



ΑΡΙΣΤΟΤΕΛΕΙΟ ΠΑΝΕΠΙΣΤΗΜΙΟ ΘΕΣΣΑΛΟΝΙΚΗΣ
ΣΧΟΛΗ ΘΕΤΙΚΩΝ ΕΠΙΣΤΗΜΩΝ
ΤΜΗΜΑ ΓΕΩΛΟΓΙΑΣ
ΤΟΜΕΑΣ ΟΡΥΚΤΟΛΟΓΙΑΣ-ΠΕΤΡΟΛΟΓΙΑΣ-
ΚΟΙΤΑΣΜΑΤΟΛΟΓΙΑΣ

ΔΙΠΛΩΜΑΤΙΚΗ ΕΡΓΑΣΙΑ

ΘΕΜΑ: Αποτελεί ο γρανίτης του Φανού
αδακιτικό μάγμα;

Βόλτση Γ. Θωμά
Α.Ε.Μ: 4640



Επιβλέπων καθηγητής:
Κορωναίος Αντώνιος

Θεσσαλονίκη, Μάρτιος
2015



**ΑΡΙΣΤΟΤΕΛΕΙΟ ΠΑΝΕΠΙΣΤΗΜΙΟ ΘΕΣΣΑΛΟΝΙΚΗΣ
ΣΧΟΛΗ ΘΕΤΙΚΩΝ ΕΠΙΣΤΗΜΩΝ
ΤΜΗΜΑ ΓΕΩΛΟΓΙΑΣ
ΤΟΜΕΑΣ ΟΡΥΚΤΟΛΟΓΙΑΣ-ΠΕΤΡΟΛΟΓΙΑΣ-
ΚΟΙΤΑΣΜΑΤΟΛΟΓΙΑΣ**

ΔΙΠΛΩΜΑΤΙΚΗ ΕΡΓΑΣΙΑ

**ΘΕΜΑ: Αποτελεί ο γρανίτης του Φανού
αδακιτικό μάγμα;**

**Βόλτση Γ. Θωμαή
Α.Ε.Μ: 4640**

Επιβλέπων καθηγητής:
Κορωναίος Αντώνιος

Θεσσαλονίκη, Μάρτιος
2015

© Βόλτση Γ. Θωμά, 2015

Με επιφύλαξη παντός δικαιώματος. All rights reserved.

ΘΕΜΑ: Αποτελεί ο γρανίτης του Φανού αδακτιτικό μάγμα;

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 με 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.

Η πνευματική ιδιοκτησία των φωτογραφιών παραμένει στους φωτογράφους και/ή στα πρακτορεία.

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

ΠΕΡΙΕΧΟΜΕΝΑ

ΕΙΣΑΓΩΓΗ	5
ΚΕΦΑΛΑΙΟ 1	6
1.1. ΑΔΑΚΙΤΕΣ Ή ΑΔΑΚΙΤΙΚΑ ΠΕΤΡΩΜΑΤΑ.....	6
1.2. Η ΧΡΗΣΗ ΤΟΥ ΟΡΟΥ «ΑΔΑΚΙΤΗΣ» ΑΠΟ ΤΟΥΣ ΔΙΑΦΟΡΟΥΣ	
ΕΡΕΥΝΗΤΕΣ.....	8
1.3. ΠΕΤΡΟΓΕΝΕΣΗ ΤΩΝ ΑΔΑΚΙΤΩΝ	11
ΚΕΦΑΛΑΙΟ 2	15
2.1. ΓΕΩΧΗΜΙΚΑ ΧΑΡΑΚΤΗΡΙΣΤΙΚΑ ΤΩΝ ΑΔΑΚΙΤΩΝ.....	15
2.2. ΕΡΜΗΝΕΙΑ ΤΩΝ ΓΕΩΧΗΜΙΚΩΝ ΧΑΡΑΚΤΗΡΙΣΤΙΚΩΝ	19
ΚΕΦΑΛΑΙΟ 3	25
3.1. ΤΡΟΠΟΙ ΣΧΗΜΑΤΙΣΜΟΥ ΤΩΝ ΑΔΑΚΙΤΙΚΩΝ ΠΕΤΡΩΜΑΤΩΝ.....	25
ΚΕΦΑΛΑΙΟ 4	31
4.1. Ο ΓΡΑΝΙΤΗΣ ΤΟΥ ΦΑΝΟΥ.....	31
4.2. ΠΕΤΡΟΓΡΑΦΙΚΑ ΧΑΡΑΚΤΗΡΙΣΤΙΚΑ ΤΟΥ ΓΡΑΝΙΤΗ ΤΟΥ ΦΑΝΟΥ.....	36
4.3. ΓΕΩΧΗΜΙΚΑ ΧΑΡΑΚΤΗΡΙΣΤΙΚΑ ΤΟΥ ΓΡΑΝΙΤΗ ΤΟΥ ΦΑΝΟΥ	39
4.4. ΕΞΕΛΙΚΤΙΚΗ ΔΙΑΔΙΚΑΣΙΑ ΤΟΥ ΓΡΑΝΙΤΗ ΤΟΥ ΦΑΝΟΥ	48
4.5. ΕΡΜΗΝΕΙΑ ΤΩΝ ΓΕΩΧΗΜΙΚΩΝ ΧΑΡΑΚΤΗΡΙΣΤΙΚΩΝ	51
4.6. ΓΕΩΤΕΚΤΟΝΙΚΟ ΠΕΡΙΒΑΛΛΟΝ ΚΑΙ ΠΡΟΕΛΕΥΣΗ ΤΟΥ ΓΡΑΝΙΤΗ ΤΟΥ	
ΦΑΝΟΥ	53
ΚΕΦΑΛΑΙΟ 5	58
5.1. ΣΥΓΚΡΙΣΗ ΤΟΥ ΓΡΑΝΙΤΗ ΤΟΥ ΦΑΝΟΥ ΜΕ ΤΑ ΑΔΑΚΙΤΙΚΑ	
ΠΕΤΡΩΜΑΤΑ.....	58
ΚΕΦΑΛΑΙΟ 6	75
6.1. ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ	75
ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ	76

ΕΙΣΑΓΩΓΗ

Με βάση πληθώρα γεωλογικών και γεωχημικών δεδομένων, είναι γνωστό ότι τα γρανιτικά πετρώματα δημιουργούνται σε διάφορα γεωτεκτονικά περιβάλλοντα. Η μελέτη των πετρωμάτων αυτών μπορεί να βοηθήσει στον προσδιορισμό του γεωτεκτονικού περιβάλλοντος, με το οποίο συνδέεται η γένεσή τους, ενώ εάν ακόμη είναι γνωστή η ηλικία του πετρώματος μπορεί να προσδιοριστεί με ασφάλεια το γεωτεκτονικό περιβάλλον αυτού σε μια συγκεκριμένη γεωλογική περίοδο.

Ο γρανίτης του Φανού, που αποτελεί το κυρίαρχο θέμα της παρούσας εργασίας, έχει αποτελέσει αντικείμενο μελέτης πολλών ερευνητών στο παρελθόν (Bébién, 1977; Pearce, 1986; Christofides et al., 1990; Soldatos et al., 1993; Anders et al., 2005; Šarić et al., 2009). Όσον αφορά τη γένεση του γρανίτη αυτού έχουν προταθεί διάφορες πηγές μάγματος και γεωτεκτονικά περιβάλλοντα από τους επιμέρους ερευνητές. Ωστόσο, παρατηρείται μια δυσαρμονία μεταξύ αυτών των γεωλογικών, γεωχημικών και ισοτοπικών δεδομένων που έχουν δημοσιευτεί.

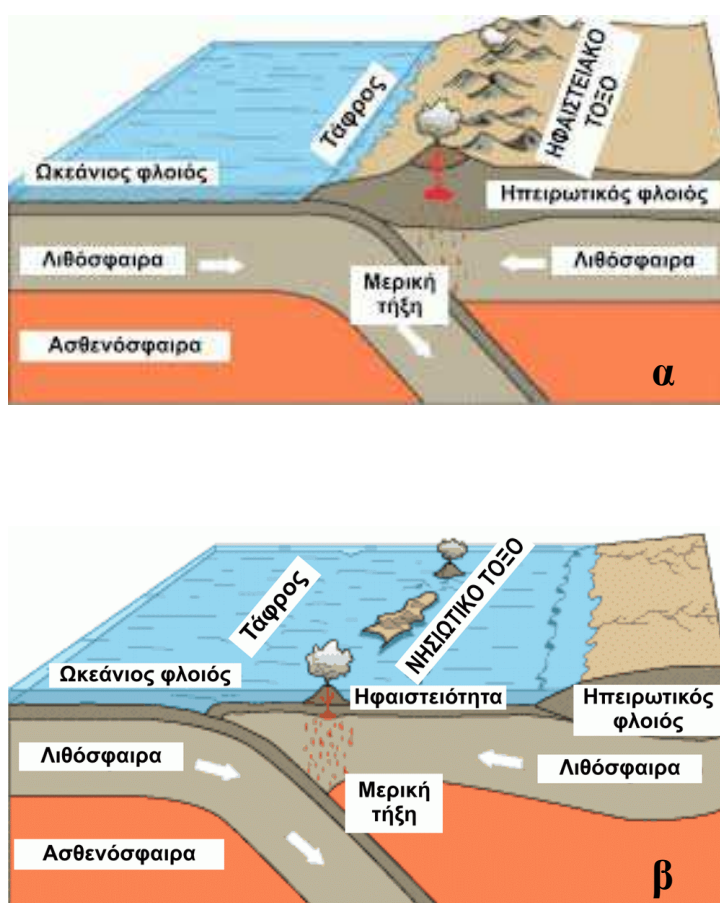
Σκοπός της παρούσας εργασίας είναι να παρουσιάσει συγκεντρωμένα τα δημοσιευμένα γεωλογικά, γεωχημικά και ισοτοπικά δεδομένα, που αφορούν τα γρανιτικά πετρώματα, καθώς και αυτά που αφορούν το γρανίτη του Φανού, να επισημάνει τις δυσκολίες ερμηνείας τους και να ελέγξει την πιθανότητα, ο γρανίτης του Φανού να συνδέεται με αδακιτικό μάγμα.

Για την επίτευξη αυτού του στόχου, παραθέτονται αρχικά, τα γεωλογικά, γεωχημικά και πετρογραφικά χαρακτηριστικά των αδακιτικών πετρωμάτων, δίνεται αναλυτικά η ερμηνεία τους και τέλος, παραθέτονται οι τρόποι σχηματισμού αυτών των πετρωμάτων με βάση τις μελέτες διαφόρων ερευνητών (Defant and Drummond, 1990; Drummond et al., 1996; Scarrow et al., 2001; Li and Li, 2003). Στη συνέχεια παρουσιάζονται τα αντίστοιχα γεωλογικά, γεωχημικά και πετρογραφικά χαρακτηριστικά, η ερμηνεία και ο τρόπος σχηματισμού του γρανίτη του Φανού, με αιώτερο σκοπό τη σύγκριση των γεωχημικών χαρακτηριστικών αυτού με τα αντίστοιχα των αδακιτών, προκειμένου να διαπιστωθεί τελικά, εάν ο γρανίτης του Φανού συνδέεται πράγματι με ένα αδακιτικό μάγμα.

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 1

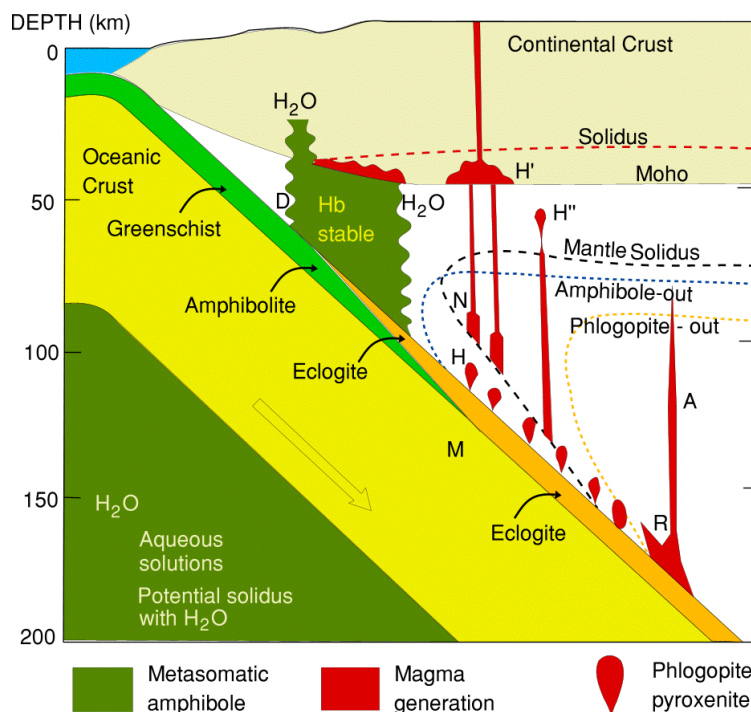
1.1. ΑΔΑΚΙΤΕΣ Ή ΑΔΑΚΙΤΙΚΑ ΠΕΤΡΩΜΑΤΑ

Με τον όρο αδακίτες ορίζονται τα ενδιάμεσης έως όξινης σύστασης πυριγενή πετρώματα, τα οποία έχουν προέλθει από τη μερική τήξη του βασάλτη μιας ωκεάνιας λιθοσφαιρικής πλάκας, η οποία υποβυθίζεται κάτω από μία άλλη ηπειρωτική (Εικ.1.1α) ή/και ωκεάνια λιθοσφαιρική πλάκα (Εικ.1.1β), εμφανίζοντας ιδιαίτερα γεωχημικά χαρακτηριστικά (Defant and Drummond, 1990).



Εικόνα 1.1.1: α) Σχηματική παράσταση δημιουργίας ηφαιστειακού τόξου, β) Σχηματική παράσταση δημιουργίας νησιωτικού τόξου

Οι Defant and Drummond (1990) αναφέρουν γενικά, ότι τα περισσότερα ηφαιστειακά πετρώματα στα σύγχρονα νησιώτικα και ηφαιστειακά τόξα προέρχονται πιθανόν από την τήξη της μανδυακής σφήνας που προκαλείται από τα ένυδρα ρευστά, τα οποία απελευθερώνονται κατά τη διάρκεια της αφυδάτωσης της καταδυόμενης ωκεάνιας λιθόσφαιρας. Πιο συγκεκριμένα, στην περίπτωση αυτή (Εικ.1.1.2), καθώς η ωκεάνια λιθοσφαιρική πλάκα υποβυθίζεται κάτω από μία άλλη, θερμαίνεται από τον περιβάλλοντα θερμό μανδύα με αποτέλεσμα, ο ωκεάνιος βασάλτης να μεταμορφώνεται σταδιακά σε πρασινοσχιστόλιθο, αμφιβολίτη και εκλογίτη καθώς κατέρχεται σε περιοχές υψηλότερων θερμοκρασιών. Κατά τη μεταμόρφωση αυτή, τα ένυδρα ορυκτά, που σχηματίστηκαν κατά την υδροθερμική αλλοίωση του βασάλτη, αφυδατώνονται, απελευθερώνοντας ρευστά τα οποία ανέρχονται στην υπερκείμενη μανδυακή σφήνα, συμβάλλοντας με αυτόν τον τρόπο στη γένεση του μάγματος στο γεωτεκτονικό αυτό περιβάλλον. Έτσι, τα θολεϊτικά μάγματα τόξου και τα ασβεσταλκαλικά βασαλτικά μάγματα παράγονται από τη μερική τήξη του μανδύα και στη συνέχεια εξελίσσονται σε περισσότερο πυριτικά μάγματα – ακολουθίες βασάλτη, ανδεσίτη, δακίτη, ρυόλιθου, μέσω της διαδικασίας της κλασματικής κρυστάλλωσης (με ή χωρίς αφομοίωση και μείξη μαγμάτων).



Εικόνα 1.1.2: Διαδικασία υποβύθισης σε ένα ηφαιστειακό τόξο-Τήξη μανδύα

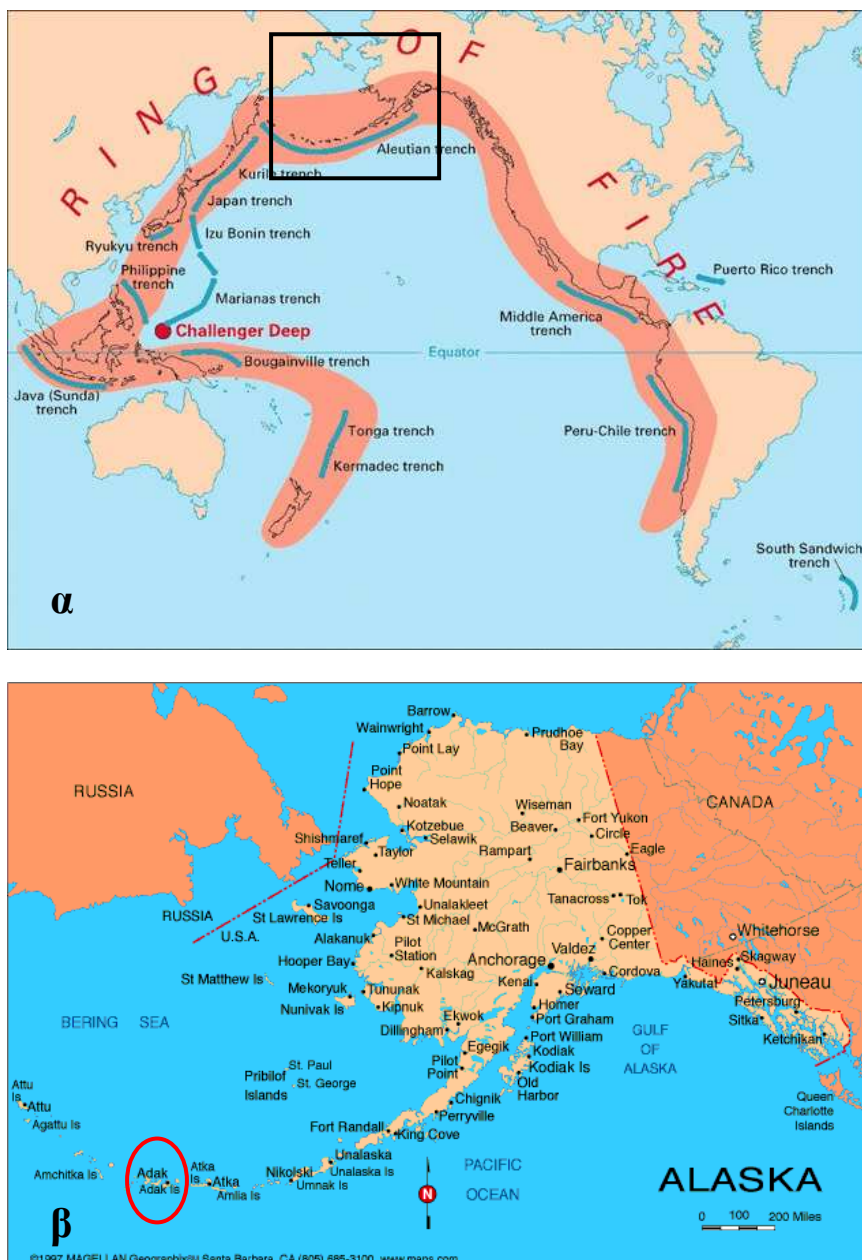
Αν και τα περισσότερα μάγματα στις περιοχές αυτές σχηματίζονται ακολουθώντας μία από τις παραπάνω πετρογενετικές διαδικασίες, τα αδακίτικα πετρώματα, προέρχονται απευθείας (χωρίς αφυδάτωση) από την τήξη της καταδυόμενης θερμής ωκεάνιας λιθόσφαιρας, νέας ηλικίας, που υποβυθίζεται στα σύγχρονα τόξα. Επομένως, τα πετρώματα που αναφέρθηκαν προηγουμένως (ανδεσίτες, δακίτες, νατριούχοι ρυόλιθοι, με τους δακίτες να είναι οι πιο συνηθισμένοι) ή και τα αντίστοιχα πλουτωνικά τους πετρώματα (τοναλίτες και τροντγεμίτες), δε συνδέονται προφανώς με το μητρικό βασαλτικό μάγμα (όπως συμβαίνει με τα αδακίτικα πετρώματα), καθώς αυτά έχουν υποστεί διαφοροποίηση κατά την εξέλιξη τους. Στην περίπτωση των αδακιτών, τα τήγματα προέρχονται από τη μερική τήξη της καταδυόμενης λιθοσφαιρικής πλάκας, όπου για να λάβει χώρα απαιτείται η ηλικία της πλάκας αυτής να είναι μικρότερη από 25 Ma. Μάλιστα, οι Drummond and Defant (1990) εκτίμησαν ότι όταν ο νέος ωκεάνιος φλοιός (ηλικίας < 25 Ma) υποβυθίζεται, οι αδακίτες παράγονται τυπικά στο τόξο αυτού του γεωτεκτονικού περιβάλλοντος.

Πειραματικές εργασίες από πολλούς μελετητές έχουν εξακριβώσει αυτά τα γεωχημικά χαρακτηριστικά της καταδυόμενης πλάκας, καθώς επίσης έχουν επιβεβαιώσει και τον ισχυρισμό ότι τα τήγματα μπορούν να σχηματιστούν από το νέο και θερμό φλοιό σε ζώνες υποβύθισης (Rapp and Watson, 1995). Όπως γίνεται αντιληπτό, η μελέτη των αδακιτών απασχόλησε πολλούς ερευνητές κατά καιρούς, καθένας από τους οποίους προσπάθησε να προσδιορίσει το είδος αυτών των πετρωμάτων και να δώσει τη δική του ερμηνεία για το αδακίτικό μάγμα.

1.2. Η ΧΡΗΣΗ ΤΟΥ ΟΡΟΥ «ΑΔΑΚΙΤΗΣ» ΑΠΟ ΤΟΥΣ ΔΙΑΦΟΡΟΥΣ ΕΡΕΥΝΗΤΕΣ

Οι πρώτοι ερευνητές που όρισαν το όνομα αδακίτες και ήταν και οι πρώτοι που το επινόησαν, ήταν οι Defant and Drummond (1990), θέλοντας να προσδιορίσουν ένα συγκεκριμένο τύπο πετρώματος στο νησί Adak του Αλεούτιου τόξου στον Ειρηνικό Ωκεανό (Εικ.1.2.1β). Γεωγραφικά το τόξο αυτό των Αλεούτιων νήσων βρίσκεται στο Βόρειο Ειρηνικό Ωκεανό και αποτελεί τμήμα του Δακτυλίου της Φωτιάς (ring of fire) ή όπως αλλιώς αποκαλείται περι-Ειρηνική ζώνη (Εικ.1.2.1α), μια περιοχή στην οποία λαμβάνει χώρα μεγάλος αριθμός σεισμικών δονήσεων και ηφαιστειακών εκρήξεων.

Κατά μήκος αυτού του βόρειου τμήματος, η λιθοσφαιρική πλάκα του Ειρηνικού, που κινείται προς τα ΒΔ, υποβυθίζεται κάτω από το τόξο των Αλεούτιων νήσων. Έτσι λοιπόν, οι Defant and Drummond (1990) πρότειναν τον αδακίτη ως ένα διαφορετικό τύπο πετρώματος, για να αναφερθούν στα ενδιάμεσης σύστασης έως υψηλού πυριτίου (≥ 56 wt.% SiO_2) πυριγενή πετρώματα που σχηματίζονται δια μέσου της απευθείας μερικής τήξης του νέου ωκεάνιου βασάλτη ($\leq 25\text{Ma}$) της καταδυόμενης λιθοσφαιρικής πλάκας στις περιοχές των τόξων (Castillo, 2012).



Εικόνα 1.2.1: α) Δακτυλίου της Φωτιάς (ring of fire)-περι-Ειρηνική ζώνη (μαύρο πλαίσιο: περιοχή του Αλεούτιου τόξου που δίνεται στην επόμενη εικόνα, β) Αλεούτιο τόξο στον Ειρηνικό Ωκεανό (κόκκινος κύκλος: νησί Adak)

Με βάση τα αποτελέσματα των συνδυαστικών μοντέλων που αφορούν τη μερική τήξη του ωκεάνιου φλοιού βασαλτικής σύστασης και τα δυσδιάστατα μοντέλα θερμότητας των ζωνών υποβύθισης, αποδεικνύεται πράγματι ότι μια σχετικά νέα και επομένως θερμή ωκεάνια λιθόσφαιρα, που υποβυθίζεται μέσα στο θερμό μανδύα μπορεί να υποστεί τήξη κάτω υπό αυτές τις συνθήκες (Furukawa and Tatsumi, 1999; Peacock et al., 1994). Τα αποτελέσματα των πειραμάτων μερικής τήξης υψηλής πίεσης, οι ορυκτολογικές ενδείξεις για την εξισορρόπηση του μάγματος της καταδυόμενης πλάκας με το μανδυακό περιδοτίτη και το γεγονός ότι παρατηρούνται αδακίτες ως εγκλείσματα στους περιδοτίτες στις περιοχές των τόξων, καθώς επίσης και αδακίτες ως φλέβες ή ξενόλιθοι, συνθέτουν μια ισχυρή υπόθεση για την τήξη της καταδυόμενης πλάκας (Castillo, 2012). Η μερική τήξη μάλιστα του καταδυόμενου βασάλτη, που είναι μεταμορφωμένος σε αμφιβολιτικά ή εκλογιτικά πετρώματα στη ζώνη υποβύθισης, δημιουργεί στα παραγόμενα μάγματα γεωχημικά χαρακτηριστικά, παρόμοια με εκείνα των μαγνησιούχων ανδεσιτών του νησιού Adak των Αλεούτιων νήσων (Kay, 1978) (Castillo, 2012).

Στο σημείο αυτό, αξίζει να σημειωθεί, ότι ο πρώτος που αναφέρθηκε στα πετρώματα του νησιού Adak ήταν ο Kay (1978), ο οποίος περιέγραψε τους «μαγνησιούχους ανδεσίτες» του νησιού (Moyen, 2009). Αυτά τα πετρώματα υψηλού Mg#, είναι πλούσια σε μεγάλα ιόντα λιθόφιλων στοιχείων (LILE) και έχουν υψηλή αναλογία Sr/Y, χαρακτηριστικά τα οποία μπορούν να εξηγηθούν από τη χαμηλού βαθμού αλληλεπίδραση των όξινων τηγμάτων του καταδυόμενου ωκεάνιου φλοιού με το μανδυακό περιδοτίτη. Παρόλα αυτά όμως, ο όρος «αδακίτης» προτάθηκε 12 χρόνια μετά την αναφορά του Kay, από τους Defant and Drummond (1990), για να περιγράψει ως επί το πλείστον μια ομάδα όξινων πετρωμάτων (δακίτες, σπάνια ανδεσίτες ή ρυόλιθοι) των οποίων τα κύρια στοιχεία (νατριούχων και αργιλικών) και ιχνοστοιχεία (πλούσια σε LREE και LILE, ισχυρά μειωμένα σε Y και HREE, υψηλοί λόγοι Sr/Y και La/Yb) προτείνουν ως πηγή προέλευσης αυτών των πετρωμάτων την τήξη νέας καταδυόμενης ωκεάνιας λιθόσφαιρας (Defant and Drummond, 1990) (Moyen, 2009).

Ωστόσο, αποδείχτηκε ότι τα πετρώματα του νησιού Adak που αρχικά προσδιορίστηκαν από τον Kay (1978), δεν είναι αδακίτες σύμφωνα με τον ορισμό των Defant and Drummond (1990), καθώς αυτά είναι πολύ φτωχότερα σε SiO₂, έχουν υψηλότερο Mg# και υψηλότερους λόγους Sr/Y και La/Yb, σε σχέση με τα χαρακτηριστικά που προσδιόρισαν οι Defant and Drummond (1990). Παρόμοια

πετρώματα με τους ανδεσίτες του Kay (1978) έχουν αναγνωριστεί και περιγραφεί ως “μαγνησιούχοι ανδεσίτες” ή “μπαγιαίτες (bajaïtes)” (Saunders et al., 1987; Rogers and Saunders, 1989; Calmus et al., 2003), ή ακόμα και ως αδακίτες (Stern and Killian, 1996), προκαλώντας μεγάλη σύγχυση, καθώς με αυτόν τον τρόπο, ο όρος «αδακίτης» χρησιμοποιείται για δύο εντελώς διαφορετικούς τύπους πετρωμάτων. Αυτή η ασάφεια επισημάνθηκε από τους Martin et al. (2005), οι οποίοι προκειμένου να διαχωρίσουν τους δύο αυτούς τύπους πετρωμάτων, όρισαν τους «υψηλού πυριτίου αδακίτες» (HSA), που ανταποκρίνονται στους αδακίτες όπως αυτοί ορίστηκαν από τους Defant and Drummond (1990) και τους «χαμηλού πυριτίου αδακίτες» (LSA), που ανταποκρίνονται αντίστοιχα στους ανδεσίτες υψηλού-Mg#/bajaïtes (Moyen, 2009).

Μεγαλύτερη όμως σύγχυση δημιουργήθηκε στις αρχές της δεκαετίας του 2000, εξαιτίας της εισαγωγή των όρων “C-τύπου” αδακίτες, “ηπειρωτικοί” αδακίτες ή ακόμα και “καλιούχοι” αδακίτες, που αρχικά είχαν οριστεί ως νατριούχοι δακίτες (Rapp et al., 2002; Wang et al., 2004; Xu et al., 2004; Guo et al., 2006; Zhou et al., 2006; Ding et al., 2007; Gao et al., 2007; Guo et al., 2007; Wang et al., 2007; Xiao et al., 2007). Ουσιαστικά όμως, οι όροι αυτοί αναφέρονται σε οποιοδήποτε τύπο ενδιάμεσου ή όξινου πυριγενούς πετρώματος, πλουτωνικό ή ηφαιστειακό, του οποίου ο λόγος Sr/Y είναι αρκετά υψηλός (σύμφωνα με Moyen, 2009) για να αναφερθούν ως «αδακιτικά πετρώματα».

Τέλος, ο Moyen (2009) αναφέρει ότι το όνομα «αδακίτης» χρησιμοποιείται για να περιγράψει μια πάρα πολύ μεγάλη ομάδα πετρωμάτων, όπου το μόνο κοινό χαρακτηριστικό αυτής είναι οι υψηλοί λόγοι Sr/Y και La/Yb. Ωστόσο, μια τέτοια γεωχημική υπογραφή είναι δυνατό να επιτευχθεί μέσω διαφόρων διαδικασιών, όπως της τήξης μιας πηγής υψηλού Sr/Y (και La/Yb), της τήξης σε μεγάλο βάθος μιας πηγής με άφθονο υπολειμματικό γρανάτη, της κλασματικής κρυστάλλωση ή AFC ή της αλληλεπιδράσης των όξινων τηγμάτων με το μανδύα, που έχει ως αποτέλεσμα τον εμπλουτισμό αυτών σε LREE (ελαφριές σπάνιες γαίες) και Sr σε σχέση με τις HREE (βαριές σπάνιες γαίες).

1.3. ΠΕΤΡΟΓΕΝΕΣΗ ΤΩΝ ΑΔΑΚΙΤΩΝ

Όσον αφορά την πετρογένεση των αδακιτικών πετρωμάτων, ο Castillo (2012) αναφέρει ότι, αρχικά οι αδακίτες προτάθηκαν ως ένας γενετικός όρος για να

καθοριστούν ενδιάμεσα έως υψηλού πυριτίου και υψηλού λόγου Sr/Y και La/Yb ηφαιστειακά και πλουτωνικά πετρώματα, παραγόμενα από την τήξη του βασάλτη του ωκεάνιου φλοιού, ο οποίος υποβυθίζεται κάτω από τα ηφαιστειακά τόξα (και όχι κάτω από τα νησιώτικα). Αρχικά, πιστεύονταν ακόμα, ότι οι αδακίτες δημιουργούνται μόνο στα περιθώρια σύγκλισης, όπου δηλαδή, υποβυθίζονται νέες και θερμές ωκεάνιες λιθοσφαιρικές πλάκες. Επί του παρόντος όμως, οι αδακίτες καλύπτουν ένα εύρος πετρωμάτων σε περιοχές ηφαιστειακών και νησιωτικών τόξων, κυμαίνοντας από το πρωταρχικό τήγμα της λιθοσφαιρικής πλάκας, έως το υβριδοποιημένο (προϊόν μικτής προέλευσης) τήγμα της πλάκας από περιδοτίτη, έως και το τήγμα που παράγεται από μετασωματομένο περιδοτίτη από την τήξη της λιθοσφαιρικής πλάκας. Οι αδακίτες μπορούν να δημιουργηθούν σε θέσεις τόξων, όπου ασυνήθιστες τεκτονικές συνθήκες μπορούν να χαμηλώσουν τις *solidi* (πληθ. *solidus* = θερμοκρασία κάτω από την οποία μία δομή είναι απολύτως στερεή) ακόμα και των παλαιότερων ψυχρών λιθοσφαιρικών πλακών που αποτελούνται ακόμα από ωκεάνια ιζήματα.

Η πλειοψηφία των όξινων πετρωμάτων Καινοζωικής ηλικίας στις περιοχές των τόξων που περιγράφηκαν από τους Defant and Drummond (1990) περιέχουν < 3 wt.% MgO, αρχικά λιγότερο από τους μαγνησιούχους ανδεσίτες του νησιού Adak. Συνεπώς, η σειρά των αδακιτικών πετρωμάτων καλύπτει ένα εύρος συστάσεων, που κυμαίνεται από εκείνη του αρχικού μάγματος που προέκυψε από την τήξη νέου καταδυόμενου βασάλτη, έως τη σύσταση του μαγνησιούχου ανδεσιτικού μάγματος, που δημιουργείται δια μέσου αλληλεπίδρασης ενός τέτοιου αρχικού μάγματος με τον περιδοτίτη της μανδυακής σφήνας (Castillo, 2012).

Μια σημαντική μεταβολή στα γεωχημικά χαρακτηριστικά του αδακίτη έχει αποδοθεί στο ρόλο που έχει ο μανδυακός περιδοτίτης όσον αφορά την τήξη του καταδυόμενου βασάλτη. Οι ερευνητές Defant and Drummond (1990) σημείωσαν αρχικά, ότι μόνο ένα μικρό ποσοστό (<10%) του αδακίτη ανήκει στην ποικιλία του μαγνησιούχου ανδεσίτη. Ωστόσο, οι ερευνητές Yogodzinski and Kelemen (1998) πρότειναν ότι το τήγμα της πλάκας, που αποτελεί πηγή των μαγνησιούχων ανδεσιτών των δυτικών Αλεούτιων νήσων (ο αρχέτυπος αδακίτης), είναι παρόν κάτω από ολόκληρο το τόξο των νησιών αυτών. Αυτοί απέδειξαν ότι τα εγκλείσματα στους φαινοκρυστάλλους κλινοπυρόξενου στους πρωταρχικούς μαγνησιούχους ανδεσίτες, περιέχουν υψηλό Sr και υψηλό λόγο Nd/Yb (ως “αντιπρόσωπος” του λόγου La/Yb), συγκρινόμενο με εκείνα των βασαλτών, που είναι κοινά ευρισκόμενα απ’ άκρη σ’

άκρη του σύγχρονου Αλεούτιου τόξου. Επίσης, το Sr και ο λόγος Nd/Yb στους κλινοπυρόξενους του αδακίτη συσχετίζονται απόλυτα με τον αριθμό του μαγνησίου ($Mg\# = Mg^{2+}/(Mg^{2+} + Fe^{2+})$), σε αντίθεση με εκείνα που παρατηρούνται στους τυπικούς βασάλτες των ηφαιστειακών τόξων (Castillo, 2012).

Επομένως, όπως αναφέρει ο Castillo (2012), οι Yogodzinski and Kelemen (1998), συμπεράναν ότι η χημική υπογραφή των ιχνοστοιχείων του αδακίτη (υψηλό Sr και λόγος Nd/Yb), σχετίζεται με το τήγμα της λιθοσφαιρικής πλάκας που έχει διαφοροποιηθεί από το μανδυακό περιδοτίτη. Επιπλέον, οι Yogodzinski and Kelemen (1998) πρότειναν ότι αρχικοί μαγνησιούχοι ανδεσίτες και δακίτες (ή τα πλουτωνικά ισοδύναμα πετρώματα αυτών) είναι προγονικά πετρώματα των εξελισσόμενων αδακικών παγκοσμίως, λόγω της εκτεταμένης αλληλεπίδρασης τήγματος-μανδύα σε χαμηλή πίεση, ακριβώς κάτω από τη βάση του ηφαιστειακού τόξου. Πολλές μελέτες μάλιστα, στηρίχθηκαν στο γεγονός ότι πολλοί αδακίτες έχουν αρκετά πρωτόγονα χαρακτηριστικά (cf., Defant and Drummond, 1990).

Οι αδακίτες ποικίλουν όσον αφορά τις περιεκτικότητες των κύριων στοιχείων και τα πετρογραφικά χαρακτηριστικά τους (Drummond and Defant, 1990; Yogodzinski and Kelemen, 1998) και είναι παρόμοιοι με άλλα πυριγενή πετρώματα τόξων, από άποψη σύστασης και λιθολογίας. Αυτά τα πετρώματα χαρακτηρίζονται με βάση τα ιχνοστοιχεία από τυπικά μάγματα τόξου, παραγόμενα αρχικά από τη μανδυακή σφήνα. Συγκεκριμένα, οι Defant and Drummond (1990, 1993) επισήμαναν τους υψηλούς λόγους Sr/Y και La/Yb, αλλά και το χαμηλό Y και Yb, τόσο των όξινων Καινοζωικών πετρωμάτων στις περιοχές των τόξων, όσο και των μαγνησιούχων ανδεσιτικών πετρωμάτων του νησιού Adak, συγκρίνοντας τα με τα τυπικά μάγματα τόξου. Συνεπώς, τα διαγράμματα του λόγου Sr/Y προς Y και του λόγου La/Yb προς Yb είναι πλέον ευρέως διαδεδομένα, ως διαγνωστικά κριτήρια για την αναγνώριση του αδακίτη και κατ' επέκταση για τον ισχυρισμό μιας προέλευσης, μέσω της τηκόμενης πλάκας (Castillo, 2012).

Έπειτα από την εργασία των Defant and Drummond (1990), οι ισχυρισμοί που αφορούν την ύπαρξη των αδακιτικών εμφανίσεων, αυξάνονται ολοένα και περισσότερο ανά τον κόσμο. Ωστόσο, τα διαγνωστικά χημικά χαρακτηριστικά των αδακικών έχουν προσδιοριστεί με ακόμα μεγαλύτερη ακρίβεια από μεταγενέστερους συγγραφείς, που προσδιόρισαν περισσότερες ποικιλίες του αδακίτη σε ένα ευρύ φάσμα των γεωτεκτονικών θέσεων των τόξων (Castillo, 2012).

Ωστόσο, τα αποτελέσματα που προέκυψαν έπειτα από πληθώρα μελετών για τους αδακίτες, έχουν προκαλέσει αρκετές διενέξεις εξαιτίας:

- 1) του συγκεκριμένου γενετικού ορισμού του αδακίτη, αλλά και της εξάρτησής του από τα ιχνοστοιχεία των διακριτών χαρακτηριστικών του,
- 2) της παράξενης συσχέτισης του αδακίτη με αλκαλικά πετρώματα εμπλουτισμένα σε στοιχεία υψηλού δυναμικού πεδίου (HFSEs) (high field-strength elements) και κοιτάσματα Cu-Au και
- 3) της ύπαρξης των αδακιτικών πετρωμάτων που παράγονται δια μέσου άλλων πετρογενετικών διαδικασιών (Castillo, 2012).

Άλλες μελέτες έδειξαν ότι τα αδακιτικά πετρώματα μπορούν να παραχθούν δια μέσου τήξης του κατώτερου φλοιού ή του “λιμνάζοντος” (ponded) βασαλτικού μάγματος. Άλλες πάλι, υπέδειξαν ότι αυτού του είδους τα πετρώματα είναι δυνατόν να παραχθούν δια μέσου κλασματικής κρυστάλλωσης υψηλής πίεσης του βασαλτικού μάγματος, καθώς και δια μέσου κλασματικής κρυστάλλωσης χαμηλής πίεσης του ένυδρου βασαλτικού μάγματος ή ακόμα και μέσω διαδικασιών μίξης μαγμάτων, τόσο σε περιοχές τόξων, όσο και σε γεωτεκτονικά περιβάλλοντα μακριά από τις περιοχές αυτές (Castillo, 2012).

Συνεπώς, αν και οι έρευνες για τους αδακίτες εμπλούτισαν τις γνώσεις των ερευνητών, όσον αφορά την ανακύκλωση των υλικών και τις μαγματικές διαδικασίες κατά μήκος των περιθωρίων σύγκλισης, καθώς και τις γνώσεις όσον αφορά τα κοιτάσματα οικονομικού ενδιαφέροντος και τις διαδικασίες εξέλιξης του φλοιού, ο όρος αδακίτης θα πρέπει να χρησιμοποιείται με ιδιαίτερη προσοχή (Castillo, 2012).

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 2

2.1. ΓΕΩΧΗΜΙΚΑ ΧΑΡΑΚΤΗΡΙΣΤΙΚΑ ΤΩΝ ΑΔΑΚΙΤΩΝ

Όσον αφορά τα χαρακτηριστικά των αδακιτών υπάρχουν διάφορες αναφορές σχετικά με αυτού του τύπου τα πετρώματα, που προέκυψαν έπειτα από πληθώρα ερευνών και οι οποίες διεξήχθησαν από πολλούς μελετητές που ασχολήθηκαν εκτενέστερα με το ζήτημα των αδακιτικών πετρωμάτων. Οι πιο σημαντικές από αυτές τις αναφορές που δημοσιεύτηκαν τα παλαιότερα χρόνια δίνονται αναλυτικά παρακάτω με χρονολογική σειρά.

Σύμφωνα λοιπόν με τους ερευνητές Defant and Drummond (1990), που χρησιμοποίησαν τον όρο αδακίτη για να περιγράψουμε τα Καινοζωικά μάγματα τόξου που καταγράφηκαν πρώτα στο νησί Adak (Αλεούτιοι Νήσοι, Αλάσκα), τα γεωχημικά χαρακτηριστικά των αδακιτικών πετρωμάτων, όπως τα όρισαν οι ίδιοι είναι τα εξής:

- SiO_2 περισσότερο ή ίσο με 56% κ.β
- Al_2O_3 περισσότερο ή ίσο με 15% κ.β (σπάνια χαμηλότερο 15%)
- MgO λιγότερο από 3% κ.β (σπάνια πάνω από 6% MgO)
- Sr περισσότερο από 400 ppm (σπάνια <400 ppm)
- Y λιγότερο ή ίσο με 18 ppm
- Yb λιγότερο ή ίσο με 1,9 ppm
- $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ συνήθως λιγότερο από 0,7045
- Χαμηλές τιμές στα στοιχεία υψηλού δυναμικού πεδίου (HFSEs) (high field-strength elements) (Zr , Nb , Hf , REE, Th , U , Ta)

Επιπλέον, σύμφωνα με τους Drummond, Defant and Kepezhinskis (1996), οι Drummond and Defant (1990) και Defant and Drummond (1990) προσδιόρισαν έναν ιδιαίτερο δευτερογενή τύπο του Καινοζωικού τροντγεμίτη – τοναλίτη – αδακίτη (TTD) (αδακίτη), παρόμοιο γεωχημικά προς τους Αρχαϊκούς υψηλού - Al (>15% Al_2O_3 προς 70% SiO_2) TTD γενέσιους. Η ποιοτική σύγκριση των δεδομένων που προέκυψαν από τη μελέτη αυτού του υψηλού σε Al TTD (αδακίτη), απέδειξε ότι η ομάδα των πετρωμάτων αυτών περιέχει υψηλό Sr , υψηλό λόγο La/Sm , Sr/Y και Zr/Y και χαμηλό Y , Sc , και Yb . Με βάση την ερμηνεία που δόθηκε, αυτή η γεωχημική υπογραφή της ομάδας του αδακίτη/υψηλού - Al TTD οφείλεται στη μερική τήξη υψηλής πίεσης

μιας βασαλτικής πηγής αφήνοντας μια γρανατούχα αμφιβολιτική έως εκλογιτική υπολειμματική συγκέντρωση.

Λίγα χρόνια αργότερα, οι Scarrow et al. (2001), μελέτησαν τους Νεοπρωτεροζωικούς οφιόλιθους Enganepe, που βρίσκονται στα Ουράλια Όρη της Ρωσίας και με βάση τη χημική τους σύσταση, διαίρεσαν τα πετρώματα αυτά σε τέσσερις επιμέρους ομάδες. Οι ομάδες αυτές είναι οι θολεΐτες, οι θολεΐτες τόξου, οι βασάλτες τύπου - OIB (ocean island basalt) και οι αδακίτες. Όλα τα δείγματα που μελετήθηκαν ήταν σε μεγαλύτερο ή μικρότερο βαθμό εμπλουτισμένα σε μεγάλα ιόντα λιθόφιλων στοιχείων (LILE), κυρίως όμως σε K, Rb και Ba σε σχέση με τα δείγματα MORB (βασάλτες μεσοωκεάνιων ραχών). Σύμφωνα με τους Scarrow et al. (2001), ο Wilson (1989) αναφέρει την ύπαρξη μιας σημαντικής επικάλυψης μεταξύ των συστατικά καθορισμένων μαγματικών σειρών, όπως είναι οι αδακίτες και οι θολεΐτες, με αποτέλεσμα διαφορές στη σύσταση να μην υποδεικνύουν απαραίτητα και πετρογραφικές διαφορές (cf. Carmichael et. al., 1996). Αναλόγως, οι παραπάνω σειρές πετρωμάτων παρουσιάζουν κάποια πετρογραφική αλληλοεπικάλυψη, αλλά διαθέτουν και ορισμένα ιδιαίτερα χαρακτηριστικά. Έτσι λοιπόν, ενδεικτικά, οι θολεΐτες διακρίνονται από τις άλλες ομάδες από την έλλειψη πρωτογενούς ορυκτολογίας και την παρουσία άφθονης ποσότητας δευτερογενούς τιτανίτη. Οι θολεΐτες τόξου διαφέρουν από τους αδακιτικούς γάββρους περιέχοντας κλινοπυρόξενο και παρουσιάζοντας έλλειψη σε πλούσιες αλκαλικές φάσεις. Οι βασάλτες τύπου – OIB αναγνωρίζονται πετρογραφικά με ευκολία λόγω της άφθονης παρουσίας λεπτομάζας μαγνητίτη στο βασάλτη και από την παρουσία αυγιτικού-διοψιδικού κλινοπυρόξενου και πρωτογενή τιτανίτη στους δολερίτες της σειράς αυτής. Τέλος, όσον αφορά τα αδακιτικά πλουτωνικά πετρώματα χαρακτηρίζονται από την παρουσία πλαγιοκλάστου, αμφίβολου, χαλαζία και μαρμαρυγία, ενώ αντίθετα τα ηφαιστειακά της ομάδας αυτής χαρακτηρίζονται από την παρουσία ολιβίνη και φαινοκρυστάλλων κλινοπυρόξενου.

Σύμφωνα πάλι με τους Scarrow e al. (2001) τα αδακιτικά πετρώματα των Enganepe οφιολίθων αποτελούνται από τους αδακιτικούς γάββρους και βασάλτες, τα ιχνοστοιχεία των οποίων είναι χαρακτηριστικά των περιοχών των τόξων και είναι τα εξής:

- Αυξημένη ποσότητα σε LILE (μεγάλα ιόντα λιθόφιλων στοιχείων)

- Αυξημένη τιμή του λόγου LREE (ελαφριές σπάνιες γαίες)/HREE (βαριές σπάνιες γαίες)
- Χαμηλό Nb και
- Πολύ μειωμένες συγκεντρώσεις HFSE (στοιχεία με μεγάλα ιοντικά σθένη) και HREE.

Οι αδακίτες, στους οποίους αναφέρονται οι Scarrow et al. (2001), αποτελούν από άποψη σύστασης την πιο ποικίλη από τις υπόλοιπες ομάδες και περιέχουν το υψηλότερο SiO₂. Επιπλέον, ορισμένα από τα δείγματα της ομάδας αυτής των πετρωμάτων, παρουσιάζουν τις υψηλότερες τιμές MgO, ενώ φαίνεται ότι σχηματίζουν μια συνεκτική ομάδα, παρουσιάζοντας κάποιες από τις χαμηλότερες συγκεντρώσεις κύριων στοιχείων (Fe₂O₃T, TiO₂ και P₂O₅) και ιχνοστοιχείων (V, Zr, και Y).

Τέλος, όσον αφορά τους αδακίτες, αυτοί έχουν τη μεγαλύτερη συνιστώσα υποβύθισης από όλα τα αναλυμένα δείγματα των Enganepe οφιολίθων (π.χ. Th/Yb>1,53 (cf. Pierce, 1982)).

Την ίδια χρονιά οι Defant and Kepezhinskis (2001), επανεξέτασαν το ζήτημα των αδακιτών με μεγαλύτερη λεπτομέρεια, επισημαίνοντας ότι οι αδακίτες είναι εκτός των άλλων συνδεδεμένοι με πολλά κοιτάσματα ορυκτών, συμπεριλαμβανομένων του χρυσού και του χαλκού, γεγονός που αποτελεί με τη σειρά του ένα εξίσου σημαντικό χαρακτηριστικό.

Οι ερευνητές Li and Li (2003) μελέτησαν τους Xiwan αλβιτικούς γρανίτες ηλικίας 970 Ma, οι οποίοι βρίσκονται μέσα στους Νεοπροτεροζωικούς BA Jiangxi οφιολίθους στη Νότια Κίνα και προσδιόρισαν τα γεωχημικά τους χαρακτηριστικά. Τα χαρακτηριστικά αυτά δίνονται παρακάτω και είναι τα εξής:

- Υψηλές τιμές σε SiO₂ (68 – 70 %)
- >> >> Al₂O₃ (15 – 17 %)
- >> >> Na₂O (7,3 – 8,5 %)
- >> >> Mg# (43 – 62 ppm)
- >> >> Sr (383 – 920 ppm)
- >> >> (Sr/Y)_{cn} (166 – 444)
- >> >> (Y/Yb)_{cn} (12 – 14)
- >> >> (La/Yb)_{cn} (18 – 50)
- >> >> Zr/Sm (70 – 150)

- Υψηλές κατανομές σε $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ (12 – 37)
- >> >> >> $\text{Na}_2\text{O}/\text{CaO}$ (2,7 – 3,6)
- Χαμηλές τιμές σε K_2O (0,22 – 0,60 %)
- >> >> TiO_2 (< 0,3 %)
- >> >> P_2O_5 (< 0,1 %)
- Εμφανίζουν σταθερά υψηλό $\varepsilon\text{Nd}(\text{T})$ με τιμές από 4,9 έως 6,0
- Χαμηλή συγκέντρωση στα περισσότερα ιχνοστοιχεία (εκτός των Zr και Hf) με συντελεστή από 2 έως 5 σε σχέση με τους σύγχρονους αδακίτες των ανδεσιτικών-δακιτικών συστάσεων
- Συγκριτικά με τους ρυολιθικούς αδακίτες στο Νότιο Εκουαδόρ τα δείγματα του Xiwan αλβιτικού γρανίτη έχουν συγκρίσιμη (ή ελαφριά μικρότερη) αφθονία σε Th, Nb, Ta, Zr, Hf και LREE, αλλά από τον συντελεστή ~ 2 σε MREE (Sm=0,6-1,2 ppm), HREE (Yb=0,14-0,21 ppm) και Y (1,7-2,6 ppm)

Όλα τα παραπάνω γεωχημικά και ισοτοπικά χαρακτηριστικά που περιγράφηκαν, είναι παρόμοια με εκείνα των σύγχρονων αδακιτών. Σε σύγκριση όμως με τους σύγχρονους αδακίτες, οι Xiwan αλβιτικοί γρανίτες έχουν μειωμένες τιμές σε ενδιάμεσες έως βαριές σπάνιες γαίες (REE) με Y/Yb να κυμαίνεται από 12 έως 14, μια αναλογία που μπορεί να αποδοθεί σε υπολειμματική αμφίβολο και γρανάτη στην πηγή (Li and Li, 2003). Επιπλέον, οι Xiwan αλβιτικοί γρανίτες περιέχουν τιμές Zr (72-124 ppm) και Hf (1,7-3,2 ppm) παρόμοιες με αυτές των σύγχρονων αδακίτων (Zr=117 και Hf=3,56 ppm, Drummond et al., 1996; Stern and Kilian, 1996) και υψηλότερες τιμές από την πηγή των βασάλτων τύπου-MORB και τύπου-τόξου στους BA Jiangxi οφιόλιθους. Επιπρόσθετα, οι Xiwan αλβιτικοί γρανίτες περιέχουν Th σημαντικά υψηλότερο από το βασάλτη τύπου-MORB, αλλά παρόμοιο με το βασάλτη τύπου-τόξου. Τέλος, ο Xiwan αλβιτικός γρανίτης, όσον αφορά την ορυκτολογική του σύσταση, συνίσταται από 20-30% χαλαζία, 60-70% αλβίτη, 10% κεροστίλβη και από τα επουσιώδη στοιχεία ζirkόνιο, απατίτη και Fe-Ti ούχα οξείδια. Το μέγεθος των περισσότερων πορφυροβλαστών της κεροστίλβης και του αλβίτη κυμαίνεται από 0,5-0,1 mm, ενώ ακόμα μπορούν να παρατηρηθούν και μεγάλοι κρύσταλλοι μεγέθους πάνω από 3-5 mm, αποτελώντας ορισμένα από τα δομικά στοιχεία που υποδηλώνουν ότι ο αλβιτικός αυτός γρανίτης έχει υποστεί πλαστική παραμόρφωση, κάτω από συνθήκες ενδιάμεσης έως υψηλής θερμοκρασίας (Li and Li, 2003).

2.2. ΕΡΜΗΝΕΙΑ ΤΩΝ ΓΕΩΧΗΜΙΚΩΝ ΧΑΡΑΚΤΗΡΙΣΤΙΚΩΝ

Όλα τα γεωχημικά χαρακτηριστικά των αδακιτικών πετρωμάτων, που αναφέρθηκαν προηγουμένως, έχουν τη δική τους ιδιαίτερη σημασία για την ερμηνεία της γένεσης αυτών των πετρωμάτων. Κάθε ένας λοιπόν από τους ερευνητές που αναφέρθηκαν παραπάνω, έχει δώσει τη δική του ερμηνεία, όσον αφορά τα χαρακτηριστικά αυτά, προκειμένου να εξηγήσουν τον τρόπο δημιουργίας των αδακιτικών πετρωμάτων.

Αρχικά λοιπόν, οι Drummond and Defant (1990) και οι Defant and Drummond (1990), προσδιόρισαν έναν ιδιαίτερο τύπο του Καινοζωικού TTD (τροντγεμίτης-τοναλίτης-δακίτης) (αδακίτη) παρόμοιο γεωχημικά με τους TTD γενεσίους υψηλού - Al Αρχαϊκής ηλικίας ($>15\% \text{ Al}_2\text{O}_3$ προς $70\% \text{ SiO}_2$). Ο τύπος αυτός του αδακίτη περιέχει χαμηλότερες τιμές Y, Yb και Sc, υψηλότερες τιμές Sr και υψηλότερους λόγους Sr/Y, La/Yb και Zr/Sm σε σχέση με τους άλλους τύπους TTD πετρωμάτων, ενώ ερμηνεύεται ότι αντιπροσωπεύει το τήγμα μιας λιθοσφαιρικής πλάκας, που υφίσταται μερική τήξη κάτω από συνθήκες γρανατούχου αμφιβολίτη έως εκλογίτη (Drummond et al., 1996).

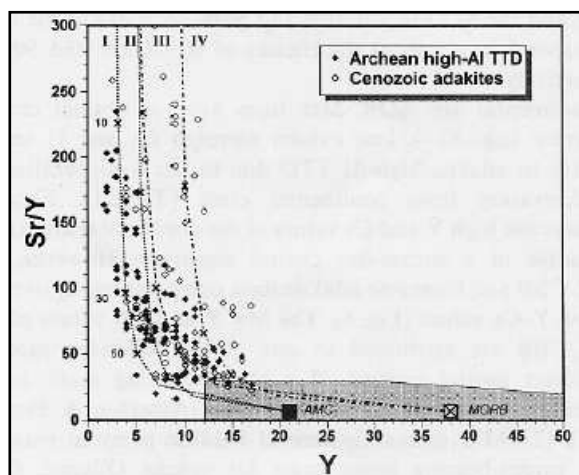
Οι Drummond and Defant (1990) για να εξηγήσουν ορισμένα από τα γεωχημικά χαρακτηριστικά των αδακιτών, όπως για παράδειγμα το υψηλό Al_2O_3 και το χαμηλό λόγο K/Rb και Nb, επικαλέστηκαν τη συγκράτηση της κεροστίλβης στο χώρο της μερικής τήξης. Επιπλέον, αναφέρουν ότι η παρουσία του γρανάτη ή της αμφιβόλου στην υπολειμματική φάση είναι ιδιαίτερα σημαντική, διότι οδηγεί σε τήγματα με χαμηλές συγκεντρώσεις HREEs (βαριών σπάνιων γαιών), Y και Sc μέσα στους αδακίτες. Συνεπώς, συνθήκες χαμηλής πίεσης και θερμοκρασίας, θα πρέπει να ανταποκρίνονται στη σταθερότητα του γρανάτη κατά τη διάρκεια της μερικής τήξης του βασάλτη. Τέλος, οι αδακίτες φαίνεται να εμπλουτίζονται προοδευτικά σε Cr και Ni εξαιτίας της μόλυνσης τους από το μανδύα, ενώ μάλιστα η θετική ανωμαλία του Ni ερμηνεύεται ως το αποτέλεσμα της σχέσης αυτού ως προς το Cr τόσο στις υπολειμματικές φάσεις της μερικής τήξης, όσο και στις μετασωματικές φάσεις της αλληλεπίδρασης τήγματος-μανδύα (Drummond et al., 1996).

Οι Drummond et al. (1996), αναφέρουν ότι ο Arth (1979) πρότεινε μια υποδιαίρεση αυτών των TTD πετρωμάτων με βάση τη σχέση του $\text{Al}_2\text{O}_3 - \text{Yb}$, δίνοντας τη δική του ερμηνεία. Έτσι λοιπόν συμφωνά με τον Arth (1979), η απομάκρυνση της υπαργιλικής κεροστίλβης και του γρανάτη, είτε ως υπολειμματικές

φάσεις, είτε ως φάσεις πρόωρης κρυστάλλωσης κάτω από συνθήκες υψηλής πίεσης, είναι υπεύθυνη για το χαρακτήρα χαμηλού Yb – υψηλού Al_2O_3 του αδακίτη/υψηλού - Al TTD πετρωμάτων. Μάλιστα, τα αντίστοιχα μοντέλα ιχνοστοιχείων (Kay, 1978; Jahn et al., 1981; Martin, 1986; Drummond and Defant, 1990) έχουν δείξει ότι το χαμηλό Yb_{cn} και υψηλό $(\text{La/Yb})_{\text{cn}}$ του αδακίτη/υψηλού-Al TTD, οφείλεται σε μια υπολειμματική συγκέντρωση γρανατούχου αμφιβολίτη έως εκλογίτη.

Από την άλλη πλευρά, σύμφωνα πάλι με τους Drummond et al. (1996), πετρώματα TTD χαμηλού-Al, νησιώτικου τόξου ADRs (ανδεσίτη-δακίτη-ρυόλιθου) και πλαγιογρανίτες, εμφανίζουν υψηλές τιμές Yb (αθροιστικά αναφέρεται ως υψηλού-Yb TTD ομάδα), εξαιτίας της απόσπασης πλαγιοκλάστου και πυρόξενου κατά τη μερική τήξη και/ή τη διαδικασία διαφοροποίησης σε χαμηλές πιέσεις (Drummond and Defant 1990; Beard 1995). Τα πετρώματα TTD χαμηλού-Al έχουν χαμηλές τιμές Al_2O_3 και Sr, λόγω της επικρατέστερης απομάκρυνσης του πλαγιοκλάστου, ενώ οι σχέσεις του Y-Sr/Y ανιχνεύουν την επίδραση του γρανάτη και του πλαγιόκλαστου στη γένεση των TTD πετρωμάτων (Drummond and Defant, 1990; Defant and Drummond, 1990). Το Sr συμπεριφέρεται ασυμβίβαστα κατά τη μερική τήξη υψηλής πίεσης του βασάλτη, εξαιτίας της απουσίας ή αστάθειας του πλαγιόκλαστου, ενώ το Y είναι ελεγχόμενο από το κλάσμα του γρανάτη στην υπολειμματική φάση.

Ανεξάρτητες αναλύσεις της σχέσης Y- Sr/Y (Σχήμα 2.2.1) με την τήξη της πλάκας επιβεβαιώνουν το μοντέλο γένεσης του αδακίτη από 10-15% μερική τήξη μιας βασαλτικής πηγής τύπου MORB (Mid Ocean Ridge Basalt), κάτω από εκλογιτικές μέχρι κεροστιλβικές εκλογιτικές συνθήκες (Tsuchiya and Kanisawa, 1994). Η ομάδα TTD πετρωμάτων υψηλού-Yb δείχνει ένα υψηλή τιμή Y και χαμηλό λόγο Sr/Y, λόγω της ασυμβίβαστης και συμβιβαστής συμπεριφοράς του Y και Sr αντίστοιχα, που σχετίζεται με μία κυρίαρχη συγκέντρωση πλαγιοκλάστου-πυροξένου (Drummond et al., 1996).



Σχήμα 2.2.1: ■ AMC: Πηγή Αρχαϊκής βασικής σύστασης, ☒ MORB: Βασάλτης μεσοωκεάνιας ράχης, καμπύλες I, III: εκλογίτης και καμπύλες II, IV: γρανατούχος αμφιβολίτης (κατά Drummond et al., 1996)

Τέλος, σύμφωνα με τους Drummond et al. (1996), γραφική παράσταση του λόγου La/Sm ως προς το λόγο Zr/Sm διαχωρίζει την ομάδα του αδακίτη/υψηλού-Al TTD πετρωμάτων από την ομάδα του υψηλού-Yb TTD πετρωμάτων. Η υψηλή αναλογία La/Sm αντανάκλα την ισχυρή συγγένεια του γρανάτη και της κεροστίλβης προς το Sm σε σχέση με το La. Αν και ο αδακίτης/υψηλού-Al TTD πετρώματα εμφανίζουν γενικά ένα εύρος του λόγου Zr/Sm , το 40% των δειγμάτων παρουσιάζουν αυξημένες τιμές του $\text{Zr}/\text{Sm} > 60$. Οι Pearce et al. (1992) and Pearce and Peate (1995) πρότειναν ότι το Zr συμπεριφέρεται μη συντηρητικά κατά τη διάρκεια της τήξης της πλάκας, λόγω της μη συμβατότητας του Zr στην υπολειμματική κεροστίλβη, η οποία μπορεί να εξηγήσει τον αυξημένο λόγο Zr/Sm για κάποιον αδακίτη/υψηλού-Al TTD κάτω από γρανατούχες αμφιβολιτικές συνθήκες τήξης.

Από την άλλη πλευρά, οι Scarrow et al. (2001) μελέτησαν τους Enganepe οφιόλιθους στα Ουράλια Όρη και από το συνδυασμό πετρογραφικών και ορυκτολογικών πληροφοριών και συγκεκριμένα από τις συγκεντρώσεις των σπάνιων γαιών, προέκυψε ότι τα δείγματα των πετρωμάτων αυτών μπορούν να διαιρεθούν σε τέσσερις ομάδες πετρωμάτων, τους θολεΐτες, τους θολεΐτες τόξου, τους βασάλτες τύπου-OIB (ocean island basalts) και τους αδακίτες. Σύμφωνα με τον Wilson (1989), όπως αναφέρουν οι Scarrow et al. (2001), παρατηρείται μια σημαντική ορυκτολογική

επικάλυψη μεταξύ των συστατικά καθορισμένων σειρών πετρωμάτων, όπως είναι ο αδακίτης και ο θολεΐτης, ωστόσο, διαφορές στη σύσταση δε δείχνουν απαραίτητα και πετρογραφικές διαφορές. Οι παραπάνω ομάδες πετρωμάτων παρουσιάζουν κάποια πετρογραφική αλληλοεπικάλυψη, ωστόσο έχουν και ορισμένα ιδιαίτερα χαρακτηριστικά, όπως αναφέρθηκε και προηγουμένως.

Από αυτές τις σειρές πετρωμάτων, οι αδακίτες παρουσιάζουν τη μεγαλύτερη συνιστώσα υποβύθισης όλων των δειγμάτων του Enganepe που αναλύθηκαν. Όπως συμβαίνει και με τα βασαλτικά πετρώματα τύπου-OIB, η από κοινού διακύμανση των ϵNd_i και $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i$ προτείνει τη συμμετοχή ενός εμπλουτισμένου συστατικού, αλλά και πάλι το υψηλό ϵNd_i σε συνδυασμό με τον υψηλό λόγο Sm/Nd , υποδεικνύει ότι η αναλογία αυτού του συστατικού θα πρέπει να ήταν μικρή. Οι χαμηλές περιεκτικότητες σε HREE σε συνδυασμό με τον εμπλουτισμό σε LREE/HREE ($\text{La}_{\text{cn}}/\text{Yb}_{\text{cn}} = 2,5 - 3,3$), υποδηλώνει επιπλέον, ότι η πηγή αυτών των πετρωμάτων περιείχε γρανάτη ως μια υπολειμματική φάση (Scarrow et al., 2001).

Οι Li and Li (2003) μελετώντας τους Xiwan αλβιτικούς γρανίτες μέσα στους Νεοπροτεροζωικούς BA Jiangxi οφιόλιθους στη Νότια Κίνα και προσδιορίζοντας τα γεωχημικά χαρακτηριστικά τους, έδωσαν κι αυτοί με τη σειρά τους τη δική τους ερμηνεία για κάθε ένα από αυτά. Με βάση τα όσα μελέτησαν, οι ερευνητές αυτοί κατέληξαν στο συμπέρασμα, ότι οι γεωχημικοί και ισοτοπικοί χαρακτήρες των Xiwan αλβιτικών γρανιτών είναι παρόμοιοι με εκείνους των σύγχρονων αδακιτών. Σε σύγκριση όμως με τους σύγχρονους αδακίτες, οι Xiwan αλβιτικοί γρανίτες είναι φτωχοί σε ενδιάμεσες έως βαριές σπάνιες γαίες (REE) με λόγο Y/Yb που κυμαίνεται από 12 έως 14, η οποία μπορεί να αποδοθεί σε υπολειμματική αμφίβολο και γρανάτη στη μαγματική πηγή.

Σύμφωνα πάλι με τους Li and Li (2003), όσον αφορά την ηλικίας 968 ± 23 Ma του SHRIMP U-Pb ζιρκονίου για το Xiwan αδακιτικό γρανίτη, που έχει προταθεί, θα έπρεπε να ερμηνευθεί εκ νέου, ως η χρονική στιγμή της καταβύθισης του ωκεάνιου φλοιού και όχι ως η ηλικία σχηματισμού του ωκεάνιου φλοιού, όπως πιστευόταν στο παρελθόν. Ο γλαυκοφανής και ο κροσίτης, που παρατηρήθηκαν σε ορισμένες θέσεις της περιοχής αυτής, υποδεικνύουν ότι οι οφιόλιθοι αυτοί είχαν υποστεί υψηλής πίεσης μεταμόρφωση με $P \approx 12$ Kbar και $T \approx 300-400$ °C (Zhou, 1989, 1997; Shu et al., 1993).

Ορισμένα πάλι δομικά χαρακτηριστικά που παρατηρούνται, όπως είναι οι παραμορφωτικές μικροδομές και η αλβιτική διδυμία, που είναι διακριτή σε λεπτές

τομές, υποδηλώνουν ότι οι Xiwan αλβιτικοί γρανίτες έχουν υποστεί πλαστική παραμόρφωση, η οποία συνέβη κάτω από συνθήκες μέσων έως υψηλών θερμοκρασιών (Li and Li, 2003). Εκτός των άλλων, τα δείγματα των πετρωμάτων αυτών παρουσιάζουν ασυνήθιστα υψηλές τιμές των λόγων $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ (12-37) και $\text{Na}_2\text{O}/\text{CaO}$ (2,7-3,6), τιμές οι οποίες είναι περισσότερο πιθανό να έχουν κληρονομηθεί από μια ένυδρη βασαλτική πηγή. Από την άλλη πλευρά, το χαμηλό σημείο τήξης των βασαλτικών πετρωμάτων μπορεί επίσης να ευθύνεται για τη μικρή γενικά αφθονία των σπάνιων γαιών (REE) στους αλβιτικούς γρανίτες του Xiwan (Barbey et al., 1989; Sawyer, 1991), ωστόσο, θεωρείται απίθανο για τη γένεση του γρανίτη αυτού (Li and Li, 2003).

Οι Li and Li (2003) αναφέρουν ότι οι μειωμένες τιμές σε ενδιάμεσες σπάνιες γαίες (MREE) στους Xiwan γρανίτες μπορούν να αποδοθούν σε μια υψηλή αναλογία της αμφιβόλου στο υπολειμματικό τήγμα της μαγματικής πηγής (Arth and Barker, 1976). Επίσης, η αφθονία της υπολειμματικής αμφιβόλου στην πηγή αποτελεί μια καλή εξήγηση, για τον ασυνήθιστα υψηλό λόγο Zr/Sm (70-150) στους αλβιτικούς αυτούς γρανίτες, που είναι παρόμοιος με τους τυπικούς αδακίτες που χαρακτηρίζονται από τιμές του λόγου $\text{Zr}/\text{Sm} \approx 38$ (Drummond et al., 1996). Η ισχυρή μείωση σε βαριές σπάνιες γαίες (HREE) και ο υψηλός λόγος Y/Yb (12-14) στον αλβιτικό Xiwan γρανίτη, υποδηλώνει ότι ο γρανάτης ήταν παρόν ως ένα υπολειμματικό ορυκτό στη μαγματική πηγή. Συνεπώς, μία γρανατούχα αμφιβολιτική ή αμφιβολιτική εκλογιτική πηγή θα αποτελούσε ένα λογικό συμπέρασμα. Τα αμφιβολιτικά τήγματα που προβλήθηκαν από τους Foley et al. (2002), έχουν χαμηλότερη αναλογία Zr/Sm από αυτή των Xiwan γρανιτών, συνεπώς οι βασάλτες τύπου-MORB, έχοντας υψηλό λόγο Zr/Sm , θα έπρεπε να είναι μια καλύτερη πηγή μάγματος από τους βασάλτες τύπου-τόξου (Li and Li, 2003).

Επιπλέον, λαμβάνοντας υπόψη το υψηλό $\epsilon\text{Nd}(\text{T})$ με τιμές που κυμαίνονται από 4,9 έως 6,0 στους Xiwan αλβιτικούς γρανίτες, τα βασαλτικά πετρώματα τύπου MORB ή τύπου-τόξου με τις ίδιες τιμές $\epsilon\text{Nd}(\text{T})$ στους BA Jiangxi οφιόλιθους, θεωρούνται ως η πηγή των γρανιτών. Η αφθονία του Th, La και Ce στους Xiwan γρανίτες είναι μεταξύ των βασαλτικών πετρωμάτων τύπου-MORB και τύπου-τόξου, υποδεικνύοντας ότι οι βασάλτες τύπου-MORB, παρά οι βασάλτες τύπου-τόξου είναι η πιο πιθανή πηγή των γρανιτών. Αυτή η ερμηνεία είναι σύμφωνη με την υπαίθρια παρατήρηση πεδίου, όπου οι αλβιτικοί γρανίτες βρίσκονται αποκλειστικά μέσα σε σερπεντινιωμένο μανδουακό περιδοτίτη (Li and Li, 2003).

Οι Xiwan γρανίτες πιθανόν να έχουν δημιουργηθεί σε αρκετά υψηλές πιέσεις για να σταθεροποιηθεί η αμφίβολος και ο γρανάτης, οδηγώντας στη μείωση των MREE και HREE με λόγο Y/Yb (12-14), ενώ πειραματικά αποτελέσματα αποδεικνύουν ότι το Mg# των αδακιτών είναι ιδιαίτερα ευμετάβλητο κατά την αντίδραση της λιθοσφαιρικής πλάκας που τήκεται με το μανδυακό περιδοτίτη (Rapp et al., 1999). Η μικρή αλληλεπίδραση (~ 10%) του αδακιτικού τήγματος με τον περιδοτίτη αυξάνει σημαντικά το Mg# από 44 έως 55, μειώνοντας το SiO₂ κατά 2%, ενώ μεγάλος βαθμός αλληλεπίδρασης έχει ως αποτέλεσμα τη σημαντική μείωση του SiO₂ από 67,5% σε λιγότερο από 61,1%. Επομένως, το υψηλό ποσοστό του SiO₂ (68-70%) και το μεταβλητά υψηλό Mg# (43-62) στους αδακιτικούς γρανίτες, υποδηλώνει μικρό βαθμό αλληλεπίδρασης του αδακιτικού τήγματος με το μανδυακό περιδοτίτη (Li and Li, 2003).

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 3

3.1. ΤΡΟΠΟΙ ΣΧΗΜΑΤΙΣΜΟΥ ΤΩΝ ΑΔΑΚΙΤΙΚΩΝ ΠΕΤΡΩΜΑΤΩΝ

Τα αδακιτικά πετρώματα είναι ένας τύπος πετρωμάτων, που έχει απασχολήσει κατά καιρούς πληθώρα ερευνητών, καθένας από τους οποίους έχει δώσει τη δική του ερμηνεία για τον τρόπο με τον οποίο σχηματίζονται τα πετρώματα αυτά, μέσω του οποίου μάλιστα εξηγούνται και τα ιδιαίτερα γεωχημικά τους χαρακτηριστικά. Ορισμένες από αυτές τις απόψεις σημαντικών ερευνητών δίνονται αναλυτικά παρακάτω.

Αρχικά λοιπόν, οι ερευνητές Defant and Drummond (1990) από τα αποτελέσματα των γεωχημικών μοντέλων, που είχαν στη διάθεσή τους, απέδειξαν ότι οι χημικές συστάσεις των αδακιτών μπορούν να παραχθούν από τήξη βασαλτικών πετρωμάτων έναντι των περιδοτιτικών, εκπροσωπώντας έτσι μάγματα που μπορεί να προέρχονται από την τήξη μεταμορφωμένων βασαλτικών πετρωμάτων (είτε γρανατούχου αμφιβολίτη, είτε εκλογίτη) στην ωκεάνια καταδυόμενη λιθοσφαιρική πλάκα. Όλος ο γνωστός αδακιτικός μαγματισμός έχει συμβεί σε περιοχές τόξων, όπου η ωκεάνια λιθοσφαιρική πλάκα είναι σχετικά θερμή και νέα, ηλικίας < 20 Ma, χαρακτηρίζοντας από αρκετά υψηλές θερμοκρασίες, συνθήκες απαραίτητες έτσι ώστε να διευκολυνθεί η διαδικασία της μερικής τήξης (Blatt, Tracy, Owens, 2006).

Αντίθετα όμως, η μέση ηλικία της ωκεάνιας λιθόσφαιρας, όταν αρχίζει να υποβυθίζεται, είναι περίπου 60 Ma ή ακόμα και μεγαλύτερης ηλικίας. Αυτές οι παλιότερης ηλικίας ψυχρές πλάκες συναντώνται πιο συχνά σε ζώνες υποβύθισης, υποδεικνύοντας με αυτόν τον τρόπο την έλλειψη σύγχρονου αδακιτικού μαγματισμού. Εντούτοις, πετρώματα που μοιάζουν με τους σύγχρονους αδακίτες είναι πιο άφθονα στον Αρχαϊκό Αιώνα, γεγονός που μπορεί να αποδεικνύει ότι η καταβύθιση των νέων θερμών λιθοσφαιρικών πλακών ήταν ευρέως διαδεδομένη στη πρώιμη γεωλογική ιστορία της Γης (Martin, 1999) (Blatt, Tracy, Owens, 2006).

Για περισσότερο μάλιστα από 30 χρόνια, είχε εξεταστεί η πιθανότητα της μερικής τήξης του καταδυόμενου ωκεάνιου φλοιού για την παραγωγή μαγματισμού στις περιοχές των τόξων, μία διερεύνηση που είχε επικεντρωθεί στις φυσικές συνθήκες

της τήξης της λιθοσφαιρικής πλάκας και στην έλλειψη της πετρογενετικής εξέλιξης (Drummond et al., 1996).

Σύμφωνα με τους Drummond et al. (1996), τα δεδομένα που προέκυψαν από τη μερική τήξη του βασάλτη πάνω από ένα εύρος πιέσεων (1 – 32 Kbar) και θερμοκρασιών (700 – 1150°C) απέδειξαν ότι το τήγμα που προκύπτει έχει αρχικά σύσταση τροντγεμίτη – τοναλίτη – δακίτη (TTD). Υψηλού Al (> 15% Al₂O₃ προς 70% SiO₂) TTD/ αδακίτες παράγεται από μερική τήξη του βασάλτη σε υψηλή πίεση (≥ 15 Kbar), αφήνοντας πίσω του ένα πλήθος ορυκτών, όπως είναι ο γρανάτης, ο κλινοπυρόξενος και η κεροστίλβη. Όσον αφορά τη γένεση των TTD πετρωμάτων έχουν προταθεί μοντέλα γένεσης σε μελέτες προηγούμενων ετών (Arth, 1979; Barker, 1979; Drummond and Defant, 1990), που προτείνουν ως τρόπο σχηματισμού, είτε τη μερική τήξη μιας βασαλτικής πηγής, είτε από την άλλη πλευρά, την κλασματική κρυστάλλωση του αρχικού βασαλτικού μάγματος.

Η διαδικασία της μερικής τήξης θεωρείται ότι είναι ο πιο αποτελεσματικός μηχανισμός για την παραγωγή TTD πετρωμάτων, καθώς 80 – 90% κλασματικής κρυστάλλωσης απαιτείται για την παραγωγή των υπολειμματικών TTD ρευστών από βασαλτικά (Spulber and Rutherford, 1983) ή μπονινιτικά (boninitic) μανδυακά μάγματα (Meijer, 1983). Πολλές τοποθεσίες TTD πετρωμάτων στερούνται υψηλές αναλογίες όξινων έως ενδιάμεσων πυριγενών πετρωμάτων, γεγονός που επιχειρηματολογεί εναντίον της κλασματικής κρυστάλλωσης ως το επικρατέστερο πετρογενετικό μοντέλο των πετρωμάτων TTD. Εκτεταμένες μελέτες έχουν δείξει ότι η μερική τήξη μιας βασαλτικής πηγής πάνω από ένα ευρύ φάσμα θερμοκρασιών (700-1150°C) και πιέσεων (1-32 Kbar), καταλήγει σε ένα τήγμα TTD σύστασης (Drummond et al., 1996).

Συμπερασματικά, όπως αναφέρουν οι Drummond et al. (1996), μάγματα τροντγεμίτη-τοναλίτη-δακίτη (υψηλού-Al TTD/ αδακίτες) μπορούν να δημιουργηθούν από υψηλής πίεσης μερική τήξη μιας βασαλτικής πηγής κάτω από γρανατικές, αμφιβολιτικές έως εκλογιτικές συνθήκες. Τα TTD πετρώματα είναι επικρατέστερα στον Αρχαϊκό Αιώνα, ως συνέπεια των υψηλότερων γεώθερμων που διευκόλυναν την τήξη της καταδυόμενης λιθοσφαιρικής πλάκας.

Τα επόμενα χρόνια και άλλοι ερευνητές θέλησαν να δώσουν τη δική τους ερμηνεία για τον τρόπο σχηματισμού των αδακιτικών πετρωμάτων. Ορισμένοι από αυτούς ήταν και οι Scarrow et al. (2001), οι οποίοι μελέτησαν τους οφιόλιθους Enganepe στα Ουράλια Όρη και διαίρεσαν τα δείγματα που είχαν στη διάθεση τους

σε τέσσερις ομάδες, ανάλογα με τη σύστασή τους, στους θολεΐτες, στους θολεΐτες τόξου, στους βασάλτες τύπου-OIB (ocean island basalts) και στους αδακίτες, δίνοντας την ερμηνεία σχηματισμού για κάθε έναν από αυτούς τους τύπους πετρωμάτων. Αρχικά, οι Scarrow et al. (2001) αναφέρουν ότι η κυρίαρχη πηγή των μαγμάτων στις περιοχές των τόξων θεωρείται γενικά ότι είναι ο περιδοτίτης της μανδυακής σφήνας, που έχει μετασωματωθεί από το νερό και/ή τα πλούσια σε CO₂ ρευστά που προέρχονται από την αφυδάτωση της καταδυόμενης ωκεάνιας λιθόσφαιρας, με πρόσθετα συστατικά που προέρχονται από το τόξο και τα ιζήματα του ωκεάνιου πυθμένα που υποβυθίζεται (Arculus, 1994). Οι Enganepe οφιόλιθοι είναι μοναδικοί στα Ουράλια Όρη, διότι διατηρούν τμήματα ενός Νεοπροτεροζωικού ωκεανού, περιλαμβάνοντας υπολείμματα του ενδο-ωκεάνιου νησιωτικού τόξου, της λεκάνης του ωκεάνιου φλοιού και τμήματα του χαρτζβουργιτικού μανδύα. Αν και έχει αποδειχθεί η ύπαρξη τμημάτων του ενδο-ωκεάνιου τόξου στους οφιόλιθους αυτούς, παρόλα αυτά, το εξαιρετικά μεγάλο εύρος της σύστασής τους είναι ασυνήθιστο σε τέτοια είδους περιβάλλοντα. Προτού, οι Scarrow et al. (2001) διερευνήσουν τη σχέση μεταξύ αυτών των συστάσεων και της εξέλιξης του τόξου περιέγραψαν συνοπτικά τα κύρια μοντέλα που έχουν προταθεί για (α) τη γένεση των μαγμάτων με αδακιτικές συστάσεις και (β) τη γένεση των παρόμοιων σειρών πετρωμάτων ποικίλης σύστασης, που είναι στενά συνδεδεμένες μεταξύ τους τόσο χρονικά όσο και χωρικά.

Όσον αφορά λοιπόν τους αδακίτες, αναφέρουν τρεις διαφορετικούς τρόπους δημιουργίας, που είναι οι εξής:

α) από μερική τήξη της καταδυόμενης ωκεάνιας λιθόσφαιρας, που ανακρυσταλλώνεται σε γρανατούχο αμφιβολίτη ή εκλογίτη (Drummond and Defant, 1990; Defant et al., 1991; Kay et al., 1993; Sajona et al., 1993),

β) από κλασματική κρυστάλλωση και μόλυνση των μαγμάτων της μανδυακής σφήνας στον κατώτερο ηπειρωτικό φλοιό που φέρει γρανάτη (Hildreth and Moorbath, 1988; Feeley and Davidson, 1994; Feeley and Hacker, 1995) ή

γ) από τη μερική τήξη του μαγματικά προσαυξημένου κατώτερου βασαλτικού φλοιού που φέρει γρανάτη (Atherton and Petford, 1993; Muir et al., 1995; Wareham et al., 1997).

Οι Enganepe θολεΐτες, οι θολεΐτες τόξου, οι βασάλτες τύπου-OIB (ocean island basalt) και οι αδακίτες προέρχονται από μια συγκεκριμένη και γεωγραφικά περιορισμένη περιοχή, που βρίσκεται κυρίως μέσα στο ίδιο τεκτονικό κάλυμμα της

Enganere οροσειράς. Ωστόσο, παρόμοιες σειρές πετρωμάτων παρατηρούνται αν και σπάνια, σε θέσεις τόξων Φανεροζωικής ηλικίας, όπως για παράδειγμα, στην Κεντρική Αμερική (Johnston and Thorkelson, 1997), στις Β. Άνδεις (Gutscher et al., 1999), στις Ν. Άνδεις (Stern and Kilian, 1996), στις Φιλιππίνες (Sajona et al., 1993, 1996) και στην Ελλάδα (Pe-Piper and Piper, 1994) (Scarrow et al., 2001).

Για τις σειρές αυτές των πετρωμάτων έχουν προταθεί διάφορα γεωδυναμικά μοντέλα, καθένα από τα οποία παραθέτει τους πιθανούς τρόπους σχηματισμού των αδακιτικών πετρωμάτων. Ο κοινός σύνδεσμος όμως, μεταξύ όλων αυτών των μοντέλων είναι ότι η μη τυπική υποβύθιση οδηγεί στο σχηματισμό αδακίων από την τήξη της καταδυόμενης ωκεάνιας λιθόσφαιρας και τη δημιουργία, τουλάχιστον εν μέρει, συσχετιζόμενων τύπων πετρωμάτων (Scarrow et al., 2001). Λαμβάνοντας υπόψη οι Scarrow et al. (2001), τα μοντέλα αυτά πρότειναν ότι οι Enganere αδακίτες δημιουργήθηκαν από την τήξη του καταδυόμενου ωκεάνιου φλοιού που είχε ανακρυσταλλωθεί σε γρανατούχο αμφιβολίτη ή εκλογίτη.

Από την άλλη πλευρά, οι ερευνητές Li and Li (2003) μελέτησαν τους Xiwan αλβιτικούς γρανίτες μέσα στους Νεοπροτεροζωικούς BA Jiangxi οφιόλιθους στη Νότια Κίνα και προσδιόρισαν τα γεωλογικά και τα γεωχημικά τους χαρακτηριστικά.

Σύμφωνα με τους Li and Li (2003) τα γρανιτικά αυτά πετρώματα είναι δευτερεύοντα από άποψη όγκου μέσα στους οφιόλιθους, ωστόσο ποικίλουν σε σύσταση που κυμαίνεται από αλβιτικό γρανίτη, τροντγεμίτη, τοναλίτη και δακίτη. Στο σύνολό τους τα πετρώματα αυτά έχουν αναφερθεί και ως ωκεάνιος πλαγιογρανίτης (Coleman and Peterman, 1975). Τόσο χρονολογικές όσο και πετρογενετικές μελέτες που αφορούν τα γρανιτικά αυτά πετρώματα υποδεικνύουν ότι η παρουσία αυτών των πετρωμάτων, που διείσδυσαν μέσα στους οφιόλιθους, έχει ιδιαίτερη γεωλογική σημασία. Ωστόσο, σε γενικές γραμμές, η παρουσία γρανιτικών πετρωμάτων μέσα σε οφιόλιθους θα μπορούσε να οφείλεται στις εξής διαδικασίες:

- Στη διαφοροποίηση χαμηλής πίεσης των βασαλτικών τηγμάτων, αποτελώντας μία διαδικασία που εξηγεί την πλειοψηφία των τυπικών ωκεάνιων πλαγιογρανιτών μέσα στους οφιόλιθους (Coleman and Peterman, 1975; Coleman and Donato, 1979; Aldiss, 1981; Amri et al., 1996; Bébien et al., 1997; Floyd et al., 1998)

- Στην ανάπτυξη του αμφιβολίτη, σε ζώνες διάτμησης υψηλής θερμοκρασίας των κατώτερων τμημάτων του ωκεάνιου φλοιού κοντά στο κέντρο διάνοιξης αυτού (Pedersen and Malpas, 1984; Flagler and Spray, 1991) ή τέλος,
- Στην τήξη του φλοιού που προκαλείται από την επώθηση. Οι γρανίτες στην περίπτωση αυτή έχουν σχηματιστεί από τη μερική τήξη των ιζημάτων στις ηπειρωτικές περιθωριακές λεκάνες κατά τη διάρκεια της επώθησης των οφιολίθων επάνω στον ηπειρωτικό φλοιό (Pearce, 1989; Cox et al., 1999; Whitehead et al., 2000; Skjerlie et al., 2000). Οι γρανίτες αυτοί έχουν διεισδύσει κατά προτίμηση μέσα στο μανδυακό περιδοτίτη ή το σωρειτικό γάββρο της οφιολιθικής ακολουθίας.

Παρόλα αυτά, με βάση τα γεωχημικά και ισοτοπικά χαρακτηριστικά των Xiwan αλβιτικών γρανιτών, που μελέτησαν οι Li and Li (2003) κατέληξαν στο συμπέρασμα ότι οι γρανίτες αυτοί δημιουργήθηκαν από χαμηλού βαθμού μερική τήξη της καταδύμενης ωκεάνιας λιθοσφαιρικής πλάκας, σε αρκετά υψηλές πιέσεις, ικανές για να σταθεροποιήσουν το γρανάτη και την αμφίβολο. Αυτοί ήταν και οι πρώτοι αδακιτικοί γρανίτες που παρατηρήθηκαν μέσα στους BA Jiangxi οφιολίθους. Θεωρήθηκε μάλιστα, ότι αυτοί οι αδακιτικοί γρανίτες αποτελούν ένα νέο τύπο γρανίτη μέσα σε οφιολίθους, διότι αυτοί δεν παρουσιάζουν μόνο διαφορετικά γεωχημικά χαρακτηριστικά, σχετικά με τους άλλους τύπους των οφιολιθικών γρανιτών, αλλά επιπλέον έχουν μια πολύ διαφορετική γεωλογική σημασία (Li and Li, 2003).

Η αναγνώριση της αδακιτικής φύσης αυτών των γρανιτών μέσα στους οφιολίθους υποδηλώνει ότι αυτοί μπορεί να δημιουργήθηκαν όχι μόνο κατά τη διάρκεια διάνοιξης του ωκεανού, της διάτμησης του ωκεάνιου φλοιού ή της επώθησης της ωκεάνιας λιθόσφαιρας, όπως πιστευόνταν μέχρι τότε, αλλά και κατά τη διάρκεια της διαδικασίας της υποβύθισης της ωκεάνιας λιθόσφαιρας (Li and Li, 2003).

Η προέλευση του αδακίτη δια μέσου της τήξης του καταδύμενου βασαλτικού ωκεάνιου φλοιού στηρίζεται σε πληθώρα παρατηρήσεων και σε ισχυρά πειραματικό υπόβαθρο. Μία τέτοια πειραματική διαδικασία της τήξης των βασαλτικών πετρωμάτων σε συνθήκες σταθερότητας του γρανάτη και/ή κορεσμένη ή αφυδατωμένη τήξη των αμφιβολιτών, είχε πράγματι ως αποτέλεσμα την παραγωγή αδακιτικού τήγματος (Beard and Lofgren, 1989, 1991; Rapp et al., 1991; Rushmer,

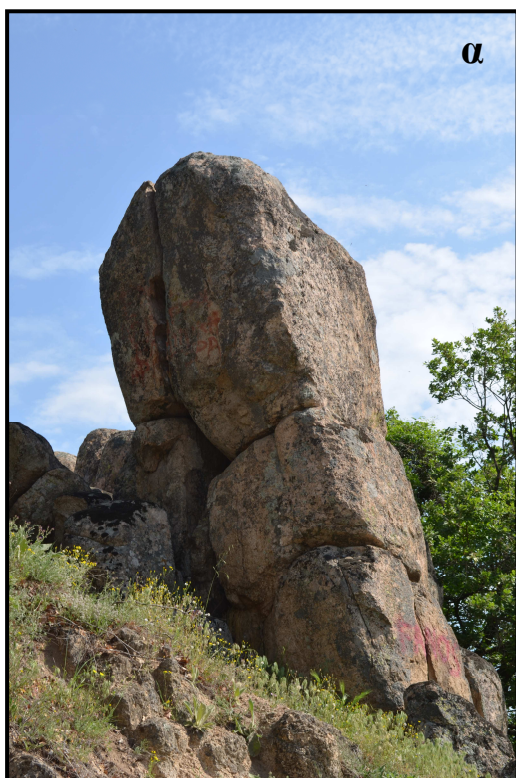
1991; Sen and Dunn, 1994; Winther and Newton, 1992; Wolf and Wyllie, 1991) (Castillo, 2012).

Έπειτα από την εργασία των Defant και Drummond (1990), οι αναφορές για την ύπαρξη αδακιτικών εμφανίσεων ανά τον κόσμο έχουν αυξηθεί σε πολύ μεγάλο βαθμό. Εντούτοις, τα διαγνωστικά γεωχημικά χαρακτηριστικά των αδακιτών έχουν προσαρμοστεί αντίστοιχα από μεταγενέστερους ερευνητές, έτσι ώστε να περιλαμβάνουν περισσότερες ποικιλίες του αδακίτη σε ένα εύρος γεωτεκτονικών περιβαλλόντων. Συγκεκριμένα, έχει δοθεί έμφαση στις τεκτονικές περιοχές που επιτρέπουν στην καταδυόμενη πλάκα να είναι ασυνήθιστα θερμή έτσι ώστε ακόμα και παλιός ή ψυχρός ωκεάνιος φλοιός να υποστεί τήξη. Για παράδειγμα, έχει αναφερθεί σχηματισμός αδακιτικών πετρωμάτων από καταδυόμενους ωκεάνιους βασάλτες, ανεξαρτήτως ηλικίας, κατά τη διάρκεια τόσο της έναρξης της υποβύθισης και της λήξης αυτής (Sajona et al., 1993, 1996, αντίστοιχα), όσο και κατά τη σύγκλιση των λιθοσφαιρικών πλακών (Sajona et al., 1994, 2000), σε εξαιρετικά πλάγια υποβύθιση (Yogodzinski et al., 1995) ή κατά τη διάρκεια χαμηλής ταχύτητας υποβύθισης (Beate et al., 2001; Bourdon et al., 2002; Gutscher et al., 2000), που οδηγεί στη δημιουργία ασθενοσφαιρικών παραθύρων, στην απόσπαση τμήματος της πλάκας και τέλος, στη σύγκρουση και υποβύθιση της μεσοωκεάνιας ράχης (Castillo, 2012).

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 4

4.1. Ο ΓΡΑΝΙΤΗΣ ΤΟΥ ΦΑΝΟΥ

Ο γρανίτης του Φανού αποτελεί έναν πλουτωνίτη Ιουρασικής ηλικίας, ο οποίος συντελείται από υπεραργιλικούς, ασβεσταλκαλικής σύστασης και υψηλού πυριτίου λεπτόκοκκους έως αδρόκοκκους λευκογρανίτες (Εικ.4.1.1 α και β) (Christofides et al., 1990; Soldatos et al., 1993). Ο πλουτωνίτης αυτός σχετίζεται με την οφιολιθική σειρά Μεσοζωικής ηλικίας της Γευγελής, αποτελώντας τη μεγαλύτερη γρανιτική εμφάνιση που διεισδύει (Εικ.4.1.2) μέσα στο οφιολιθικό αυτό σύμπλεγμα (διεύθυνσης B-N) (Mercier, 1966) (Μιχαήλ, 2014). Σύμφωνα με τους Zachariadis et al. (2006) η ζώνη υποβύθισης που σχετίζεται με το μαγματισμό αυτό που παρατηρείται στη Γευγελή θεωρείται ότι έλαβε χώρα κατά τη διάρκεια του Μέσου – Άνω Ιουρασικού, μεταξύ 169 – 160 Ma.



Εικόνα 4.1.1: Μαξιλαρωειδής διάβρωση του Γρανίτη του Φανού (φωτογραφίες: από προσωπικό αρχείο)



Εικόνα 4.1.2: Επαφή διείσδυσης του Γρανίτη του Φανού με τους οφιόλιθους της Γευγελή (φωτογραφία: από προσωπικό αρχείο)

Ο γρανίτης αυτός, εκτός των άλλων είναι άμεσα συνδεδεμένος με τη μεταλλοφορία του μολυβδαινίτη. Η παρουσία της μεταλλοφορίας αυτής μάλιστα στις επαφές του γρανίτη με τον οφιόλιθο, υποδηλώνει την ύπαρξη υψηλών θερμοκρασιών, κατά το στάδιο της κρυστάλλωσής του (Ζαχαριάδου και Δημητριάδης, 1994), καθώς η απόθεση της μεταλλοφορίας μολυβδαινίου λαμβάνει χώρα σε θερμοκρασίες 550-750°C κοντά στη μαγματική πηγή (Bernard et al., 1990) (Μιχαήλ, 2014).

Το τμήμα αυτό της διείσδυσης στην ΠΓΔΜ είναι γνωστό ως Gurnicet γρανίτης (Mercier, 1968), ενώ στην Ελλάδα ως γρανίτης του Φανού (Andronopoulos, 1965; Mercier, 1968; Tsamandourides and Pergamalis, 1977; Bébien, 1982) (Christofides et al., 1990). Η ηλικία του γρανίτη του Φανού προσδιορίστηκε με διάφορες μεθόδους ραδιοχρονολόγησης από πολλούς ερευνητές (Borsi et al., 1966; Marakis, 1969; Spray et al., 1984). Αναφορικά οι Borsi et al. (1966), χρησιμοποιώντας τις μεθόδους του K-Ar και Rb-Sr σε βιοτίτη πρότειναν, ότι ο γρανίτης του Φανού έχει ηλικία 150 ± 2 Ma, μία ηλικία που δεν απέχει πολύ από την ηλικία των 148 ± 3 Ma (μέθοδος K-Ar σε βιοτίτη), που προτάθηκε από τους Spray et al. (1984) (Christofides et al., 1990; Soldatos et al., 1993), ενώ η πιο πρόσφατη μελέτη απέδωσε ηλικία 158 ± 1 Ma (Anders et al., 2005) (Μιχαήλ, 2014).

Πριν παρατεθούν με λεπτομέρειες τα επιμέρους χαρακτηριστικά αυτού του γρανίτη, θα ήταν σκόπιμο να αναφερθούν λίγα λόγια για τους οφιόλιθους, μέσα στους οποίους φιλοξενείται.

Λίγα λόγια για τους οφιόλιθους:

- Οφιόλιθοι της Ελλάδας

Οι οφιολιθικές σειρές στην Ελλάδα και την ΠΓΔΜ (Εικ.4.1.3), μέχρι την οποία εκτείνονται αυτές οι σειρές προς το Βορρά, σχηματίζουν δύο διαφορετικές οφιολιθικές ζώνες με γενική διεύθυνση ΒΔ-ΝΑ. Η μία από αυτές, όπου αποτελεί τη δυτική οφιολιθική ζώνη, είναι μέρος των Κεντρικών Διναρίδων και Ελληνίδων Οροσειρών και η άλλη, η ανατολική οφιολιθική ζώνη, αποτελεί μέρος των Εσωτερικών Διναρίδων και Ελληνίδων (Nicolas and Jackson, 1972; Bébien et al., 1980; Karamata et al., 1980) (Christofides et al., 1990; Soldatos et al., 1993).

Τμήμα της ανατολικής ζώνης θεωρείται η οφιολιθική σειρά της Γευγελής (Εικ.4.1.4), που τοποθετείται γεωλογικά στη γεωτεκτονική Ζώνη του Αξιού και εκτείνεται τόσο στην Ελλάδα, όσο και στην ΠΓΔΜ (Christofides et al., 1990; Soldatos et al., 1993). Οι οφιόλιθοι της γεωτεκτονικής αυτής Ζώνης του Αξιού σχηματίζουν μία ασυνεχή ζώνη, που εκτείνεται από την ΠΓΔΜ στα Βόρεια μέχρι τη Β. Ελλάδα στα Νότια. Χαρακτηριστικό γνώρισμα της ανατολικής Ζώνης Αξιού και της σύνδεσής της με τη Σερβομακεδονική Μάζα αποτελούν οι εμφανίσεις των αλκαλικών γρανιτοειδών Άνω Ιουρασικής ηλικίας, που έχουν παρατηρηθεί στη ζώνη αυτή. Σε γενικές γραμμές στην περιοχή αυτή συναντώνται δύο κύριοι τύποι γρανιτοειδή μαγματισμού, που κατανέμονται ως εξής:

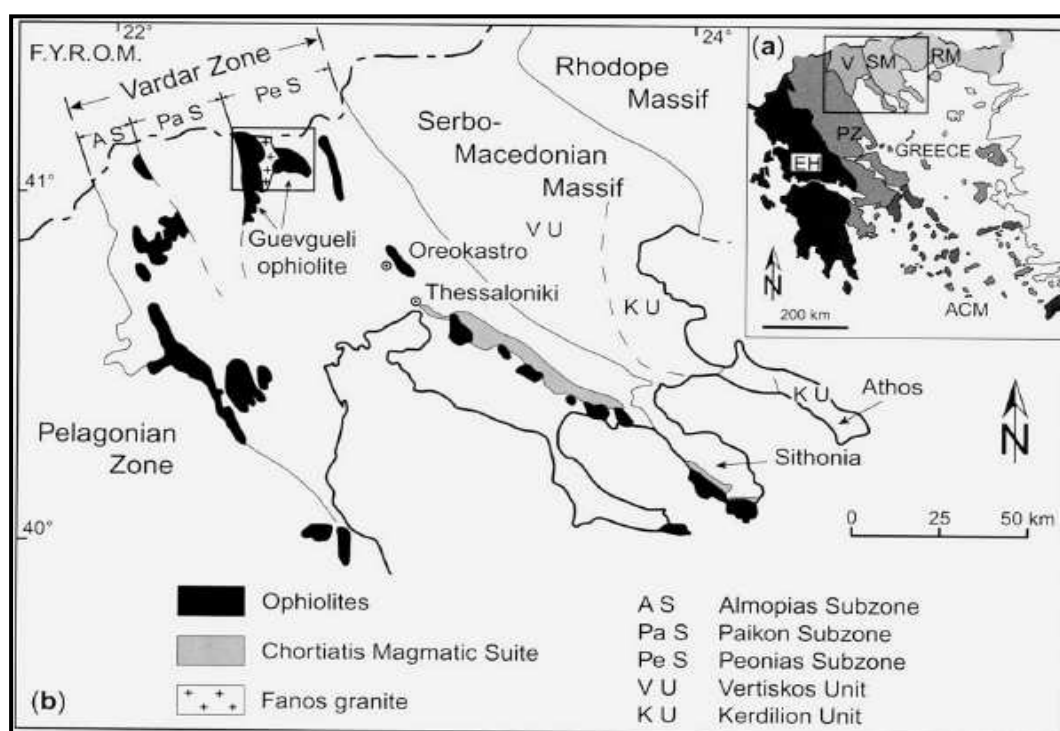
- 1) στα νότια ο μαγματισμός αυτός χαρακτηρίζεται από σχετικά μεγάλες γρανιτοειδείς εμφανίσεις, που διεισδύουν τόσο μέσα τους οφιόλιθους της ανατολικής Ζώνης του Αξιού, όσο και στο μεταμορφωμένο υπόβαθρο της Σερβομακεδονικής Μάζας, ενώ
- 2) στα βόρεια ο μαγματισμός αυτός εμφανίζεται με τη μορφή μικρών γρανιτοειδών, πετρογενετικά ευμετάβλητων σωμάτων, που χωρικά συνδέονται με τους οφιόλιθους (Šarić et al., 2009).

Ένα πιθανό γεωδυναμικό σενάριο για το γρανιτοειδή μαγματισμό Ιουρασικής ηλικίας στα νότια εμπλέκει το σχηματισμό μαγμάτων του μανδύα και του κατώτερου φλοιού, τα οποία εξελίχθηκαν μεταγενέστερα από αφομοίωση κλασματικής

κρυστάλλωσης (assimilation fractional crystallization-AFC) (νοτιότερα γρανιτοειδή) και κλασματική κρυστάλλωση (fractional crystallization- FC) (γρανίτης του Φανού) (Šarić et al., 2009).

Επομένως, θεωρείται ότι η τοποθέτηση των οφιολίθων στα ανατολικά της Ζώνης Αξιού στο Άνω Ιουρασικό, ακολουθήθηκε από διεργασίες σύγκρουσης υψηλής θερμοκρασίας, όπου μετά τη σύγκρουση, μάγματα παραγόμενα από το μανδύα διείσδυσαν στον κατώτερο ηπειρωτικό φλοιό (Šarić et al., 2009).

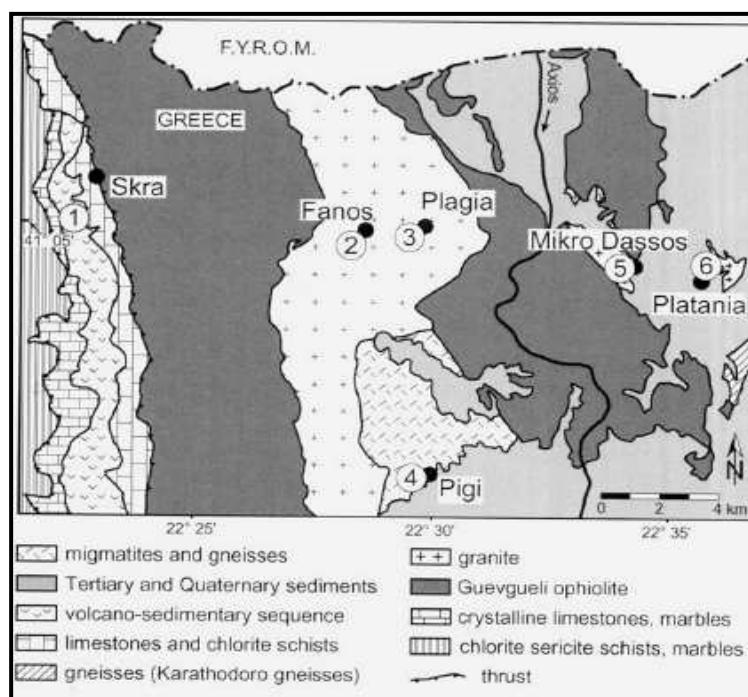
Οι οφιολίθοι αυτοί, όσον αφορά την Ελλάδα, όπως αναφέρθηκε και προηγουμένως, σχετίζονται με τη μεγάλη διείσδυση του γρανίτη του Φανού κατά τη διάρκεια του Άνω Ιουρασικού, που αποτελεί μια ειδική περίπτωση γρανίτη, καθώς χαρακτηρίζεται από μια ομοιόμορφη ισοτοπική σύσταση για διαφορετικά εξελιγμένα πετρώματα (Šarić et al., 2009).



Εικόνα 4.1.3: (a) Γεωτεκτονικός χάρτης των Ελληνίδων ζωνών, (b) Απεικόνιση των οφιολίθων της Γευγελής και γενικότερα της Γεωτεκτονικής Ζώνης Αξιού, της μαγματικής σειράς του Χορτιάτη και του Γρανίτη του Φανού (κατά Anders et al., 2005)

- Οφιόλιθοι της Γευγελής:

Το οφιολιθικό σύμπλεγμα της Γευγελής (Εικ.4.1.4) εμφανίζεται τόσο στην Ελλάδα όσο και στην ΠΓΔΜ, ξεκινώντας από τη Γουμένισσα, που βρίσκεται στο Νομό Κιλκίς στην Κεντρική Μακεδονία, διατρέχοντας μια απόσταση περίπου 60 Km βόρεια, προς την ΠΓΔΜ (Bébién, 1977,1981,1982). Στην Ελλάδα η ακολουθία αυτή περιλαμβάνει ένα μιγματικό και γενεσιακό υπόβαθρο, καθώς και τμήματα διαμελισμένου οφιόλιθου, που επωθούνται επάνω σε μια ηφαιστειοϊζηματογενή ακολουθία Ιουρασικής ηλικίας (Bébién, 1977; Spray et al., 1984). Εξαιτίας της ύπαρξης ενός ρήγματος, η σειρά των οφιολίθων χωρίζεται σε δύο διακριτές πετρογραφικές ενότητες, τη δυτική και την ανατολική. Η δυτική ενότητα αποτελείται από γαββρικά σωρευτικά πετρώματα καλυμμένα από στρωματοειδείς φλέβες και λάβες, τα οποία χαρακτηρίζονται από πολύ χαμηλές περιεκτικότητες K_2O , παρουσιάζοντας ένας θολεϊτικής σύστασης χαρακτήρα. Από την άλλη πλευρά, η ανατολική ενότητα είναι περισσότερο σύνθετη και αποτελείται από γάββρους, συστήματα φλεβών ασβεσταλκαλικής σύστασης, λάβες, καθώς και μαγματικά λατυποπαγή θολεϊτικού χαρακτήρα, περιλαμβάνοντας δολερίτες σε μια διοριτική ή γρανιτική μάζα (Bébién, 1977) (Christofides et al., 1990; Soldatos et al., 1993).



Εικόνα 4.1.4: Γεωλογικός χάρτης της ευρύτερης περιοχής του Φανού, οι αναγραφόμενοι αριθμοί αντιστοιχούν στις θέσεις των δειγμάτων που ελήφθησαν από την περιοχή αυτή (Πίνακα 4.3.1- 2: PL35, PL36, 3: P5) (κατά Anders et al., 2005)

Με βάση τα στρωματογραφικά και ραδιομετρικά στοιχεία (Borsi et al., 1966; Mercier, 1968; Marakis, 1969; Spray et al., 1984), που έχουν προκύψει από σχετικές μελέτες, η ηλικία που έχει προταθεί για την οφιολιθική ακολουθία της Γευγελής είναι Άνω Ιουρασική. Μέσα στους οφιόλιθους αυτούς διεισδύει ο γρανίτης του Φανού, όπου το ανατολικό όριο μεταξύ αυτού και των οφιολίθων της Γευγελής, είναι μία πρωτογενής επαφή διείσδυσης, ενώ το δυτικό όριο μεταξύ αυτών των δύο γεωλογικών σχηματισμών αποτελεί ένα επωθητικό ρήγμα, το οποίο τοποθετεί το γρανίτη του Φανού πάνω από το οφιολιθικό σύμπλεγμα της Γευγελής (Μιχαήλ, 2014).

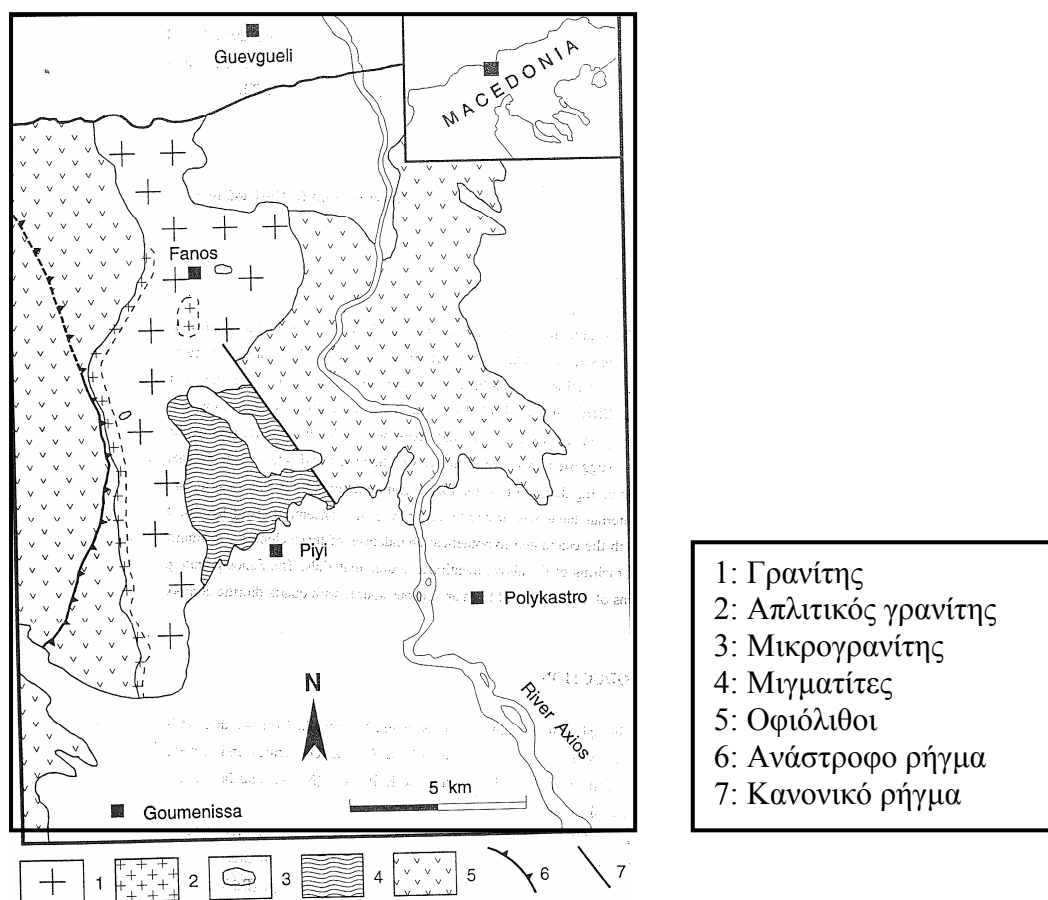
4.2. ΠΕΤΡΟΓΡΑΦΙΚΑ ΧΑΡΑΚΤΗΡΙΣΤΙΚΑ ΤΟΥ ΓΡΑΝΙΤΗ ΤΟΥ ΦΑΝΟΥ

Ο γρανίτης του Φανού, ο οποίος έχει αποτελέσει αντικείμενο έρευνας πολλών ερευνητών (Andronopoulos, 1965; Mercier, 1968; Tsamantourides and Pergamalis, 1977; Bébien, 1982), αποτελεί από πετρολογική άποψη ένα λευκοκρατικό πέτρωμα με σιδηρομαγνησιούχα ορυκτά, τα οποία δεν υπερβαίνουν το 2-3 vol% της ορυκτολογικής σύστασής του. Γενικά, θεωρείται ότι είναι ένα ομοιογενές σώμα, παρόλα αυτά οι διαφορές στο μέγεθος των κόκκων του, αλλά και στο περιεχόμενο του βιοτίτη έως ένα βαθμό, επιτρέπουν τη διάκριση τριών τύπων πετρωμάτων, που είναι ο απλιτικός γρανίτης, ο γρανίτης και ο μικρογρανίτης. Η διάκριση αυτή των γρανιτοειδών πετρωμάτων, όσον αφορά την υπαίθρια παρατήρησή τους, γίνεται ως εξής:

- Ο απλιτικός γρανίτης περιορίζεται στο εξωτερικό τμήμα της διείσδυσης και ειδικότερα στο δυτικό περιθώριο της διείσδυσης αυτής. Ωστόσο, μικρές εμφανίσεις του είναι παρούσες και στο εσωτερικό μέρος της διείσδυσης (όπως για παράδειγμα, στο δρόμο από την Πηγή προς το Φανό).

- Ο γρανίτης είναι ο κύριος τύπος πετρώματος, που παρατηρείται σε όλη την έκταση της διείσδυσης του Φανού.

- Ο μικρογρανίτης παρατηρείται ως μικρές εμφανίσεις, κυρίως στο βόρειο μέρος του γρανίτη του Φανού (Εικ.4.2.1) (Christofides et al., 1990; Soldatos et al., 1993).



Εικόνα 4.2.1: Γεωλογικός χάρτης της περιοχής του Φανού, στον οποίο διακρίνονται εκτός των άλλων οι τρεις τύποι των γρανοτοειδών πετρωμάτων, ο γρανίτης, ο απλιτικός γρανίτης και ο μικρογρανίτης (κατά Soldatos et al., 1993)

Πιο αναλυτικά:

- Απλιτικός γρανίτης

Όσον αφορά τον απλιτικό γρανίτη, αυτός χαρακτηρίζεται ως ένα λεπτόκοκκο πέτρωμα με χρώμα που κυμαίνεται από ρόδινο έως λευκό. Η ορυκτολογική του σύσταση αποτελείται από κοκκώδη συσσωματώματα χαλαζία, καλιούχο άστριο και νατριούχο πλαγιόκλαστο, ενώ δεν περιέχει σιδηρομαγνησιούχα ορυκτά, εκτός από μια μικρή ποσότητα βιοτίτη ($< 0,5 \text{ vol\%}$). Οι καλιούχοι άστριοι ($\text{Or}_{93-90} \text{Ab}_{7-10}$) είναι μικροκλινείς περθιτές και ως επί το πλείστον είναι καολινιομένοι, με το μικροκλινικό χαρακτήρα τους να είναι εμφανής. Τα πλαγιόκλαστα είναι αλβιτικής σύστασης (3-12 $\text{An\%}$) και πολύ συχνά εμφανίζονται σερικιτιωμένα. Ως επουσιώδη ορυκτά, παρατηρούνται ο απατίτης και το ζirkόνιο, ενώ η παρουσία μυρμικιτικών συμφύσεων

είναι σπάνια. Τέλος, η μεταλλοφορία μολυβδαινίτη και σιδηροπυρίτη ως επί το πλείστον, υπό μορφή μικρών φλεβιδίων, που ακολουθεί μικρορήγματα και διακλάσεις, σχετίζεται με τον απλιτικό γρανίτη του δυτικού περιθωρίου του γρανίτη του Φανού (Andronopoulos, 1965; Tsamantourides and Pergamalis, 1977) (Christofides et al., 1990; Soldatos et al., 1993).

- Γρανίτης

Από την άλλη πλευρά, ο γρανίτη αποτελεί ένα μεσόκοκκο έως αδρόκοκκο λευκογρανίτη, με χρώμα που κυμαίνεται από ερυθρώπο έως λευκό. Όταν ο γρανίτης είναι μεσοκοκκώδης έχει συνήθως πορφυριτικό ιστό με ρόδινους κρυστάλλους καλιούχου άστριου, που έχουν μήκος $> 2\text{cm}$. Στη μεγαλύτερη του εμφάνιση είναι έντονα διαβρωμένος, έχοντας μεταβληθεί σε μια χονδρόκοκκη γρανιτική άμμο. Τα κύρια ορυκτά συστατικά του γρανίτη είναι ο χαλαζίας, οι καλιούχοι άστριοι, τα πλαγιόκλαστα και ο βιοτίτης. Οι καλιούχοι άστριοι ($\text{Or}_{74-88}\text{Ab}_{26-12}$) είναι πολύ συχνά καολινιωμένοι και εμφανίζονται ως φαινοκρύσταλλοι, ενώ συχνά εμφανίζονται και ως ισχυρά περθιτιωμένοι κρύσταλλοι με ανομοιογενείς και φλογοειδείς μορφές. Πολύ συχνά μάλιστα, εγκλείουν μικρούς κρυστάλλους πλαγιόκλαστου σε μια πισσολιθική υφή. Επίσης, στα πετρώματα αυτά είναι αρκετά συνηθισμένη η αντικατάσταση του πλαγιόκλαστου και του χαλαζία από καλιούχο άστριο. Τα πλαγιόκλαστα εμφανίζουν ζώνωση, αποτελούμενα από έναν πυρήνα ολιγόκλαστου που κυμαίνεται από An_{28} έως An_{13} και μια περισσότερο νατριούχο περιφέρεια (An_{15} έως An_6). Τόσο οι ζώνες, όσο και ο πυρήνας μετατρέπονται συχνά σε σερικήτη, ενώ παρουσιάζονται συχνά μυρμικιτικές και γραφιτικές συμφύσεις. Ο βιοτίτης αποτελεί το μόνο φεμικό ορυκτό ($< 2\text{ vol\%}$) του γρανίτη και έχει κίτρινο-καστανό προς καστανό χρώμα, ενώ πολύ συχνά αλλοιώνεται σε χλωρίτη. Τέλος, μέσα στο βιοτίτη είναι συνηθισμένη η ύπαρξη ζirkονίου, που εμφανίζει πλεοχρoϊκές άλo, ενώ άλλα εποuσιώδη ορυκτά μέσα σε αυτό το πέτρωμα είναι ο απατίτης, ο τιτανίτης και ο αλλανίτης (Christofides et al., 1990; Soldatos et al., 1993).

- Μικρογρανίτης

Ο μικρογρανίτης εμφανίζεται ως μικρές εμφανίσεις στο βόρειο κυρίως τμήμα του γρανίτη του Φανού. Με βάση το μέγεθος των κόκκων του χαρακτηρίζεται ως ένα

λεπτόκοκκο έως μεσόκοκκο πέτρωμα, που περιέχει ρόδινους φαινοκρυστάλλους καλιούχου άστριου με μήκος > 2 cm. Το πέτρωμα αυτό διαφέρει από το γρανίτη, αναφορικά με το μέγεθος των κόκκων, καθώς είναι πιο λεπτόκοκκο και ως προς το χρώμα, καθώς αυτό είναι πιο μελανοκρατικό πέτρωμα σε σχέση με τον γρανίτη, εξαιτίας της μεγαλύτερης περιεκτικότητας του σε βιοτίτη (> 3 vol%). Τα δύο αυτά πετρώματα βρίσκονται σε επαφή, ωστόσο, αυτή η επαφή δεν είναι απόλυτα ευκρινής. Όσον αφορά την ορυκτολογία, ο μικρογρανίτης είναι παρόμοιος με το γρανίτη, ωστόσο τα ορυκτά αλλανίτης, απατίτης και τιτανίτη είναι πιο άφθονα σε αυτόν τον τύπο πετρώματος, σε σχέση με το γρανίτη. Επιπλέον, στο μικρογρανίτη το πλαγιόκλαστο είναι πιο βασικής σύστασης (πυρήνας An_{27} και περιφέρεια An_{15}) και ο βιοτίτης είναι πιο μαγνησιούχος ($FeO/(FeO+MgO)$) συγκριτικά με το γρανίτη. Στο πέτρωμα αυτό, οι άστριοι έχουν μετατραπεί σε σερικήτη και καολίνητη, ενώ ο βιοτίτης εγκλείει απατίτη και βελονοειδείς μικροκρυστάλλους ρουτιλίου (σαγενίτης). Τέλος, έχουν παρατηρηθεί υπολείμματα κρυστάλλων κεροσίλβης, όπου συχνά παρατηρείται να μετατρέπονται σε βιοτίτη ή να αφομοιώνονται από αστρίους (Christofides et al., 1990; Soldatos et al., 1993).

4.3. ΓΕΩΧΗΜΙΚΑ ΧΑΡΑΚΤΗΡΙΣΤΙΚΑ ΤΟΥ ΓΡΑΝΙΤΗ ΤΟΥ ΦΑΝΟΥ

Η πληθώρα των κύριων στοιχείων των δειγμάτων που αναλύθηκαν, υποδεικνύουν γενικά έναν ασβεσταλκαλικής σύστασης μαγματισμό, όσον αφορά το γρανίτη του Φανού. Ο γρανίτης αυτός είναι ελαφρώς υπεραργιλικός με μοριακό λόγο A/CNK που κυμαίνεται από 1,00-1,08 και παρουσιάζει χαρακτηριστικά I-τύπου γρανίτη (Chappell and White, 1974; White and Chappell, 1977 and 1983), αν και υπάρχουν επίσης κάποια χαρακτηριστικά S-τύπου (Christofides et al., 1990; Soldatos et al., 1993).

Ο I-τύπου γρανίτης προέρχεται από πυριγενούς προελεύσεως πρωτόλιθους και περιέχει μέτριες ποσότητες Al_2O_3 και υψηλές ποσότητες Na_2O . Από την άλλη πλευρά, ο S-τύπου γρανίτης προέρχεται από πρωτόλιθους ιζηματογενούς προελεύσεως και περιέχει υψηλά ποσά Al_2O_3 και σχετικά χαμηλές ποσότητες Na_2O . Από ορυκτολογική άποψη, ο I-τύπος αποτελείται πιο συχνά από αμφιβόλους και πυροξένους, ενώ ο S-τύπος μπορεί να περιέχει γρανάτη, κορδιερίτη και σιλλιμανίτη.

Παρόλα αυτά όμως και οι δύο αυτοί τύποι του γρανίτη μπορεί να περιέχουν επίσης στη σύστασή τους βιοτίτη και μοσχοβίτη.

Πιο συγκεκριμένα, όσον αφορά αυτούς τους τύπους, στο διάγραμμα Q-Ab-Or των White et al. (1977) (δεν παρουσιάζεται στην παρούσα εργασία), παρατηρείται:

- 1) Υψηλή περιεκτικότητα σε SiO_2 (%) με μικρή διακύμανση (S-τύπου)
- 2) Na_2O (%) > 3,25 (%) (I-τύπου)
- 3) Χαμηλή περιεκτικότητα σε CaO (%) (0,91%) (S-τύπου)
- 4) Λόγος $\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{CaO}+\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}) < 1,1$ mol. (I-τύπου)
- 5) Περιεκτικότητα σε κορούνδιο < 1% για τα περισσότερα δείγματα (I-τύπου)
- 6) Γραμμικές σχέσεις στα διαγράμματα μεταβολής (I-τύπου)
- 7) Μικρή έως ανύπαρκτη παρουσία μοσχοβίτη, παρουσία τιτανίτη και εγκλείσματα απατίτη στο βιοτίτη (I-τύπου)
- 8) Μεταλλοφορία Mo (μολυβδαινίου) (I-τύπου) με τα πετρώματα του Φανού να αποτυπώνονται στο πεδίο του I-τύπου.

Επομένως, συμπεραίνεται ότι η προέλευση του γρανίτη του Φανού, σχετίζεται πιθανόν με μια πηγή πυριγενούς χαρακτήρα, αν και η συμμετοχή μιας ιζηματογενούς πηγής δεν μπορεί να αποκλειστεί απόλυτα (Christofides et al., 1990; Soldatos et al., 1993).

Παρακάτω παρουσιάζονται με περισσότερες λεπτομέρειες τα γεωχημικά χαρακτηριστικά του γρανίτη του Φανού, που αφορούν ωστόσο τα χαρακτηριστικά των δύο, εκ των τριών τύπων των γρανιτοειδών του Φανού, του μικρογρανίτη και του γρανίτη, καθώς αυτά τα δείγματα ελήφθησαν υπόψη στην παρούσα εργασία. Τα αντίστοιχα δείγματα του απλιτικού γρανίτη δεν παρουσιάζονται εδώ. Πιο συγκεκριμένα, δίνονται τα δείγματα που αναλύθηκαν, τα κύρια στοιχεία, τα ιχνοστοιχεία αυτών, καθώς επίσης και τα αντίστοιχα διαγράμματα Harker, τα οποία απεικονίζουν γραφικά τη συμπεριφορά των χημικών αυτών στοιχείων με τη μεταβολή του SiO_2 . Τέλος, δίνονται οι σπάνιες γαίες των δειγμάτων σε συνάρτηση με το SiO_2 και το διάγραμμα των ανηγμένων τιμών των σπάνιων γαιών ως προς τις αντίστοιχες τιμές του χονδρίτη.

Πίνακας 4.3.1: Χημικές αναλύσεις των δειγμάτων των γρανιτοειδών του Φανού
(μικρογρανίτη και γρανίτη)

Χημικές αναλύσεις κύριων στοιχείων

Sample	Zr	Zr XRF	Y	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb
FP4 Microgranite	262.00	290.00	17.00	70.40	109.70	12.37	37.60	5.25	1.07	3.09	0.48
FP1 Microgranite	221.00	260.00	15.40	58.40	99.70	10.39	31.20	4.42	0.98	2.56	0.44
PL3 Granite	165.00	152.00	17.70	63.80	107.10	10.53	29.50	4.14	0.71	2.42	0.43
PL1 Granite	126.00	131.00	17.10	57.00	95.60	9.72	27.80	3.88	0.74	2.21	0.43
FANOS Granite	126.00		13.50	47.90	81.70	8.09	23.70	3.20	0.61	1.77	0.34
PL2 Granite	134.00	136.00	16.80	61.60	98.80	10.13	29.50	3.98	0.79	2.48	0.43
P1 Granite	133.00	143.00	14.60	47.40	82.40	8.10	24.00	3.35	0.60	1.96	0.35
MD1 Granite	111.00	117.00	13.80	54.70	74.40	9.06	25.60	3.28	0.50	1.65	0.32
MD2 Granite	80.00	91.00	8.20	31.20	48.70	5.31	15.10	2.06	0.35	1.00	0.18
PL35 Granite And	98.00		8.00								
P5 Granite And	121.00		11.00	31.37	61.29	5.39	16.41	2.18	0.38	1.56	0.21
P3 Granite	56.00	69.00	6.10	16.70	25.10	2.80	7.10	1.10	0.26	0.69	0.10
PL36 Granite And	42.00		7.00								

Χημικές αναλύσεις ιχνοστοιχείων

Sample	Ba	Cs	Ga	Hf	Nb	Rb	Sr	Ta	Th	U	V
FP4 Microgranite	910.00	4.70	16.90	7.30	30.00	276.00	469.00	2.10	44.90	9.20	39.00
FP1 Microgranite	969.00	3.80	15.20	6.80	32.00	252.00	427.00	2.70	45.00	10.10	30.00
PL3 Granite	479.00	2.90	15.70	6.50	35.00	232.00	280.00	2.60	70.60	12.60	23.00
PL1 Granite	512.00	2.70	15.80	4.80	33.00	228.00	289.00	2.40	54.40	10.30	21.00
FANOS Granite	475.00	2.80	15.10	4.60	32.00	219.00	281.00	2.50	45.00	9.60	17.00
PL2 Granite	491.00	2.90	14.70	5.00	29.00	230.00	289.00	2.30	54.10	8.90	22.00
P1 Granite	469.00	2.20	14.30	5.50	35.00	238.00	247.00	2.50	55.50	13.10	17.00
MD1 Granite	262.00	2.20	16.00	4.90	37.00	234.00	161.00	2.70	59.30	8.60	11.00
MD2 Granite	254.00	3.30	14.10	3.70	27.00	243.00	138.00	2.40	40.60	5.20	7.00
PL35 Granite And	297.00		14.00		29.00	232.00	168.00		39.00	10.00	
P5 Granite And	387.00		15.00		32.00	250.00	213.00		46.00	11.00	
P3 Granite	215.00	2.00	13.50	3.00	25.00	249.00	112.00	2.00	32.40	14.40	5.00
PL36 Granite And	103.00		13.00		29.00	221.00	85.00		30.00	7.00	

Χημικές αναλύσεις ιχνοστοιχείων (συνέχεια)

Sample	Zr	Zr XRF	Y	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb
FP4 Microgranite	262.00	290.00	17.00	70.40	109.70	12.37	37.60	5.25	1.07	3.09	0.48
FP1 Microgranite	221.00	260.00	15.40	58.40	99.70	10.39	31.20	4.42	0.98	2.56	0.44
PL3 Granite	165.00	152.00	17.70	63.80	107.10	10.53	29.50	4.14	0.71	2.42	0.43
PL1 Granite	126.00	131.00	17.10	57.00	95.60	9.72	27.80	3.88	0.74	2.21	0.43
FANOS Granite	126.00		13.50	47.90	81.70	8.09	23.70	3.20	0.61	1.77	0.34
PL2 Granite	134.00	136.00	16.80	61.60	98.80	10.13	29.50	3.98	0.79	2.48	0.43
P1 Granite	133.00	143.00	14.60	47.40	82.40	8.10	24.00	3.35	0.60	1.96	0.35
MD1 Granite	111.00	117.00	13.80	54.70	74.40	9.06	25.60	3.28	0.50	1.65	0.32
MD2 Granite	80.00	91.00	8.20	31.20	48.70	5.31	15.10	2.06	0.35	1.00	0.18
PL35 Granite And	98.00		8.00								
P5 Granite And	121.00		11.00	31.37	61.29	5.39	16.41	2.18	0.38	1.56	0.21
P3 Granite	56.00	69.00	6.10	16.70	25.10	2.80	7.10	1.10	0.26	0.69	0.10
PL36 Granite And	42.00		7.00								

Χημικές αναλύσεις ιχνοστοιχείων (συνέχεια)

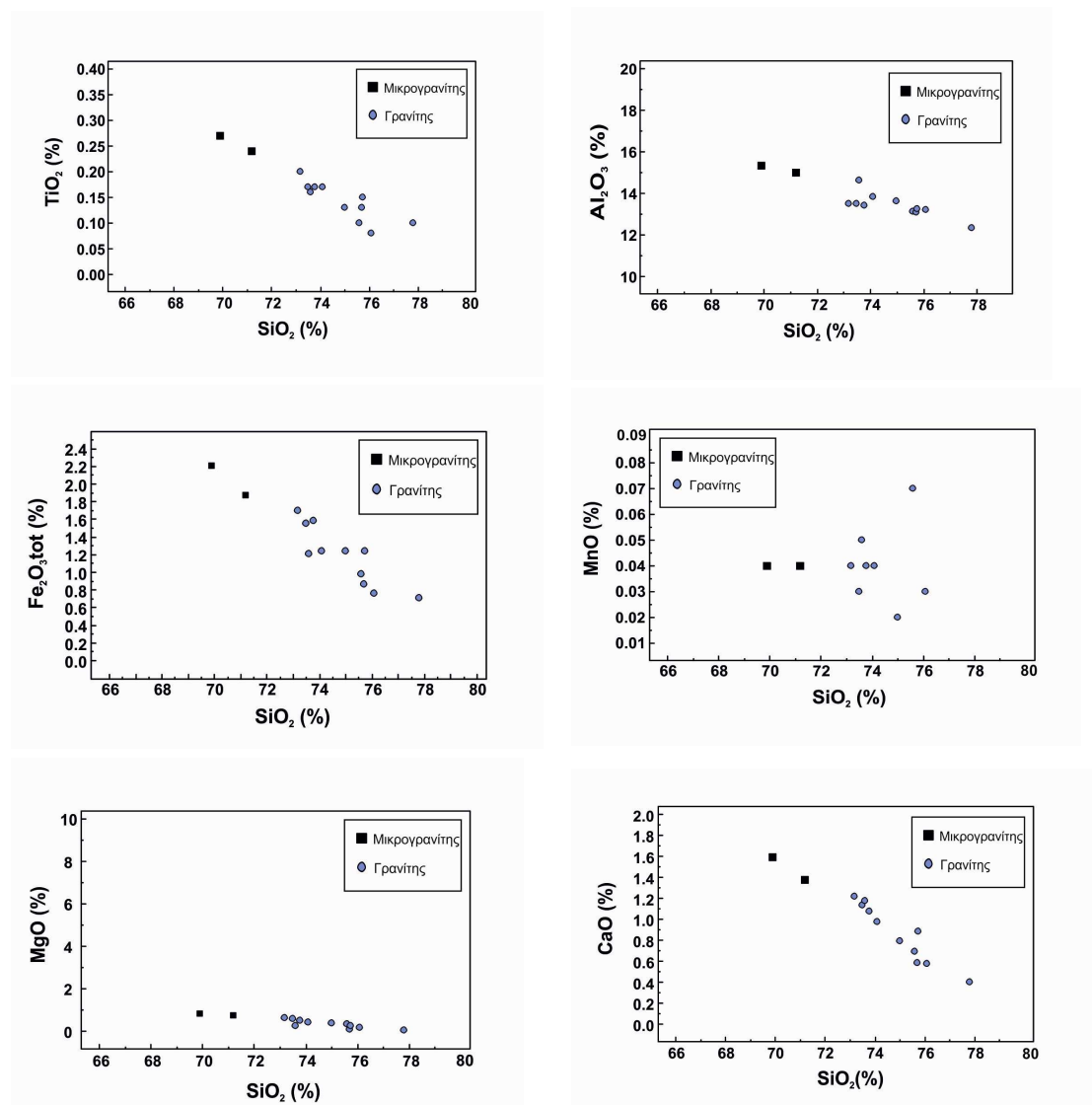
Sample	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	Pb	Ni	Zn
FP4 Microgranite	2.44	0.51	1.69	0.28	1.74	0.31	7.40	2.80	19.00
FP1 Microgranite	2.28	0.45	1.34	0.25	1.59	0.27	8.90	1.50	15.00
PL3 Granite	2.36	0.46	1.67	0.31	1.99	0.36	9.50	2.60	10.00
PL1 Granite	2.28	0.47	1.59	0.31	1.94	0.35	9.70	1.90	9.00
FANOS Granite	1.60	0.36	1.21	0.23	1.76	0.29	9.90	0.60	
PL2 Granite	2.31	0.46	1.55	0.31	1.94	0.34	8.90	2.30	10.00
P1 Granite	1.88	0.39	1.43	0.23	1.75	0.32	8.90	1.30	8.00
MD1 Granite	1.82	0.37	1.27	0.27	1.66	0.32	6.80	2.40	4.00
MD2 Granite	0.95	0.23	0.82	0.17	1.15	0.21	5.20	0.40	3.00
PL35 Granite_And							23.00		8.00
P5 Granite_And	1.30	0.28	0.97	0.17	1.34	0.22	31.00		14.00
P3 Granite	0.68	0.13	0.60	0.12	0.90	0.17	8.50	0.60	5.00
PL36 Granite_And							18.00		6.00

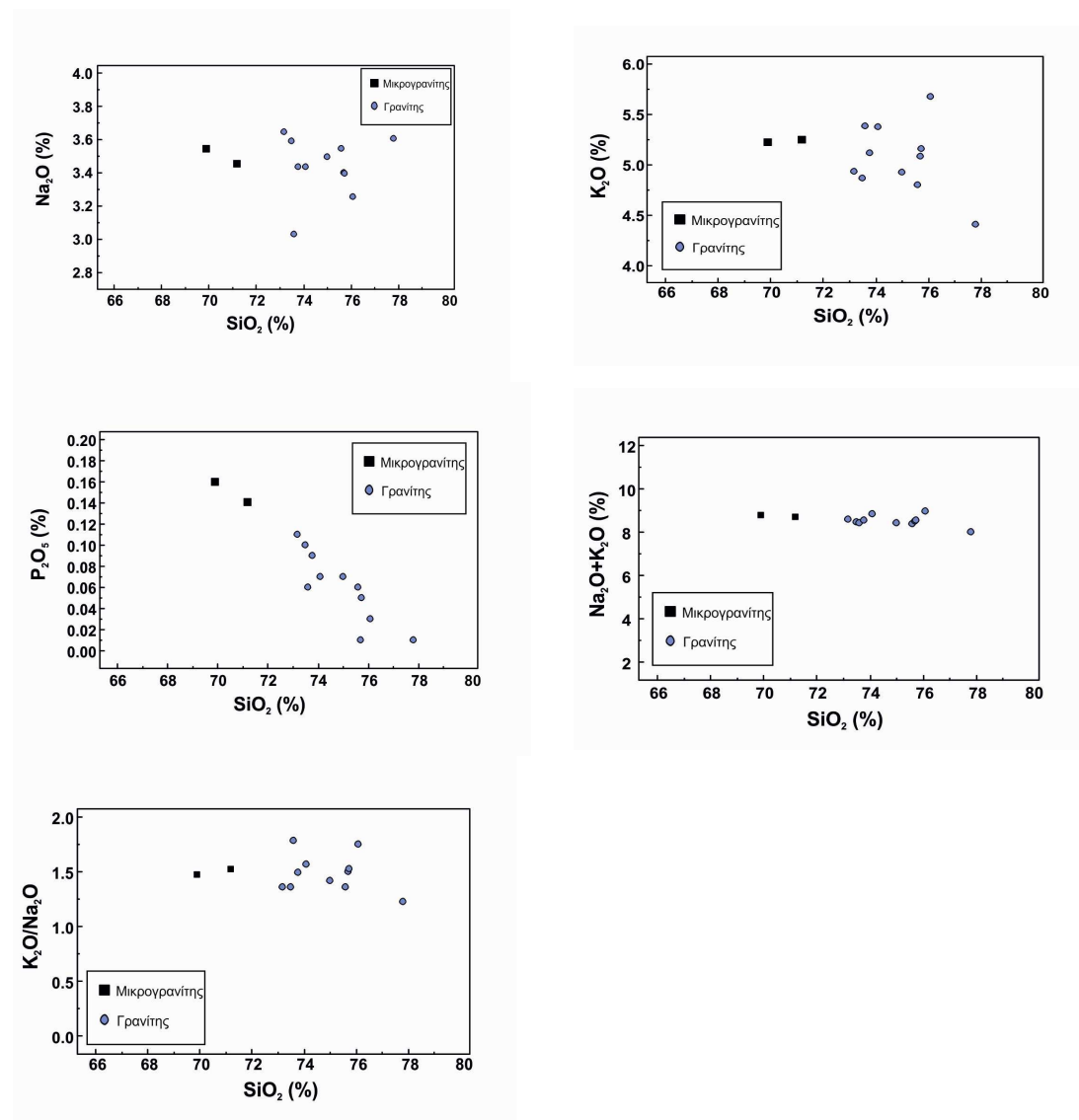
Χημικές αναλύσεις ισοτοπικών λόγων, λόγων ιχνοστοιχείων και κύριων στοιχείων

Sample	$(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$	$(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_i$	$\delta^{18}\text{O}$	Sr/Y	Zr/Sm	La/Sm	La/Yb	Na ₂ O+K ₂ O	K ₂ O/Na ₂ O
FP4 Microgranite				27.59	49.90	13.41	40.46	8.76	1.47
FP1 Microgranite	0.70545	0.51236	7.62	27.73	50.00	13.21	36.73	8.70	1.52
PL3 Granite				15.82	39.86	15.41	32.06	8.57	1.35
PL1 Granite	0.70547	0.51236	7.22	16.90	32.47	14.69	29.38	8.45	1.35
FANOS Granite	0.70554	0.51237		20.81	39.38	14.97	27.22	8.41	1.78
PL2 Granite				17.20	33.67	15.48	31.75	8.54	1.49
P1 Granite				16.92	39.70	14.15	27.09	8.80	1.57
MD1 Granite	0.70559	0.51237	8.03	11.67	33.84	16.68	32.95	8.41	1.41
MD2 Granite				16.83	38.83	15.15	27.13	8.34	1.36
PL35 Granite_And				21.00				8.48	1.49
P5 Granite_And				19.36	55.50	14.39	23.41	8.54	1.52
P3 Granite	0.70516	0.51235	7.66	18.36	50.91	15.18	18.56	8.92	1.74
PL36 Granite_And				12.14				8.00	1.22

Συμπεριφορά κύριων στοιχείων

Η μεταβολή των κύριων χημικών στοιχείων έναντι του SiO_2 παρουσιάζει μια συνεχή τάση, όπως παρατηρείται στο σχήμα 4.3.1, χαρακτηριστική της μαγματικής διαφοροποίησης. Πιο συγκεκριμένα, με βάση τα αντίστοιχα διαγράμματα, τα αλκάλια (Na και K) παρουσιάζουν διάσπαρτη κατανομή με την αύξηση του SiO_2 , ωστόσο, στο διάγραμμα SiO_2 -(Na₂O+K₂O), παρατηρείται μια διαφορετική κατανομή της συγκέντρωσης αυτών των στοιχείων. Επιπλέον, τα οξείδια TiO_2 , Al_2O_3 , $\text{Fe}_2\text{O}_{3\text{tot}}$, CaO και P_2O_5 μειώνονται προοδευτικά, καθώς αυξάνεται το SiO_2 , ενώ το οξείδιο MnO έχει διάσπαρτη κατανομή. Τέλος, το MgO παρουσιάζει μια ελαφριά μείωση, καθώς αυξάνεται το SiO_2 , χωρίς όμως να παρατηρείται ιδιαίτερη μεταβολή των τιμών του MgO.

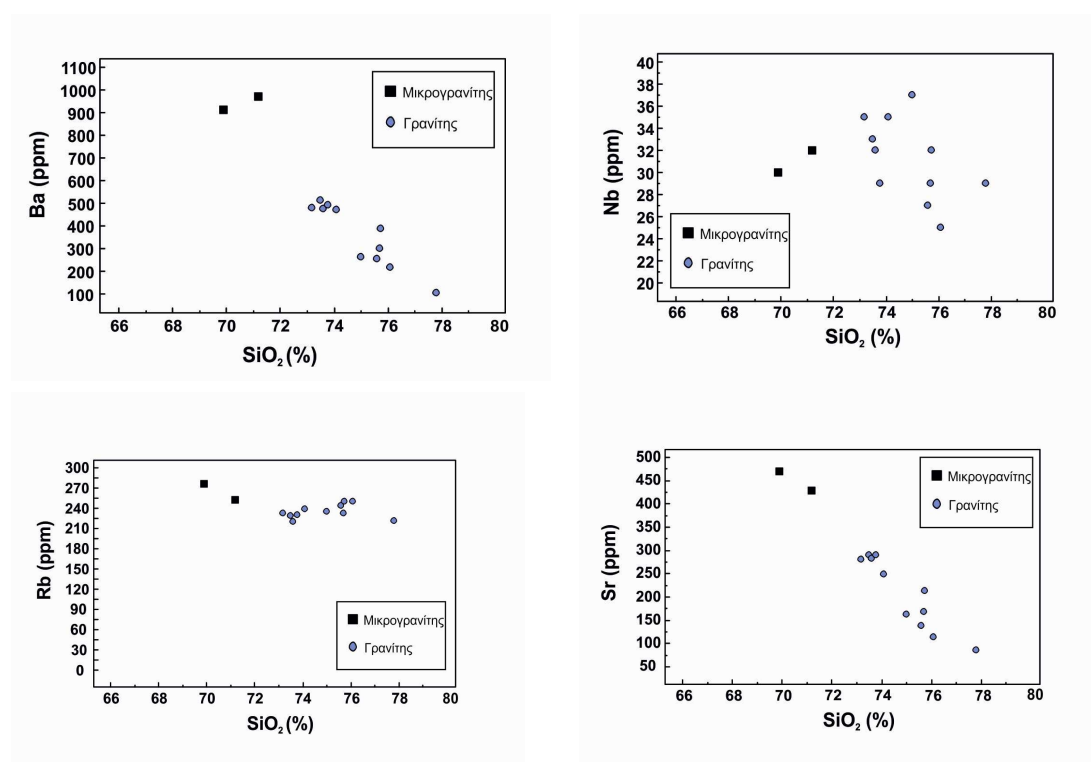


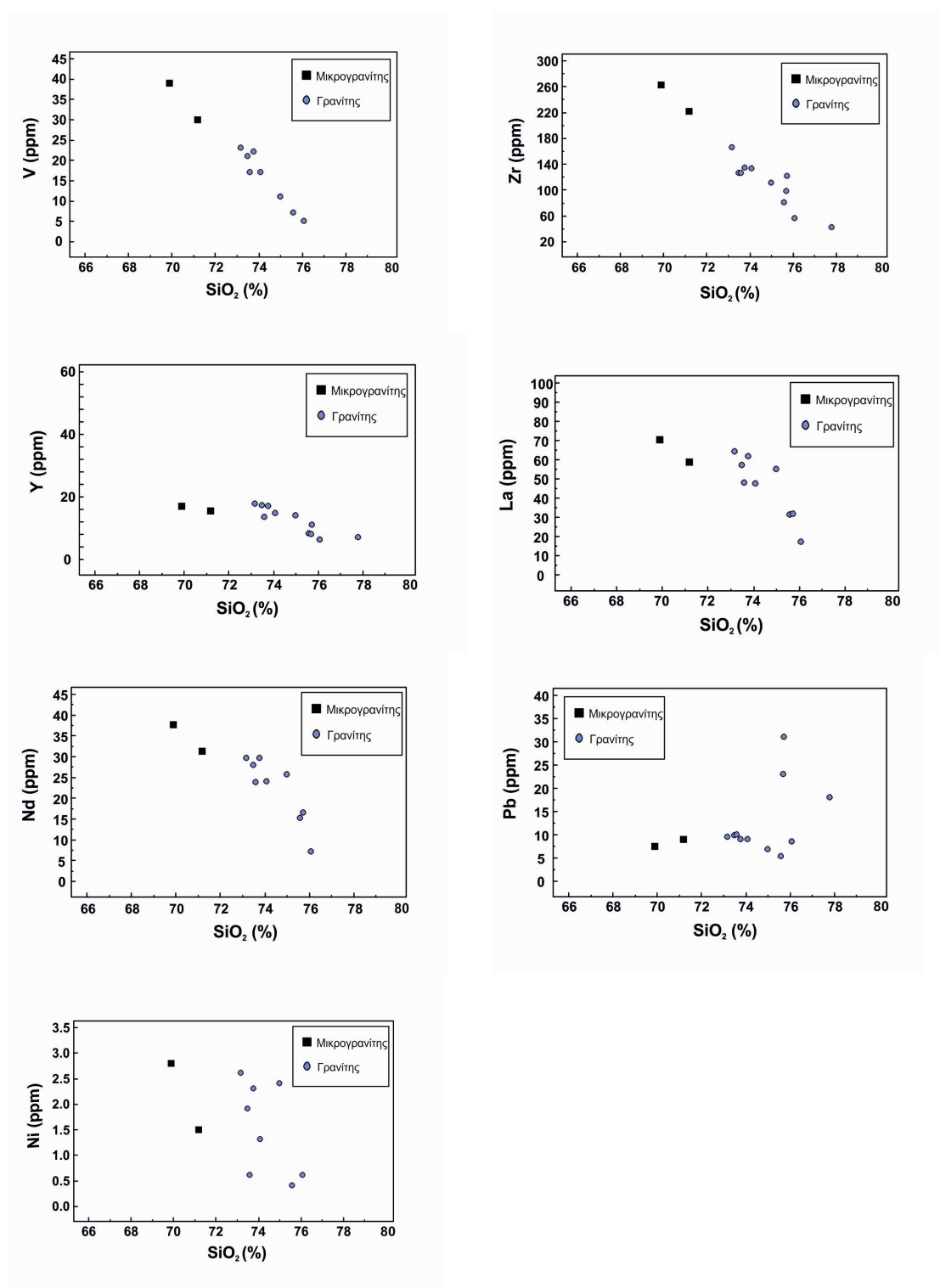


Σχήμα 4.3.1: Προβολή των κύριων στοιχείων με τη μορφή οξειδίων, των δειγμάτων του Γρανίτη του Φανού, με βάση την περιεκτικότητά τους σε SiO_2 , σε διαγράμματα Harker

Συμπεριφορά ιχνοστοιχείων

Η μεταβολή των ιχνοστοιχείων των γρανитоειδών του Φανού (μικρογρανίτης και γρανίτης) σε σχέση με τη μεταβολή του SiO_2 παρουσιάζεται στο παρακάτω σχήμα 4.3.3. Με βάση τα παρακάτω διαγράμματα Harker, παρατηρείται μια ισχυρή μεταβολή των ιχνοστοιχείων από το μικρογρανίτη προς το γρανίτη, καθώς αυξάνεται το SiO_2 , με εξαίρεση το Nb, Rb, Y, Pb και το Ni. Το Nb παρουσιάζει διάσπαρτη κατανομή με μία ελαφριά αύξηση, ενώ το Rb χαρακτηρίζεται από υψηλές τιμές, παρουσιάζοντας σχετικά σταθερή κατανομή, με μια ελαφριά κοίλη διάταξη (ελαφριά μείωση) ωστόσο, καθώς αυξάνεται το SiO_2 . Το Y είναι μειωμένο τόσο στο μικρογρανίτη, όσο και στο γρανίτη, σε σχέση με το SiO_2 παρουσιάζοντας σχετικά σταθερή κατανομή. Τέλος το Pb και το Ni παρουσιάζουν διάσπαρτη μεταβολή, με το Pb να είναι αισθητά μειωμένος στο μικρογρανίτη σε σχέση με το γρανίτη.

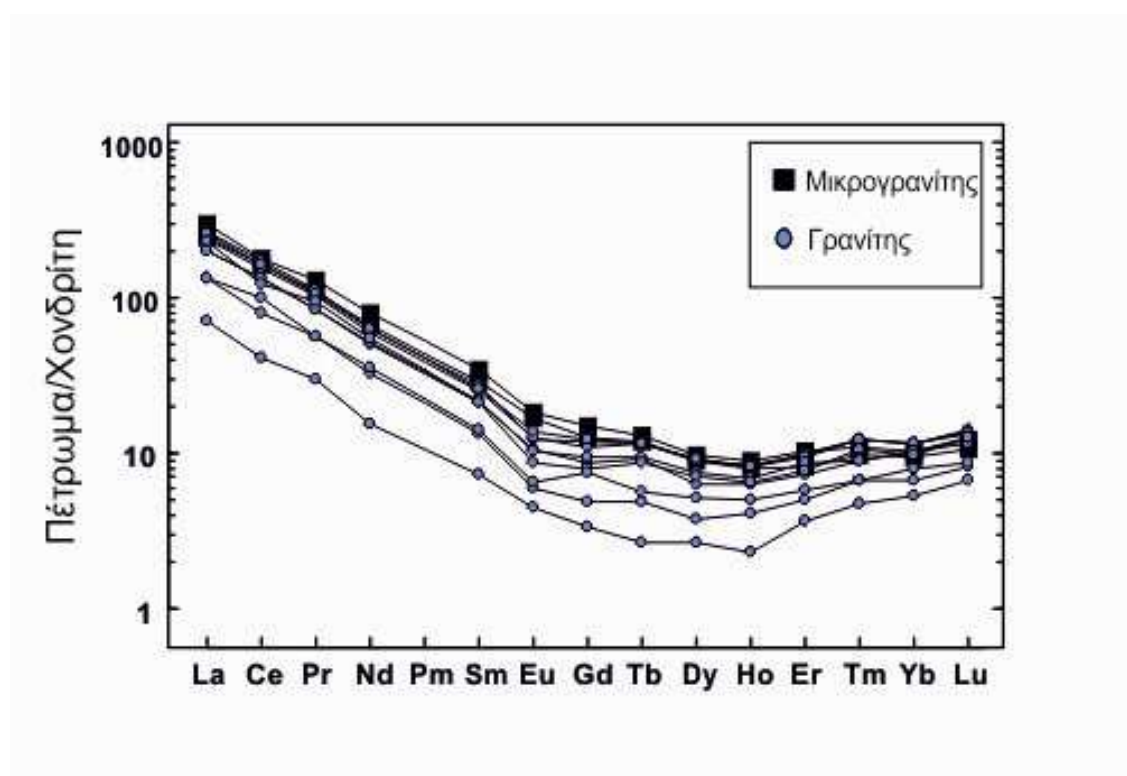




Σχήμα 4.3.3: Προβολή των ιχνοστοιχείων των δειγμάτων του Γρανίτη του Φανού, με βάση την περιεκτικότητά τους σε SiO₂, σε διαγράμματα Harker (δεν προβάλλονται όλα τα ιχνοστοιχεία, παρά μόνο τα σημαντικότερα από αυτά)

Συμπεριφορά σπάνιων γαιών (REE)

Οι ανηγμένες τιμές των σπάνιων γαιών ως προς τις αντίστοιχες τιμές του χονδρίτη δίνονται παρακάτω στο σχήμα 4.3.5. Η ανάλυση των δειγμάτων του μικρογρανίτη και του γρανίτη έδωσαν σημαντικά στοιχεία, όσον αφορά τον προσδιορισμό των σπάνιων γαιών. Οι συγκεντρώσεις των σπάνιων γαιών παρουσιάζονται κανονικοποιημένες ως προς το χονδρίτη, με τις καμπύλες των σπάνιων γαιών να είναι παρόμοιες μεταξύ τους, υποδηλώνοντας με αυτόν τον τρόπο μια κοινή προέλευση για τα δύο αυτά αναλυμένα πετρώματα. Τέλος, σύμφωνα με το διάγραμμα, δεν παρατηρείται κάποια αξιοσημείωτη ανωμαλία των σπάνιων γαιών.



Σχήμα 4.3.5: Κανονικοποιημένο διάγραμμα σπάνιων γαιών (REE) των δειγμάτων του Γρανίτη του Φανού. Η συγκέντρωση κάθε μιας είναι ανηγμένη ως προς την αντίστοιχη συγκέντρωση του Χονδρίτη.

4.4. ΕΞΕΛΙΚΤΙΚΗ ΔΙΑΔΙΚΑΣΙΑ ΤΟΥ ΓΡΑΝΙΤΗ ΤΟΥ ΦΑΝΟΥ

Με βάση τα στοιχεία που προέκυψαν από τις μελέτες που διεξήχθησαν, σχετικά με τη διαδικασία εξέλιξης του γρανίτη του Φανού, προτάθηκε ότι η κύρια διαδικασία που ήταν υπεύθυνη για την εξέλιξη του γρανίτη του Φανού, ήταν η κλασματική κρυστάλλωση του αρχικού μάγματος. Μάλιστα, την ύπαρξη ενός τέτοιου μηχανισμού γένεσης υποστηρίζουν και οι σχέσεις μεταξύ των τύπων πετρωμάτων, από τους οποίους ο απλιτικός γρανίτης, που αποτελεί τον πιο διαφοροποιημένο τύπο πετρώματος, διεισδύει στο γρανίτη (Christofides et al., 1990; Soldatos et al., 1993).

Στην εκτίμηση ενός τέτοιου ισχυρισμού, σημαντικό ρόλο καταλαμβάνει η μελέτη των μεταβολών των ιχνοστοιχείων. Ιδίως μάλιστα τα στοιχεία Rb, Sr και Ba είναι πολύ χρήσιμα για την εκτίμηση της διαδικασίας της κλασματικής κρυστάλλωσης στα γρανιτικά πετρώματα, διότι η συμπεριφορά τους σε αυτά τα πετρώματα συνδέεται ισχυρά με τα κύρια ορυκτά αυτών (άσπριο και μαρμαρυγία) (McCarthy, 1976; Neiva et al., 1987). Πιο συγκεκριμένα, η έντονη μεταβολή στα συμβιβαστά στοιχεία (π.χ. Ba, Sr) και η μικρή μεταβολή στα ασυμβιβαστά στοιχεία (π.χ. Rb, Nb) του γρανίτη του Φανού, συμφωνεί απόλυτα με την υπόθεση της κλασματικής κρυστάλλωσης, ως την κύρια διαδικασία διαφοροποίησης, εξαιρώντας τη διαδικασία της μερικής τήξης (Hanson, 1978; Maaløe, 1985; Cocherie, 1986; Christofides et al., 1989; Christofides et al., 1990; Soldatos et al., 1993) (Christofides et al., 1990; Soldatos et al., 1993).

Όσον αφορά το μοντέλο της κλασματικής κρυστάλλωσης για την εξέλιξη του γρανίτη του Φανού, έχει χρησιμοποιηθεί το πρόγραμμα του πετρογραφικού υπολογισμού των ελάχιστων τετραγώνων, GEMNIX, που σχεδιάστηκε από τον Le Maitre (1981), χρησιμοποιώντας της μέσες συστάσεις των κύριων στοιχείων των τριών τύπων πετρωμάτων, δηλαδή του απλιτικού γρανίτη, του γρανίτη και του μικρογρανίτη. Από τους τρεις αυτούς τύπους πετρωμάτων, ο μικρογρανίτης είναι ο λιγότερο διαφοροποιημένος τύπος του πλουτωνίτη και επομένως θεωρείται ως το μητρικό μάγμα (Christofides et al., 1990; Soldatos et al., 1993).

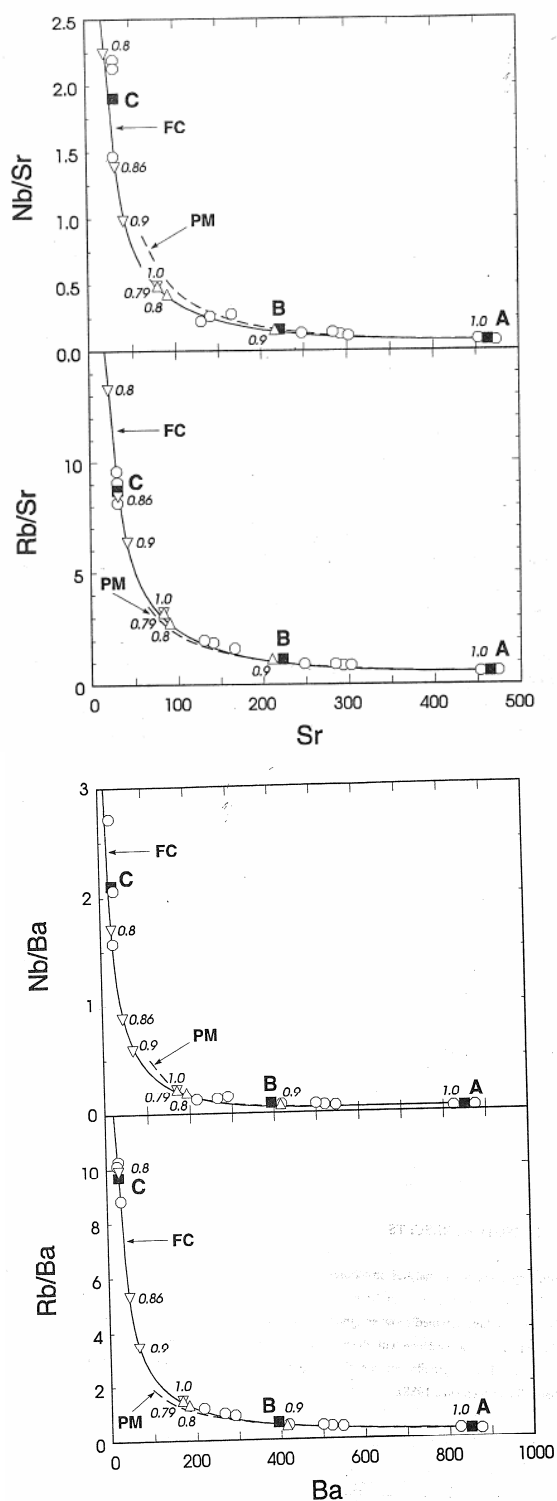
Για την ερμηνεία της διαδικασίας της διαφοροποίησης χρησιμοποιήθηκαν δύο μέθοδοι υπολογισμούς, εκ των οποίων η πρώτη επιχειρεί να δώσει μια απλοποιημένη διαδικασία διαφοροποίησης, όπου ο απλιτικός γρανίτης παράγεται απευθείας από το μικρογρανίτη, ενώ στη δεύτερη μέθοδο θεωρείται ότι η διαδικασία διαφοροποίησης εξελίσσεται κλιμακωτά από τον ένα τύπο πετρώματος προς τον άλλο. Σύμφωνα με τη δεύτερη μέθοδο ο μικρογρανίτης αποτελεί το «μητρικό μάγμα» για το γρανίτη και ο

γρανίτης το «μητρικό μάγμα» για τον απλιτικό γρανίτη (Christofides et al., 1990; Soldatos et al., 1993).

Πιο συγκεκριμένα, σύμφωνα με τους Christofides et al. (1990) και την πρώτη μέθοδο που χρησιμοποιήθηκε, ο απλιτικός γρανίτης προέρχεται απευθείας από το μικρογρανίτη, μέσω της διαδικασίας της μερικής τήξης, με την ορυκτολογική σύσταση του υπολειμματικού ρευστού να είναι καλιούχος αστέριος (38,1%), πλαγιόκλαστο (An_{41}) (45,1%), βιοτίτης (14,2%), τιτανίτης (0,6%) και μαγνητίτης (2,1%). Με βάση τη δεύτερη μέθοδο, ο μικρογρανίτη δημιουργήθηκε μέσω 21% κλασματική κρυστάλλωση του καλιούχου αστέριου (31,1%), πλαγιόκλαστου (An_{41}) (45,1%), βιοτίτη (14,2%), τιτανίτη (0,6%) και μαγνητίτη (2,1%) ενός αρχικού μητρικού μάγματος, που είχε ως αποτέλεσμα το σχηματισμό ενός υπολειμματικού ρευστού. Το υπολειμματικό αυτό ρευστό μέσω 14% κλασματική κρυστάλλωση του καλιούχου αστέριου (59,6%), πλαγιόκλαστου (An_{40}) (33,0%), τιτανίτη (3,0%) και μαγνητίτη (4,4%), έδωσε το γρανίτη, ενώ το υπολειμματικό ρευστό που παρέμεινε έδωσε τέλος τον απλιτικό γρανίτη (Christofides et al., 1990; Soldatos et al., 1993).

Προκειμένου να διευκρινιστεί εάν η διαδικασία διαφοροποίησης των γρανιτοειδών του Φανού ήταν η μερική τήξη ή η κλασματική κρυστάλλωση, δημιουργήθηκαν τα παρακάτω διαγράμματα (Σχήμα 4.5.1), στα οποία απεικονίζεται ο λόγος ασυμβίβαστου/συμβίβαστου 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 διαδικασίες της μερικής τήξης (PM) και της κλασματικής κρυστάλλωσης (FC) δίνουν διαφορετικές καμπύλες κατανομής, με βάση τις οποίες τα γρανιτοειδή πετρώματα του Φανού (λευκοί κύκλοι) ακολουθούν την καμπύλη της κλασματικής κρυστάλλωσης (Soldatos et al., 1993).

Επομένως, με βάση τα διαγράμματα αυτά προτείνεται ότι η κύρια εξελικτική διαδικασία διαφοροποίησης του γρανίτη του Φανού ήταν η κλασματική κρυστάλλωση, παρά η διαδικασία της μερικής τήξης. Συμπερασματικά προτείνεται ότι για το σχηματισμό του γρανίτη απαιτείται 21% κλασματικής κρυστάλλωσης ενός ρευστού μικρογρανιτικής σύστασης, ενώ ο απλιτικός γρανίτης προέρχεται δια μέσου κλασματικής κρυστάλλωσης 14% ενός τήγματος γρανιτικής σύστασης. Τέλος, ο απευθείας σχηματισμός του απλιτικού γρανίτη απαιτεί κλασματική κρυστάλλωση 32% (Christofides et al., 1990; Soldatos et al., 1993).



Σχήμα 4.5.1: Διαγράμματα λόγου ασυμβιβαστού/συμβιβαστού ιχνοστοιχείου Nb/Sr, Rb/Sr και Nb/Ba, Rb/Ba ως προς το συμβιβαστό ιχνοστοιχείο Sr και Ba, αντίστοιχα. Εδώ απεικονίζονται οι διεργασίες μερικής τήξης (PM) και κλασματικής κρυστάλλωσης (FC), όπου A, B και C είναι η μέση σύσταση του μικρογρανίτη, του γρανίτη και του απλιτικού γρανίτη, αντίστοιχα. Ο γρανίτης του Φανού απεικονίζεται με λευκούς κύκλους (κατά Soldatos et al., 1993)

4.5. ΕΡΜΗΝΕΙΑ ΤΩΝ ΓΕΩΧΗΜΙΚΩΝ ΧΑΡΑΚΤΗΡΙΣΤΙΚΩΝ

Τα γεωχημικά χαρακτηριστικά των γρανιτοειδών του Φανού, που αναφέρθηκαν σε προηγούμενη ενότητα, καθώς και η ερμηνεία αυτών, αποτέλεσαν αντικείμενο μελέτης πολλών ερευνητών κατά το παρελθόν. Η χημική μεταβολή των ιχνοστοιχείων αυτών των γρανιτοειδών πετρωμάτων αποτελεί ένα πολύ σημαντικό παράγοντα, καθώς είναι σε θέση να δώσει αξιόπιστα στοιχεία για την ερμηνεία της διαδικασίας σχηματισμού του γρανίτη του Φανού (Christofides et al., 1990). Όπως αναφέρθηκε και προηγουμένως, χρησιμοποιήθηκαν δύο μέθοδοι υπολογισμού για την εκτίμηση της διαδικασίας εξέλιξης του γρανίτη αυτού, με βάση τις οποίες προτάθηκε ως διαδικασία σχηματισμού η κλασματική κρυστάλλωση. Η ερμηνεία λοιπόν αυτών των γεωχημικών χαρακτηριστικών είναι ικανή να καθορίσει τη συγκέντρωση των ορυκτών στα σωρευτικά πετρώματα (cumulates) που προκύπτουν έπειτα από τη διαφοροποίηση των πετρωμάτων αυτών μέσω της κλασματικής κρυστάλλωσης (Christofides et al., 1990).

Τόσο στο πρώτο στάδιο της διαφοροποίησης (από το μικρογρανίτη στο γρανίτη), όσο και στο δεύτερο (από το γρανίτη στον απλιτικό γρανίτη), η μεταβολή των στοιχείων ερμηνεύεται ως εξής, με βάση τα όσα αναφέρουν οι Christofides et al. (1990) and Soldatos et al. (1993):

- Η ελάττωση του ιχνοστοιχείου Sr υποδεικνύει κυρίως το αποχωρισμό του πλαγιοκλάστου
- Η συνεχής μείωση του Ba υποδηλώνει τον αποχωρισμό του καλιούχου αστρίου και του βιοτίτη
- Οι αρνητικές ανωμαλίες του Eu στον απλιτικό γρανίτη (δεν παρουσιάζεται στο αντίστοιχο διάγραμμα των σπάνιων γαιών) υποστηρίζουν τη σημαντική ποσότητα του πλαγιοκλάστου
- Η μείωση του Rb από το μικρογρανίτη στο γρανίτη δηλώνει τη συμμετοχή του βιοτίτη στα σωρευτικά πετρώματα
- Η πολύ μικρή αύξηση του Rb κατά τη διάρκεια της διαφοροποίησης από το γρανίτη στον απλιτικό γρανίτη, εξαιρεί το βιοτίτη ως ορυκτό κλάσμα στο στάδιο αυτό
- Η μικρή αύξηση του λόγου Rb/Sr στο πρώτο στάδιο της διαφοροποίησης προτείνει την κλασματική κρυστάλλωση του πλαγιόκλαστου

- Η σημαντική αύξηση αυτού του λόγου Rb/Sr κατά τη διάρκεια του δεύτερου σταδίου, αντανakλά πιθανόν την απουσία του βιοτίτη από τα σωρευτικά πετρώματα
- Η αύξηση του λόγου K/Ba στο δεύτερο σταδίου είναι το αποτέλεσμα του αποχωρισμού του καλιούχου αστρίου
- Η μείωση του λόγου K/Rb εξαιρεί το βιοτίτη ως μια ορυκτή φάση στα σωρευτικά πετρώματα
- Η συσχέτιση μεταξύ του Eu και Sr προτείνει ότι η κλασματική κρυστάλλωση του Eu προκαλείται ουσιαστικά από το Eu^{2+} , το οποίο είναι ισχυρά συνδεδεμένο με το Sr από γεωχημική άποψη
- Από τους συντελεστές κατανομής του Sr και Eu που είναι >1 μόνο για τα πλαγιόκλαστα και τον καλιούχο άστριο μεταξύ των κύριων ορυκτών (Schnetzer and Philpots, 1970; Nagasawa and Schnetzer, 1971), η παρατηρούμενη τάση υποδηλώνει ότι οι άστριοι είναι τα κύρια ορυκτά που ελέγχουν τη μαγματική διαφοροποίηση στον πλουτωνίτη (cf. Petersen, 1980), ενώ τέλος,
- Όπως είναι γνωστό (cf. Gromet and Silver, 1983; Boztug et al., 1984) η παρουσία των REE στα γρανιτοειδή πετρώματα συγκρατείται ουσιαστικά από τα επουσιώδη ορυκτά. Σύμφωνα με αυτό λοιπόν, η ελάττωση των ΣREE με την αύξηση του SiO_2 στο γρανίτη του Φανού αντανakλά την παρουσία επουσιωδών ορυκτών, όπως ο αλλανίτης, απατίτης, τιτανίτης και ζirkόνιο στα σωρευτικά πετρώματα.

Με βάση την προηγούμενη αναφορά, τα ορυκτά αλλανίτης, απατίτης, τιτανίτη και ζirkόνιο, θεωρούνται υπεύθυνα για την προοδευτική ελάττωση των REE κατά τη διαδικασία της κλασματικής κρυστάλλωσης. Αυτή η ελάττωση είναι προφανής σε όλες τις REE, όμως το ποσοστό αυτής της μείωσης διαφέρει στις επιμέρους ομάδες των REE (LREE, MREE και HREE). Πιο συγκεκριμένα, αν και γενικά τόσο οι LREE (La-Nd) όσο και οι MREE (Pm-Ho) μειώνονται, η μείωση των MREE είναι συγκριτικά μεγαλύτερη. Η κλίση του $(\text{La/Sm})_{\text{cn}}$ αυξάνεται από 9,2-13,4 στα δείγματα του Φανού, ενώ στις HREE (Er-Lu) παρατηρείται μόνο μια ελαφριά μείωση. Σύμφωνα με τους Gromet and Silver (1983) and Henderson (1984), ο αλλανίτης είναι το ορυκτό που ελέγχει κυρίως την κλασματική κρυστάλλωση των LREE, ο απατίτης και ο τιτανίτης την κλασματική κρυστάλλωση των MREE και το

ζirkόνιο την κλασματική κρυστάλλωση των HREE. Με βάση τα παραπάνω, για την ερμηνεία της συμπεριφοράς των REE έχει προταθεί ότι:

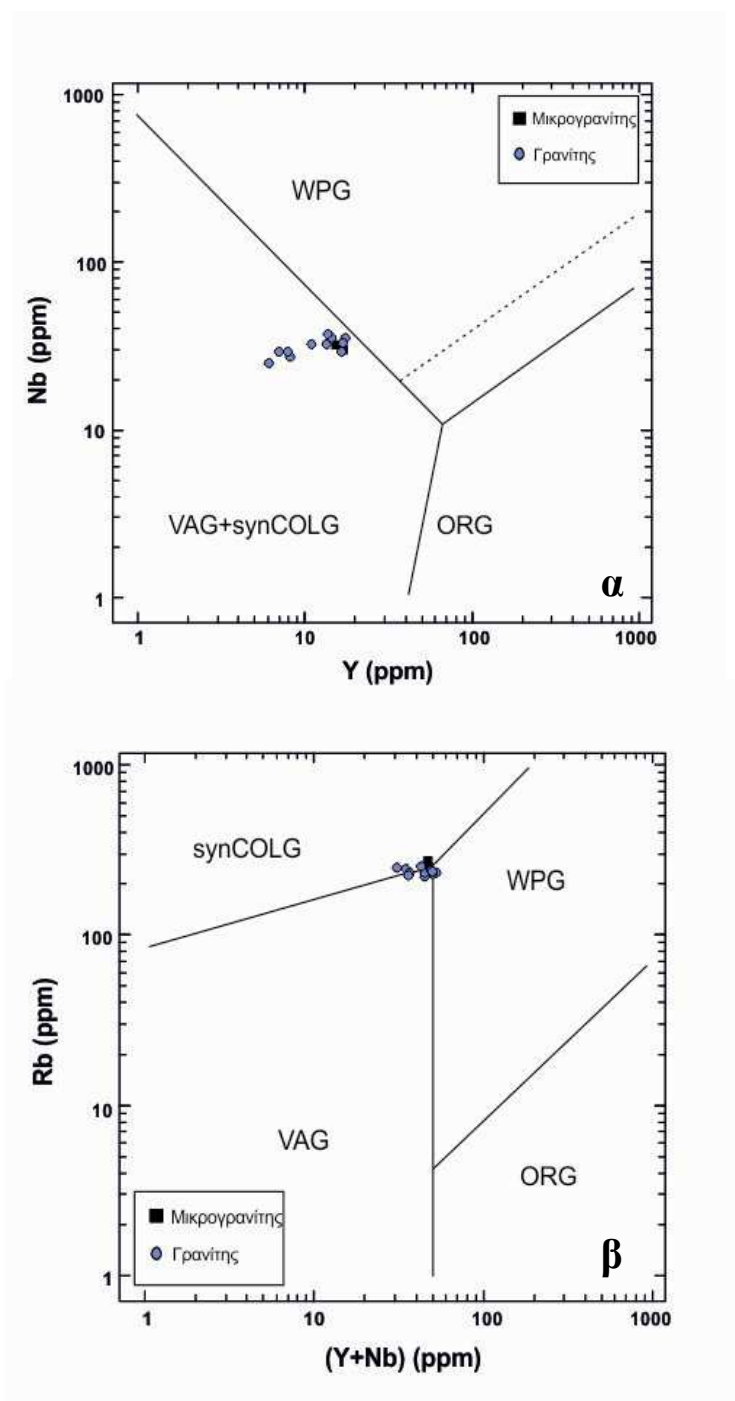
- ⇒ Ένα σημαντικά μεγάλο ποσό του απατίτη και τιτανίτη σε σχέση με τον αλλανίτη αποχωρίζεται ως υπολειμματική φάση, γεγονός που προκύπτει από τη σύγκριση της κλασματικής κρυστάλλωσης των LREE/MREE, καθώς και της σύγκρισης των υψηλών τιμών K_d (συντελεστής απομάκρυνσης) των LREE για τον αλλανίτη και τις μικρότερες τιμές K_d των MREE για τον απατίτη και τιτανίτη. Παρόμοιες ποσότητες αυτών των ορυκτών στην υπολειμματική φάση, θα είχε ως αποτέλεσμα μια μεγάλη μείωση του λόγου $(La/Sm)_{CN}$, ένα γεγονός που έρχεται σε αντίθεση με την παρατηρούμενη αύξηση. Συνεπώς, μόνο ένα μικρό ποσό του αλλανίτη σε σχέση με τον απατίτη και τον τιτανίτη θα μπορούσε να εξηγήσει την κατανομή που παρατηρείται στην υπολειμματική φάση, ενώ
- ⇒ Η περιορισμένη κλασματική κρυστάλλωση των HREE υποδεικνύει ότι η κλασματική κρυστάλλωση του ζirkονίου ήταν μικρής σημασίας (Soldatos et al., 1993).

4.6. ΓΕΩΤΕΚΤΟΝΙΚΟ ΠΕΡΙΒΑΛΛΟΝ ΚΑΙ ΠΡΟΕΛΕΥΣΗ ΤΟΥ ΓΡΑΝΙΤΗ ΤΟΥ ΦΑΝΟΥ

Σύμφωνα με τα διαγράμματα των ιχνοστοιχείων (Y-Nb και (Y+Nb)-Rb) των Pearce et al. (1984), οι πετρογραφικοί τύποι του γρανίτη του Φανού (γρανίτης, μικρογρανίτης), που ελήφθησαν υπόψη στην παρούσα εργασία, προβάλλονται στο πεδίο των γρανιτοειδών που δημιουργούνται είτε μέσα στο πεδίο VAG+synCOLG (ηφαιστειακού τόξου γρανίτης + συντεκτονικός γρανίτης), δηλαδή στους γρανίτες, που δημιουργούνται κατά τη διάρκεια ή μετά τη σύγκρουση των λιθοσφαιρικών πλακών (Σχήμα 4.6.1α), είτε συγκεντρώνονται γύρω από το διακριτό όριο αυτού του πεδίου (Σχήμα 4.6.1β). Με βάση τα παραπάνω λοιπόν ο γρανίτης του Φανού θεωρείται ότι έχει σχηματιστεί σε ένα γεωτεκτονικό περιβάλλον σύγκρουσης (Bébién, 1982; Pearce et al., 1984). Στο πεδίο αυτό μπορούν επίσης να σημειωθούν και οι μετατεκτονικοί γρανίτες. Τόσο οι συντεκτονικοί, όσο και μετατεκτονικοί γρανίτες μπορούν να διαχωριστούν από το λόγο Rb/Zr, με τους πρώτους να παρουσιάζουν υψηλότερες τιμές σε σύγκριση με τους τελευταίους. Στο διάγραμμα Rb/Zr-SiO₂

(Harris et al., 1986) (δεν παρουσιάζεται στην παρούσα εργασία) τα δείγματα που αναλύθηκαν σημειώνονται τόσο στο πεδίο του γρανίτη ηφαιστειακού τόξου, όσο και σε αυτό των μετατεκτονικών γρανιτών, όμως λόγω των παρόμοιων γεωχημικών χαρακτηριστικών των γρανιτών αυτών δεν μπορούν να διαχωριστούν σε αυτό το διάγραμμα (Christofides et al., 1990).

Η διάκριση μεταξύ των γρανιτών που σχετίζονται με τη σύγκρουση των πλακών και εκείνων που δημιουργούνται μετά τη σύγκρουση (Post-collision και Syn-Collision, αντίστοιχα) έγινε με βάση το τριγωνικό διάγραμμα Rb/30-Ta-Hf κατά Harris et al. (1986) (δεν προβάλλεται στην παρούσα εργασία). Επιπλέον, στο τριγωνικό διάγραμμα Rb/10-Hf-Ta κατά Harris et al. (1986) (δεν προβάλλεται στην παρούσα εργασία), τα δείγματα προβάλλονται στο πεδίο με τους γρανίτες που σχετίζονται με τους γρανίτες σύγκρουσης πλακών (granites from collision tectonic setting). Από τα διαγράμματα αυτά συμπεραίνεται 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 γρανιτοειδών του Φανού, όσον αφορά τη φύση της υπερκείμενης πλάκας της υποβύθισης, δηλαδή εάν η υποβύθιση έγινε κάτω από ωκεάνια πλάκα ή ηπειρωτική (Μιχαήλ, 2014).



Σχήμα 4.6.1: Διάγραμμα για τη διάκριση του γεωτεκτονικού περιβάλλοντος γένεσης του Γρανίτη του Φανού, με βάση τα ιχνοστοιχεία (Y+Nb)-Rb. Όπου, WPG: ενδοπλακικοί γρανίτες, ORG: γρανίτες μεσοωκεάνιων ραχών, VAG: γρανίτες ηφαιστειακών τόξων, Syn-COLG: γρανίτες σύγκρουσης πλακών (κατά Pearce, 1984)

Αναφορικά τώρα με την πηγή προέλευσης του γρανίτη του Φανού, οι ισοτοπικές αναλύσεις του οξυγόνου που πραγματοποιήθηκαν στα δείγματα του γρανίτη, απέδωσαν τιμές $\delta^{18}\text{O}$ που είναι σύμφωνες με εκείνες των “ισοτοπικά κανονικών” γρανιτικών πετρωμάτων του Taylor (1978). Ωστόσο, αν και ο αριθμός των αναλυμένων δειγμάτων είναι ανεπαρκής έτσι ώστε να υπάρξουν αξιόπιστα αποτελέσματα, οι τιμές του $\delta^{18}\text{O}$ δείχνουν μια πηγή πυριγενούς προέλευσης (cf. O’Neil et al., 1977), η οποία συνάδει με τα ορυκτολογικά και τα γεωχημικά αποτελέσματα (Soldatos et al., 1993).

Λαμβάνοντας λοιπόν υπόψη το γεωτεκτονικό περιβάλλον που αναφέρθηκε προηγουμένως, τη σχέση της διείσδυσης του γρανίτη του Φανού προς την οφιολιθική σειρά της Γευγελής και το χαρακτήρα αυτού του γρανίτη (I-τύπου ή S-τύπου), είναι δυνατό να θεωρηθεί ότι ο γρανίτης του Φανού προήλθε είτε από:

- α) διαφοροποίηση του βασικού μάγματος από το οποίο προήλθε η οφιολιθική ακολουθία, είτε από τη
- β) μερική τήξη του μεταϊζηματογενούς πετρώματος γραουβάκη, είτε τέλος από τη
- γ) μερική τήξη ενός πυριγενούς πετρώματος χαλαζιακής διοριτικής σύστασης.

Παρόλα αυτά ο Bébien (1982) υποστηρίζει ότι αν και ο γρανίτης του Φανού σχετίζεται με τα οφιολιθικά πετρώματα της Γευγελής, ωστόσο δε σχετίζεται με το μαγματισμό που έδωσε τους οφιόλιθους. Αντίθετα, προτείνει ότι ο γρανίτης του Φανού σχηματίστηκε σε έναν «κινούμενο» φλοιό, στον οποίο διείσδυσε το μάγμα που έδωσε την οφιολιθική σειρά (Soldatos et al., 1993).

Για την προέλευση του γρανίτη του Φανού μελετήθηκαν τα μοντέλα της μερικής τήξης του γραουβάκη και του χαλαζιακού διορίτη, με βάση την κατανομή των συγκεντρώσεων των στοιχείων Rb, Sr, Ba και REE και την αφθονία αυτών των στοιχείων στα υποθετικά ρευστά που σχηματίζονται από τη μερική τήξη. Από τα αποτελέσματα αυτών των μοντέλων, προέκυψε ότι το μοντέλο του γρανίτη του Φανού ταιριάζει με το μοντέλο των τηγμάτων, που προέρχονται μέσω της μερικής τήξης του χαλαζιακού διορίτη (Soldatos et al., 1993).

Σύμφωνα με το γεωτεκτονικό μοντέλο του Bébien and Mercier (1977) and Spray et al. (1984), το οποίο έγινε επίσης αποδεχτό από τον Pearce (1989) και λαμβάνοντας υπόψη τις αναφορές των Soldatos et al. (1993), πιστεύεται ότι ο γρανίτης του Φανού μπορεί να έχει προέλθει από μερική τήξη πυριγενών πετρωμάτων του κατώτερου φλοιού, τα οποία βρίσκονται σε έναν ηπειρωτικό φλοιό επί του οποίου έχουν επωθηθεί οι οφιόλιθοι. Ωστόσο, θεωρείται ότι η παρουσία ιζηματογενούς υλικού,

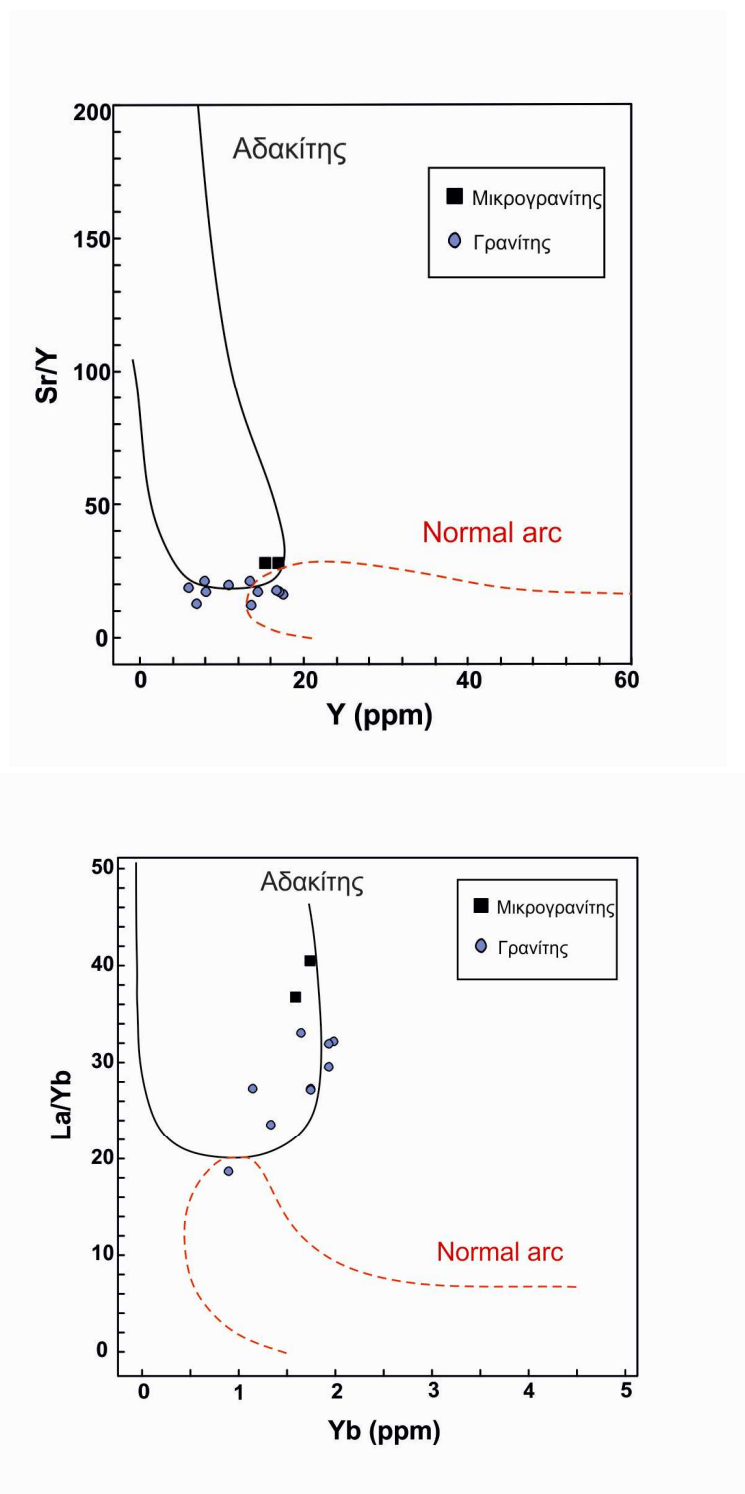
μπορεί να έχει συμβάλει στην πηγή του μάγματος, χωρίς όμως να έχει τροποποιήσει ιδιαίτερα τη σύστασή του. Σε κάθε περίπτωση, το γεωτεκτονικό περιβάλλον στο οποίο δημιουργήθηκε ο γρανίτης του Φανού σχετίζεται με την επώθηση των οφιολίθων επάνω στον ηπειρωτικό φλοιό.

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 5

5.1. ΣΥΓΚΡΙΣΗ ΤΟΥ ΓΡΑΝΙΤΗ ΤΟΥ ΦΑΝΟΥ ΜΕ ΤΑ ΑΔΑΚΙΤΙΚΑ ΠΕΤΡΩΜΑΤΑ

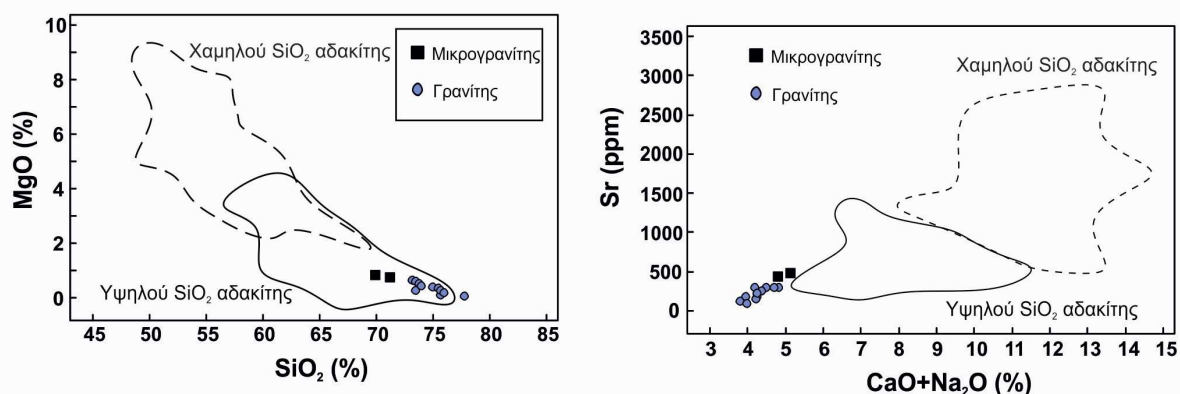
Στο κεφάλαιο αυτό, παραθέτονται διαγράμματα κύριων στοιχείων και ιχνοστοιχείων, στα οποία γίνεται συσχέτιση των αναλυμένων δειγμάτων των γρανιτοειδών πετρωμάτων του Φανού (μικρογρανίτη και γρανίτη) με τα διαγνωστικά πεδία των αδακιτικών πετρωμάτων. Για κάθε ένα από τα διαγράμματα αυτά δίνεται και η σχετική τους ερμηνεία. Εκτός από τα διαγράμματα αυτά, παρουσιάζονται συγκεντρωτικοί πίνακες των αναλυμένων κύριων στοιχείων, ιχνοστοιχείων και ισοτοπικών λόγων των δειγμάτων του Φανού σε σύγκριση με τις αντίστοιχες αναλύσεις αδακιτικών πετρωμάτων. Με βάση τους πίνακες αυτούς, γίνεται η τελική σύγκριση των επιμέρους στοιχείων, με απώτερο σκοπό την εξακρίβωση της πιθανότητας ο γρανίτης του Φανού να αποτελεί αδακιτικής σύστασης μάγμα.

Δύο από τα σημαντικότερα διαγράμματα ιχνοστοιχείων, που αφορά τους αδακίτες αποτελούν τα διάγραμμα $Y-Sr/Y$ και $Yb-La/Yb$ (Σχήμα 5.1.1). Στα διαγράμματα αυτά, προβάλλονται οι τιμές των ιχνοστοιχείων των αναλυμένων δειγμάτων των γρανιτοειδών του Φανού σε σχέση με το πεδίο του αδακίτη και το αντίστοιχο πεδίο των πετρωμάτων, που σχηματίζονται τυπικά στις περιοχές των τόξων. Αυτά τα διαγράμματα χρησιμοποιούνται ως επί το πλείστον, προκειμένου να διαχωριστούν τα αδακιτικά πετρώματα από τα πετρώματα που συναντώνται κυρίως στις περιοχές των νησιωτικών τόξων (ανδεσίτες, δακίτες και ρυόλιθοι – ADR). Με βάση λοιπόν τα διαγράμματα αυτά, παρατηρείται ότι τα αναλυμένα δείγματα του Φανού που παρουσιάζονται εδώ, δε συμπίπτουν απόλυτα με το πεδίο των αδακιτών, καθώς άλλα δείγματα βρίσκονται μέσα στο πεδίο των αδακιτών, άλλα στο πεδίο των πετρωμάτων τόξου και άλλα εκτός των πεδίων αυτών. Συνεπώς, όσον αφορά τα διαγράμματα των ιχνοστοιχείων αυτών, ο γρανίτης του Φανού δεν αποτελεί ξεκάθαρα αδακιτικό μάγμα.



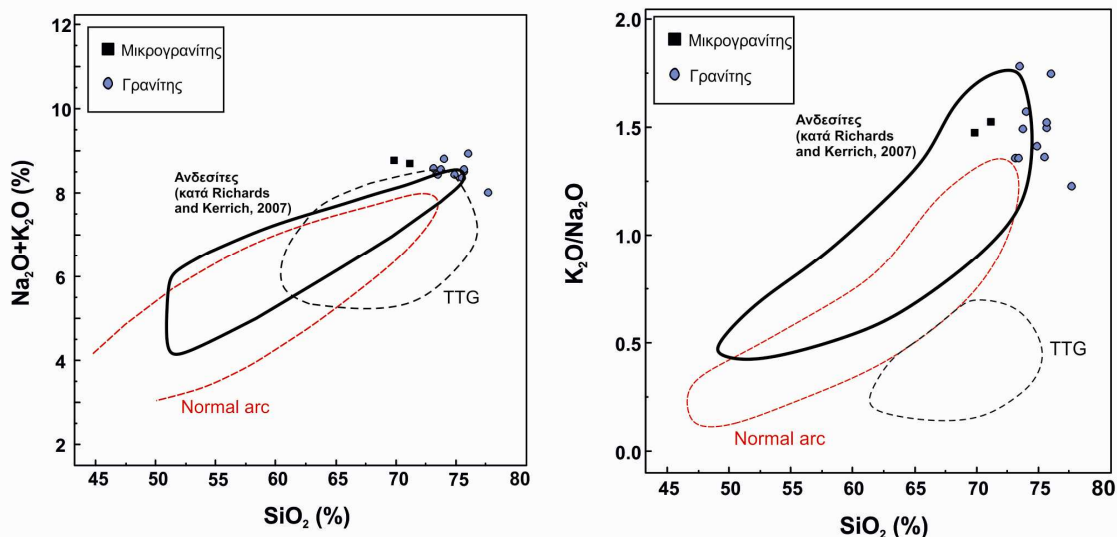
Σχήμα 5.1.1: Διαγράμματα Y(ppm)-Sr/Y και Yb(ppm)-La/Yb, στα οποία προβάλλονται τα αναλυμένα δείγματα του μικρογρανίτη και του γρανίτη του Φανού ως προς το πεδίο του αδακίτη και το πεδίο των πετρωμάτων των τόξων (normal arc) (κατά Drummond and Defant, 1990 and Castillo, 2012) (τα πεδία που ορίζονται εδώ είναι σύμφωνα με αυτά που προτάθηκαν πιο πρόσφατα από τους Richards and Kerrich, 2007)

Στη συνέχεια παραθέτονται τα διαγράμματα $\text{SiO}_2\text{-MgO}$ και $(\text{CaO}+\text{Na}_2\text{O})\text{-Sr}$ (Σχήμα 5.1.2), τα οποία παρουσιάζουν κάποιες από τις χημικές διαφορές που παρατηρούνται μεταξύ της ομάδας των αδακίτων χαμηλού πυριτίου και της ομάδας των αδακίτων υψηλού πυριτίου, όπως αυτές ορίστηκαν από τους Martin et al. (2005). Στα διαγράμματα αυτά, προβάλλονται τα αναλυμένα δείγματα του μικρογρανίτη και του γρανίτη του Φανού σε σχέση με τα πεδία των αδακίτων χαμηλού και υψηλού πυριτίου. Στο διάγραμμα $\text{SiO}_2\text{-MgO}$, παρατηρείται ότι τα αναλυμένα δείγματα του Φανού βρίσκονται μέσα στο πεδίο του αδακίτη υψηλού πυριτίου, καθώς αυτά χαρακτηρίζονται από υψηλές τιμές SiO_2 και χαμηλές τιμές MgO . Αντίθετα, στο διάγραμμα $(\text{CaO}+\text{Na}_2\text{O})\text{-Sr}$, τα αναλυμένα δείγματα του μικρογρανίτη και του γρανίτη, τοποθετούνται τόσο εκτός του πεδίου του αδακίτη χαμηλού πυριτίου, όσο και εκτός του αδακίτη υψηλού πυριτίου. Με βάση λοιπόν τα δύο αυτά διαγράμματα, δεν μπορεί να ειπωθεί κάποιο σαφές συμπέρασμα, ωστόσο τα αναλυμένα δείγματα παρουσιάζουν μια μικρή συγγένεια με τον αδακίτη υψηλού πυριτίου, όσον αφορά τη μεταβολή του SiO_2 με το MgO .



Σχήμα 5.1.2: Διαγράμματα SiO_2 (%) - MgO (%) και $(\text{CaO}+\text{Na}_2\text{O})$ (%) - Sr (ppm), τα οποία παρουσιάζουν ορισμένες από τις χημικές μεταβολές των αδακίτων χαμηλού πυριτίου σε σχέση με τους αδακίτες υψηλού πυριτίου (κατά Castillo, 2012)

Τα διαγράμματα που παρουσιάζονται εδώ, εμφανίζουν τα χαρακτηριστικά των κύριων στοιχείων των “αδακιτικών πετρωμάτων”, αναφέροντας στα πετρώματα που δεν είναι αδακίτες, αλλά παρόλα αυτά παρουσιάζουν χαρακτηριστικά των τυπικών αδακιτών. Τα διαγράμματα αυτά είναι SiO_2 -($\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$) και SiO_2 -($\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$), στα οποία προβάλλονται τα αναλυμένα δείγματα των γρανιτοειδών πετρωμάτων του Φανού σε σχέση με το πεδίο των τυπικών πετρωμάτων των νησιωτικών τόξων (normal arc), το πεδίο των ανδεσιτών (κατά Richards and Kerrich, 2007) και το πεδίο των Αρχαϊκών TTG πετρωμάτων (τοναλίτη-τροντγενίτη-γρανοδιορίτη) (κατά Martin and Moyaen, 2002). Με βάση τα παρακάτω διαγράμματα παρατηρείται ότι τόσο στο διάγραμμα SiO_2 -($\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$), όσο και στο διάγραμμα SiO_2 -($\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$), τα περισσότερα δείγματα του μικρογρανίτη και του γρανίτη του Φανού, βρίσκονται εκτός των πεδίων αυτών, ενώ μόνο λίγα δείγματα προβάλλονται εντός του πεδίου των ανδεσιτών. Έτσι λοιπόν, γίνεται αντιληπτό ότι τα διαγράμματα αυτά δε βοηθούν ιδιαίτερα στην διεξαγωγή κάποιου συμπεράσματος, ωστόσο, μπορεί να θεωρηθεί ίσως ότι τα γρανιτοειδή πετρώματα του Φανού, παρουσιάζουν κάποια χαρακτηριστικά των αδακιτών, χωρίς αυτό να σημαίνει ότι αποτελούν αδακιτικό μάγμα.

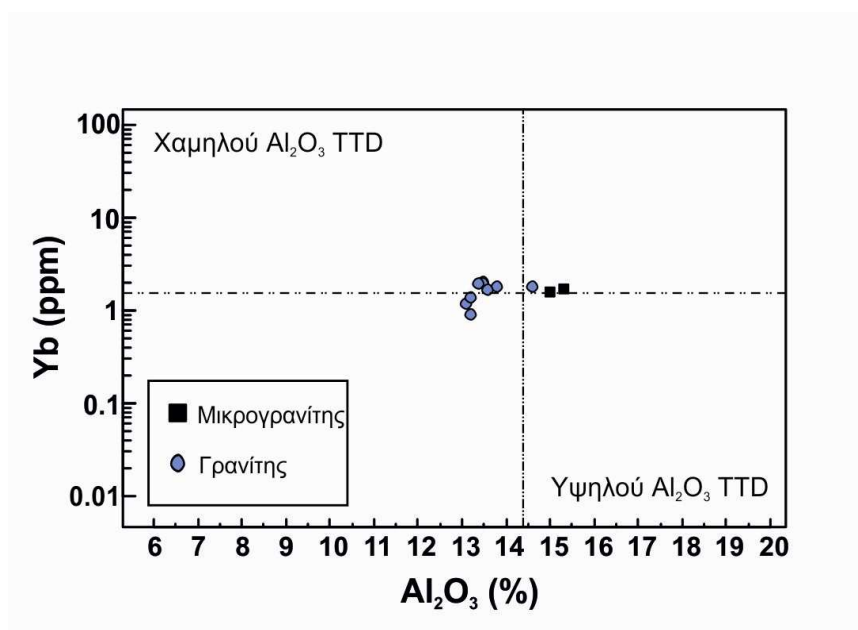


Σχήμα 5.1.3: Διαγράμματα στα οποία παρουσιάζονται τα χαρακτηριστικά κύρια στοιχεία των “αδακιτικών πετρωμάτων” (κατά Moyaen, 2009)

Το παρακάτω διάγραμμα (Σχήμα 5.1.4) απεικονίζει την υποδιαίρεση των TTD πετρωμάτων με βάση τη σχέση του Al_2O_3 – Yb, όπως προτάθηκε από τον Arth (1979). Στο διάγραμμα αυτό προβάλλονται τα αναλυμένα δείγματα των γρανитоειδών του Φανού, ενώ σημειώνονται επίσης τα πεδία των TTD πετρωμάτων χαμηλού και υψηλού Al_2O_3 .

Σύμφωνα με την υποδιαίρεση αυτή, ο Arth (1979) αναφέρει ότι ο χαρακτήρας χαμηλού Yb – υψηλού Al_2O_3 του αδακίτη/υψηλού-Al TTD πετρωμάτων (βλ. κεφάλαιο 2.2) οφείλεται στην απομάκρυνση της υπαργιλικής κεροστίλβης και του γρανάτη, είτε ως υπολειμματικές φάσεις, είτε ως φάσεις πρόωρης κρυστάλλωσης κάτω από συνθήκες υψηλής πίεσης. Από την άλλη πλευρά, προτείνεται ότι τα TTD πετρώματα χαμηλού Al_2O_3 – υψηλού Yb προκύπτουν λόγω της απόσπασης του πλαγιокλάστου και του πυροξένου κατά τη μερική τήξη και/ή τη διαδικασία διαφοροποίησης σε χαμηλές πιέσεις.

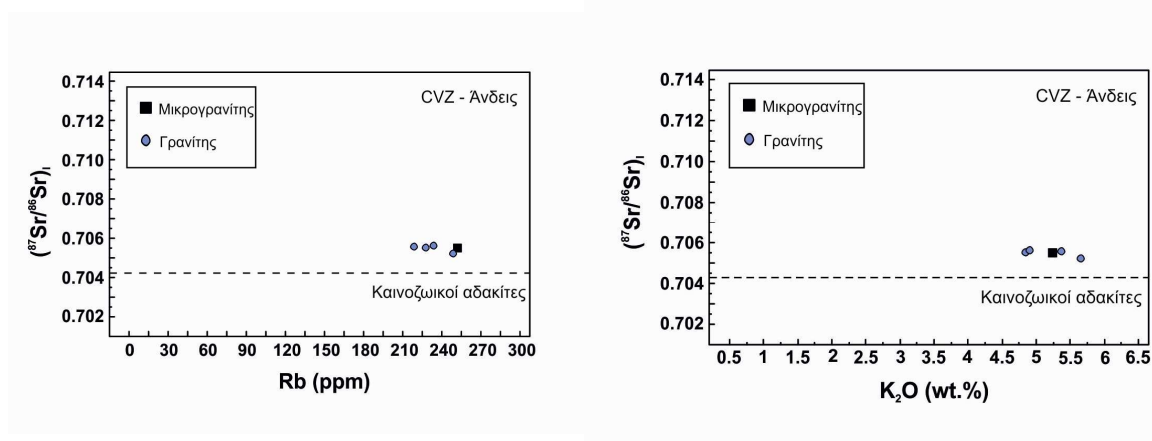
Όσον αφορά το συγκεκριμένο διάγραμμα, παρατηρείται ότι τα αναλυμένα δείγματα προβάλλονται κυρίως στο πεδίο των TTD πετρωμάτων χαμηλού Al_2O_3 – υψηλού Yb, ενώ λίγα μόνο από αυτά τα δείγματα απεικονίζονται στο πεδίο του αδακίτη/υψηλού-Al TTD πετρωμάτων χαμηλού Yb – υψηλού Al_2O_3 .



Σχήμα 5.1.4: Διάγραμμα Al_2O_3 (%)–Yb (ppm), στο οποίο προβάλλονται τα πεδία του αδακίτη/υψηλού-Al TTD πετρωμάτων χαμηλού Yb – υψηλού Al_2O_3 και χαμηλού Al_2O_3 – υψηλού Yb, έπειτα από την υποδιαίρεση του Arth (1979) (κατά Drummond and al., 1996)

Παρακάτω παρουσιάζονται τα διαγράμματα του Rb (ppm) και K₂O (%) ως προς τον αρχικό ισοτοπικό λόγο (⁸⁷Sr/⁸⁶Sr)_i (Σχήμα 5.1.5). Τόσο στο πρώτο, όσο και στο δεύτερο διάγραμμα προβάλλονται τα αναλυμένα δείγματα του μικρογρανίτη και του γρανίτη του Φανού, ενώ απεικονίζονται επίσης τα πεδία των αδακιτών Καινοζωικής ηλικίας και το πεδίο των πετρωμάτων της κεντρικής ηφαιστειακής ζώνης (CVZ) των Άνδεων. Τα CVZ ηφαιστειακά πετρώματα είναι γνωστά για τις αυξημένες ισοτοπικές τιμές Sr και οξυγόνου, χαρακτηριστικά που υποδηλώνουν μάλιστα τη συμβολή του κατώτερου ηπειρωτικού φλοιού κατά τη γένεσή τους. Σε γενικές γραμμές, τα πετρώματα αυτά είναι αρκετά πλούσια σε K₂O και Rb, ενώ η σύγκριση αυτών των στοιχείων με τα αντίστοιχα των αδακιτών, υποδηλώνει ότι τα CVZ πετρώματα παρουσιάζουν έναν περισσότερο καλιούχο χαρακτήρα σε σχέση με τα αδακιτικά πετρώματα (Drummond et al., 1996).

Με βάση τα παρακάτω ισοτοπικά διαγράμματα, τα δείγματα του Φανού προβάλλονται, τόσο στο ένα διάγραμμα, όσο και στο άλλο, εντός του πεδίου των CVZ πετρωμάτων, αποκλείοντας με αυτόν τον τρόπο οποιαδήποτε συγγένεια με τους Καινοζωικούς αδακίτες.



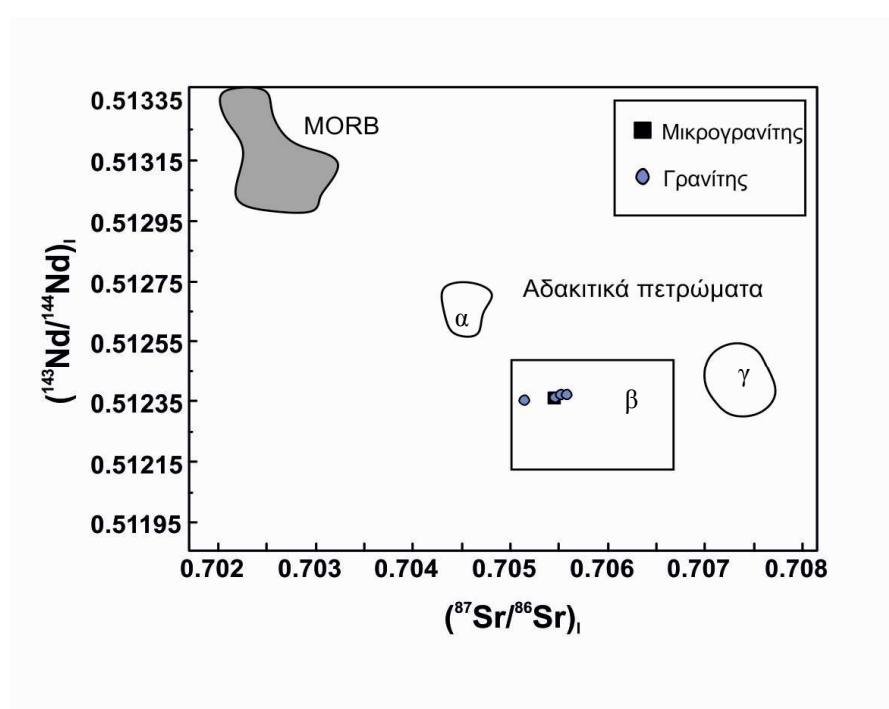
Σχήμα 5.1.5: Διαγράμματα Rb(ppm)-(⁸⁷Sr/⁸⁶Sr)_i και K₂O(%)-(⁸⁷Sr/⁸⁶Sr)_i, στα οποία προβάλλονται τα αναλυμένα δείγματα σε σχέση με τα πεδία των Καινοζωικών αδακιτών και των CVZ πετρωμάτων (πετρώματα της κεντρικής ηφαιστειακής ζώνης των Άνδεων) (κατά Drummond et al., 1996)

Το τελευταίο διάγραμμα που παρατίθεται, είναι το διάγραμμα των ισοτοπικών λόγων $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ - $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ (Σχήμα 5.1.6). Το διάγραμμα αυτό αποτελεί ένα από τα σημαντικότερα διαγράμματα, καθώς στην αναλογία αυτών των ισοτοπικών λόγων στηρίζεται η ύπαρξη των αδακιτών. Οι ισοτοπικές αναλογίες του Nd και του Sr των αδακιτών αλλά και εκείνων των πετρωμάτων που παρουσιάζουν ορισμένα χαρακτηριστικά των αδακίτων, χωρίς όμως να αποτελούν αδακίτες, είναι λιγότερο επιρρεπής από τη μόλυνση του μανδύα σε κάποιο γεωτεκτονικό περιβάλλον τόξου σε σχέση με τα πετρώματα που παράγονται τυπικά σε τέτοιου είδους περιβάλλοντα, καθώς αυτά εμφανίζουν χαμηλότερες τιμές Sr και Nd από ότι οι αδακίτες ή τα παρόμοια με αυτούς πετρώματα. Το γεγονός αυτό ωστόσο, έρχεται σε αντίθεση με το επιχείρημα ότι ο βασάλτης που σχηματίζεται σε περιοχές εκτός της μεσοωκεάνιας ράχης και χρησιμοποιείται ως μια ισοτοπική υπογραφή για πολλούς αδακίτες, έχει εκτεθεί από τη μόλυνση του μανδύα (Martinez and Serrano et al., 2004) (Castillo, 2012). Κατά συνέπεια, οι αδακίτες θεωρείται να περιέχουν χαμηλό λόγο $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ και υψηλό λόγο $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$, αντανakλώντας εκείνα τα χαρακτηριστικά του γεωχημικά εξαντλημένου ωκεάνιου βασάλτη, ενώ τα πετρώματα που είναι παρόμοια ως προς τους αδακίτες και σχηματίζονται από ηπειρωτικό φλοιό για παράδειγμα, θεωρείται ότι περιέχουν υψηλότερο λόγο $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ και χαμηλότερο λόγο $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$, σε σχέση με τα προηγούμενα (Castillo, 2012).

Στο διάγραμμα που δίνεται εδώ, προβάλλονται τα αναλυμένα δείγματα των γρανιτοειδών του Φανού, σε σχέση με τα πεδία του βασάλτη τύπου-MORB (βασάλτης μεσοωκεάνιας ράχης) και τα πεδία των αδακιτικών πετρωμάτων, με βάση τα οποία γίνεται και ο προσδιορισμός της προέλευσης του μητρικού μάγματος. Στη συγκεκριμένη περίπτωση τα αναλυμένα ισοτοπικά δείγματα συμπίπτουν με το β πεδίο των αδακιτικών πετρωμάτων, το οποίο αντιστοιχεί στο πεδίο Enriched mantle I (EM-I) (κατά Μιχαήλ, 2014). Πιο αναλυτικά, το πεδίο MORB (που αντιστοιχεί με το πεδίο Depleted Mantle (DM)), χαρακτηρίζεται από υψηλό λόγο $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ και χαμηλό λόγο $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, με βασική πηγή προέλευσης να αποτελούν οι μεσοωκεάνιες ράχες. Το α πεδίο του διαγράμματος (που αντιστοιχεί με το High Mantle U (HIMU)), περιλαμβάνει τα μάγματα που η πηγή προέλευσής τους είναι εμπλουτισμένη σε U και Th, σε σχέση με τα ισότοπα του Pb, ενώ συνδέεται με χαμηλό λόγο $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (περίπου 0,703) και ενδιάμεσες τιμές $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$. Στο β πεδίο (που αντιστοιχεί με το Enriched mantle I (EM-I)) οι ισοτοπικοί λόγοι $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ είναι αρκετά χαμηλοί, ενώ τα μάγματα αυτά συνδέονται με ζώνες υποβύθισης, στις οποίες φαίνεται να έχουν

εισέλθει τμήματα φλοιού, επηρεάζοντας με αυτόν τον τρόπο τη σύσταση του μανδύα. Τέλος, το γ πεδίο (που αντιστοιχεί με το Enriched mantle II) χαρακτηρίζεται από αρκετά υψηλό λόγο $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, σε αντίθεση με το προηγούμενο πεδίο. Τα μάγματα αυτού του πεδίου σχετίζονται παλαιότερα με τη μόλυνση ιζημάτων του ανώτερου τμήματος του ηπειρωτικού φλοιού, ωστόσο πρόσφατες έρευνες αποδεικνύουν ότι οι ισοτοπικές τιμές αυτών των μαγμάτων επηρεάζονται από υπολείμματα μιας παλαιότερης υποβύθισης που βρίσκονται σε βαθύτερα σημεία του μανδύα (Μιχαήλ, 2014).

Επομένως, με βάση τα παραπάνω και το συγκεκριμένο διάγραμμα ισοτοπικών λόγων, μπορεί να θεωρηθεί ότι το μάγμα που έδωσε τα γρανитоειδή του Φανού συνδέεται με μία ζώνη υποβύθισης, ωστόσο δεν μπορεί να διεξαχθεί ένα ασφαλές συμπέρασμα που να συνδέει τα πετρώματα αυτά με ένα αδακιτικής σύστασης μάγμα.



Σχήμα 5.1.6: Διάγραμμα των ισοτοπικών λόγων $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ - $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$, στο οποίο προβάλλονται τα αναλυμένα δείγματα του Φανού και τα πεδία των πετρωμάτων τύπου-MORB και των αδακτικών πετρωμάτων, με βάση τα οποία είναι δυνατόν να προσδιοριστεί η προέλευση του μητρικού μάγματος (κατά Castillo, 2012)

Παρακάτω παρατίθενται οι συγκεντρωτικοί πίνακες των γεωχημικών χαρακτηριστικών των αδακίτων, όπως αυτοί προσδιορίστηκαν από τους Drummond and Defand (1990), τους Scarrow et al. (2001) και τους Li and Li (2003), με τα αντίστοιχα γεωχημικά χαρακτηριστικά του γρανίτη του Φανού. Η συγκέντρωση αυτών των στοιχείων μαζί με τα αποτελέσματα που προέκυψαν μέσω των παραπάνω διαγραμμάτων, έχει ως απώτερο σκοπό την διεξαγωγή ενός ασφαλούς συμπεράσματος, αναφορικά με την πιθανότητα ο γρανίτης του Φανού να αποτελεί αδακιτικό μάγμα.

Πίνακας 5.1.7: Συγκριτικός πίνακας των γεωχημικών χαρακτηριστικών του αδακίτη και υψηλού Al TTD και του Καινοζωικού αδακίτη (κατά Drummond and Defand, 1996) ως προς τα αντίστοιχα χαρακτηριστικά του γρανίτη του Φανού.

Γεωχημικά Χαρακτηριστικά	Drummond and Defand (1990) (Αδακίτης και υψηλού Al TTD, Καινοζωικός αδακίτης)	Φανός (γρανίτης)	
Κύρια στοιχεία (%)			
SiO ₂	63,89 – 67,91	69,90 – 77,80	OXI
TiO ₂	0,42 – 0,61	0,08 – 0,27	OXI
Al ₂ O ₃	16,58 – 17,40	12,30 – 15,30	OXI
Fe ₂ O ₃	-----	0,49 – 1,36	----
FeO	3,03 – 4,21	0,16 – 0,75	OXI
Fe ₂ O _{3t}	-----	0,76 – 2,20	----
MnO	0,06 – 0,08	0,02 – 0,07	ME*
MgO	1,53 – 2,47	0,04 – 0,81	OXI
CaO	3,89 – 5,23	0,40 – 1,59	OXI
Na ₂ O	4,40 – 4,77	3,03 – 3,64	OXI
K ₂ O	1,52 – 1,67	4,40 – 5,67	OXI
P ₂ O ₅	0,14 – 0,19	0,01 – 0,16	ME*
LOI	-----	0,20 – 1,01	----
Mg#	43 – 48	-----	----
Ιχνοστοιχεία (ppm)			
V	61 – 72	5 – 39	OXI
Cr	38 – 54	-----	----
Co	13 – 15	-----	----
Ni	26 – 39	0,40 – 2,80	OXI
Cu	23 – 24	-----	----

Γεωχημικά Χαρακτηριστικά	Drummond and Defand (1990) (Αδακίτης και υψηλού Al TTD, Καινοζωικός αδακίτης)	Φανός (γρανίτης)	
Ga	-----	13,0 – 16,9	----
Hf	3,4 – 3,5	3,0 – 7,3	NAI
Rb	30 – 41	219 – 276	OXI
Sr	668 – 869	85 – 469	OXI
Ta	0,53 – 0,54	2,0 – 2,7	OXI
Th	3,52 – 4,50	30,0 – 70,6	OXI
U	0,96 – 0,99	5,2 – 14,4	OXI
Y	8,8 – 9,5	6,10 – 17,70	NAI
Zr	117 – 131	42 – 262	OXI
Zr XRF	-----	69 – 290	----
Nb	6,5 – 8,3	25 – 37	OXI
Cs	1,19 – 1,95	2,0 – 4,7	OXI
Ba	485 – 615	103 – 969	NAI
Sc	7,4 – 9,1	-----	----
La	17,55 – 22,62	16,70 – 70,40	NAI
Ce	34,65 – 41,03	25,10 – 109,70	NAI
Pr	-----	2,80 – 12,37	----
Nd	18,53 – 20,14	7,10 – 37,60	NAI
Sm	2,88 – 3,15	1,10 – 5,25	NAI
Eu	0,91 – 0,97	0,26 – 1,07	NAI
Gd	2,05 – 2,25	0,69 – 3,09	NAI
Tb	0,30 – 0,37	0,10 – 0,48	NAI
Dy	1,22 – 1,43	0,68 – 2,44	NAI
Ho	-----	0,13 – 0,51	----
Er	0,64 – 0,76	0,60 – 1,69	NAI
Tm	-----	0,12 – 0,31	----
Yb	0,65 – 0,91	0,90 – 1,99	ME*
Lu	0,11 – 0,15	0,17 – 0,36	OXI
Pb	-----	5,20 – 31,00	----
Zn	51 – 57	3,00 – 19,00	OXI
(⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr) _I	-----	0,705160 – 0,705590	----
(¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd) _I	-----	0,51235 – 0,51237	----
δ ¹⁸ O	-----	7,22 – 8,03	----
Na/K	3,08 – 3,87	-----	----
Sr/Y	104 – 121	11,67 – 27,73	OXI
(La/Yb) _{cn}	15,07 – 16,36	11,25 – 24,52	NAI
(La/Sm) _{cn}	5,4 – 8,3	7,25 – 9,15	ME*
Zr/Sm	47 – 65	32,47 – 55,50	ME*
εNd	-----	-----	----

* Όπου ME σημαίνει μερική επικάλυψη του εύρους των τιμών

Πίνακας 5.1.8: Συγκριτικός πίνακας των γεωχημικών χαρακτηριστικών των Enganepe οφιολίθων (κατά Scarrow et. al, 2001) ως προς τα αντίστοιχα χαρακτηριστικά του γρανίτη του Φανού.

Γεωχημικά Χαρακτηριστικά	Scarrow et.al (2001) (Enganepe οφιολίθοι: δειγμ. PU5, PU8, PU12)	Φανός (γρανίτης)	
Κύρια στοιχεία (%)			
SiO ₂	55,60 – 67,00	69,90 – 77,80	OXI
TiO ₂	0,17 – 0,20	0,08 – 0,27	NAI
Al ₂ O ₃	12,55 – 15,70	12,30 – 15,30	ME*
Fe ₂ O ₃	-----	0,49 – 1,36	----
FeO	-----	0,16 – 0,75	----
Fe ₂ O ₃ t	6,75 – 8,85	0,76 – 2,20	OXI
MnO	0,11 – 0,15	0,02 – 0,07	OXI
MgO	3,08 – 7,80	0,04 – 0,81	OXI
CaO	4,25 – 5,80	0,40 – 1,59	OXI
Na ₂ O	1,99 – 5,75	3,03 – 3,64	NAI
K ₂ O	0,23 – 0,82	4,40 – 5,67	OXI
P ₂ O ₅	0,03 – 0,05	0,01 – 0,16	NAI
LOI	1,81 – 5,95	0,20 – 1,01	OXI
Mg#	-----	-----	----
Ιχνοστοιχεία (ppm)			
V	173 – 245	5 – 39	OXI
Cr	57,00 – 440	-----	----
Co	19,00 – 32,00	-----	----
Ni	35,00 – 125	0,40 – 2,80	OXI
Cu	-----	-----	----
Ga	-----	13,0 – 16,9	----
Hf	-----	3,0 – 7,3	----
Rb	5,20 – 18,3	219 – 276	OXI
Sr	99,00 – 152	85 – 469	NAI
Ta	-----	2,0 – 2,7	----
Th	0,00 – 0,98	30,0 – 70,6	OXI
U	-----	5,2 – 14,4	----
Y	4,20 – 7,00	6,10 – 17,70	ME*
Zr	7,00 – 37,00	42 – 262	OXI
Zr XRF	-----	69 – 290	----
Nb	0,90 – 1,00	25 – 37	OXI
Cs	-----	2,0 – 4,7	----
Ba	69,00 – 323	103 – 969	ME*
Sc	25,5 – 43,5	-----	----

Γεωχημικά Χαρακτηριστικά	Scarrow et.al (2001) (Enganepe οφιόλιθοι: δειγμ. PU5, PU8, PU12)	Φανός (γρανίτης)	
La	2,00 – 3,50	16,70 – 70,40	OXI
Ce	5,00 – 7,30	25,10 – 109,70	OXI
Pr	-----	2,80 – 12,37	----
Nd	2,50 – 3,80	7,10 – 37,60	OXI
Sm	0,65 – 1,00	1,10 – 5,25	OXI
Eu	0,20 – 0,32	0,26 – 1,07	ME*
Gd	0,60 – 1,20	0,69 – 3,09	ME*
Tb	-----	0,10 – 0,48	----
Dy	0,60 – 1,10	0,68 – 2,44	ME*
Ho	-----	0,13 – 0,51	----
Er	0,40 – 0,80	0,60 – 1,69	ME*
Tm	-----	0,12 – 0,31	----
Yb	0,55 – 0,78	0,90 – 1,99	OXI
Lu	-----	0,17 – 0,36	----
Pb	-----	5,20 – 31,00	----
Zn	-----	3,00 – 19,00	----
$(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_I$	0,70347 – 0,70704	0,705160 – 0,705590	NAI
$(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_I$	-----	0,51235 – 0,51237	----
$\delta^{18}\text{O}$	-----	7,22 – 8,03	----
Na/K	-----	-----	----
Sr/Y	20,52 – 23,57	11,67 – 27,73	NAI
$(\text{La}/\text{Yb})_{\text{cn}}$	2,5 – 3,3	11,25 – 24,52	OXI
$(\text{La}/\text{Sm})_{\text{cn}}$	1,70 – 2,50	7,25 – 9,15	OXI
Zr/Sm	9,33 – 37,00	32,47 – 55,50	ME*
ϵNd	2,73 – 5,25	-----	----

* Όπου ME σημαίνει μερική επικάλυψη του εύρους των τιμών

Πίνακας 5.1.9: Συγκριτικός πίνακας των γεωχημικών χαρακτηριστικών των Xiwan αλβιτικών γρανιτών (κατά Li and Li, 2003) ως προς τα αντίστοιχα χαρακτηριστικά του γρανίτη του Φανού.

Γεωχημικά Χαρακτηριστικά	Li and Li (2003) (Xiwan αλβιτικοί γρανίτες)	Φανός (γρανίτης)	
Κύρια στοιχεία (%)			
SiO ₂	67,62 – 70,17	69,90 – 77,80	ME*
TiO ₂	0,18 – 0,29	0,08 – 0,27	ME*
Al ₂ O ₃	15,12 – 17,00	12,30 – 15,30	ME*
Fe ₂ O ₃	1,21 – 2,32	0,49 – 1,36	ME*
FeO	-----	0,16 – 0,75	----
Fe ₂ O ₃ t	-----	0,76 – 2,20	----
MnO	0,01 – 0,02	0,02 – 0,07	ME*
MgO	0,63 – 1,41	0,04 – 0,81	ME*
CaO	2,15 – 2,87	0,40 – 1,59	OXI
Na ₂ O	7,32 – 8,46	3,03 – 3,64	OXI
K ₂ O	0,22 – 0,60	4,40 – 5,67	OXI
P ₂ O ₅	0,06 – 0,10	0,01 – 0,16	NAI
LOI	0,39 – 0,63	0,20 – 1,01	NAI
Mg#	43,1 – 62,3	-----	----
Ιχνοστοιχεία (ppm)			
V	11,3 – 28,7	5 – 39	NAI
Cr	20,5 – 56,8	-----	----
Co	-----	-----	----
Ni	13,3 – 56,7	0,40 – 2,80	OXI
Cu	-----	-----	----
Ga	16,5 – 22,9	13,0 – 16,9	ME*
Hf	1,69 – 3,22	3,0 – 7,3	ME*
Rb	1,83 – 4,89	219 – 276	OXI
Sr	383 – 920	85 – 469	ME*
Ta	0,09 – 0,21	2,0 – 2,7	OXI
Th	0,23 – 1,53	30,0 – 70,6	OXI
U	0,14 – 0,28	5,2 – 14,4	OXI
Y	1,67 – 2,81	6,10 – 17,70	OXI
Zr	72,3 – 124	42 – 262	NAI
Zr XRF	-----	69 – 290	----
Nb	1,88 – 3,69	25 – 37	OXI
Cs	0,04 – 0,59	2,0 – 4,7	OXI
Ba	36,2 – 136	103 – 969	ME*
Sc	-----	-----	----
La	2,55 – 8,92	16,70 – 70,40	OXI

Γεωχημικά Χαρακτηριστικά	Li and Li (2003) (Xiwan αλβιτικοί γρανίτες)	Φανός (γρανίτης)	
Ce	4,69 – 17,5	25,10 – 109,70	OXI
Pr	0,65 – 2,00	2,80 – 12,37	OXI
Nd	2,45 – 6,90	7,10 – 37,60	OXI
Sm	0,56 – 1,20	1,10 – 5,25	ME*
Eu	0,29 – 0,50	0,26 – 1,07	NAI
Gd	0,44 – 0,86	0,69 – 3,09	ME*
Tb	0,06 – 0,11	0,10 – 0,48	ME*
Dy	0,29 – 0,52	0,68 – 2,44	OXI
Ho	0,05 – 0,09	0,13 – 0,51	OXI
Er	0,13 – 0,23	0,60 – 1,69	OXI
Tm	0,02 – 0,03	0,12 – 0,31	OXI
Yb	0,14 – 0,21	0,90 – 1,99	OXI
Lu	0,02 – 0,04	0,17 – 0,36	OXI
Pb	-----	5,20 – 31,00	----
Zn	-----	3,00 – 19,00	----
$(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_I$	-----	0,705160 – 0,705590	----
$(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_I$	-----	0,51235 – 0,51237	----
$\delta^{18}\text{O}$	-----	7,22 – 8,03	----
Na/K	-----	-----	----
Sr/Y	165,80 – 444,44	11,67 – 27,73	OXI
$(\text{La}/\text{Yb})_{\text{cn}}$	18 – 50	11,25 – 24,52	ME*
$(\text{La}/\text{Sm})_{\text{cn}}$	2,50 – 4,30	7,25 – 9,15	OXI
Zr/Sm	70 – 150	32,47 – 55,50	OXI
ϵNd	4,9 – 6,7	-----	----

* Όπου ME σημαίνει μερική επικάλυψη του εύρους των τιμών

Πίνακας 5.1.10: Πίνακας τελικών αποτελεσμάτων

Γεωχημικά Χαρακτηριστικά	Drummond and Defand (1996) vs Φανός	Scarrow et. al (2001) vs Φανός	Li and Li (2003) vs Φανός	Αποτελέσματα
Κύρια στοιχεία (%)				
SiO ₂	OXI	OXI	ME*	OXI
TiO ₂	OXI	NAI	ME*	NAI
Al ₂ O ₃	OXI	ME*	ME*	ME*
Fe ₂ O ₃	----	----	ME*	----
FeO	OXI	----	----	----
Fe ₂ O _{3t}	----	OXI	----	----
MnO	ME*	OXI	ME*	ME*
MgO	OXI	OXI	ME*	OXI
CaO	OXI	OXI	OXI	OXI
Na ₂ O	OXI	NAI	OXI	OXI
K ₂ O	OXI	OXI	OXI	OXI
P ₂ O ₅	ME*	NAI	NAI	NAI
LOI	----	OXI	NAI	----
Mg#	----	----	----	----
Ιχνοστοιχεία (ppm)				
V	OXI	OXI	NAI	OXI
Cr	----	----	----	----
Co	----	----	----	----
Ni	OXI	OXI	OXI	OXI
Cu	----	----	----	----
Ga	----	----	ME*	----
Hf	NAI	----	ME*	NAI
Rb	OXI	OXI	OXI	OXI
Sr	OXI	NAI	ME*	NAI
Ta	OXI	----	OXI	OXI
Th	OXI	OXI	OXI	OXI
U	OXI	----	OXI	OXI
Y	NAI	ME*	OXI	NAI
Zr	OXI	OXI	NAI	OXI
Zr XRF	----	----	----	----
Nb	OXI	OXI	OXI	OXI
Cs	OXI	----	OXI	OXI
Ba	NAI	ME*	ME*	NAI
Sc	----	----	----	----
La	NAI	OXI	OXI	OXI
Ce	NAI	OXI	OXI	OXI
Pr	----	----	OXI	----

Γεωχημικά Χαρακτηριστικά	Drummond and Defand (1996) vs Φανός	Scarrow et. al (2001) vs Φανός	Li and Li (2003) vs Φανός	Αποτελέσματα
Nd	NAI	OXI	OXI	OXI
Sm	NAI	OXI	ME*	NAI
Eu	NAI	ME*	NAI	NAI
Gd	NAI	ME*	ME*	NAI
Tb	NAI	----	ME*	NAI
Dy	NAI	ME*	OXI	NAI
Ho	----	----	OXI	----
Er	NAI	ME*	OXI	NAI
Tm	----	----	OXI	----
Yb	ME*	OXI	OXI	OXI
Lu	OXI	----	OXI	OXI
Pb	----	----	----	----
Zn	OXI	----	----	----
(⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr)I	----	NAI	----	----
(¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd)I	----	OXI	OXI	OXI
δ ¹⁸ O	----	----	----	----
Na/K	----	----	----	----
Sr/Y	OXI	NAI	OXI	OXI
(La/Yb) _{cn}	NAI	OXI	ME*	NAI
(La/Sm) _{cn}	ME*	OXI	OXI	OXI
Zr/Sm	ME*	ME*	OXI	ME*
εNd	----	----	----	----

* Όπου ME σημαίνει μερική επικάλυψη του εύρους των τιμών

Πίνακας 5.1.11: Συγκεντρωτικός πίνακας των κύριων διαγνωστικών στοιχείων των αδακίτων

Γεωχημικά χαρακτηριστικά	Defant and Drummond (1990)	Defant and Drummond (1993)	Sajona et al. (1993)	Drummond et al. (1996)	Yogodzinski and Kelemen (1998) ²	Martin (1999)	Defant and Kepzhinskias (2001)	Martin et al. (2005) ³	Martin et al. (2005) ⁴	Richards and Kerrick (2007)	Danyushevsky et al. (2008) ⁵	Hastie et al. (2010) ²	Φανός
SiO ₂ (wt%)	≥ 56				≥ 56	> 56	>56	56	65	≥ 56	58-67	> 65	70 – 78
Al ₂ O ₃ (wt%)	≥ 15	> 15 ¹	>14, 5	> 15 ¹			>15	15,7	16,6	≥ 15	15-18	>15	12 – 15
MgO (wt%)	< 3 (σπάνι α > 6)		< 3		> 4,4			5,2	2,2	< 3	1-5	≤ 2	0,04 – 0,81
Na ₂ O (wt%)			3,0- 7,4			3,5- 7,5	> 3,5	4,1	4,2	≥ 3,5	4-5	> 3,8	3,03 – 3,64
Sr (ppm)	≥ 400		≥ 350		>1170	300- 2000	> 400	2051	565	≥ 400	780- 1700	> 66	85 – 469
Y (ppm)	≤ 18	≤ 18	≤ 14			≤ 18	≤ 18	13	10	≤ 18	10-36	< ~13	6 – 18
Yb (ppm)	≤ 1,9	≤ 1,9	≤ 1,4		< 1	≤ 1,8	≤ 1,9	0,93	0,88	≤ 1,9	< ~1- 1,7	< 0,9	0,90 – 1,99
Ni (ppm)			9-45			20- 40		103	20	≥ 20	10-114	≤ 30	0,40 – 2,80
Cr (ppm)			14- 66			30- 50		157	41	≥ 30	8-140	≤ 40	
Sr/Y		≥ 20	≥ 32				≥ 40	162	56	≥ 20	> 120	> 7	12 – 28
(La/Y b) _{CN}		≥ ~8	≥ 8		> 17		≥ 20	43	21	≥ 20	> 30	> 5	19– 41
⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr	<0,70 40			<0,7045						≤0,704 5			0,7093 – 0,7198
Ηλικία φλοιού υ ⁽⁶⁾	≤ 25		~ 55	≤ 25	≥ 40	≤ 20		≤ 20	≤ 20	≤ 25	≥ 65 (?)	~ 30- 40	

¹ Σε 70 wt.% SiO₂² Για μαγνησιούχους ανδεσίτες³ Μέσες τιμές για χαμηλού πυριτίου αδακίτες⁴ Μέσες τιμές για υψηλού πυριτίου αδακίτες⁵ Εύρος τιμών για μαγνησιούχους ανδεσίτες⁶ Ηλικία του βασάλτη της καταδυόμενης λιθόσφαιρας σε Ma

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 6

6.1. ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ

Ο γρανίτης του Φανού αποτελεί έναν πλουτωνίτη Ιουρασικής ηλικίας, ο οποίος συντελείται από υπεραργιλικούς, ασβεσταλκαλικής σύστασης και υψηλού πυριτίου λεπτόκοκκους έως αδρόκοκκους λευκογρανίτες. Ο πλουτωνίτης αυτός διεισδύει μέσα στους οφιόλιθους της Γεωτεκτονικής Ζώνης του Αξιού και συγκεκριμένα στους οφιόλιθους της Γευγελής Μεσοζωικής ηλικίας, αποτελώντας τη μεγαλύτερη γρανιτική εμφάνιση που παρατηρείται μέσα στο οφιολιθικό αυτό σύμπλεγμα. Η ζώνη υποβύθισης που σχετίζεται με το μαγματισμό της περιοχής της Γευγελής θεωρείται ότι έλαβε χώρα κατά τη διάρκεια του Μέσου – Άνω Ιουρασικού, δηλαδή μεταξύ 169 – 160 Ma. Αντίστοιχα, όσον αφορά την ηλικία του γρανίτη, έχουν προσδιοριστεί διάφορες ηλικίες κατά καιρούς με βάση τις μεθόδους ραδιοχρονολόγησης, με την πιο πρόσφατη να αποδίδει ηλικία 158 ± 1 Ma (Anders et al., 2005). Ο γρανίτης του Φανού θεωρείται γενικά, ότι αποτελεί ένα ομοιογενές σώμα, παρόλα αυτά οι διαφορές στο μέγεθος των κόκκων του, αλλά και στο περιεχόμενο του σε βιοτίτη, επιτρέπουν τη διάκριση τριών τύπων γρανιτοειδών πετρωμάτων, που είναι ο απλιτικός γρανίτης, ο γρανίτης, που αποτελεί τον κύριο τύπο του πετρώματος και ο μικρογρανίτης. Με βάση μάλιστα τα διαγράμματα ασυμβίβαστου/συμβιβαστού ιχνοστοιχείου των λόγων Nb/Sr και Rb/Sr, προτάθηκε ότι η κύρια εξελικτική διαδικασία διαφοροποίησης του γρανίτη του Φανού ήταν η κλασματική κρυστάλλωση, παρά η διαδικασία της μερικής τήξης.

Ο γρανίτης του Φανού αποτέλεσε αντικείμενο μελέτης πολλών ερευνητών κατά το παρελθόν, καθένας από του οποίους συνέβαλε κατά ουσιαστικό τρόπο στην άποψη που επικρατεί σήμερα. Τα ιδιαίτερα γεωχημικά του χαρακτηριστικά, καθώς και ο τρόπος σχηματισμού του προσδιορίστηκαν έπειτα από πληθώρα γεωλογικών, γεωχημικών και ισοτοπικών δεδομένων. Με βάση τα όσο αναφέρθηκαν στην παρούσα εργασία, λαμβάνοντας υπόψη τόσο τα γεωχημικά και ισοτοπικά χαρακτηριστικά, τα διαγράμματα κύριων στοιχείων, ιχνοστοιχείων και ισοτοπικών λόγων του γρανίτη του Φανού, όσο και τους συγκριτικούς πίνακες, διεξάγεται με ασφάλεια το συμπέρασμα ότι ο γρανίτης αυτός δεν αποτελεί εν τέλει αδακιτικής σύστασης μάγμα, ωστόσο παρουσιάζει ορισμένα μόνο από τα γεωχημικά χαρακτηριστικά των αδακιτών.

BIBΛΙΟΓΡΑΦΙΑ

- Μιχαήλ Γ. Μ. Μεταπτυχιακή Διατριβή Ειδίκευσης: «Τεκτονική δομή και θέση του γρανίτη του Φανού στη Ζώνη του Αξιού, (Μακεδονία, Ελλάς)» Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης, Τμήμα Γεωλογίας, 2014
- Anders B., Reischmann T., Poller U., Kostopoulos D. (2005) “Age and origin of granitic rocks of the eastern Vardar Zone, Greece: new constraints of the evolution of the Internal Hellenides”, *Journal of the Geological Society*, **162**, pg. 857-870
- Blatt Harvey, Tracy J. Robert, Owens E. Brent (2006) *Igneous, Sedimentary and Metamorphic*, 3rd edition, W. H. Freeman and Company New York
- Castillo R. Paterno (2012) “Adakite petrogenesis”, *ELSEVIER*, **134-135**, pg. 304-316
- Christofides G., Soldatos T. and Koroneos A. (1990) “Geochemistry and Evolution of the Fanos Granite, N. Greece”, *Mineralogy and Petrology*, **43**, pg. 49-63
- Defant M.J and Drummond M.S (1990) “A model for trondhjemitic-tonalite-dacite genesis and crustal growth via slab melting: Archean to modern comparisons”, *Journal of Geophysical Research*, **95** (B13), pg. 21,503-21,521
- Defant M.J and Drummond M.S (1990) “Derivation of some modern arc magmas by melting of young subducted lithosphere”, *Nature*, **347**, pg. 662-665
- Defant M.J and P.K. Kepezhinskas (2001) “Evidence suggests slab melting in arc magmas”, *EOS*, **82** (6), pg. 65-69
- Defant M.J, Drummond M.S and P.K. Kepezhinskas (1996) “Petrogenesis of slab-derived trondhjemitic-tonalite-dacite/adakite magmas”, *Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences*, **87**, pg. 205-215
- Li Wu-Xian, Li Xian-Hua (2003) “Adakitic granites within the NE Jiangxi ophiolites, South China: geochemical and Nd isotopic evidence”, *ELSEVIER*, **122**, pg. 29-44
- Martin H., Smithies R.H., Rapp R., Moyen J.-F., Champion D. (2005) “An overview of adakite, tonalite-trondhjemitic-granodiorite (TTG), and sanukitoid: relationships and some implications for crustal evolution”, *ELSEVIER*, **79**, pg. 1-24
- Moyen Jean-François (2009) “High Sr/Y and La/Yb ratios: The meaning of the “adakitic signature””, *ELSEVIER*, **112**, pg. 556-574

- Rapp R.P. and Watson E.B. (1995) “Dehydration Melting of Metabasalt at 8–32 kbar: Implications for Continental Growth and Crust-Mantle Recycling”, *Journal of Petrology*, **36** (4), pg. 891–931
- Richards P. Jeremy and Kerrich Robert (2007) “Special Paper: Adakite-Like Rocks: Their Diverse Origins and Questionable Role in Metallogensis”, *Economic Geology*, **102** (4)
- Šarić K., Cvetković V., Romer L. R., Christofides G., Koroneos A. (2009) “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”, *ELSEVIER*, **108**, pg. 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?”, *ELSEVIER*, **110**, pg. 255-275
- Soldatos T., Koroneos A. and Christofides G. (1993) *Origin and Evolution of the Fanos Granite (Macedonia, Northern Greece): Trace and REE modeling constraints*, Τόμος Α΄, Τμητική Έκδοση για τον Αθανάσιο Γ. Πανάγο Καθηγητή του Ε.Μ.Πολυτεχνείου, Έκδοση Ε. Μ. Πολυτεχνείου, Αθήνα
- Zachariadis P., Kostopoulos D., Reischmann T., Himmerkus Felix, Matukov D., Sergeev S. (2006) “U–Pb ion-microprobe zircon dating of subduction-related magmatism from northern Greece: The ages of the Guevgueli, Thessaloniki and Chalkidiki igneous complexes”, *EGU 2006*, Geophysical Research Abstracts, **8**, 05560

Ιστοσελίδες:

Wikipedia (2014) Adakite [on line], διαθέσιμο στην:

<http://en.wikipedia.org/wiki/Adakite> [προσπελάσθηκε στις 15 Ιαν. 2015]

Γεωτεκτονικά περιβάλλοντα (εικόνες):

Ηφαιστειότητα σε περιβάλλον σύγκλισης [on line], διαθέσιμο στην:

http://www.geo.auth.gr/765/1_dynamics/14_convergent.htm [προσπελάσθηκε στις 2 Νοε. 2014]

Διαδικασία υποβύθισης σε ένα ηφαιστειακό τόξο (εικόνα):

THERMAL ASPECTS OF SUBDUCTION ZONES [on line], διαθέσιμο στην:

<http://www.le.ac.uk/gl/art/gl209/lecture6/lecture6.html> [προσπελάσθηκε στις 2 Νοε. 2014]

Δαχτυλίδι της φωτιάς (εικόνα):

Wikipedia (2015) Ring of Fire [on line], διαθέσιμο στην:

https://www.google.gr/search?q=the+ring+of+fire+geology&ie=utf-8&oe=utf-8&aq=t&rls=org.mozilla:el:official&client=firefox-a&channel=sb&gfe_rd=cr&ei=u0YoVP66IKWo8wftwILYBQ [προσπελάσθηκε στις 5 Οκτ. 2014]

Αλεούτιο τόξο (εικόνα):

<https://www.google.gr/search?q=%CE%B1%CE%BB%CE%B5%CE%BF%CF%8D%CF%84%CE%B9%CE%B5%CF%82+%CE%BD%CE%AE%CF%83%CE%BF%CE%B9&client=firefox-> [προσπελάσθηκε στις 5 Οκτ. 2014]