πορεία που ακολούθησε το μητρικό μάγμα κατά την άνοδό του, μπορεί να διευκρινιστεί με ασφάλεια από τις ισοτοπικές αναλύσεις (Frisch et al., 2011).. Τα αποτελέσματα των ισοτοπικών αναλύσεων των δειγμάτων μελέτης (FP1, PL3, MD1, P3, F5) σύμφωνα με τους Šarić et al., (2008), κυμαίνονται από 0.70516 έως 0.70559 για τα ισότοπα Sr και 0.51235 έως 0.51239 για τα ισότοπα Nd. Το ερώτημα που τίθεται είναι, εάν αυτά τα γρανιτοειδή αντιπροσωπεύουν τα προϊόντα ενός ηφαιστειακού (active continental margin) ή ενός νησιωτικού τόξου (oceanic island arc) το οποίο προηγήθηκε της

τοποθέτησης των οφιολίθων. Σύμφωνα με το διάγραμμα $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ τα δείγματα προβάλλονται στο πεδίο EM-I (enriched mantle-I), φανερώνοντας την μανδυακή προέλευση του μητρικού μάγματος, το οποίο έδωσε στην πορεία τον γρανίτη του Φανού. Επομένως, είναι πολύ πιθανό τα γρανιτικά πετρώματα του Φανού να αντιπροσωπεύουν προϊόντα κλασματικής κρυστάλλωσης ενός μάγματος το οποίο δημιουργήθηκε σε συνθήκες ενδοωκεάνιας υποβύθισης και μάλιστα πριν την τοποθέτηση των οφιολίθων στο ηπειρωτικό περιθώριο. Με αυτό τον τρόπο το μάγμα εμπλουτίστηκε σε στοιχεία από τα ωκεάνια ιζήματα ενώ δεν επηρεάστηκε από τον ηπειρωτικό φλοιό του περιθωρίου πάνω στο οποίο τοποθετήθηκε τεκτονικά μαζί με τους οφιολίθους, στο Α. Ιουρασικό. Το παραμορφωτικό γεγονός $D_{\text{HP/LT}}$ (Baroz et al., 1987) το οποίο καταγράφεται στο ανατολικό περιθώριο της Πελαγονικής στο Α. Ιουρασικό (~150 Ma), λόγω αυτής της τοποθέτησης των οφιολίθων, έρχεται να ενισχύσει αυτή τη θεωρία.

- Σύμφωνα με τους Brown & Robertson, (2003), η ηφαιστειοϊζηματογενής σειρά της Καστανερής θεωρείται πως διεισδύει μέσα στην υποζώνη του Πάικου. Κατά την υπαίθρια έρευνά μας, δεν παρατηρήθηκαν παρόμοιες εικόνες-επαφές διείσδυσης. Αντίθετα καταγράφηκε η τεκτονική επαφή μεταξύ των σχηματισμών κατά μήκος της σειράς της Καστανερής.
- Για την καλύτερη κατανόηση του γεωτεκτονικού καθεστώτος που σφράγισε την ευρύτερη περιοχή της συρραφής της ζώνης του Αξιού, στην παρούσα μελέτη, προχωρήσαμε στη σύγκριση του γρανίτη του Φανού με την ηφαιστειοϊζηματογενή σειρά της Καστανερής. Με τη χρήση γεωχημικών διαγραμμάτων έγινε φανερό η γεωχημική ομοιότητα των δύο αυτών σχηματισμών, άποψη που έρχεται σε συμφωνία με προηγούμενες έρευνες (Mercier, 1966; Bebien et al., 1994). Επομένως αυτοί σχηματισμοί είναι πολύ πιθανό να συνδέονται και με το ίδιο γεωτεκτονικό περιβάλλον γένεσης (oceanic island arc), στο χώρο της Νεοτηθύος.
- Θεωρούμε επίσης πολύ πιθανή την ταυτόχρονη τοποθέτηση των γρανιτικών του Φανού και της σειράς της Καστανερής με τους οφιολίθους επάνω ανατολικό περιθώριο Πελαγονικής, στο Α. Ιουρασικό, προερχόμενα από μία περιοχή ενδοωκεάνιας υποβύθισης (oceanic island arc), μέσα στον ωκεανό της Νεοτηθύος (Αξιός). Με την άποψη αυτή έρχονται να συμφωνήσουν και οι Gawlick et al. (2008); Kiliyas et al., (2010); Katrivanos et al. (2013).
- Σχετικά με τα τεκτονικά γεγονότα που έδρασαν στη περιοχή μελέτης, θεωρούμε ότι τα γεγονότα D1 και $D_{\text{HP/LT}}$ είναι συνδεδεμένα με την τεκτονική τοποθέτηση των οφιολίθων της Νεοτηθύος, από Α προς Δ, επάνω στο ανατολικό περιθώριο της Πελαγονικής, κατά το Α. Ιουρασικό. Θα πρέπει, επομένως η διείσδυση του γρανίτη του Φανού μέσα στους οφιολίθους, παίρνοντας ως δεδομένο την ηλικία σχηματισμού του 158 ± 1 Ma (Anders, 2005), να έχει προηγηθεί αυτής της τεκτονικής τοποθέτησης.

- Σύμφωνα με τις γεωχημικές αναλύσεις των γρανιτικών πετρωμάτων του Φανού, παρατηρήθηκε υψηλή περιεκτικότητα σε K_2O (4.68-4.77 wt%), Rb, Th, U και Pb. Τα ωκεάνια ιζήματα, τα οποία συμπαρασύρονται με την καταδυόμενη ωκεάνια πλάκα, σημειώνουν πολύ υψηλές συγκεντρώσεις σε διάφορα στοιχεία σε σχέση με τον μανδύα και επομένως αναμένεται ακόμα και οι μικρές ποσότητες ιζημάτων να είναι ικανές να εμπλουτίσουν και να προκαλέσουν σημαντικές διαφοροποιήσεις στον χημισμό του μάγματος σε συγκλίνοντα περιθώρια (Plank et al. 1998). Η υψηλή περιεκτικότητα επομένως σε αυτά τα στοιχεία θεωρούμε πως αποδίδεται στον εμπλουτισμό του μάγματος από τα ωκεάνια ιζήματα καθώς επίσης και στην ύπαρξη μαρμαρυγιακών πετρωμάτων στην αμφιβολιτική σόλα, η οποία σχηματίστηκε κατά την ενδοωκεάνια υποβύθιση και βρίσκεται στη βάση του υπερκείμενου οφιολιθικού σώματος. Πιθανολογείται το αρχικό μάγμα να την διαπέρασε κατά την άνοδό του και στη συνέχεια να τοποθετήθηκαν τεκτονικά προς τα δυτικά, επάνω στο ηπειρωτικό περιθώριο μαζί με τον οφίολιθο. Οι εικόνες που καταγράφηκαν κατά την υπαίθρια παρατήρηση, όπου γρανιτικές φλέβες διεισδύουν μέσα στον αμφιβολίτη, έρχονται να συμπληρώσουν την υπόθεση αυτή.
- Από τη σύγκριση των πολυστοιχειακών γεωχημικών διαγραμμάτων των γρανιτοειδών του Φανού, με τα αντίστοιχα διαγράμματα των γρανιτοειδών από γνωστά νησιωτικά και ηφαιστειακά τόξα του κόσμου, φαίνεται να υπάρχει μία καλύτερη γεωχημική σχέση μεταξύ του γρανίτη με τα γεωτεκτονικά περιβάλλοντα των νησιωτικών και των ηφαιστειακών τόξων (Σχήματα 33e, 34c). Δεδομένης όμως τις πολυπλοκότητας των διεργασιών που υφίσταται σε ένα περιβάλλον σύγκρουσης, τα αραχνοδιαγράμματα δεν επιτρέπουν το σαφή διαχωρισμό του γεωτεκτονικού περιβάλλοντος γένεσης του αρχικού μάγματος (Müller et al., 1992).
- Ο χαλαζιακός διορίτης, ο οποίος χαρτογραφήθηκε στο ρέμα του Κοτζά Ντερέ θεωρούμε πως είναι πιθανό να αποτελεί το βασικότερο μέλος του γρανίτη του Φανού, άποψη που βρίσκει αντίθετη τη θεωρία που θέλει την πηγή προέλευσης του γρανίτη να οφείλεται στη μερική τήξη του χαλαζιακού διορίτη (Soldatos et al., 1993). Κρίνεται όμως απαραίτητο, για την εξαγωγή οποιουδήποτε συμπεράσματος, να γίνουν στο μέλλον ισοτοπικές αναλύσεις των χαλαζιοδιοριτικών δειγμάτων .

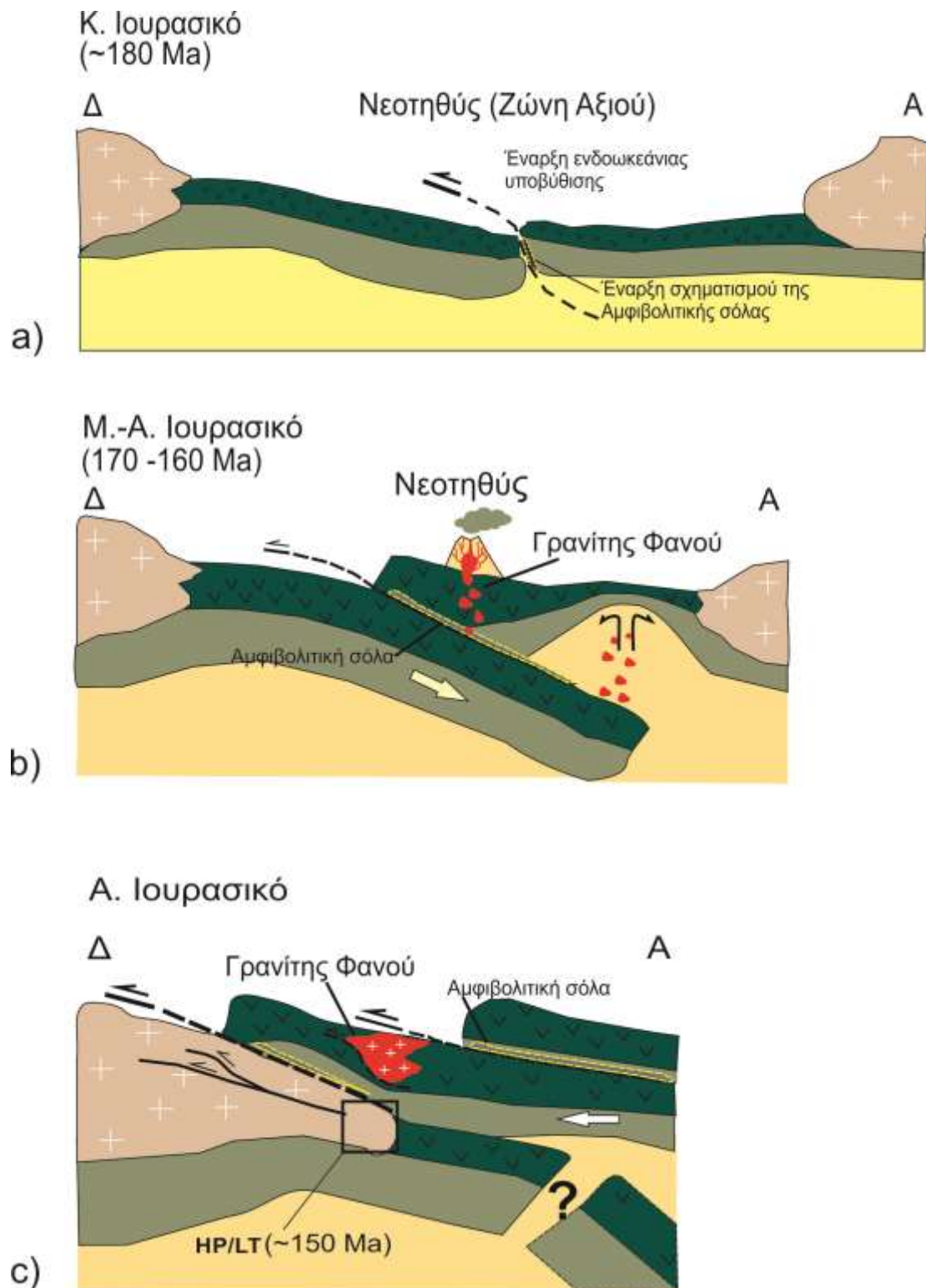
8.1 Προτεινόμενο Γεωτεκτονικό Μοντέλο δημιουργίας του γρανίτη του Φανού

Σύμφωνα με τις δικές μας τεκτονικές και γεωχημικές παρατηρήσεις που πραγματοποιήθηκαν στα πλαίσια της παρούσης μεταπτυχιακής διατριβής, σε συνδυασμό με την ήδη υπάρχουσα βιβλιογραφία, καταλήγουμε στο συμπέρασμα ότι η πηγή προέλευσης του μητρικού μάγματος του γρανίτη του Φανού, συνδέεται με το γεωτεκτονικό πλαίσιο ενός νησιωτικού τόξου (ensimatic island arc) (Σχήμα 52).

α) Σύμφωνα με το προτεινόμενο μοντέλο, στον ωκεάνιο χώρο της Νεοτηθύος (= ωκεανός Αξιού), κατά τη διάρκεια του Κ. Ιουρασικού, έγινε η έναρξη της ενδοωκεάνιας υποβύθισης προς τα ανατολικά με ταυτόχρονη επώθηση του οφιολιθικού συμπλέγματος προς τα δυτικά. Την ίδια περίοδο, κατά μήκος της ζώνης υποβύθισης, σχηματίζεται η μεταμορφική σόλα, (Σχήμα 52α)

β) Σταδιακά, και όσο η ενδοωκεάνια υποβύθιση βρισκόταν σε εξέλιξη, σχηματίστηκε το νησιωτικό τόξο (ensimatic island arc), στο μέτωπο της υποβύθισης, ενώ οι αυξανόμενες τιμές έκτασης λόγω επίδρασης εφελκυστικών τάσεων, στο χώρο πίσω από το τόξο, οδήγησαν στην σταδιακή έκταση, λέπτυνση του φλοιού, άνοδο ασθαινόσφαιρας και τέλος στη δημιουργία μιας οπισθοτόξιας λεκάνης. Αυτό το στάδιο είναι συνδεδεμένο με τη δημιουργία του μητρικού μάγματος του γρανίτη του Φανού και κατ' επέκταση της ηφαιστειοϊζηματογενούς σειράς της Καστανερής, στο Πάικο, (Σχήμα 52β)

γ) Τέλος, στο Α. Ιουρασικό πραγματοποιείται η τοποθέτηση του οφιολιθικού συμπλέγματος επάνω στα πετρώματα του ανατολικού περιθωρίου της Πελαγονικής, με φορά προς τα δυτικά. Ο γρανίτης του Φανού, τοποθετείται ταυτόχρονα μαζί με τους οφιολίθους στο Πελαγονικό περιθώριο. Επιπλέον, καταγράφεται ένα παραμορφωτικό γεγονός $D_{HP/LT}$ (Baroz et al., 1987), στο υπόκεινται οι σχηματισμοί του ανατολικού περιθωρίου της Πελαγονικής την ίδια περίοδο, στο Α. Ιουρασικό (~150 Ma), το ποίο οφείλεται σε αυτή τη τοποθέτηση, (Σχήμα 52γ).



Σχήμα 52. Αναπαράσταση γεωτεκτονικής εξέλιξης της λεκάνης της Νεοτηθύος και η συνθήκες γένεσης του γρανίτη του Φανού.

Abstract

Tectonic structure and emplacement of the Fanos granite in the Axios Zone (Macedonia, N. Greece)

The Fanos granite occurs in the Peonia Subzone of the Eastern Axios-Vardar Zone in Northern Greece. It is a Late Jurassic (158 ± 1 Ma), N-S trending granite, intruding the Mesozoic back-arc Guevgeuli ophiolitic complex (Peonia Subzone). It is composed of three main rock types namely aplitic granite, granite and microgranite evolved by fractional crystallization. At the eastern contact of the Fanos granite with the host ophiolitic rocks the initial intrusion character of the granitic bodies is well preserved. On the other hand, the western contact is overprinted by a few meters thick, westward-vergent semiductile thrust zone, probably of Late Jurassic-Early Cretaceous age. For the better understanding of the geotectonic evolution of the broader area, the Fanos granite is compared with the Mid-Late Jurassic Kastaneri volcano-sedimentary formation allocated on the eastern part of the Paikon Massif, on which the Guevgeuli ophiolites were obducted. In our study we address three major topics: a) the origin of the Fanos granite, b) the geochemical correlation between Fanos granite and Kastaneri formation and c) the relationship of the granite with the remnants of an oceanic island-arc or an active continental margin geotectonic setting situated in the Neotethys (=Axios/Vardar ocean). The collected rock samples are granites, aplitic granites, microgranites, rhyolites, quartz diorites, migmatites and amphibolites. These samples were analysed by X-ray fluorescence for major and trace elements. The granite shows peraluminous characteristics, high-K calc-alkaline affinities and I-type features. The Sr initial isotopic ratios of the granite range between 0.70519 and 0.70559, while the Nd initial isotopic ratios range between 0.51236 and 0.51239, reflecting EM-I (Enriched Mantle-I) component. The trace element patterns along with the isotopic composition of the rocks indicate absence of continental crustal material contamination. Moreover, the geochemical data imply a common origin between the Fanos granite and the Kastaneri formation. Taking into account our structural and geochemical data along with the existing isotopic and geotectonic data of the broader Axios/Vardar Zone, we suggest that the studied granitic rocks were formed during an intraoceanic-subduction within the Neotethys ocean, approximately at the same time with the amphibolite sole formation, rather than during the evolution of an active continental margin. In the Late Jurassic, a general westward ophiolite obduction on the Pelagonian continental margin, resulted to the thrusting of the Fanos granite together with the obducted ophiolites.

Περίληψη

Τεκτονική δομή και θέση του γρανίτη του Φανού

(Μακεδονία, Β. Ελλάς)

Ο γρανίτης του Φανού (Ζώνη Αξιού, Β. Ελλάδα), αποτελεί τη σημαντικότερη γρανιτική εμφάνιση, Μέσω-Άνω Ιουρασικής ηλικίας, που διείσδυσε μέσα στο Μεσοζωικής ηλικίας οφιολιθικό σύμπλεγμα της Γευγελής, (Υποζώνη Παιονίας). Στο ανατολικό περιθώριο της ορεινής μάζας του Παίκου συναντάμε τους Ηφαιστειοϊζηματογενείς σχηματισμούς της Καστανερής, Μέσω-Άνω Ιουρασικής ηλικίας, οι οποίοι αποτελούνται από ηφαιστειακά υλικά όξινης σύστασης. Τα βασικά ερωτήματα που τέθηκαν κατά τη διάρκεια της μελέτης είναι: α) ποιο είναι το γεωτεκτονικό περιβάλλον γένεσης (Παλαιογεωγραφική αναπαράσταση) του Γρανίτη του Φανού και των Ηφαιστειοϊζηματογενών σχηματισμών της μάζας του Πάικου, β) ποια ήταν η πηγή προέλευσης του αρχικού μητρικού μάγματος, γ) ποια η γεωχημική σχέση μεταξύ του γρανίτη του Φανού και των γρανιτικών σχηματισμών του ανατολικού περιθωρίου του Παικου. Προκειμένου να απαντηθούν τα παραπάνω ερωτήματα, συνδυάστηκαν οι μέθοδοι της τεκτονικής και της γεωχημικής ανάλυσης. Τα δείγματα που συλλέχθηκαν κατά τη διάρκεια των εργασιών υπαίθρου ήταν γρανιτικά, χαλαζοδιοριτικά, μιγματικά και αμφιβολιτικά. Για τις γεωχημικές αναλύσεις, εφαρμόστηκε η μέθοδος ανάλυσης, με την τεχνική του φθορισμού ακτινών Χ (X-ray fluorescence, XRF), για κύρια στοιχεία και ιχνοστοιχεία, ενώ για τη τεκτονική ανάλυση, συνδυάστηκε η μικροτεκτονική παρατήρηση των λεπτών τομών των δειγμάτων και το ύπαιθρο. Οι ισοτοπικές αναλύσεις, και τα γεωτεκτονικά στοιχεία, συγκλίνουν στη άποψη μιας καθαρά μανδυακής προέλευσης του μητρικού μάγματος του γρανίτη του Φανού, σε συνθήκες ενδοωκεάνιας υποβύθισης, χωρίς τη συμμετοχή ηπειρωτικού φλοιού, ενώ καταγράφεται στους σχηματισμούς μία γενική κίνηση προς τα Δυτικά, από το Α. Ιουρασικό και μετά. Σύμφωνα και με προηγούμενες μελέτες, θεωρούμε πως η παραμόρφωση της περιοχής ξεκινάει στο Μέσο Ιουρασικό (170 εκ.χρ.), με την ενδοωκεάνια υποβύθιση του ωκεανού της Τηθύος, τον σχηματισμό της αμφιβολιτικής σόλας και τη δημιουργία ενός ηφαιστειακού τόξου. Το Άνω Ιουρασικό συνδέεται με την τεκτονική τοποθέτηση και κίνηση των οφιολίθων, προς τα Δυτικά. Επιπλέον υπήρξε ταύτιση των γεωχημικών αναλύσεων των Ηφαιστειοϊζηματογενών σχηματισμών του Πάικου με αυτών του γρανίτη του Φανού, αποκαλύπτοντας έτσι την κοινή τους προέλευση.

Βιβλιογραφία

- Anders, B., Reischmann, T., Poller, U., Kostopoulos, D., 2005. Age and origin of granitic rocks of the eastern Vardar Zone, Greece: new constraints on the evolution of the internal Hellenides. *J. Geol. Soc.* 162, 857–870.
- Barbarin, B., 1999. A review of the relationships between granitoid types, their origins and their geodynamic environments.
- Baroz F., Bebień J. & Ikenne M., 1987. An example of HP-LT metamorphic rocks from an island-arc: the Paikon series (Innermost Hellenides, Greece). *J. Metamorphic Geol.*, 5, 509-527.
- Bebień J., Ohnenstetter D., Ohnenstetter M. & Vergely P., 1980. Diversity of Greek ophiolites: birth of oceanic basins in transcurrent systems, *Ophioliti*, 2, 129-97.
- Bebień J., Platevoet B. & Mercier J., 1994. Geodynamic significance of the Paikon massif in the Hellenides: Contribution of the volcanic rock studies. *Bulletin of the Geol. Society of Greece*, vol. xxx/1, 63-67, 7th Congress, Thessaloniki.
- Bebień J., 1977. Mafic and ultramafic rocks associated with granite in the Vardar zone. *Nature* 270, 232–234.
- Bebień J., 1982. L'association ignée de Guevgueli (Macédoine grecque), expression d'un magmatisme ophiolitique dans une déchirure continentale. *Thèse d'Etat*, Nancy, 470pp., unpublished.
- Bernard, A., Symonds, R.B., Rose, W.I., 1990. Volatile transport and deposition of Mo, W and Re in high temperature magmatic fluids. *Appl. Geochem.* 5, 317±326.
- Bonneau, M., Godfriaux, I., Moulas, Y., Fourcade, E. & Masse, J., 1994. Stratigraphie et structure de la bordure orientale de la double fenêtre du Paikon (Macédoine, Grèce). – *Bulletins of the Geological Society of Greece*, 30/1: 105-114.
- Borsi, S., Ferrara, G., Mercier, J., Tongiori, E., 1966. Age stratigraphique et radiométrique jurassique supérieur d'un granite des zones internes des Hellénides (granite de Fanos, Macédoine, Grèce). *Rev. Geophys. Geol. Dyn.* 8, 279–287.
- Brown S. & Robertson A., 1994. New structural evidence from the Mesozoic-early Tertiary Paikon unit, Northern Greece. *Bulletin of the Geol. Society of Greece*, vol. xxx/1, 159-170, 7th Congress, Thessaloniki.

- Brown S. & Robertson A., 2003. Sedimentary geology as a key to understanding the tectonic evolution of the Mesozoic – Early Tertiary Paikon Massif, Vardar suture zone, N. Greece. *Sedimentary Geology*, 160, 179-212.
- Brown, S. & Robertson, A., 2003. Sedimentary geology as a key to understanding the tectonic evolution of the Mesozoic. Early Tertiary Paikon Massif, Vardar suture zone, N. Greece. *Sedimentary Geology*, 160: 179-212.
- Brown, S. & Robertson, A., 2004. Evidence for Neotethys rooted within the Vardar suture zone from the Voras Massif, northernmost Greece. *Tectonophysics*, 381: 143-173
- Christofides, G., Soldatos, T., Koroneos, A., 1990. Geochemistry and evolution of the Fanos granite (Northern Greece). *Mineral. Petrol.* 43, 49–63. De
- Ferriere J. & Stais A., 1994. Un ou des bassin(s) Tethysien(s) Vardarien(s) au Mesozoïque? *Bulletin of the Geol. Society of Greece*, vol. xxx/1, 91-103, 7th Congress, Thessaloniki.
- Ferriere, J., Bonneau, M., Caridroit, M., Bellier, J.P., Gorican, S. & Kollmann, H., 2001. Les nappes tertiaires du Paikon (zone de Vardar, Macédoine, Grèce): arguments stratigraphique pour une nouvelle interpretation structurale. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Paris*, 332: 695-702.
- Floyd, P.A., Yaliniz, M.K., Goncuoglu, M.C., 1998. Geochemistry and petrogenesis of intrusive and extrusive ophiolitic plagiogranites, Central Anatolian Crystalline Complex, Turkey. *Lithos* 42, 225–241.
- Frisch W., Meschede M., Blakey. C., 2011. *Plate Tectonics: Continental Drift and Mountain Building*. Springer Berlin Heidelberg, 224 pages,
- Gartzos E., Dietrich V.J., Migiros M., Serelis K., Lymperopoulou Th., 2009. The origin of amphibolites from metamorphic soles beneath the ultramafic ophiolites in Evia and Lesbos (Greece) and their geotectonic implication. *LITHOS* vol. 108 issue 1-4 March, 2009. p. 224-242.
- Gawlick, H.J., Frisch, W., Hoxha, L., Dumitrica, P., Krystyn, L., Lein, R., Missoni, S. and Schlagintweit, F., 2008. Mirdita zone ophiolites and associated sediments in Albania reveal Neotethys Ocean origin. *International Journal of Earth Sciences*, 94, 865-881.
- Godfriaux I. & Ricou L. E., 1991. Le Paikon, une fenetre tectonique dans les Hellenides Internes (Macedoine, Grece). *C. R. Acad. Sci. Paris*, t. 313, Serie 2, 1479- 1484.

- Hill, M., Morris, J., Whelan, J., 1981. Hybrid granodiorites intruding the accretionary prism, Kodiak, Shumagin and Sanak Islands, South Alaska. *J. Geophys. Res.* 86, 10569–10590.
- Janser, B.W., 1994. The Star Lake Pluton, La Ronge Domain, northern Saskatchewan: petrogenesis of a Proterozoic island-arc pluton. *Precambrian Res.* 70, 145–164.
- Jagoutz, E.O., Burg, J.-P., Hussain, S., Dawood, H., Pettke, T., Iizuka, T., Maruyama, S., 2009. Construction of the granitoid crust of an island arc part I: geochronological and geochemical constraints from the plutonic Kohistan (NW Pakistan). *Contributions to Mineralogy and Petrology*. Volume 158, Issue 6, pp 739-755.
- Katrivanos, E., A. Kiliyas, Mountrakis, D., 2013. Kinematics of deformation and structural evolution of the Paikon Massif (Central Macedonia, Greece): A Pelagonian tectonic window? *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.* 269/2 (2013), 149–171.
- Kiliyas, A., Falalakis, G., Sfeikos, A., Papadimitriou, E., Vamvaka, A. & Gkarlaouni, Ch., 2012. The Thrace basin in the Rhodope province of NE Greece – a Tertiary supradetachment basin and its geodynamic implications. *Tectonophysics* (2012), doi:10.1016/j. tecto.2012.05.008.
- 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.
- Kockel F., 1986. Die Vardar – (Axios) Zone. In: *Geologie von Griechenland*, V. Jacobshagen (ed.). Gebrüder Borntraeger, Berlin, Stuttgart, 150-168.
- Kockel, F., Mollat, H. & Walther, H.W., 1971. Geologie der Serbo-Mazedonischen Massiv und seines mesozoischen Rahmens, Nordgriechenland. *Geologisches Jahrbuch*, 89: 529-551.
- 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.
- Koroneos, A., 2010. Petrogenesis of the Upper Jurassic Monopigadon pluton related to the Vardar/Axios ophiolites (Macedonia, northern Greece) and its geotectonic significance. *Chemie der Erde* 70, 221–241.
- Koroneos, A., Christofides, G., Heaman, L., Krstic, D., 2001. Petrology, geochemistry and evolution of the peraluminous Monopigadon plutonite (Macedonia, northern Greece). *Mitt. + Osterr. Miner. Ges.* 146, 148–150.

- Kossmat, F., 1924. Geologie der zentralen Balkanhalbinsel. Mit einer Uebersicht des dinarischen Gebirgsbaus. Die Kriegsschauplätze 1914-1918 geologisch dargestellt in 13 Heften. Heft 12.
- Kutsukake, T., 2002. Geochemical characteristics and variations of the Ryoke granitoids, southwest Japan: petrogenetic implications for the plutonic rocks of an arc magmatic arc. *GondwanaRes.*5, 355–372.
- Li, W.-X., Li, X.-H., Li, Z.-X., Lou, F.-S., 2008. Obduction-type granites within the NE Jiangxi Ophiolite: implications for the final amalgamation between the Yangtze and Cathaysia Blocks. *GondwanaRes.*13, 288–301.
- Luchitskaya, M.V., Morozov, O.L., Palandzhyan, S.A., 2005. Plagiogranite magmatism in the Mesozoic island-arc structure of the Pekulney Ridge, Chukotka Peninsula, NE Russia. *Lithos*79, 251–269.
- Marakis, G., 1969. Geochronology studies of some granites from Macedonia. *Ann. Géol. Pays Hellén* 21, 121–152.
- McDonough, W.F., Sun, S.S., 1995. The composition of the Earth. *Chem. Geol.*120, 223–253.
- McRae, N.D., Nesbitt, H.W., 1980. Partial melting of common metasedimentary rocks: a mass balance approach, Chile. *Contrib. Mineral. Petrol.*75, 21–26.
- Mercier J. & Vergely P., 2001. The Paikon Massif revisited, comments on the Late Cretaceous–Paleogene geodynamics of the Axios-Vardar zone. How many Jurassic ophiolitic basins? (Hellenides, Macedonia, Greece). *Bulletin of the Geological Society of Greece*, Vol. XXXIV/6, 2099–2112.
- Mercier J., 1966. Etude géologique des zones Internes des Hellenides en Macédoine centrale. Contribution à l'étude du métamorphisme et de l'évolution magmatique des zones internes des Hellenides. Thesis, Paris, *Ann. Geol. Pays Hell.*, 20 (1968), 739 p.
- Mercier J., 1968. Etude géologique des zones Internes des Hellenides en Macédoine centrale. Contribution à l'étude du métamorphisme et de l'évolution magmatique des zones internes des Hellenides. – *Annales Géologiques des Pays Helleniques*, 20 (1968): 1–739.
- Mercier J., Vergely P. & Bebie J., 1975. Les ophiolites helléniques “obductées” au Jurassique supérieur sont-elles les vestiges d'un océan téthysien ou d'une mer marginale péri-européenne? – *C.R. somm. Soc. Geol. France*, 4, 108–112.
- Mercier, J. & Vergely, P., 1984. Geological map of Greece, 1:50.000, Edhessa sheet. – Institute of Geology and Mineral Exploration, Athens.

- Mercier, J., 1966. Etudes géologique des zones internes des Hellénides en Macédoine centrale (Grèce), II. Contribution à l'étude du métamorphisme et de l'évolution magmatiques des zones internes des Hellénides. Thèse.
- Mercier, J., Kockel, F., Ioannidis, K. & Matziaris, F., 1993. Geological map of Greece, 1:50.000, Evzoni sheet. Institute of Geology and Mineral Exploration, Athens
- Most, T., Frisch, W., Dunkl, I., Kadosa, B., Avgerinas, A. & Kiliass, A. (2001): Geochronological and structural investigation of the Northern Pelagonian crystalline zone. Constraints from K/Ar and zircon and apatite fission track dating. Bulletin of Geological Society of Greece, 34: 91-95.
- Mountrakis, D., Sapountzis, E., Kiliass, D., Eleftheriadis, G. & Christophidis, 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 (11): 1673-1681.
- Nikolaie, I., Saccani, E., 2003. Petrology and geochemistry of the Late Jurassic alkaline series associated to Middle Jurassic ophiolites in the South Apuseni Mountains (Romania). Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt. 83, 81–96.
- Pearce, J.A., 1989. High T/P metamorphism and granite genesis beneath ophiolite thrust sheets. Ofioliti 14, 3, 195–211.
- Pearce, J.A., Harris, N.B.W., Tindle, A.G., 1984. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. J. Petrol. 25, 956–983.
- Pedersen, R.B., Malpas, J., 1984. The origin of oceanic plagiogranites from the Karmøy ophiolite, Western Norway. Contrib. Mineral. Petrol. 88, 36–52.
- Plank, T., Langmuir C., 1998. The chemical composition of subducting sediment and its consequences for the crust and mantle
- Ricou L. E. & Godfriaux I., 1991. Une coupe à travers les ophiolites et gneiss allochtones entre le massif Pelagonien et la fenêtre du Paikon (Grèce du Nord). C. R. Acad. Sci. Paris, t. 313, Serie 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. C. R. Acad. Sci. Paris, t. 321, Serie 2a, 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 Europe. Geodyn. Acta 11(6), 285–309.

- Robertson, A., Trivić, B., Đerić, N., Bucur, I., 2013. Tectonic development of the Vardar ocean and its margins: Evidence from the Republic of Macedonia and Greek Macedonia
- Robertson, A.H.F., 2002. Overview of the genesis and emplacement of Mesozoic ophiolites in the Eastern Mediterranean Tethyan region. *Lithos* 65,1–67.
- Rojas-Agramonte, Y., Neubauer, F., Krfner, A., Wan, Y.S., Liu, D.Y., Garcia-Delgado, D.E., Handler, R., 2004. Geochemistry and early Palaeogene SHRIMP zircon ages for island arc granitoids of the Sierra Maestra, southeastern Cuba. *Chem. Geol.* 213,307–324.
- Rollinson R. Hugh, 1993. Using Geochemical Data: Evaluation, Presentation, Interpretation (Longman Geochemistry Series). Routledge, 1 edition. 384 pages
- Saito, S., Arima, M., Nakajima, T., Kimura, J.-I., 2004. Petrogenesis of Ashigawa and Tonogi granitic intrusions, southern part of the Miocene Kofu granitic complex, central Japan: M-type granite in the Izu arc collision zone. *J. Mineral. Petrol. Sci.* 99, 104–117.
- Šarić, K., Cvetković, V., Romer, R.L., Christofides, G., Koroneos, A., 2008. Granitoids associated with East Vardar ophiolites (Serbia, F.Y.R. of Macedonia and northern Greece): Origin, evolution and geodynamic significance inferred from major and trace element data and Sr–Nd–Pb isotopes. *Lithos* 108, 131–150
- Scarrow, J.H., Pease, V., Fleutelot, C., Dushin, V., 2001. The late Neoproterozoic Enganepe ophiolite, Polar Urals, Russia: an extension of the Cadomian arc?. *Precambrian Res.* 110, 255–275.
- Sharp, I.R. & Robertson, A.H.F. (1993): Evidence for Turonian rift related extensional subsidence and eastward Early Tertiary thrusting western Paikon Zone, Northern Greece. – *Bulletins of the Geological Society Greece*, 28: 99–110.
- Skjerlie, K.P., Pedersen, R.B., Wennberg, O.P., DeLaRosa, J., 2000. Volatile phase fluxed anatexis of sediments during late Caledonian ophiolite obduction: evidence from the Sogneskollen Granitic Complex, West Norway. *J. Geol. Soc. London* 157, 1199–1213.
- Soldatos, T., Koroneos, A., Christofides, G., 1993. Origin and evolution of the Fanos granite (Macedonia, Greece): trace and REE modeling constrains. *Panago's Honorary Volume Athens, Technical University Publications* 6, 789–812.
- Sorensen, GROSSMAN, 1989 Enrichment of trace elements in garnet amphibolites from a paleo-subduction zone: Catalina Schist, southern California. *Geochimica et Cosmochimica Acta* Vol. 53, pp. 3155–3177.

- Tommasini, S., Davies, G.R., 1997. Isotope disequilibrium during anatexis: a case study of contact melting, Sierra Nevada, California. *Earth Planet. Sci.Lett.* 148, 273–285.
- Vergely, P. & Mercier, J., 2000. Données nouvelles sur les chevauchements d'âge post-Crétacé supérieur dans le massif du Paikon (zone de l' Axios-Vardar, Macédoine, Grèce): un nouveau modèle structural. – *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Paris*, 330 (IIa): 1-7.
- Vergely, P., 1984. Tectoniques des ophiolites dans les Hellenides Internes déformation, métamorphismes et phénomènes sédimentaires. Conséquences sur l' evolution des régions Téthysiennes Occidentales. PhD Thesis, Université de Paris Sud, Orsay, 1-560.
- Whitehead, J., Dunning, G.R., Spray, J.G., 2000. U–Pb geochronology and origin of granitoid rocks in the Thetford Mines ophiolite, Canadian Appalachians. *Geol. Soc. Am. Bull.* 112, 915–928.
- Wilson M., 1989. *Igneous Petrogenesis : A global Tectonic Approach*. Unwin Hyman, London, 466p
- Workman, R., Hart, S. Jackson, M., Regelous, M., Farley, K., Blusztajn, J., Kurz, M., Staudigel, H., 2004. Recycled metasomatized lithosphere as the origin of the Enriched Mantle II (EM2) end-member: Evidence from the Samoan Volcanic Chain.
- Zachariadou S. & Dimitriadis S., 1994. Crustal extension and partial melting possibly related to the opening of a marginal basin. The pelitic migmatites of Piyi and Karathodoro, Guevgueli complex, Macedonia, Greece. *Bull. Geol. Soc. Greece*, 29, 271-284.
- Ασβεστά, Α., 1992. Ο μαγματισμός και η συνοδός του ιζηματογένεση κατά τα πρώτα στάδια ανοιγματος της ωκεάνιας λεκάνης του Αξιού στο Τριαδικό. Διδ. Διατριβή, Α.Π.Θ., 439 σελ.
- Δημητριάδης Σ., 1988. Εισαγωγή στην πετρολογία των μεταμορφωμένων πετρωμάτων.
- Ζαχαριάδου, Σ., 2005. Φαινόμενα μερικής τήξης στη ζώνη Stip-Αξιού και στην ομάδα Βερτίσκου. Οι ενότητες Πηγής και Καραθόδωρου. Διδ. Διατριβή. Α.Π.Θ
- Κορωναίος, Α., 2006. Σημειώσεις Πετρολογίας Πυριγενών Πετρωμάτων. Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης
- Μουντράκης Δ., 1985. Γεωλογία της Ελλάδας. University studio press.

ΓΕΩΛΟΓΙΚΟΣ ΧΑΡΤΗΣ ΤΗΣ ΕΛΛΑΔΟΣ

ΦΥΛΛΑ ΕΥΖΩΝΟΙ ΚΑΙ ΣΚΡΑ

ΑΡΙΣΤΟΤΕΛΕΙΟ ΠΑΝΕΠΙΣΤΗΜΙΟ ΘΕΣΣΑΛΟΝΙΚΗΣ
ΜΕΤΑΠΤΥΧΙΑΚΟ ΠΡΟΓΡΑΜΜΑ ΣΠΟΥΔΩΝ ΤΟΥ
ΤΜΗΜΑΤΟΣ ΓΕΩΛΟΓΙΑΣ
ΤΟΜΕΑΣ ΤΕΚΤΟΝΙΚΗΣ ΚΑΙ ΣΤΡΩΜΑΤΟΓΡΑΦΙΑΣ

ΜΙΧΑΗΛ Γ. ΜΑΡΙΑ
ΓΕΩΛΟΓΟΣ

ΥΠΟΜΝΗΜΑ

ΠΡΟΑΛΠΙΚΟΙ ΣΧΗΜΑΤΙΣΜΟΙ

al	Αλλουβιακές αποθέσεις. <i>Τεταρτογενές</i>
H.t	Σύγχρονες Προσχώσεις <i>Τεταρτογενές</i>
Ng	Λιμναίες αποθέσεις <i>Νεογενές</i>

ΥΠΟΖΩΝΗ ΠΑΙΚΟΥ

J _s .k	Ανθρακικός Σχηματισμός Γρίβα. Ασβεστόλιθοι σε εναλλαγές με σερίκτικούς-χλωριτικούς σχιστόλιθους. <i>Α. Ιουρασικό - Κ. Κρητιδικό</i>
vol.	Ηφαιστειοϊζηματογενής σειρά της Καστανερής. <i>Μ.-Α. Ιουρασικό</i>
J-K.k	Ανθρακικός Σχηματισμός Γκόλα Τσούκα. Ασβεστόλιθοι σε εναλλαγές με σχιστόλιθους. <i>Α. Ιουρασικό-Κ. Κρητιδικό</i>
T _{ms} -J.sch	Σχηματισμός του Γκάντατς. Εναλλαγές σχιστολιθών με μάρμαρα. <i>Τριαδικό - Ιουρασικό</i>

ΥΠΟΖΩΝΗ ΠΑΙΟΝΙΑΣ

γ	Γρανίτης του Φανού. 160 M.a.
μγ	Μιγματίτες της Πηγής. 319 M.a.
ο	Οφιόλιθοι Γευγελής. <i>Μ.-Α. Ιουρασικό</i>

ΤΕΚΤΟΝΙΚΑ ΣΤΟΙΧΕΙΑ

	Γεωλογικό Όριο.
	Επώθηση.
	Παράταξη, διεύθυνση κλίσης, γωνία κλίσης της σχιστότητας S ₂ .
	Κανονικό ρήγμα

ΚΛΙΜΑΚΑ

1:50.000

