

ΑΡΙΣΤΟΤΕΛΕΙΟ ΠΑΝΕΠΙΣΤΗΜΙΟ ΘΕΣΣΑΛΟΝΙΚΗΣ
ΣΧΟΛΗ ΘΕΤΙΚΩΝ ΕΠΙΣΤΗΜΩΝ
ΤΜΗΜΑ ΓΕΩΛΟΓΙΑΣ



ΔΙΠΛΩΜΑΤΙΚΗ ΕΡΓΑΣΙΑ

ΜΑΛΑΝΔΡΗ ΧΡΙΣΤΙΝΑ
Φοιτήτρια Γεωλογίας

**Η ΜΕΛΕΤΗ ΤΩΝ ΙΧΝΟΣΤΟΙΧΕΙΩΝ ΣΤΑ ΗΦΑΙΣΤΕΙΑΚΑ
ΠΕΤΡΩΜΑΤΑ ΤΗΣ Ν.ΑΛΜΩΠΙΑΣ**



ΕΠΙΒΛΕΠΩΝ ΚΑΘΗΓΗΤΗΣ:

ΚΟΡΩΝΑΙΟΣ ΑΝΤΩΝΙΟΣ
Επικ. Καθηγητής Α.Π.Θ.

ΘΕΣΣΑΛΟΝΙΚΗ 2010

ΑΡΙΣΤΟΤΕΛΕΙΟ ΠΑΝΕΠΙΣΤΗΜΙΟ ΘΕΣΣΑΛΟΝΙΚΗΣ
ΣΧΟΛΗ ΘΕΤΙΚΩΝ ΕΠΙΣΤΗΜΩΝ
ΤΜΗΜΑ ΓΕΩΛΟΓΙΑΣ

ΔΙΠΛΩΜΑΤΙΚΗ ΕΡΓΑΣΙΑ

ΜΑΛΑΝΔΡΗ ΧΡΙΣΤΙΝΑ
Φοιτήτρια Γεωλογίας

**Η ΜΕΛΕΤΗ ΤΩΝ ΙΧΝΟΣΤΟΙΧΕΙΩΝ ΣΤΑ ΗΦΑΙΣΤΕΙΑΚΑ
ΠΕΤΡΩΜΑΤΑ ΤΗΣ Ν.ΑΛΜΩΠΙΑΣ**

ΕΠΙΒΛΕΠΩΝ ΚΑΘΗΓΗΤΗΣ:

ΚΟΡΩΝΑΙΟΣ ΑΝΤΩΝΙΟΣ
Επικ. Καθηγητής Α.Π.Θ.

ΘΕΣΣΑΛΟΝΙΚΗ 2010

ΠΕΡΙΕΧΟΜΕΝΑ

1. ΕΙΣΑΓΩΓΗ	Σελ. 1
2. ΓΕΩΛΟΓΙΑ ΤΗΣ ΠΕΡΙΟΧΗΣ	2
2.1. ΓΕΝΙΚΑ	2
2.2. ΤΕΚΤΟΝΙΚΗ ΤΗΣ ΠΕΡΙΟΧΗΣ	6
2.3. ΝΕΟΤΕΚΤΟΝΙΚΗ ΔΡΑΣΗ ΣΤΗΝ ΠΕΡΙΟΧΗ ΤΗΣ Ν.ΑΛΜΩΠΙΑΣ	7
3. ΤΑ ΗΦΑΙΣΤΕΙΑΚΑ ΠΕΤΡΩΜΑΤΑ ΤΗΣ Ν.ΑΛΜΩΠΙΑΣ	9
3.1. ΓΕΝΙΚΑ	9
3.2. ΗΛΙΚΙΑ ΤΩΝ ΗΦΑΙΣΤΙΤΩΝ	10
4. ΚΑΙΝΟΖΩΙΚΗ ΗΦΑΙΣΤΕΙΟΤΗΤΑ ΤΟΥ ΕΛΛΗΝΙΚΟΥ ΧΩΡΟΥ	13
4.1. ΓΕΝΙΚΑ	13
4.2. Η ΕΠΑΡΧΙΑ ΑΝΑΤΟΛΙΚΗΣ ΜΑΚΕΔΟΝΙΑΣ - ΘΡΑΚΗΣ	14
4.3. Η ΕΠΑΡΧΙΑ ΤΟΥ ΒΟΡΕΙΟΥ ΑΙΓΑΙΟΥ	16
4.4. Η ΕΠΑΡΧΙΑ ΤΟΥ ΚΕΝΤΡΙΚΟΥ ΑΙΓΑΙΟΥ	16
4.5. Η ΕΠΑΡΧΙΑ ΤΟΥ ΑΝΑΤΟΛΙΚΟΥ ΑΙΓΑΙΟΥ	16
4.6. Η ΔΙΑΣΠΑΡΤΗ ΠΛΕΙΟ-ΤΕΤΑΡΤΟΓΕΝΗΣ ΗΦΑΙΣΤΕΙΟΤΗΤΑ	17
4.7. ΤΟ ΗΦΑΙΣΤΕΙΑΚΟ ΤΟΞΟ ΤΟΥ ΝΟΤΙΟΥ ΑΙΓΑΙΟΥ	17
5. Η ΜΕΛΕΤΗ ΤΩΝ ΙΧΝΟΣΤΟΙΧΕΙΩΝ ΣΤΑ ΗΦΑΙΣΤΕΙΑΚΑ ΠΕΤΡΩΜΑΤΑ	19
5.1. ΓΕΝΙΚΑ	19
5.1.1. ΤΑΞΙΝΟΜΗΣΗ ΙΧΝΟΣΤΟΙΧΕΙΩΝ	19
5.2. Ο ΡΟΛΟΣ ΤΩΝ ΙΧΝΟΣΤΟΙΧΕΙΩΝ ΣΤΗΝ ΠΕΤΡΟΓΕΝΕΣΗ	21
5.2.1. ΠΡΟΣΔΙΟΡΙΣΜΟΣ ΔΙΕΡΓΑΣΙΩΝ ΚΡΥΣΤΑΛΛΩΣΗΣ	21
5.2.2. ΠΡΟΣΔΙΟΡΙΣΜΟΣ ΣΥΓΓΕΝΕΙΑΣ ΜΑΓΜΑΤΩΝ	22
5.2.3. ΠΡΟΣΔΙΟΡΙΣΜΟΣ ΓΕΩΤΕΚΤΟΝΙΚΟΥ ΠΕΡΙΒΑΛΛΟΝΤΟΣ	22
6. ΠΕΤΡΟΓΡΑΦΙΚΑ ΚΑΙ ΠΕΤΡΟΛΟΓΙΚΑ ΧΑΡΑΚΤΗΡΙΣΤΙΚΑ ΤΩΝ ΠΕΤΡΩΜΑΤΩΝ ΤΗΣ Ν. ΑΛΜΩΠΙΑΣ	26
6.1. ΠΕΤΡΟΓΡΑΦΙΚΑ ΧΑΡΑΚΤΗΡΙΣΤΙΚΑ	26
6.2. ΠΕΤΡΟΛΟΓΙΚΗ ΜΕΛΕΤΗ	28
6.3. ΠΑΡΟΥΣΙΑΣΗ ΚΑΙ ΑΝΑΛΥΣΗ ΔΙΑΓΡΑΜΜΑΤΩΝ HARKER	31

6.4. ΣΥΓΚΡΙΤΙΚΗ ΜΕΛΕΤΗ ΤΩΝ ΠΕΤΡΩΜΑΤΩΝ ΤΗΣ Ν.ΑΛΜΩΠΙΑΣ ΜΕ ΤΑ ΗΦΑΙΣΤΕΙΑΚΑ ΤΟΥ ΒΟΡΑ ΚΑΙ ΤΗΣ Π.Γ.Δ.Μ.	36
6.5. ΜΕΛΕΤΗ ΤΟΥ ΓΕΩΤΕΚΤΟΝΙΚΟΥ ΠΕΡΙΒΑΛΛΟΝΤΟΣ	43
7. ΠΡΟΗΓΟΥΜΕΝΕΣ ΜΕΛΕΤΕΣ ΓΙΑ ΤΗΝ ΠΕΡΙΟΧΗ	46
7.1. ΗΦΑΙΣΤΙΤΕΣ ΤΗΣ Ν.ΑΛΜΩΠΙΑΣ	46
7.2. ΗΦΑΙΣΤΙΤΕΣ ΤΗΣ Π.Γ.Δ.Μ. (1940 – 2008)	51
8. ΣΥΖΗΤΗΣΗ	53
8.1. ΦΥΣΗ ΤΟΥ ΜΑΓΜΑΤΟΣ	53
8.2. ΤΕΚΤΟΝΙΚΟ ΠΕΡΙΒΑΛΛΟΝ	55
8.3. ΣΥΜΜΑΓΜΑΤΙΚΟΤΗΤΑ ΠΕΤΡΩΜΑΤΩΝ	56
8.4. ΓΕΩΔΥΝΑΜΙΚΗ ΕΞΕΛΙΞΗ	57
9. ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ	58
ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ	59
ΠΑΡΑΡΤΗΜΑ	64

1. ΕΙΣΑΓΩΓΗ

Σκοπός της παρούσας διπλωματικής εργασίας είναι η συγκριτική γεωχημική μελέτη (κύρια στοιχεία και ιχνοστοιχεία) των ηφαιστειοκλαστικών προϊόντων της Ν. Αλμωπίας, των ηφαιστειακών προϊόντων του ορεινού όγκου του Βόρα, όπως επίσης και των ηφαιστιτών που βρίσκονται στο έδαφος της Π.Γ.Δ.Μ. Στόχος είναι η αποσαφήνιση των μαγματικών και γεωλογικών διεργασιών που συνέβαλαν στη δημιουργία των ηφαιστειοκλαστικών προϊόντων της Ν. Αλμωπίας και η εύρεση σχέσεων συγγένειας μεταξύ αυτών και των γειτονικών ηφαιστειακών προϊόντων του ορεινού όγκου του Βόρα και της Π.Γ.Δ.Μ.

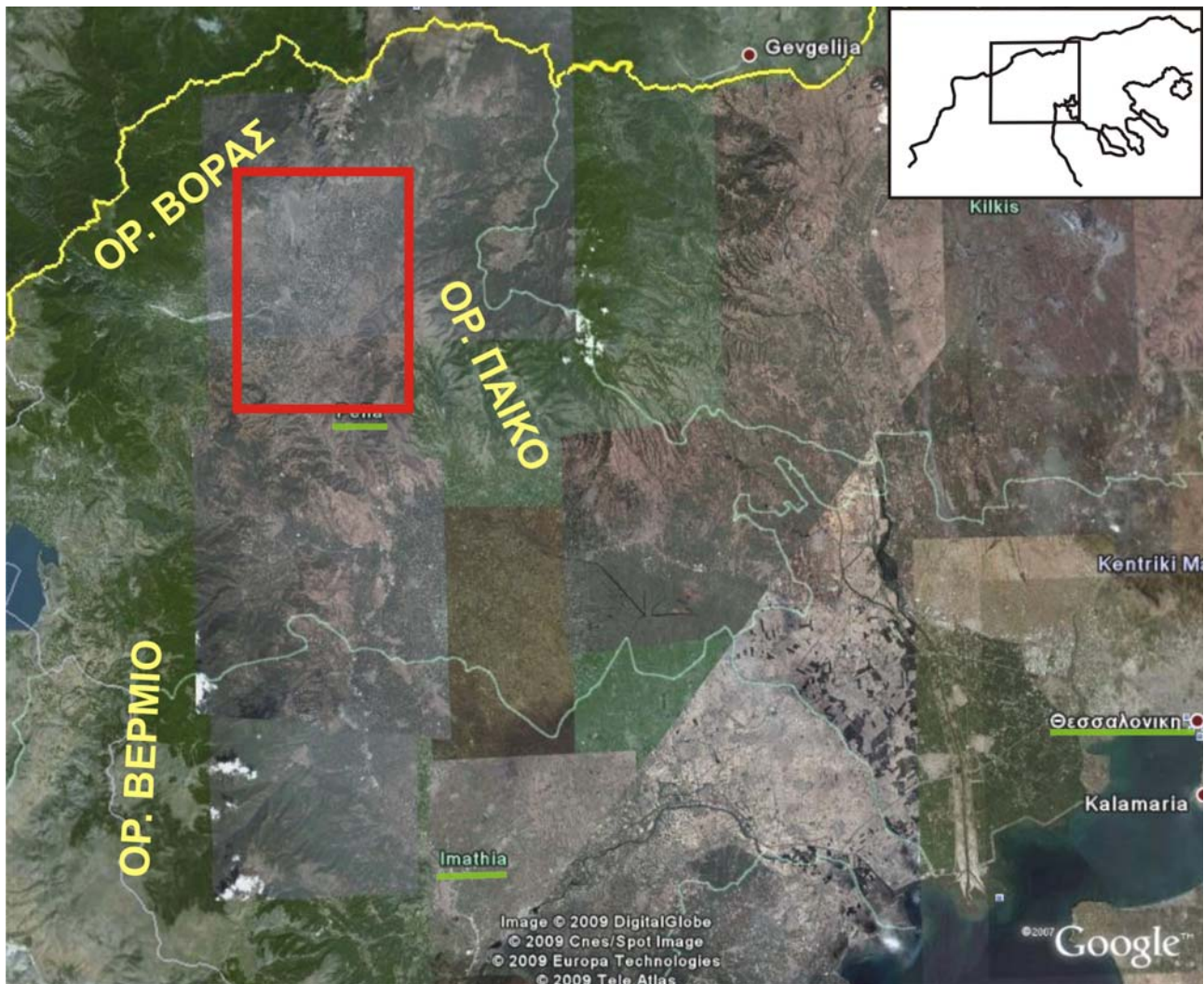
Για τη γεωχημική μελέτη των προαναφερθέντων ηφαιστειακών προϊόντων χρησιμοποιήθηκαν δημοσιευμένα (Ελευθεριάδης 1977, Βουγιουκαλάκης 2002 και Yaven et al. 2008) καθώς και αδημοσίευτα δεδομένα που αφορούν τη Ν. Αλμωπία και δόθηκαν από τον Γ. Ελευθεριάδη.

Η εισαγωγή και επεξεργασία των δεδομένων έγινε με το πρόγραμμα Excel 2000. Για τα γεωχημικά διαγράμματα χρησιμοποιήθηκε το πρόγραμμα Petrograph 2beta 2007. Η σχεδίαση και επεξεργασία των εικόνων και των σχημάτων έγινε με τα προγράμματα CorelDraw 13 και Adobe Photoshop 5.

2. ΓΕΩΛΟΓΙΑ ΤΗΣ ΠΕΡΙΟΧΗΣ

2.1. ΓΕΝΙΚΑ

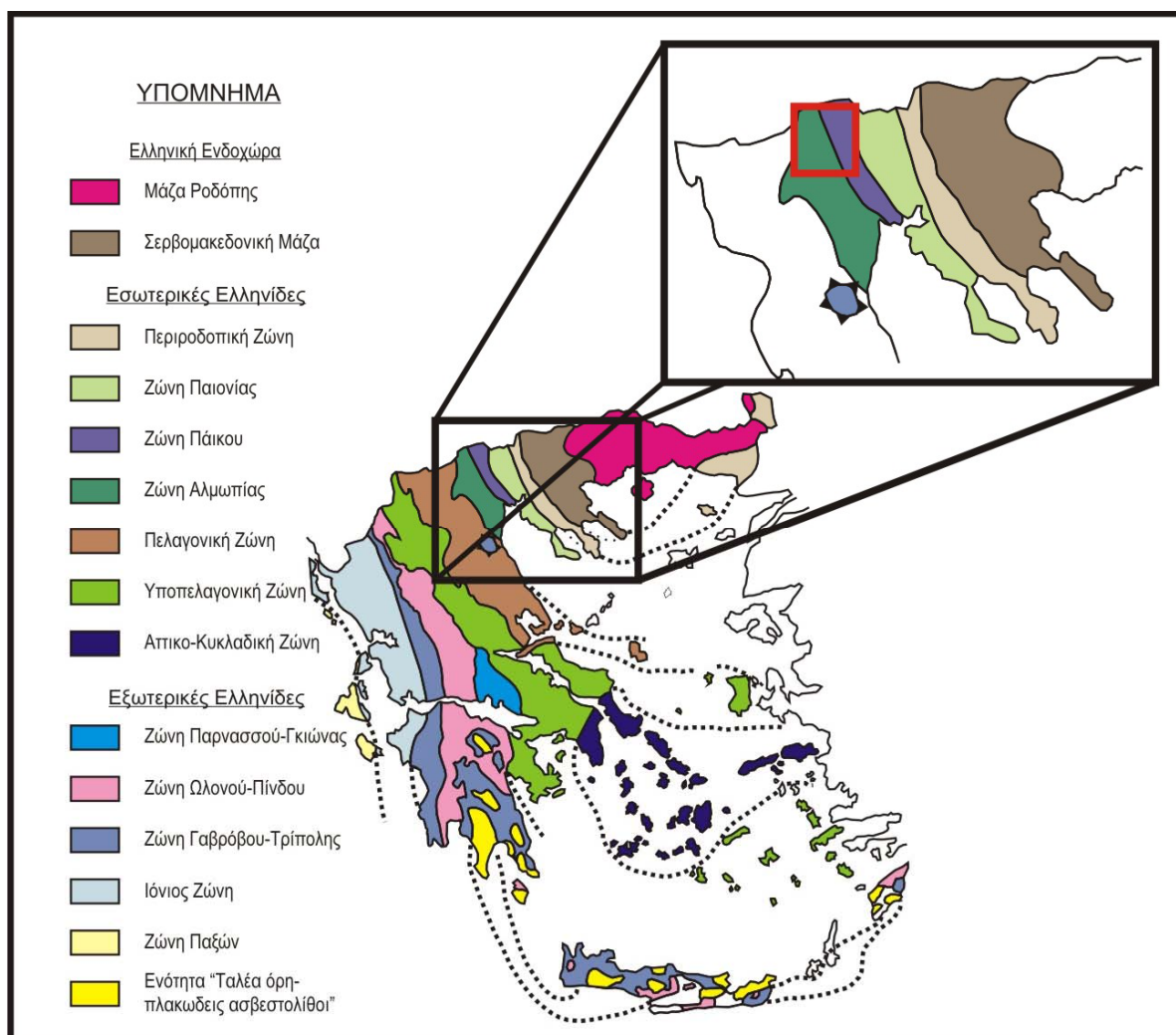
Η περιοχή μελέτης τοποθετείται Βόρεια-βορειοανατολικά της πόλης της Έδεσσας και Βορειοδυτικά της πόλης της Θεσσαλονίκης (Σχ. 1).



Σχ. 1 Γεωγραφική τοποθέτηση της περιοχής μελέτης.

Η περιοχή από γεωλογικής απόψεως ανήκει στην γεωτεκτονική ζώνη της Αλμωπίας (δυτικό τμήμα της ζώνης Αξιού) (Σχ. 2). Η ζώνη της Αλμωπίας επωθείται προς τα δυτικά πάνω στην Πελαγονική ζώνη, ενώ ανατολικά βρίσκεται σε τεκτονική επαφή με την ζώνη Πάικου και πιστεύεται πως αντιπροσωπεύει το δυτικό τμήμα της παλαιάς ωκεάνιας

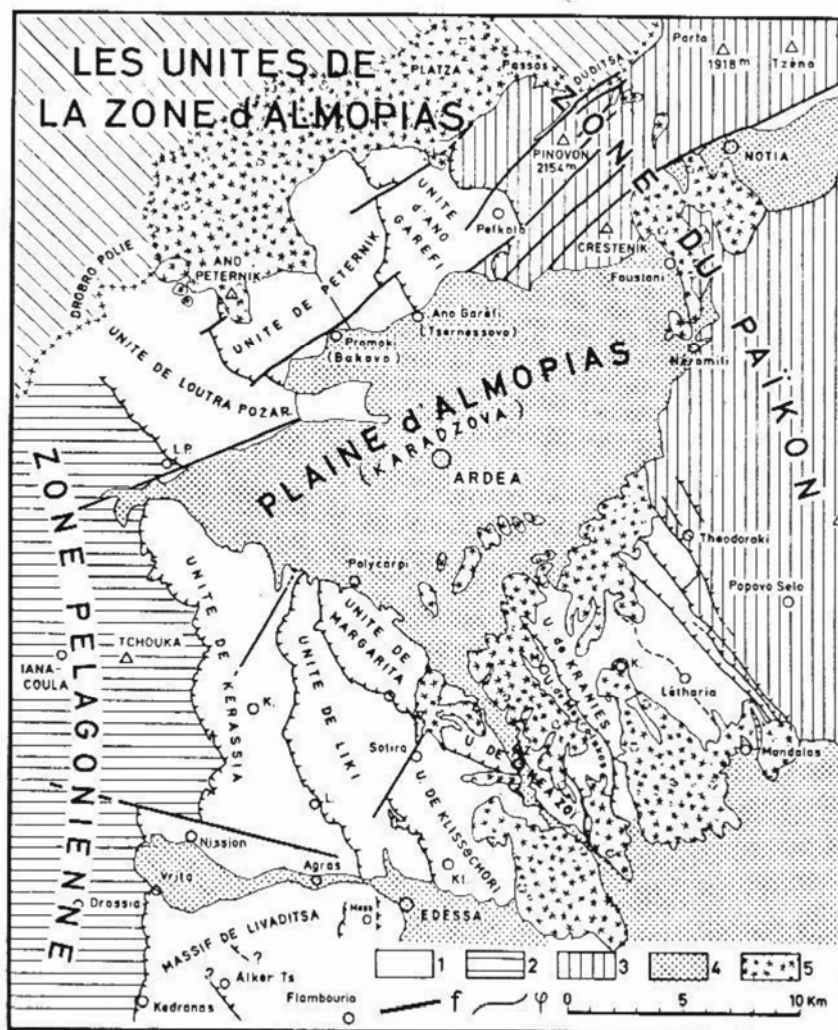
λεκάνης του Αξιού. Η ζώνη αυτή διαιρέθηκε από τον Mercier (Mercier 1966a, από Pe-Piper 2002) σε δώδεκα τεκτονικές ενότητες (Σχ. 3).



Σχ. 2 Οι γεωτεκτονικές ζώνες της Ελλάδος (Μουντράκης 1985). Στο μαύρο πλαίσιο απεικονίζεται λεπτομέρεια των γεωτεκτονικών ζωνών στην Κεντρική Μακεδονία. Το κόκκινο πλαίσιο ανταποκρίνεται στην περιοχή μελέτης.

Οι σχηματισμοί της Αλμωπίας εμφανίζουν αρκετές διαφορές από περιοχή σε περιοχή οι οποίες αντανakλούν πιθανές παλαιογεωγραφικές διαφορές των ενοτήτων. Παρ' όλα αυτά μπορούν να συμπεριληφθούν σε μία συνοπτική λιθοστρωματογραφική στήλη από τους βαθύτερους προς τους νεότερους σχηματισμούς (Σχ. 4). Όπως φαίνεται και από την στήλη, οι σχηματισμοί περιλαμβάνουν οφειολίθους, συνοδά ιζήματα βαθιάς θάλασσας, Ανωκρητιδικά επικλυσιογενή ιζήματα καθώς και μεταμορφωμένα προ-οφειολιθικά πετρώματα.

Πιο συγκεκριμένα ο κατώτερος ορίζοντας κατέχεται από ισχυρά μεταμορφωμένα πετρώματα, γευσίους και αμφιβολίτες, καθώς και εναλλαγές αυτών με σχιστολίθους. Τα πετρώματα αυτά εμφανίζονται βορειανατολικά της Αριδαίας και η ηλικία τους θεωρείται ερκύνια (Kockel 1986, Migiros & Galeos 1987, από Pe-Piper 2002).

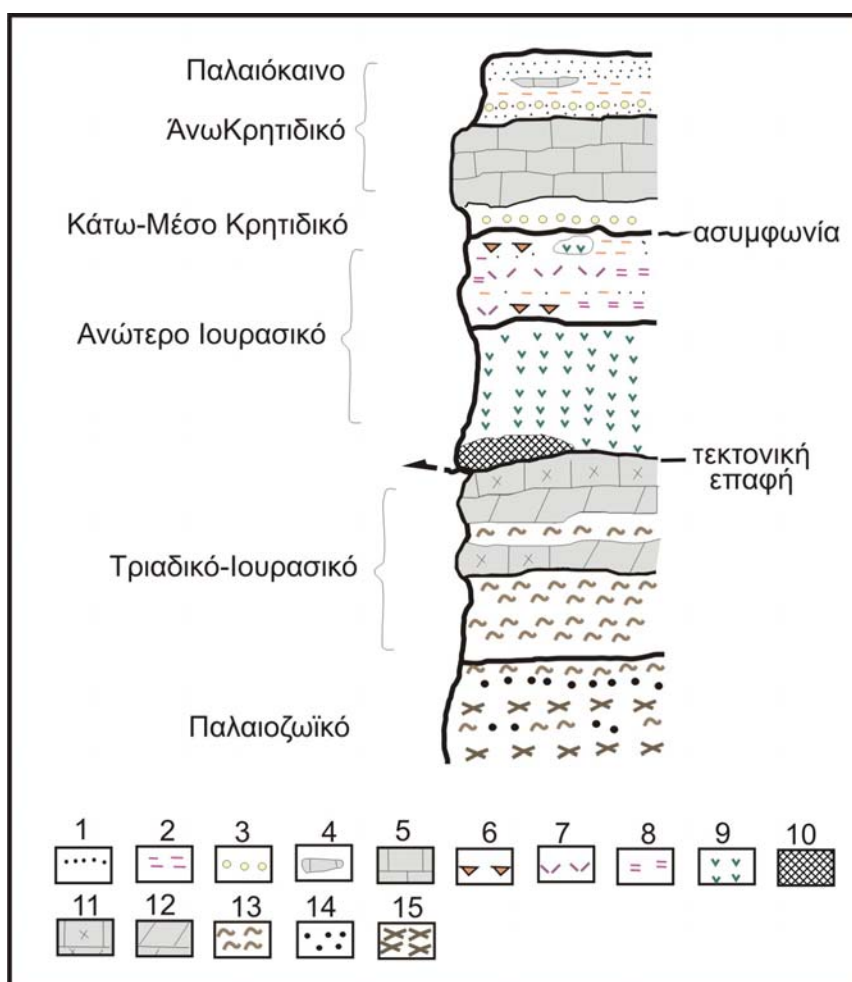


Σχ. 3 Οι ενότητες της Ζώνης Αλμωπίας (Mercier 1966).

Ο επόμενος ορίζοντας περιλαμβάνει εναλλαγές σχιστολίθων, φυλλιτών, μαρμάρων και σιπολινών. Την προς τα πάνω συνέχεια του σχηματισμού αυτού φαίνεται να αποτελούν μεταμορφωμένα ανθρακικά πετρώματα (μάρμαρα, κρυσταλλικοί ασβεστόλιθοι, δολομίτες) με παρεμβολές σχιστολίθων. Η ηλικία των οριζόντων αυτών είναι Τριαδική και ίσως Ιουρασική και συνιστούν την ιζηματογένεση Τριαδικού-Ιουρασικού χωρίς να είναι καθορισμένα τα όρια τους και εμφανίζονται τόσο στις βόρειες ενότητες (Πέτερνικ, Λουτρά Πόζαρ), όσο και σε ορισμένες περιοχές νότια της Έδεσσας.

Στους προηγούμενους ορίζοντες τοποθετούνται τεκτονικά οφειολιθικά μίγματα (mélange ophiolitiques), που αποτελούν τη βάση των οφειολιθικών μαζών. Πρόκειται για ένα τεκτονικό σχηματισμό ενός μίγματος έγχρωμων πετρωμάτων που κυριαρχούν οι οφειόλιθοι, και σχηματίστηκε κατά την επώθηση (obduction) των οφειολίθων πάνω στο ηπειρωτικό περιθώριο. Η ηλικία τους είναι Άνω Ιουρασική και εμφανίζονται σε πολλές από τις ενότητες της Αλμωπίας (ιδιαίτερα εντυπωσιακή είναι η εμφάνιση της στην ενότητα Κλισοχωρίου).

Μεγάλες μάζες οφειολιθικών πετρωμάτων αποτελούμενες από σερπεντινίτες, βασικές λάβες και δολερίτες, αποτελούν τον αμέσως επόμενο και σπουδαιότερο σχηματισμό της ζώνης. Συνιστούν το υπόλειμμα μιας μεγαλύτερης οφειολιθικής ακολουθίας Ιουρασικής ηλικίας.



Σχ. 4 Συνοπτική λιθοστρωματογραφική στήλη της ζώνης Αλμωπίας. 1: ψαμμίτες, 2: άργιλοι και αργιλικόι σχιστόλιθοι, 3: κροκαλοπαγή και άλλα κλαστικά ιζήματα, 4: φακοί ασβεστόλιθων, 5: ασβεστόλιθοι, 6: κερατόλιθοι, 7: ηφαιστειακά υλικά, 8: τόφφοι και ηφαιστειοκλαστικά, 9: οφειόλιθοι, 10: οφειολιθικά μίγματα, 11: μάρμαρα και κρυσταλλικοί ασβεστόλιθοι, 12: δολομίτες, 13: σχιστόλιθοι, 14: αμφιβολίτες, 15: γνεύσιοι (Μουντράκης 1985).

Πάνω από τους οφειολίθους και συμπτυχωμένα με αυτούς βρίσκονται ορισμένες ιζηματογενείς, ηφαιστειοζηματογενείς και κλαστικές σειρές οι οποίες περιλαμβάνουν κυρίως ιζήματα βαθιάς θάλασσας (ραδιολαρτιτικούς κερατόλιθους, αργίλους, αργιλικούς σχιστόλιθους, ψαμμίτες, πελαγικούς σιδηρούχους ασβεστόλιθους και ασβεστιτικούς σχιστόλιθους σε εναλλαγές). Τα ιζήματα αυτά είναι ωκεάνια, συνοδὰ των οφειολίθων και είχαν αποτεθεί σ' όλη τη διάρκεια λειτουργίας του ωκεάνιου χώρου (Ιουρασικό και ίσως Τριαδικό).

Πάνω από τους οφειολίθους και τα συνοδὰ ιζήματά τους, επικάθεται σύμφωνα ένας τουρβιδιτικός φλύσχος Κάτω Κρητιδικής ηλικίας (Sharp & Robertson 1994).

Κατά το Μέσο-Άνω Κρητιδικό λαμβάνει χώρα επίκλυση της θάλασσας με απόθεση μεγάλου πάχους κλαστικών ιζημάτων, κροκαλοπαγών, λατυποπαγών, ψαμμιτών που εναλλάσσονται με ασβεστόλιθους.

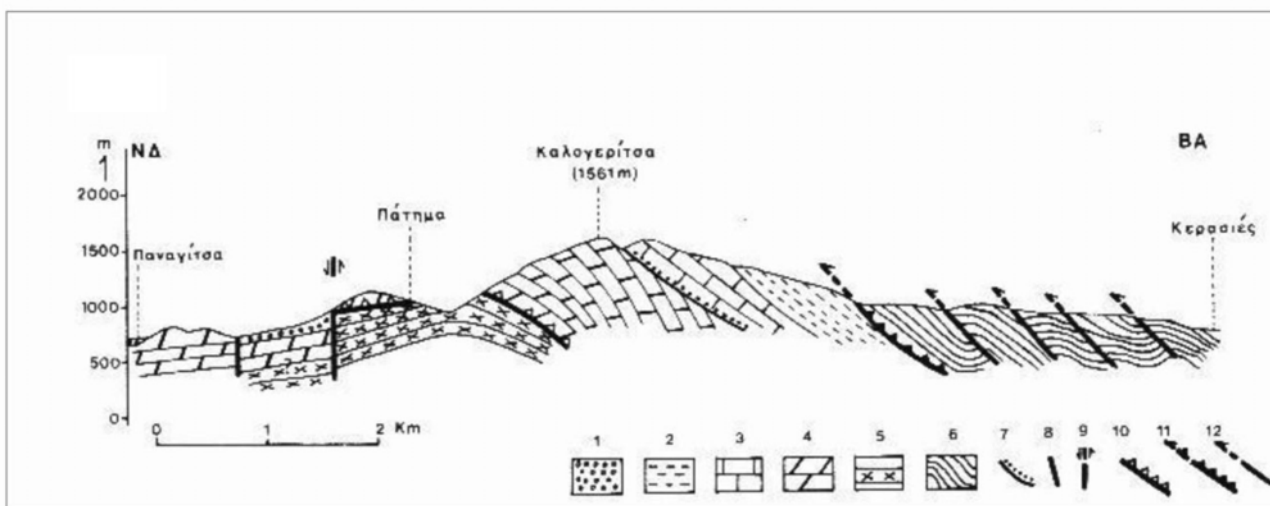
Η ιζηματογένεση συνεχίζεται με την απόθεση τυπικού ασβεστολιθικού ορίζοντα του Άνω Κρητιδικού και τελειώνει με ένα φλύσχη ηλικίας Άνω Κρητιδικού – Κάτω Παλαιοκαίνου, που συνίσταται από ψαμμίτες, κροκαλοπαγή, ασβεστόλιθους και ασβεστοσχιστόλιθους .

2.2. ΤΕΚΤΟΝΙΚΗ ΤΗΣ ΠΕΡΙΟΧΗΣ

Στην διαμόρφωση της γεωλογικής δομής της περιοχής αυτής συνέβαλλαν πολλαπλές τεκτορογενετικές διεργασίες. Η πρώτη ορογενετική περίοδος έλαβε χώρα κατά το Α. Ιουρασικό – Κ. Κρητιδικό και είχε ως αποτέλεσμα την καταστροφή της ωκεάνιας λεκάνης του Αξιού και την επώθηση των οφειολίθων πάνω στο ανατολικό ηπειρωτικό περιθώριο της Πελαγονικής. Κατά τη διάρκεια αυτής της ορογενετικής φάσης δημιουργήθηκαν πτυχές υποϊσοκλινείς, με διεύθυνση αξόνων ΒΒΔ-ΝΝΑ και απόκλιση προς τα Δυτικά με την ταυτόχρονη ανάπτυξη μιας σχιστότητας S1. Η οριστική ανάδυση της Αλμωπίας μεταξύ Α. Κρητιδικού και Μ. Ηωκαίνου συνοδεύτηκε από πτύχωση στρωμάτων με πτυχές ανοιχτές, αξονικής διεύθυνσης 110°-120° με ταυτόχρονη ανάπτυξη σχιστότητας ολίσθησης. Στο τέλος του Πριαμπονίου η ζώνη της Αλμωπίας ξανατεκτονίστηκε και υπέστη σοβαρή λεπίωση που εξάλειψε τις προηγούμενες δομές. Οι άξονες πτυχών αυτής της φάσης έχουν διεύθυνση ΒΒΔ.

Όλοι οι σχηματισμοί της ζώνης Αλμωπίας βρίσκονται υπό μορφή τεκτονικών λεπίων, τα οποία από τα Ανατολικά προς τα Δυτικά εφιππεύουν ή επωθούνται το ένα πάνω στο άλλο και στο σύνολό τους επωθούνται προς τα Δυτικά πάνω στην Πελαγονική ζώνη (Σχ. 5). Η επώθηση γίνεται άλλοτε μεν πάνω στα Ανωκρητιδικά στρώματα της

Πελαγονικής και άλλοτε πάνω στα Τριαδοϊουρασικά μάρμαρα. Στο σχηματισμό των λεπίων της Αλμωπίας συνέβαλε και ένας μεγάλος αριθμός ανάστροφων ρηγμάτων διεύθυνσης ΒΔ-ΝΑ και κλίσης προς τα ΒΑ. Τα ρήγματα αυτά λειτούργησαν κυρίως κατά τη διάρκεια των τελικών πτυχώσεων που λεπίωσαν τα στρώματα στο τέλος Πριαμπονίου – Κάτω Ολιγόκαινο. Εγκάρσια ως προς τα παραπάνω ρήγματα, σε ΒΔ-ΝΑ ή Α-Δ διεύθυνση, παρατηρούνται ρήγματα που επίσης σχετίζονται με τις τελευταίες φάσεις πτυχώσεων. Τα εγκάρσια αυτά ρήγματα λειτούργησαν ως ρήγματα οριζόντιας μετατόπισης και είχαν ως αποτέλεσμα τη διάφορη προχώρηση των πτυχούμενων στρωμάτων προς Δυτικά. Η εφελκυστική τεκτονική που ακολούθησε μετά τις πτυχώσεις (δηλαδή μετά το Ολιγόκαινο) δημιούργησε ρήγματα κανονικά διεύθυνσης ΒΔ-ΝΑ.



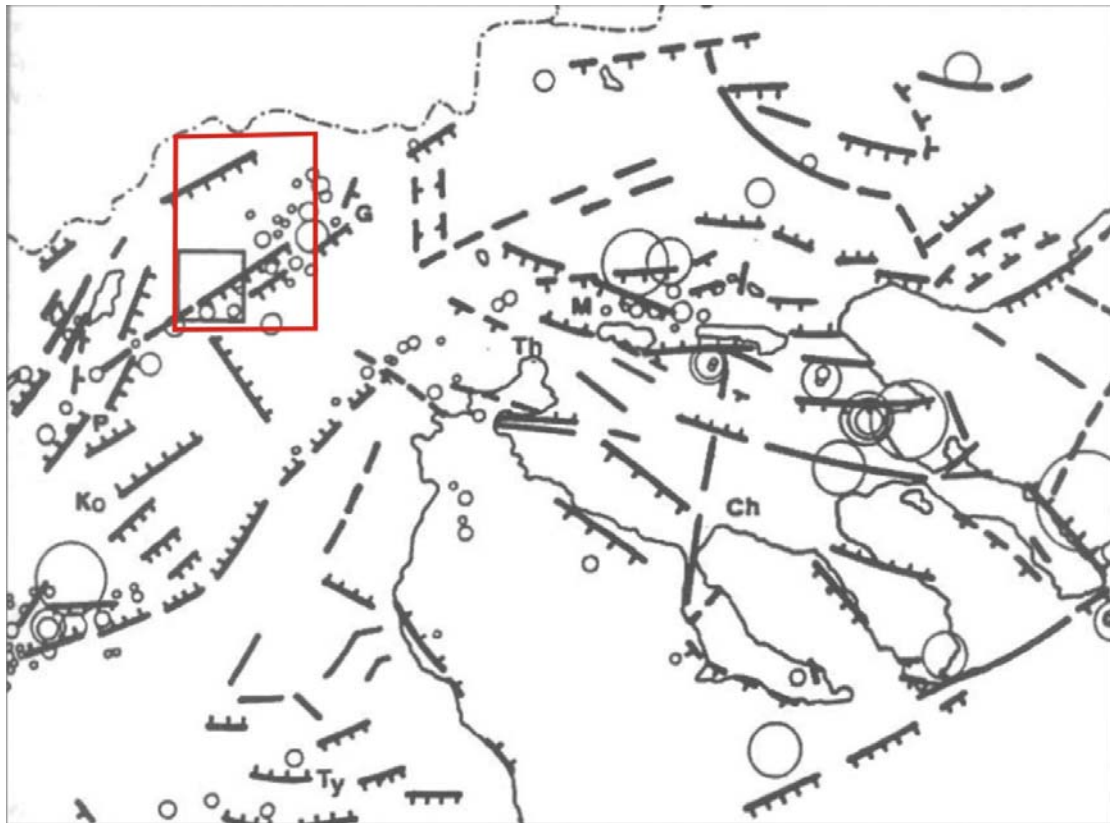
Σχ. 5 Σχηματική γεωλογική τομή στη νότια περιοχή της οροσειράς του Βόρα στην οποία φαίνεται η επώθηση των λεπίων της ζώνης Αλμωπίας πάνω στην Πελαγονική ζώνη. 1: Κορήματα Τεταρτογενή, 2-5: Σχηματισμοί Πελαγονικής (2: Φλύσχης Αν. Κρητιδικού, 3: Ασβεστόλιθοι Αν. Κρητιδικού, 4: Τριαδοϊουρασικό ανθρακικό κάλυμμα, 5: γνεύσιοι), 6: Λέπια Αλμωπίας, 7: Επίκλυση, 8: Ρήγμα κανονικό, 9: Ρήγμα Νησίου, 10: Τεκτονική επαφή του ανθρακικού καλύμματος με το κρυσταλλοσχιστόδες υπόβαθρο, 11: Επώθηση της ζώνης Αλμωπίας πάνω στην Πελαγονική, 12: ενδοζωνικές λεπιώσεις της Αλμωπίας (Μουντράκης 1985).

2.3. ΝΕΟΤΕΚΤΟΝΙΚΗ ΔΡΑΣΗ ΣΤΗΝ ΠΕΡΙΟΧΗ ΤΗΣ Ν.ΑΛΜΩΠΙΑΣ

Τα ρήγματα που επηρεάζουν τους ηφαιστειοκλαστικούς σχηματισμούς στην πεδιάδα της Αλμωπίας είναι όλα σχεδόν νεοτεκτονικά (μετα-Πλειοκαινικές δομές). Τα μεσοσκοπικά ρήγματα είναι κανονικά (ή πλαγιοκανονικά) έχουν μεγάλες γωνίες κλίσης με κατακόρυφα άλματα που κυμαίνονται μεταξύ λίγων εκατοστών (συνήθως 1 m) και 10 m. Παρατηρείται επίσης συστηματική κλίση των περισσότερων ρηγμάτων προς τα Ν με

μετάπτωση προς τα ΝΑ. Γενικά μπορεί να γίνει δεκτό πως στην ευρύτερη περιοχή της Αλπωπίας τόσο στο Αλπικό υπόβαθρο, όσο και στους νεότερους σχηματισμούς παρατηρούνται ρήγματα κυρίως ΑΒΑ-ΔΝΔ διεύθυνσης τα οποία μπορούν να θεωρηθούν σαν αποτέλεσμα επαναδραστηριοποίησης (Παυλίδης 1998) (Σχ. 6).

Ακόμα στην περιοχή μελέτης με ομαδοποίηση ρηγμάτων διαπιστώθηκαν δύο κύριες φάσεις εφελκυσμού (Μπαρμπάρους & Συμεάκης 1989, από Παυλίδης 1998). Η πρώτη στο Α. Μειόκαινο – Πλειόκαινο με διεύθυνση ΒΒΑ-ΝΝΔ και η δεύτερη στο Τεταρτογενές με διεύθυνση σ3 ΒΔ-ΝΑ έως ΒΒΔ-ΝΝΑ. Κατά την εφελκυστική φάση του Τεταρτογενούς τα ΑΒΑ-ΔΝΔ διεύθυνσης ρήγματα έπαιξαν τον πιο ουσιαστικό ρόλο στην διαμόρφωση της περιοχής και της βύθισης της λεκάνης της Αλμωπίας. Η τεκτονική αυτή συνεχίζεται μέχρι σήμερα (Παυλίδης 1998).



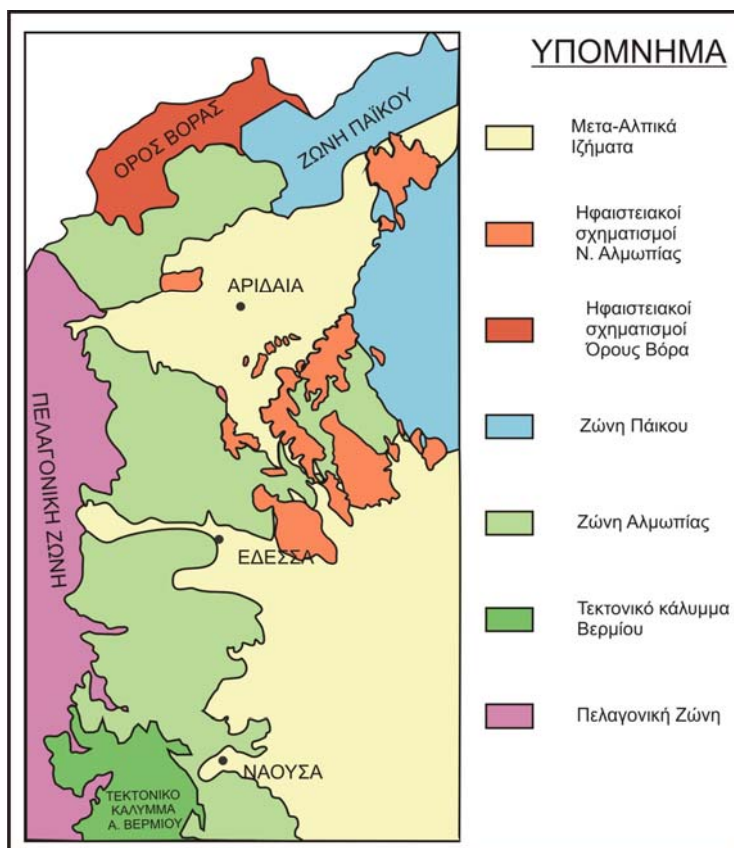
Σχ. 6 Οι σπουδαιότερες νεοτεκτονικές δομές στο χώρο της Κεντρικής Μακεδονίας (Pavlides 1977), σε κόκκινο πλαίσιο η περιοχή μελέτης.

3. ΤΑ ΗΦΑΙΣΤΕΙΑΚΑ ΠΕΤΡΩΜΑΤΑ ΤΗΣ Ν.ΑΛΜΩΠΙΑΣ

3.1. ΓΕΝΙΚΑ

Οι μελετώμενοι ηφαιστειακοί σχηματισμοί της Ν. Αλμωπίας τοποθετούνται μεταξύ της λεκάνης της Αλμωπίας και της πεδιάδας των Γιαννιτσών, καλύπτοντας επιφανειακή έκταση περίπου 100 km² (Ελευθεριάδης 1977). Βόρεια της περιοχής αυτής υψώνεται το όρος Βόρας, ενώ στα Ανατολικά βρίσκεται το όρος Πάικο. Νότια της περιοχής εκτείνεται η πεδιάδα της Κεντρικής Μακεδονίας, και στα νοτιοδυτικά υπάρχει το όρος Βέρμιο (Σχ. 7).

Τα ηφαιστειακά πετρώματα οριοθετούνται ανατολικά από ασβεστόλιθους, διαβάσες και φλύσχη και δυτικά από οφειολιθικά συμπλέγματα και ασβεστόλιθους. Νότια των σχηματισμών συναντώνται οι αλλουβιακές αποθέσεις της λεκάνης των Γιαννιτσών, και βόρεια τα αλλουβιακά ιζήματα της πεδιάδας της Αριδαίας. Οι ηφαιστειακοί αυτοί σχηματισμοί, βρίσκονται υπό μορφή συμπαγών τεμαχίων, ηφαιστειακών λατυποπαγών και ηφαιστειακών τόφων. (Ελευθεριάδης 1977). Το μορφολογικό ανάγλυφο της περιοχής είναι πεδινό έως λοφώδες με υψόμετρο που φτάνει τα 130 έως 160 m περίπου.



Σχ.7 Γεωλογικό σκαρίφημα της ευρύτερης περιοχής μελέτης (τροποποιημένο από Mercier 1966).

3.2 ΗΛΙΚΙΑ ΤΩΝ ΗΦΑΙΣΤΙΤΩΝ

Πολλοί είναι εκείνοι που συνέβαλαν στην χρονολόγησή των ηφαιστιτών, τόσο του ορεινού όγκου του Βόρα, όσο και των ηφαιστειοκλαστικών του πεδινού τμήματος της Αλμωπίας (Πίν. 1).

Οι πρώτες αναφορές για την ηλικία των ηφαιστειακών της Αλμωπίας προέρχονται από τους Cnijic (1908) και Kossmat (1924), οι οποίοι τα θεωρούν ηλικίας Άνω Ολιγοκαίνου και Κάτω Μειοκαίνου αντίστοιχα (Βουγιουκαλάκης 2002). Οι Mercier & Sauvage (1965) αποδίδουν για πρώτη φορά Άνω Πλειοκαινική ηλικία με τη χρονολόγηση δύο δειγμάτων με γυρεόκοκκους σε λιμναίους ορίζοντες ηφαιστειοκλαστικών σχηματισμών (5 και 4,6 Ma).

Οι Bellon et al. (1979) δημοσιεύουν 4 ραδιοχρονολογήσεις δίνοντας ηλικίες από 4 έως 2,65 Ma (από Βουγιουκαλάκης 2002).

Ο Παυλίδης (1998) με τη μέθοδο K/Ar χρονολογεί 1 δείγμα ρυολιθικής τέφρας που βρίσκεται ενδιαστωμένη στις νοτιότερες πεδινές εμφανίσεις της Αλμωπίας (4,8Ma).

Οι Steenbrink et al. (1999) δημοσιεύουν 9 χρονολογήσεις από ορίζοντες τέφρας που ενδιαστρώνεται στις λιγνιτικές αποθέσεις της Πτολεμαΐδας. Η χρονολόγηση έγινε με τη μέθοδο $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ σε κρυστάλλους σανιδίνου και βιοτίτη και οι ηλικίες που προέκυψαν κυμαίνονται από 5,002 έως 4,862 Ma με σφάλμα 50 Ka (από Βουγιουκαλάκης 2002).

Οι Kolios et al. (1980) δημοσιεύουν τις ακριβείς θέσεις δειγματοληψίας από 10 ραδιοχρονολογήσεις που πραγματοποιήθηκαν με τη μέθοδο K/Ar και τοποθετούν την ηφαιστειακή δράση μεταξύ 5 και 1,8 Ma (5-4 Ma για τις ασβεσταλκαλικές λάβες και 2,5-1,8 Ma για τους σοσσονίτες).

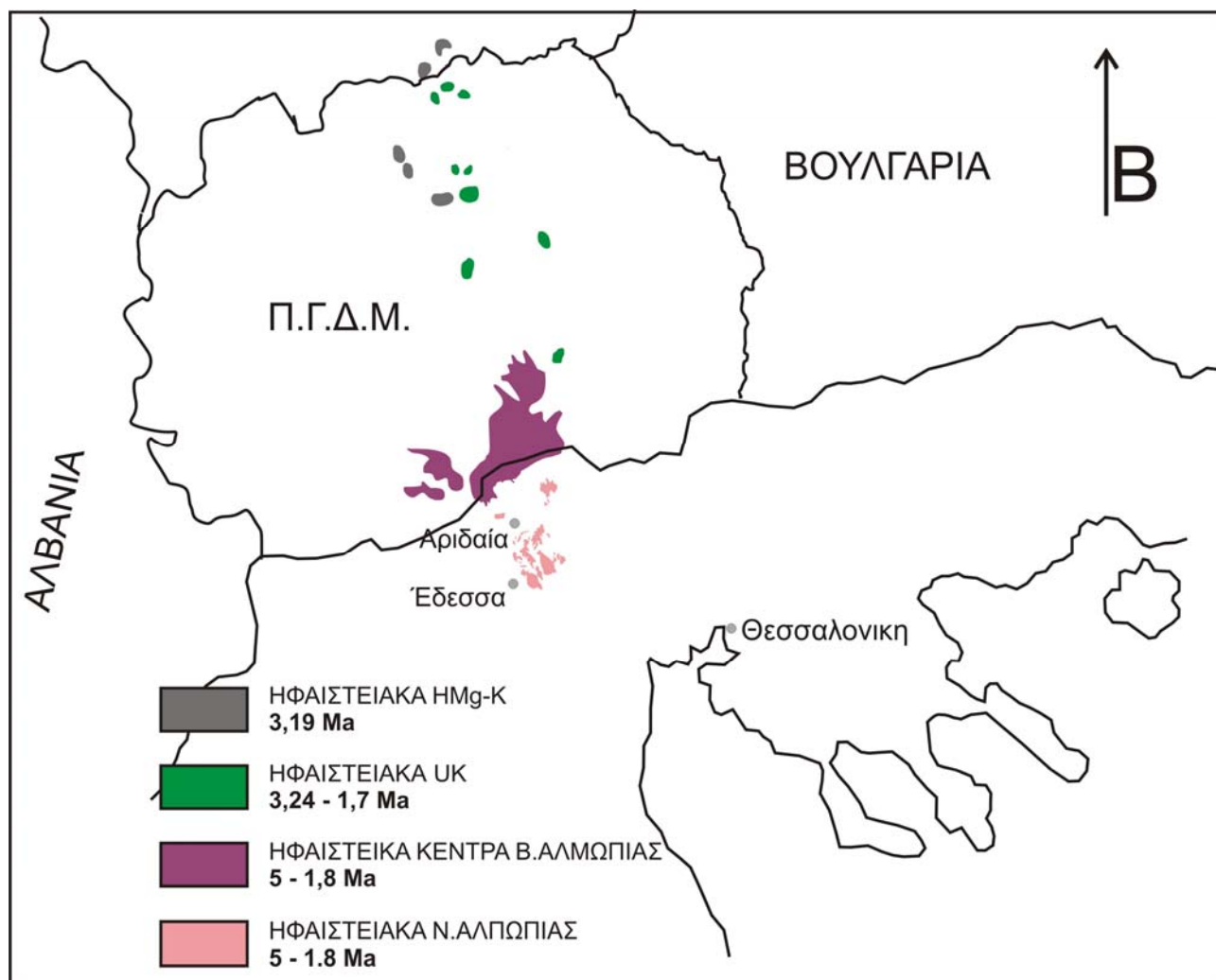
Οι ChorianoIroulou et al. (1984) από χρονολόγηση των λιμναίων ιζημάτων με γύρη οριοθετούν επίσης την ηφαιστειότητα στο Κάτω Πλειόκαινο.

Ο Βουγιουκαλάκης (2002) με ραδιοχρονολόγηση σε 10 δείγματα, με τη μέθοδο K/Ar θεωρεί την ηλικία των ηφαιστειακών από 5,6 έως 1,8 Ma.

Αντίστοιχα οι ραδιοχρονολογήσεις στο χώρο της ΠΓΔΜ πραγματοποιήθηκαν από τους Arsonski (1989) όπου αποδίδουν ηλικία μετα-Άνω Πλειοκαινική, και οι Karamata et al. (1994) χρονολογούν με τη μέθοδο K/Ar (ή Ar/Ar) τους ηφαιστίτες από 6,5 έως 3,9 Ma (Βουγιουκαλάκης 2002). Οι Boen et al. (1997) και Boen & Yanev (2003) δίνουν στους ηφαιστίτες, ηλικία από 6,5 έως 1,8 Ma (Yanev et al. 2008). Τα παραπάνω χρονολογικά δεδομένα φαίνονται στο σχήμα 8.

Πίνακας 1. Χρονολογήσεις των ηφαιστιτών της Ν.Αλμωπίας, του Βόρα και της Π.Γ.Δ.Μ.

ΣΧΗΜΑΤΙΣΜΟΣ	ΗΛΙΚΙΑ Ma	ΤΥΠΟΣ ΧΡΟΝΟΛΟΓΗΣΗΣ	ΟΝΟΜΑ
	Ανω Ολιόκαινο		Cvijic (1908)
	Κάτω Μειόκαινο		Kossmat (1924)
Λιμναίοι ορίζοντες ηφαιστειοκλαστικών	5.0, 4.9	χρονολόγηση γυρεόκκοκων	Mercier&Sauvage (1965)
Ηφαιστειοκλαστικά προϊόντα και ηφαιστίτες του ορεινού όγκου του Βόρα	4.0, 3.52, 3.15, 2.65	K/Ar	Bellon et al.(1979)
ασβεσταλκαλικές και σοσονίτικές λάβες	5.0 ± 0.2, 4.6 ± 0.2, 4.5 ± 0.2, 4.5 ± 0.2, 4.4 ± 0.2, 4.3 ± 0.2, 4.0 ± 0.2, 2.5. ± 0.1, .9 ± 0.1, 1.8 ± 0.1	K/Ar	Kolios et al.(1980)
λιμναία ιζήματα	Κάτω Πλειόκαινο	χρονολόγηση γυρεόκκοκων	Chorianopoulou et. al. (19850
ρυολιθική τέφρα	4.8	K/Ar	Παυλίδης (1998)
κρυστάλλοι σανιδίνου και βιοτίτη	4.083~4.036, 4.162~4.122, 4.137~4.132, 4.207~4.152, 4.322, 4.222~4.178, 4.888~4.843, 5.002~4.862, 4.885~4.841	$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	Steenbric (1999)
επί ολόκληρου του πετρώματος, όσο και σε κρυστάλλους σανιδίνου και κεροστίλβης στα ηφαιστειακά πετρώματα του Βόρα	2.1±0.1, 2.2±0.1, 9.3±0.3*, 9.4±0.3*, 6.9±0.3*, 7.1±0.4*, 4.3±0.5, 4.1±0.5, 4.3±0.2*, 4.6±0.5*, 2.2±0.6*, 2.0±1.0*, 8.9±0.3*, 9.0±0.3*, 8.7±0.3*, 8.5±0.3*, 17.1±1*, 11.0±0.5*, 11.0±1*, 7.5±0.3*, 7.7±0.3*, 6.9±0.3*, 6.9±0.3* (*δεν θεωρούνται ασφαλείς ηλικίες λόγω περίσσειας ραδιενεργού Ar)	K/Ar	Βουγιουκαλάκης (2002)
υδροθερμική εξαλλοίωση σανιδίνου	4.2	Ar/Ar	Tresch & Frantz (1992)
	6.5 – 3.9	K/Ar	Karamata (1994)
ηφαιστειακά πετρώματα της Π.Γ.Δ.Μ. (LMg-K ομάδα)	6.5–1.8	K/Ar	Boev (1997), Boev & Yanev (2003)

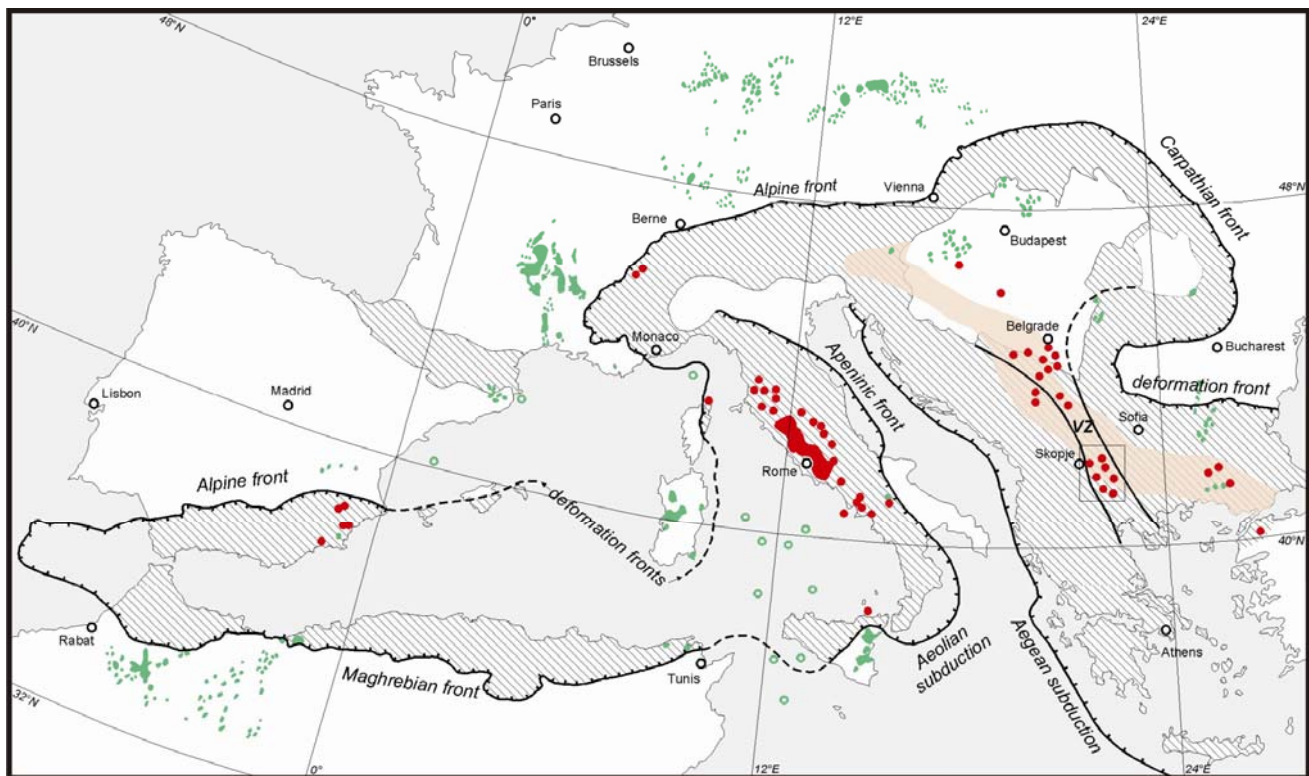


Σχ. 8 Τα Πλειο-Πλειστοκαινικά ηφαιστειακά πετρώματα στην περιοχή της κεντρικής Μακεδονίας, της Π.Γ.Δ.Μ. και της νότιας Σερβίας και οι αντίστοιχες ηλικίες τους.

4. ΚΑΙΝΟΖΩΙΚΗ ΗΦΑΙΣΤΕΙΟΤΗΤΑ ΤΟΥ ΕΛΛΗΝΙΚΟΥ ΧΩΡΟΥ

4.1. ΓΕΝΙΚΑ

Κατά τη διάρκεια του Τριτογενούς και του Τεταρτογενούς, η σύγκλιση μεταξύ Ευρασίας και Αφρικής είχε ως αποτέλεσμα τη δημιουργία μίας ποικιλίας ορογενών και διαφόρων ειδών υποβύθισης στην ευρύτερη περιοχή της Μεσογείου. Σήμερα ενεργή υποβύθιση συμβαίνει μόνο κάτω από το τόξο της Καλαβρίας και του Αιγαίου, ενώ στις άλλες περιοχές η υποβύθιση έχει σταματήσει και στις περισσότερες περιπτώσεις το γεωδυναμικό περιβάλλον σχετίζεται με στάδια μετά την σύγκρουση. Χαρακτηριστικές δομές αυτής της περιοχής περιλαμβάνουν τοξοειδείς ορογενετικές ζώνες και εκτατικές λεκάνες, που και οι δύο μπορούν να ερμηνευτούν με roll-back υποβυθιζόμενων πλακών και οπισθοχωρούντων ζωνών υποβύθισης. Μετά την λήξη της ενεργής υποβύθισης έλαβαν χώρα η αποκόλληση της υποβυθιζόμενης πλάκας και η μετα-ορογενετική βαρυτική κατάρρευση της παχυσμένης λιθόσφαιρας. Αυτή η πολύπλοκη τεκτονική ιστορία συνοδεύτηκε από τη δημιουργία μιας ποικιλίας μαγμάτων. Τα περισσότερα από αυτά τα μάγματα (π.χ. χαμηλού-Κ θολειϊτικοί, ασβεσταλκαλικοί, σοσσονιτικοί και υπεραλκαλικοί τύποι) έχουν ιχνοστοιχεία και ισοτοπικά χαρακτηριστικά τα οποία συνήθως αντανakλούν εμπλουτισμό των πηγών τους από ρευστά που συνδέονται με υποβύθιση. Οπότε, μπορούν να θεωρηθούν «μάγματα συνδεόμενα με υποβύθιση» άσχετα από τις γεωδυναμικές τους συγγένειες. Ενδοπλακικοί αλκαλι – βασάλτες που επίσης βρίσκονται στην περιοχή γενικά είναι μεταγενέστεροι της ηφαιστειότητας που σχετίζεται με την υποβύθιση (Harangi et al. 2006). Οι ευρέως διαδεδομένες εμφανίσεις της Καινοζωικής υπεραλκαλικής ηφαιστειότητας (ultrapotassic - UK) της περιοχής της Μεσογείου στο Αλπικό σύστημα έχουν δώσει αφορμή για τον διαχωρισμό των καλιούχων μαγματικών σειρών της περιοχής αυτής. Αυτή η ηφαιστειακή δραστηριότητα λαμβάνει χώρα σε συγκεκριμένες περιοχές των Αλπικών ζωνών πτυχώσεων, όπως στην Ισπανία, την Κορσική, τις δυτικές Άλπεις, την κεντρική Ιταλία, την κεντρική και νότια Σερβία, την Π.Γ.Δ.Μ., την νότια Βουλγαρία και την δυτική Τουρκία (Yanev et al. 2008) (Σχ. 9).



Σχ. 9 Κατανομή της Καινοζωικής υπεραλκαλικής (κόκκινα) και Na – αλκαλικής (πράσινα) ηφαιστειότητας σε σχέση με τα πετρώματα του Αλπικού συστήματος (Yanev et al. 2008).

Στην Ελλάδα έχουν διαχωριστεί πέντε επαρχίες (Α-Ε) Καινοζωικής ηφαιστειότητας που βασίζονται στην ηλικία, την τοποθέτηση και την σύσταση καθώς και μία επαρχία διάσπαρτης ηφαιστειότητας (Pe-Piper and Piper 2002, Vougioukalakis 2002 από Plant et al. 2005) που περιγράφονται παρακάτω (Σχ. 10).

4.2. Η ΕΠΑΡΧΙΑ ΑΝΑΤΟΛΙΚΗΣ ΜΑΚΕΔΟΝΙΑΣ - ΘΡΑΚΗΣ

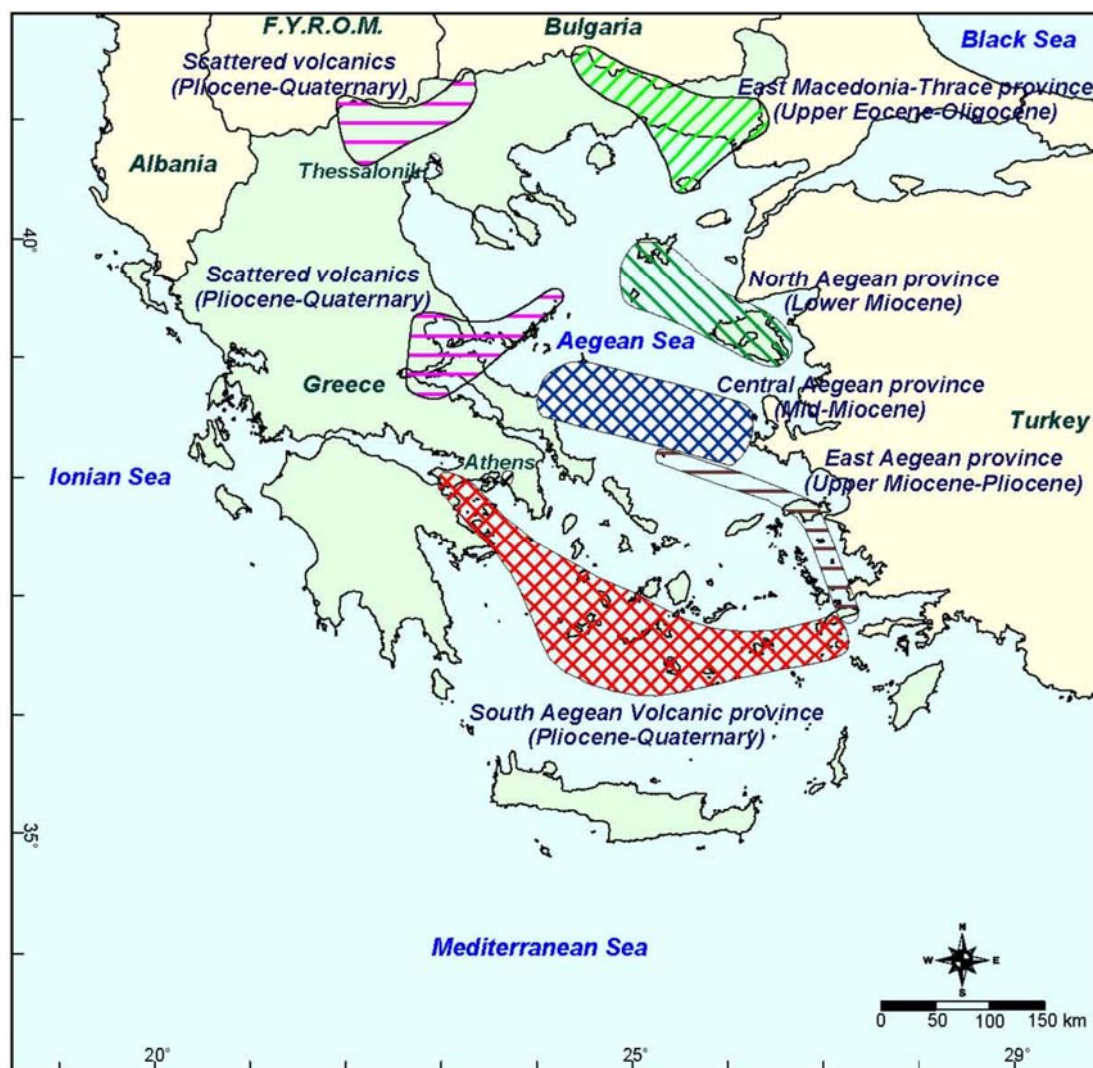
Η επαρχία της Ανατολικής Μακεδονίας – Θράκης (Άνω Ηώκαινο – Ολιγόκαινο) συνίσταται από δόμους και ροές λάβας, και εκτεταμένα μεγάλα καλύμματα ιγκνιμπριτών. Ασβεσταλκαλικά έως σοσσονιτικά πετρώματα αποτελούνται από ενδιάμεσα έως υψηλού καλίου ηφαιστειακά πετρώματα, τυπικά ορογενετικών σειρών ενεργού ηπειρωτικού περιθωρίου. Οι βασάλτες απουσιάζουν και τα πιο βασικά πετρώματα είναι βασαλτικοί ανδεσίτες. Η πρώτη Καινοζωική ηφαιστειακή δραστηριότητα στον Ελλαδικό χώρο που εκδηλώνεται στο Άνω Ηώκαινο – Κάτω Μειόκαινο στη Βόρεια Ελλάδα και στο Βόρειο Αιγαίο, μπορεί να αποδοθεί στην παράλληλη δράση και αλληλεπίδραση μεταξύ εκτατικής κατάρρευσης του ορογενούς που είχε οικοδομηθεί στην περιοχή και της ενεργού προς τα βόρεια υποβύθισης του ωκεάνιου φλοιού της Τηθύος. Σε αυτή τη διαδικασία η κατάρρευση

λεπταίνει σημαντικά τη λιθόσφαιρα προκαλώντας αδιαβατική αποσυμπίεση του μανδύα της υπο-ηπειρωτικής λιθόσφαιρας και μεγάλες τεκτονικές ασυνέχειες στον ανώτερο φλοιό που συμπεριφέρεται θραυσιγενώς. Η ενεργή υποβύθιση συμβάλει καθοριστικά με την συνεισφορά ρευστών που απελευθερώνει (πτητικά και πυριτικά τήγματα) και των ρευμάτων μεταφοράς που προκαλεί η παρουσία της, στην ταπείνωση της καμπύλης στερεάς φάσης (solidus) και στην δυνατότητα μακροχρόνιας παραγωγής νέων τηγμάτων. Έτσι παράλληλα με την έναρξη της εκτατικής κατάρρευσης του ορογενούς άρχισε η εκδήλωση ηφαιστειακής δραστηριότητας. Τα ηφαιστειακά κέντρα κατανέμονται σε μια ζώνη 2000km με διεύθυνση Α-Δ, που εκτείνεται πέραν της Αν. Μακεδονίας – Θράκης και στην Κεντρική και Ανατολική Ροδόπη καθώς και σε μέρος της Ευρωπαϊκής Τουρκίας. Οι Άνω Ηωκαινικοί ηφαιστίτες έχουν καταγραφεί ως ηφαιστειοκλαστικές ενστρώσεις στα αντίστοιχης ηλικίας μολασσικά ιζήματα της περιοχής. Τα γεωχημικά και ισοτοπικά χαρακτηριστικά των ηφαιστιτών στηρίζουν την υπόθεση ότι τα βασικά πρωτογενή μάγματα της επαρχίας αυτής προέρχονται από μανδυακή πηγή ετερογενώς εμπλουτισμένη σε συστατικά προερχόμενα από υποβυθιζόμενη λιθόσφαιρα και ότι η γένεση τήγματος οφείλεται στη λιθοσφαιρική λέπτυνση.

4.3. Η ΕΠΑΡΧΙΑ ΤΟΥ ΒΟΡΕΙΟΥ ΑΙΓΑΙΟΥ

Η επαρχία του Βορείου Αιγαίου (Κάτω Μειόκαινο) αποτελείται κυρίως από ενδιάμεσα ασβεσταλκαλικά έως σοσσονιτικά ηφαιστιακά πετρώματα, τυπικά ενεργής ηπειρωτικής ζώνης υποβύθισης, Καθ' όλη τη διάρκεια του Κ. Μειοκαίνου εκδηλώνεται έντονη ηφαιστειακή δράση στην περιοχή του βορείου Αιγαίου (Σαμοθράκη, Ίμβρος, Λήμνος, Αγ. Ευστράτιος, Λέσβος) και στις εγγύτερες περιοχές της Μ. Ασίας. Ο μηχανισμός γένεσης του μάγματος που τροφοδότησε την Κάτω Μειοκαινική ηφαιστειότητα θεωρείται η ενεργή υποβύθιση και η εκτατική αποσυμπίεση του υπολιθοσφαιρικού μανδύα. Φαίνεται δηλαδή να συνδέεται κυρίως με την τεκτονική παραμόρφωση του φλοιού. Η ριζική αλλαγή στην ηφαιστειότητα μεταξύ Κάτω-Μέσου Μειοκαίνου (~ πριν από 21 Ma) μπορεί να συνδεθεί με τις αλλαγές στην κινηματική των πλακών Αφρική και Ευρασίας, όπου υπήρξε σοβαρή αλλαγή στο άνωσμά της μεταξύ τους υποβύθισης. Στο Μέσο Μειόκαινο, (~17 Ma) έχουμε τη σύγκρουση μεταξύ Αραβικής πλάκας και Ανατολίας προς τα Δυτικά που πιθανά ενεργοποιεί και την περιστροφή του τεμάχους του Δυτικού Αιγαίου. Εναλλακτικά αυτό μπορεί να είναι συνέπεια του τελικού κλεισίματος του ωκεανού της Τηθύος σε Κυκλάδες και Πελοπόννησο. Αυτά συνεπάγονται το τέλος της ηφαιστειότητας στο Βόρειο Αιγαίο και

την έναρξη της δημιουργίας των πλουτωνιτών των Κυκλάδων, καθώς και μικρής έκτασης διάσπαρτη ηφαιστειότητα.



Σχ. 10 Οι Καινοζωικές μαγματικές επαρχίες του ελληνικού χώρου (τροποποιημένο από Βουγιουκαλάκη 2002, από Plant 2005).

4.4. Η ΕΠΑΡΧΙΑ ΤΟΥ ΚΕΝΤΡΙΚΟΥ ΑΙΓΑΙΟΥ.

Η επαρχία του Κεντρικού Αιγαίου αποτελείται από ηφαιστειακά προϊόντα κατά κύριο λόγο είναι ενδιάμεσης σύστασης προβαλλόμενα μεταξύ ασβεσταλκαλικής και Υ.Κ. ασβεσταλκαλικής σειράς, τα οποία εμφανίζονται σε μονογενετικά κέντρα (δόμοι λάβας). Στην περιοχή του Κεντρικού Αιγαίου εκδηλώνεται μεταξύ 17 και 13 Ma μικρού όγκου έκτασης διάσπαρτη ηφαιστειότητα (Σκύρος, Ψαρά, Χίος) ενώ μεγαλύτερης έκτασης σχηματισμοί εμφανίζονται στην Κεντρική Εύβοια (Οξίλιθος και Όριο). Ο καλιούχος αλκαλικός μαγματισμός του Μέσου-Άνω Μειοκαίνου μπορεί να εξηγηθεί χωρίς υποβύθιση,

με την ύπαρξη κατά θέσεις αποσυμπιεστικών τάσεων του υπο-ηπειρωτικού λιθοσφαιρικού μετασωματωμένου μανδύα που προκαλούν χαμηλού βαθμού τήξη του.

4.5. Η ΕΠΑΡΧΙΑ ΤΟΥ ΑΝΑΤΟΛΙΚΟΥ ΑΙΓΑΙΟΥ

Η ηφαιστειακή δράση της επαρχίας του Ανατολικού Αιγαίου (Ανω Μειόκαινο – Πλειόκαινο) βρίσκεται μεταξύ Σάμου και Κω, καθώς επίσης στους Καλόγερους (βραχονησίδα μεταξύ Άνδρου και Χίου) και στην Πάτμο. Νατριούχοι αλκαλικοί βασάλτες είναι ο κυρίαρχος τύπος πετρωμάτων στην ηφαιστειότητα του Ανω Μειόκαινου – Πλειόκαινου. Καλιούχοι τραχείτες εμφανίζονται ως ροές λάβας και δόμοι καθώς και σαν πυροκλαστικά. Έχουν καταγραφεί επίσης λατίτες και ρυόλιθοι και μικρές εμφανίσεις φωνολίθων. Πετρογενετικά τα καλιούχα μάγματα φαίνεται να μην επηρεάζονται από διεργασίες υποβύθισης, αλλά πιθανόν να προέρχονται από μικρό βαθμό μερικής τήξης ενός μετασωματωμένου μανδύα ηπειρωτικής λιθόσφαιρας (Βουγιουκαλάκης 2002). Μια σοβαρή αλλαγή στην διεύθυνση και στο ρυθμό υποβύθισης μεταξύ Αφρικής – Ευρασίας πραγματοποιείται πριν από 10 Ma, ίδια εποχή που παρατηρείται και ριζική αλλαγή στην τεκτονική παραμόρφωση του Αιγαίου.

4.6. Η ΔΙΑΣΠΑΡΤΗ ΠΛΕΙΟ – ΤΕΤΑΡΤΟΓΕΝΗΣ ΗΦΑΙΣΤΕΙΟΤΗΤΑ

Η διάσπαρτη Πλειο - τεταρτογενής ηφαιστειότητα συνδέεται άμεσα με την άφιξη και έντονη ενεργοποίηση του βόρειου κλάδου του ρήγματος της βόρειας Ανατολίας. Η δράση αυτή εστιάζεται στις δυτικές ακτές του Παγασητικού και στο Βόρειο Ευβοϊκό κόλπο (Αχίλλειο, Πορφύριο, Μικροθήβες, Λιχάδες, Άγ. Ιωάννης), στον ορεινό όγκο του Βόρρα (Αλμωπία), στη περιοχή Στρυμώνα (Στρυμωνικό, Δίδυμοι Λόφοι, Γάβρα, Άγκιστρο), στην Αντίπαρο και στη βραχονησίδα Ψαθούρα. Με εξαίρεση την Ψαθούρα που αποτελείται από νατριούχους βασάλτες, οι ηφαιστίτες της υπόλοιπης περιοχής προβάλλονται στα πεδία Υ.Κ. ασβεσταλκαλικής και της σοσσωνιτικής σειράς. Τα γεωχημικά χαρακτηριστικά των ηφαιστιτών, εκτός της Αντίπαρου, οδηγούν στο συμπέρασμα ότι τα πρωτογενή τήγματα προέρχονται από μετασωματωμένο λιθοσφαιρικό μανδύα. Η διάσπαρτη αυτή ηφαιστειότητα είναι παρόμοιας ηλικίας με αυτή της επαρχίας του Νότιου Αιγαίου, αλλά πλαισιώνεται από διαφορετικό γεωτεκτονικό περιβάλλον και διαφορετική σύσταση, που είναι παρόμοια με αυτή της ηφαιστειακής επαρχίας «Roman» της Ιταλίας (Plant et al. 2005).

4.7. ΤΟ ΗΦΑΙΣΤΕΙΑΚΟ ΤΟΞΟ ΤΟΥ ΝΟΤΙΟΥ ΑΙΓΑΙΟΥ

Έντονη ηφαιστειακή δραστηριότητα εκδηλώνεται από το Πλειόκαινο μέχρι σήμερα την περιοχή του ηφαιστειακού τόξου του Νότιου Αιγαίου. Το όριο του Πλειοκαίνου είναι η πιθανότερη χρονική στιγμή που αποκαθίσταται η σημερινή ταχύτητα σύγκλισης Αφρικής – Αιγαίου (35 mm/y) και οφείλεται πιθανά στην εμπλοκή των εβαποριτών του Μεσηνίου στη ζώνη υποβοήθησης. Οι μεγάλες ταχύτητες σύγκλισης προκαλούν αύξηση της ροής των ρευστών που απελευθερώνονται από την υποβυθιζόμενη λιθόσφαιρα και αρχίζει η ηφαιστειότητα του τόξου του νοτίου Αιγαίου. Στο Σουσάκι, την Αίγινα και στον Πόρο, η ηφαιστειότητα περιορίζεται στο Πλειόκαινο, ενώ τα Μέθανα, η Σαντορίνη και η Νίσυρος είναι Τεταρτογενή οικοδομήματα. Στα νησιωτικά συμπλέγματα Μήλου, Σαντορίνης και Κω-Νισύρου οικοδομούνται μεγάλα σύνθετα πολυκεντρικά ηφαίστεια (10-40 km³ πάνω από τη στάθμη της θάλασσας) που τροφοδοτούνται από δεκάδες κυβικά χιλιόμετρα εξελιγμένου μάγματος. Το σύνολο των δειγμάτων του Νοτίου Αιγαίου προβάλλεται μεταξύ των τυπικών ασβεσταλκαλικών και των Υ.Κ. ασβεσταλκαλικών σειρών με πολύ μικρή διασπορά (αν εξαιρεθούν οι βασαλτικοί ανδεσίτες Κιμώλου και Αίγινας). Τα βασαλτικής σύστασης προϊόντα, που συναντώνται μόνο στην Σαντορίνη προβάλλονται στο πεδίο της θολειτικής σειράς. Τα γενικά γεωχημικά τους χαρακτηριστικά είναι απόλυτα σύμφωνα με προϊόντα ηφαιστειακών τόξων σε περιοχές υποβύθισης πάνω από λεπτό ηπειρωτικό φλοιό. Η γένεση του τήγματος αποδίδεται ομόφωνα στην μερική τήξη του ενυδατωμένου λιθοσφαιρικού μανδύα που βρίσκεται πάνω από την υποβυθιζόμενη Αφρικανική πλάκα (Βουγιουκαλάκης 2002, Pe Piper & Piper 2002).

5. Η ΜΕΛΕΤΗ ΤΩΝ ΙΧΝΟΣΤΟΙΧΕΙΩΝ ΣΤΑ ΗΦΑΙΣΤΕΙΑΚΑ ΠΕΤΡΩΜΑΤΑ

5.1. ΓΕΝΙΚΑ

Τα ιχνοστοιχεία είναι αυτά που εμφανίζονται σε πολύ μικρές συγκεντρώσεις στα συνήθη πετρώματα (συνήθως $<0,1\%$ κατά βάρος) και γι' αυτό οι περιεκτικότητές τους εκφράζονται σε ppm (parts per million, $1\text{ppm} = 10^{-4} \text{ wt}\%$). Σε αντίθεση με τα κύρια στοιχεία, τα ιχνοστοιχεία τείνουν να συγκεντρώνονται σε λιγότερα ορυκτά και γι' αυτό είναι πιο χρήσιμα στην αναγνώριση διαδικασιών μαγματικής διαφοροποίησης και σε κάποιες περιπτώσεις για τον προσδιορισμό της πηγής προέλευσης ενός συγκεκριμένου μάγματος. Αυτά που συνήθως χρησιμοποιούνται για την ερμηνεία της πετρογένεσης των πυριγενών πετρωμάτων είναι τα: Ni, Cr, Sc, V, Rb, Ba, Sr, Zr, Y, Nb και οι σπάνιες γαίες (REE, La έως Lu). Οι συγκεντρώσεις τους ποικίλουν στους διάφορους τύπους πετρωμάτων. Αυτό οφείλεται στην εκλεκτικότητα των ιχνοστοιχείων που δείχνουν στα κύρια στοιχεία, πράγμα το οποίο έχει επίδραση στην κατανομή τους. Για παράδειγμα ενώ το Ni και το Cr δείχνουν μεγαλύτερες συγκεντρώσεις σε βασικά και υπερβασικά πετρώματα, το Zr και το Rb βρίσκονται κυρίως συγκεντρωμένα σε όξινα πετρώματα. Η συμμετοχή ενός ιχνοστοιχείου στην κρυσταλλική δομή ενός ή περισσότερων ορυκτών εξαρτάται από το σθένος του, την ιοντική του ακτίνα και ακόμα από την ηλεκτραρνητικότητά του και τις επιδράσεις κρυσταλλικού πεδίου; (crystal field effects). Οι παραπάνω παράγοντες είναι αυτοί που ελέγχουν την εισαγωγή του ιχνοστοιχείου στα ορυκτά (Gromet & Silver 1986).

5.1.1. ΤΑΞΙΝΟΜΗΣΗ ΙΧΝΟΣΤΟΙΧΕΙΩΝ

Με βάση τα γεωχημικά τους χαρακτηριστικά μπορούν να ταξινομηθούν σε:

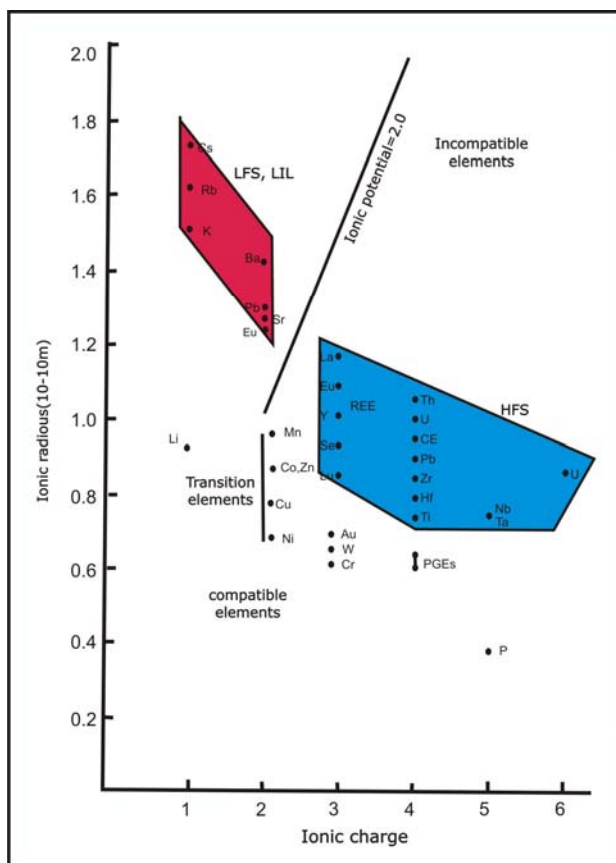
Μεγάλης ιοντικής ακτίνας λιθόφιλα στοιχεία (LILE: Large Ion Lithophile Elements). Τα στοιχεία αυτά χαρακτηρίζονται από μεγάλες ιοντικές ακτίνες και μικρά σθένη, και έτσι προτιμούν να παραμένουν στην υγρή φάση μέχρι να αρχίζει να κρυσταλλώνεται μια φάση με αρκετά μεγάλες θέσεις για να τα φιλοξενήσει. Τέτοια στοιχεία είναι τα K, Rb, Sr, και Ba και είναι ασυμβίβαστα με μανδυακές φάσεις.

Υψηλού πεδίου τάσεων στοιχεία (HFSE – High Field Strength Elements). Αυτά τα στοιχεία έχουν μεγάλα κατίοντα και μεγάλα σθένη επίσης. Είναι περισσότερο συμβίβαστα στα υπολειμματικά τήγματα. Τέτοια στοιχεία είναι τα Zr, Hf, Nb, Ta, Th και U.

Μεταβατικά στοιχεία. Αυτά χαρακτηρίζονται από σχετικά μικρές ιοντικές ακτίνες και είναι είτε δισθενή είτε τρισθενή. Είναι συμβιβαστά με μανδυακές φάσεις όπως είναι το Ni, Co, Cr και το Sc.

Σπάνιες γαίες (REE – Rare Earth Elements). Σε αυτήν την ομάδα ανήκουν στοιχεία με ατομικούς αριθμούς από 57(La) έως 72(Lu) και χαρακτηρίζονται από μεγάλες ιοντικές ακτίνες και το σθένος τους μπορεί να είναι +2 ή +3. Αποδείχθηκαν πολύ σημαντικά για τις πετρογενετικές ερμηνείες ωστόσο βρίσκονται σε πολύ μικρές συγκεντρώσεις πράγμα το οποίο καθιστά δύσκολη την ανάλυσή τους.

Εκτός από την παραπάνω διάκριση όμως, γενικότερα μπορούμε να διακρίνουμε δύο κύριους τύπους συμπεριφοράς. Τα ασυμβίβαστα στοιχεία, τα οποία κατά προτίμηση συγκεντρώνονται στην υγρή φάση κατά την τήξη και τα συμβιβαστά, τα οποία ενσωματώνονται στην φάση που κρυσταλλώνεται ή παραμένουν στην υπολειμματική φάση. Στα ασυμβίβαστα στοιχεία περιλαμβάνονται τα HFSE (Th, U, Ce, Pb^{4+} , Zr, Hf, Ti, Nb, Ta) και τα LILE (K, Rb, Cs, Ba, Pb^{2+} , Sr, Eu^{2+}), τα οποία είναι πιο ευκίνητα ειδικά όταν υπεισέρχεται η ρευστή φάση (Σχ. 11).



Σχ. 11 Διαχωρισμός των διάφορων ιχνοστοιχείων σε HFS και LFS, LIL με βάση την ιοντική τους ακτίνα και το σθένος τους.

5.2. Ο ΡΟΛΟΣ ΤΩΝ ΙΧΝΟΣΤΟΙΧΕΙΩΝ ΣΤΗΝ ΠΕΤΡΟΓΕΝΕΣΗ

5.2.1. ΠΡΟΣΔΙΟΡΙΣΜΟΣ ΔΙΕΡΓΑΣΙΩΝ ΚΡΥΣΤΑΛΛΩΣΗΣ

Οι συγκεντρώσεις των ιχνοστοιχείων στους πετρογραφικούς τύπους αντιπροσωπεύουν τις συγκεντρώσεις τους στα διαδοχικά τήγματα που προκύπτουν από την διαφοροποίηση ενός αρχικού μάγματος. Οι μεταβολές τους είναι τα αποτυπώματα των ορυκτών που συμμετέχουν ή ελέγχουν την διαφοροποίηση. Έτσι αν ένα ιχνοστοιχείο μειώνεται συνεχώς κατά την διαφοροποίηση (συμβιβαστό), αυτό σημαίνει ότι στην στερεά φάση υπάρχει κάποιο ή κάποια ορυκτά που προσλαμβάνουν το ιχνοστοιχείο αυτό. Την διαφοροποίηση δηλαδή ελέγχουν κάποια ορυκτά με μεγάλο K_d για το συγκεκριμένο ιχνοστοιχείο, όπου K_d είναι ο συντελεστής κατανομής ενός στοιχείου μεταξύ δύο φάσεων στερεού-υγρού. Εκφράζει την προτίμηση του στοιχείου αυτού να μπαίνει στην δομή ενός ορυκτού ή να μένει στο τήγμα. Ο K_d δίνεται από την σχέση: $K_d = \text{Συγκέντρωση ιχνοστοιχείου στο ορυκτό} / \text{Συγκέντρωση του ιχνοστοιχείου στο τήγμα}$. Αντίθετα αν ένα ιχνοστοιχείο εμπλουτίζεται κατά την διαφοροποίηση τότε αυτό σημαίνει πως την διαφοροποίηση ελέγχουν κάποια ορυκτά με μικρές τιμές K_d για το συγκεκριμένο ιχνοστοιχείο.

Η εφαρμογή των ιχνοστοιχείων στην πετρογένεση των πυριγενών πετρωμάτων έχει αποδειχθεί πολύ σπουδαία αφού τα δεδομένα τους μπορούν να χρησιμοποιηθούν για να ανακατασκευάσουν και να χαρακτηρίσουν συστάσεις με την χρήση απλών προτύπων μερικής τήξης και κλασματικής κρυστάλλωσης. Μπορούν δηλαδή, να χρησιμοποιηθούν για την εύρεση της διεργασίας που δημιούργησε μια σειρά πετρωμάτων. Αυτό είναι δυνατό εξαιτίας της διαφορετικής γεωχημικής συμπεριφοράς των συμβιβαστών και ασυμβίβαστων ιχνοστοιχείων κατά την διεργασία της διαφοροποίησης (Rea 1978). Αυτό προϋποθέτει πως οι αναλογίες και οι περιεκτικότητες τους θα μεταβάλλονται συναφώς. Πρέπει ακόμα να είναι καλά γνωστοί οι συντελεστές κατανομής για την ισορροπία κρυστάλλων-υγρού (τουλάχιστον για ένα ιχνοστοιχείο) και να είναι γνωστές οι φάσεις που λαμβάνουν μέρος. Έτσι λοιπόν τα ηφαιστειακά πετρώματα θεωρούνται κατάλληλα για τη μελέτη των ιχνοστοιχείων, αφού πιστεύεται πως αντιπροσωπεύουν υγρά. Στην κλασματική κρυστάλλωση μπορούν να προσδιοριστούν τα ορυκτά που αποτελούν το κρυσταλλούμενο στερεό, ενώ στην μερική τήξη μπορούν να προσδιοριστούν τα ορυκτά που αποτελούν το υπολειμματικό τήγμα. Η πρώτη ένδειξη για να καταλάβουμε τη διαδικασία διαφοροποίησης στην οποία οφείλεται η εξέλιξη της μαγματικής σειράς είναι ο τρόπος που μεταβάλλονται αυτά σε σχέση με κάποιον δείκτη διαφοροποίησης. Στα διαγράμματα συμβιβαστού-

ασυμβίβαστου η τάση κλασματικής κρυστάλλωσης διακρίνεται σαφώς από αυτήν της μερικής τήξης. Στην κλασματική κρυστάλλωση η σχέση των δύο ιχνοστοιχείων παριστάνεται από μία ευθεία γραμμή που η κλίση της δείχνει έντονη μείωση του συμβιβαστού στοιχείου. Δηλαδή το αναμενόμενο αποτέλεσμα μιας προχωρημένης κλασματικής κρυστάλλωσης θα είναι μια εξαιρετική ελάττωση σε συμβιβαστά στοιχεία των τελευταίων υγρών και η αλλαγή στις αναλογίες των ασυμβίβαστων θα είναι πολύ μικρή. Ενώ στη μερική τήξη η σχέση παριστάνεται από μία καμπύλη που παρουσιάζει μικρή μεταβολή της συγκέντρωσης του συμβιβαστού στοιχείου και ο εμπλουτισμός σε ασυμβίβαστα στοιχεία προσδιορίζουν μικρό βαθμό τήξης. Επίσης η μελέτη των ιχνοστοιχείων και της μεταβολής της γεωχημείας τους μπορεί να χρησιμοποιηθεί ακόμα και σε διεργασίες προέλευσης μάγματος από ανομοιογενή περιοχή ή από ρύπανση και μίξη μαγμάτων. Για παράδειγμα μια μεταβολή στην γεωχημεία των ιχνοστοιχείων των ωκεάνιων βασαλτών είναι ενδεικτική ανομοιογένειας του άνω μανδύα. Η μίξη μαγμάτων και η αφομοίωση δίνουν μεγάλο εύρος καμπύλων αλλά με αντίθετη καμπυλότητα σε σχέση με τις καμπύλες που δίνει η μερική τήξη και ποτέ μία ευθεία γραμμή.

Ακόμα η γεωχημεία των ιχνοστοιχείων μπορεί να αποτελέσει μέσο για την διάκριση μεταξύ υψηλής και χαμηλής πίεσης περιοχών όπου υπεισέρχονται ιδιαίτερες ορυκτολογικές φάσεις.

5.2.2. ΠΡΟΣΔΙΟΡΙΣΜΟΣ ΣΥΓΓΕΝΕΙΑΣ ΜΑΓΜΑΤΩΝ

Η πρόοδος στην χρήση των ιχνοστοιχείων τα τελευταία χρόνια είναι πως έχουν ανάγει την χρήση τους από αποτυπώματα, επιτρέποντας την σύγκριση μεταξύ πετρωμάτων για τον προσδιορισμό του βαθμού συγγένειας μεταξύ των μαγμάτων και τον καθορισμό για το αν αυτά είναι συμμαγματικά ή όχι. Έτσι στο διάγραμμα διαφοροποίησης με ιχνοστοιχεία αν τα πετρώματα που εξετάζονται είναι συμμαγματικά, τότε αυτά πρέπει να προβάλλονται πάνω σε μία γραμμή, η οποία πρέπει να είναι απλή και συνεχής. Αν τα σημεία δημιουργούν διαφορετικές μη συνεχόμενες τάσεις, συνήθως παράλληλες ή υποπαράλληλες τότε τα πετρώματα δεν είναι συμμαγματικά.

5.2.3. ΠΡΟΣΔΙΟΡΙΣΜΟΣ ΓΕΩΤΕΚΤΟΝΙΚΟΥ ΠΕΡΙΒΑΛΛΟΝΤΟΣ

Τέλος σπουδαίο ρόλο παίζουν στον προσδιορισμό του γεωτεκτονικού περιβάλλοντος, αφού αυτό σχετίζεται με την γένεση και κατ' επέκταση τη χημεία του μάγματος. Η μαγματική δραστηριότητα εμφανίζεται στα περιθώρια των λιθοσφαιρικών

πλακών, σε ενεργές περιοχές του φλοιού όπου συμβαίνει παραμόρφωση αυτού και ορογένεση. Μικρό ποσοστό του μαγματισμού συμβαίνει και σε ανενεργές περιοχές, στα εσωτερικά των λιθοσφαιρικών πλακών. Στα αποκλίνοντα περιθώρια λαμβάνει χώρα η δημιουργία των μεσσωκεάνιων ράχων και των οπισθοτόξιων λεκανών όπου επικρατούν οι τύποι ολιβινικών και θολεϊτικών βασαλτών. Οι βασάλτες που παράγονται σε μεσσωκεάνιες ράχες αναγνωρίζονται ως θολεϊτες και βρέθηκε ότι περιέχουν χαμηλές περιεκτικότητες σε μεγάλα ιονικά λιθόφιλα στοιχεία όπως K, U, Th, P, Ba, Pb, Sr, Y, Zr, Ti και σπάνιες γαίες. Οι χαμηλές περιεκτικότητες σε μεγάλα κατίοντα θεωρείται ότι αντανakλούν την πρωταρχική φύση των βασαλτών του ωκεάνιου πυθμένα (Kay & Hubbert 1978). Σε συγκλίνοντα περιθώρια σχηματίζονται τα νησιωτικά τόξα με αλκαλικό ασβεσταλκαλικό και θολεϊτικό μαγματισμό, τα ηφαιστειακά τόξα με υπαλκαλικά πετρώματα κυρίως χαμηλού K και σοσσονίτες καθώς επίσης και σύγκρουση πλακών με την δημιουργία όξινων πετρωμάτων.

Γενικά το υλικό των μεσσωκεάνιων ράχων είναι πιο ομοιόμορφο από αυτό των ωκεάνιων νησιών. Έτσι μία ανομοιογενής κατανομή των ιχνοστοιχείων στον άνω μανδύα προδίδει διαδικασίες υποβύθισης και τη δημιουργία ωκεάνιων νησιών, ως αποτέλεσμα της τήξης και κρυστάλλωσης του μανδύα και αντικατοπτρίζεται στην μεταβολή της γεωχημείας των ωκεάνιων βασαλτών. Στις ωκεάνιες ενδοπλακικές θέσεις συναντώνται θολεϊτικοί βασάλτες ενώ στις ηπειρωτικές ενδοπλακικές θέσεις εκτός από θολεϊτικούς βασάλτες συναντάται διττή ηφαιστειότητα και περιοχές αλκαλικού και υπεραλκαλικού μαγματισμού (Hofman & Hart 1978).

Παρόλο που η μελέτη των ιχνοστοιχείων έχει μεγάλη ανάπτυξη στην ερμηνεία των βασαλτικών πετρωμάτων, παρόμοιες μελέτες για τα πετρώματα γρανιτικής σύστασης είναι λιγότερες. Γενικά όμως από την εξέταση των γρανιτικών πετρωμάτων έχει αποδειχτεί ότι το K, Ba και το Rb παρουσιάζονται στον βιοτίτη καθώς και στους καλιούχους αστρίους. Το Sr, και το Eu βρίσκονται κυρίως στους αστρίους και στα πλαγιόκλαστα η συγκέντρωση του αυξάνει καθώς η κρυστάλλωση προχωράει. Γενικά τα ιχνοστοιχεία Sr, Ba, Rb και τα κύρια στοιχεία K και Ca είναι ενδεικτικά της παρουσίας πλαγιοκλάστου στα πετρώματα. Η αναλογία Rb /Sr του τήγματος, αυξάνεται με την παρουσία πλαγιοκλάστου στο τήγμα και μειώνεται με την παρουσία του βιοτίτη στο υπολειμματικό ρευστό. Οι αναλογίες K/Ba και K/Rb επηρεάζονται μόνο από τον K-άστριο και τον βιοτίτη. Οι βαριές σπάνιες γαίες δεσμεύονται από τους κλινοπυρόξενους αλλά κυρίως από την κερροσίλβη, τον γρανάτη και το ζirkόνιο. Οι ενδιάμεσες σπάνιες γαίες δεσμεύονται από κλινοπυρόξενους, κερροσίλβη και απατίτη, ενώ οι ελαφριές δεν δεσμεύονται από κανένα από τα συνηθισμένα ορυκτά εκτός από τον απατίτη. Επίσης μια θετική ανωμαλία του Eu είναι αποτέλεσμα παρουσίας

γρανάτη, απατίτη, κεροσίλβης, κλινοπυρόξενου και υπερσθενή στο υπολειμματικό τήγμα. Ενώ μία αρνητική ανωμαλία του Eu στο τήγμα είναι αποτέλεσμα πλαγιοκλάστου ή Κ-αστρίου στο υπολειμματικό τήγμα. Όπως φαίνεται τα διάφορα ιχνοστοιχεία μπορούν να χρησιμοποιηθούν ως πετρογενετικοί δείκτες στα διάφορα πυριγενή πετρώματα (Hanson 1978) (Πίν. 2).

Η μελέτη των ιχνοστοιχείων μας δίνει επίσης σημαντικές πληροφορίες για την δημιουργία και την ιστορία της γης, όπως για παράδειγμα η μελέτη του συστήματος U-Th-Pb σε ωκεάνιους βασάλτες έδειξε πως ο άνω μανδύας έχει υποστεί σταδιακή διαφοροποίηση από την αρχή της ιστορίας της γης (O'Nions & Pankhurst 1978)

Από τα παραπάνω γίνεται αντιληπτή η σημαντικότητα της συμβολής των ιχνοστοιχείων στην μελέτη και την ερμηνεία των πυριγενών πετρωμάτων. Δίνουν τη δυνατότητα τόσο της αναγνώρισης των ορυκτών που ελέγχουν την διαδικασία εξέλιξης του μάγματος, όσο και των διεργασιών εξέλιξης του. Σημαντική ακόμα είναι συγκριτική τους μελέτη για τον προσδιορισμό της συγγένειας μεταξύ των πυριγενών πετρωμάτων και του γεωτεκτονικού περιβάλλοντος που τα πλαισιώνει.

Πίνακας 2. Χρήση των ιχνοστοιχείων ως πετρογενετικοί δείκτες.

ΣΤΟΙΧΕΙΑ	ΧΡΗΣΗ ΩΣ ΠΕΤΡΟΓΕΝΕΤΙΚΟΙ ΔΕΙΚΤΕΣ
Ni, Co, Cr	Υψηλά συμβιβαστά στοιχεία. Το Ni και το Co συγκεντρώνονται στον ολιβίνη και το Cr στον σπινέλιο και στους κλिनοπυρόξενους. Υψηλές συγκεντρώσεις δείχνουν μία μανδουακή πηγή περιορισμένης διαφοροποίησης ή κρυσταλλικής συσσώρευσης.
Zr, Hf	Πολύ ασυμβίβαστα στοιχεία που δεν μπορούν να υποκαταστήσουν κύριες πυριτικές φάσεις(ωστόσο μπορούν να αντικαταστήσουν το Ti στον τιτανίτη ή το ρουτίλιο) υψηλές συγκεντρώσεις σημαίνουν μία εμπλουτισμένη πηγή ή εκτενή εξέλιξη του τήγματος
Nb, Ta	Υψηλών πεδίων τάσεων στοιχεία χωρίζονται σε φάσεις πλούσιες σε Ti (τιτανίτης, τιτανιούχος αμφίβολος, σιδηροτιτανιούχα οξείδια). Τυπικά χαμηλές συγκεντρώσεις σε μάγματα που σχετίζονται με υποβίθυση.
Ru, Rh, Pd, Re, Os, Ir, Pd	Στοιχεία της ομάδας του λευκοχρύσου είναι σιδηρόφιλα και χρησιμοποιούνται συνήθως στη μελέτη της τήξης και της κρυστάλλωσης βασικών και υπερβασικών συστημάτων στα οποία τα στοιχεία της ομάδας αυτής τυπικά φιλοξενούνται από τα σουλφίδια. Το ισοτοπικό σύστημα Re/Os ελέγχεται από την αρχική διαφοροποίηση των στοιχείων αυτών και ταιριάζει με την εξέλιξη του μανδύα και διεργασίες βασικών μαγμάτων.
Sc	Συγκεντρώνεται στους πυρόξενους και μπορεί να χρησιμοποιηθεί ως δείκτης της διαφοροποίησης των πυροξένων.
Sr	Υποκαθιστούν το Ca στα πλαγιόκλαστα (αλλά όχι τους πυρόξενους) και σε μικρότερο βαθμό το K στους K-άστριους. Συμπεριφέρεται ως συμβιβαστό στοιχείο κάτω από χαμηλή πίεση κατά τον αρχικό σχηματισμό του πλαγιόκλαστου, αλλά ως ασυμβίβαστο κάτω από υψηλή πίεση όταν το πλαγιόκλαστο δεν είναι πλέον σταθερό.
REE	Χιλιάδες χρήσεις στην δημιουργία μοντέλων για τα χαρακτηριστικά της πηγής και της εξέλιξης του μάγματος. Οι γρανάτες βρίσκονται μαζί με βαριές σπάνιες γαίες περισσότερο από ότι οι ελαφριές και οι ορθοπυρόξενοι και η κερυστίλβη κάνουν το ίδιο αλλά με μικρότερο βαθμό. Ο τιτανίτης και τα πλαγιόκλαστα συμβαδίζουν περισσότερο με τις ελαφριές γαίες. Το Eu^{+2} είναι ισχυρά συμβιβαστό στα πλαγιόκλαστα.
Y	Συνήθως είναι ασυμβίβαστο. Ισχυρά συμβιβαστό στους γρανάτες και στους αμφίβολους. Στον τιτανίτη και τον απατίτη επίσης συμμετέχει το Y, έτσι η παρουσία του σε αυτά ως επουσιώδες μπορεί να έχει μία χαρακτηριστική επίδραση.

6. ΠΕΤΡΟΓΡΑΦΙΚΑ ΚΑΙ ΠΕΤΡΟΛΟΓΙΚΑ ΧΑΡΑΚΤΗΡΙΣΤΙΚΑ ΤΩΝ ΠΕΤΡΩΜΑΤΩΝ ΤΗΣ Ν. ΑΛΜΩΠΙΑΣ

6.1. ΠΕΤΡΟΓΡΑΦΙΚΑ ΧΑΡΑΚΤΗΡΙΣΤΙΚΑ

Στα ηφαιστειακά πετρώματα της περιοχής της Ν. Αλμωπίας που μελετήθηκαν από τον Ελευθεριάδη (1977), έγιναν χημικές και οπτικές αναλύσεις καθώς επίσης υπέστησαν ακτινογράφιση και εμβαδομέτρηση. Τα πετρώματα αυτά διακρίθηκαν σε τρεις κύριους πετρογραφικούς τύπους (τραχείτες, λατίτες, λατιανδεσίτες) με τα εξής χαρακτηριστικά, όπως αυτά περιγράφονται από τον παραπάνω ερευνητή.

A) Τραχείτες

Συμπαγή τεμάχια τραχειτών, ποικίλων διαστάσεων, συναντιούνται σε όλη σχεδόν την έκταση των ηφαιστειακών σχηματισμών της Νοτίου Αλμωπίας. Τα πετρώματα αυτά μικροσκοπικά διακρίνονται σε δύο τύπους τους οποίους, για χάρη ευκολίας τους ονομάζουμε ως Α και Β. Τα τεμάχια τα οποία ανήκουν στον Α τύπο αναγνωρίζονται εύκολα, διότι εκτός της αφθονίας φαινοκρυστάλλων σανιδίνου, παρουσιάζουν χαρακτηριστικό σκοτεινότεφο έως κυανότεφο χρώμα και είναι πολύ συμπαγή, με μια αξιοσημείωτη ανθεκτικότητα στις μηχανικές κρούσεις. Στον Β τύπο ανήκουν πετρώματα ανοιχτότερων χρωμάτων και υψής τραχειτικής που οφείλεται κατά κύριο λόγο στους άφθονους φαινοκρυστάλλους σανιδίνου. Τα πετρώματα αυτά είναι σχετικά μαλακότερα και πολύ πιθανό σε αυτό οφείλεται το γεγονός ότι εμφανίζονται σε τεμάχια μικρότερων διαστάσεων, σε αντιθεση με τους τραχείτες του Α τύπου οι οποίοι απαντώνται σε τεράστιους ογκόλιθους.

Διαφορές μεταξύ των δύο τύπων τραχειτικών πετρωμάτων εμφανίζονται και κατά τη μικροσκοπική εξέτασή τους μέσω του πολωτικού μικροσκοπίου. Οι διαφορές αυτές αφορούν περισσότερο τον ιστό του πετρώματος παρά την ορυκτολογική τους σύσταση. Έτσι ο πρώτος τύπος παρουσιάζει κύρια μάζα ολοκρυσταλλική, που συνίσταται από απειράριθμους μικρόλιθους σανιδίνου σε υποπαράλληλες σειρές, όπως και έντονη ρευστική διάταξη, η οποία γίνεται ιδιαίτερα σαφής γύρω από τους φαινοκρυστάλλους. Εκτός των μικρόλιθων του σανιδίνου μέσα στην κύρια μάζα συναντώνται άφθονοι μικρόλιθοι πυροξένων και κόκκοι μαγνητίτη. Στον δεύτερο τύπο τραχειτικών πετρωμάτων η κύρια μάζα είναι συνήθως υαλώδης με απειροελάχιστους μικρόλιθους αστρίων, καθώς επίσης μικρόλιθους πυροξένων και κόκκων μαγνητίτη. Λείπει δηλαδή εξ' ολοκλήρου ο τυπικός τραχειτικός ιστός. Η παρατηρούμενη διαφορά μεταξύ των δύο τύπων τραχειτικών

πετρωμάτων αντανakλάται, όπως άλλωστε αναμενόταν και στη χημική σύσταση αυτών. Η διαφορά αυτή οπωσδήποτε θα αποτελεί βασική αιτία για την παρουσιαζόμενη διαφορά εμφάνισης δυνητικού χαλαζία μεταξύ των δυο τύπων τραχειικών πετρωμάτων. Επομένως βάσει των χημικών αναλύσεων χαρακτηρίζουμε τα μεν πετρώματα του Α τύπου απλώς ως τραχείτες, τα δε πετρώματα του Β τύπου ως χαλαζιούχους τραχείτες, (quartz bearing trachyte).

Β) Λατίτες.

Συγκριτικά είναι ο περισσότερο διαδεδομένος πετρογραφικός τύπος που συναντάται σε όλη σχεδόν την έκταση της περιοχής που έχει μελετηθεί. Τα πετρώματα αυτά παρουσιάζουν ποικιλία χρωμάτων όπως π.χ. ανοικτοκίτρινο, καστανότεφρο, ανοικτό ερυθρότεφρο κ.ά. Μικροσκοπικά διακρίνονται εύκολα οι κρύσταλλοι του σανιδίνου, αφ' ενός μεν από το μεγάλο μέγεθός τους, αφ' ετέρου δε από τη χαρακτηριστική πλακώδη ανάπτυξή τους. Από άποψης αντοχής στις μηχανικές κρούσεις θρυμματίζονται ευκολότερα από ότι τα τραχειικά πετρώματα Α τύπου.

Ως ορυκτά συστατικά στους λατίτες υπο μορφή φαινοκρυστάλλων συμμετέχουν πλαγιόκλαστα, σανίδινο, βιοτίτης, αυγίτης και σπανιότερα κερροσίλβη. Η κύρια μάζα συνίσταται από μικρόλιθους πλαγιόκλαστων, πυρόξενων και κόκκων μαγνητίτη, εν μέρει δε και ύαλου, στερείται της χαρακτηριστικής ρευστικής υφής των τραχειών Α τύπου. Από την περιγραφή, συμπεραίνεται ότι τα πετρώματα αυτά μοιάζουν σε σημαντικό βαθμό με τους χαλαζιούχους τραχείτες, διακρίνονται όμως μικροσκοπικά από αυτούς από τους λιγότερους φαινοκρυστάλλους σανιδίνου. Από πλευράς δυνητικής ορυκτολογικής σύστασης οι λατίτες περιέχουν σημαντική ποσότητα χαλαζία. Επομένως μπορούν να χαρακτηριστούν ως χαλαζιούχοι λατίτες.

Γ) Λατιποανδεσίτες.

Τα πετρώματα αυτά παρουσιάζουν τα ίδια σχεδόν γνωρίσματα με τους λατίτες που έχουν περιγραφεί, τόσο ως προς την εξωτερική εμφάνιση (χρώμα κλπ.), όσο και ως προς την ορυκτολογική τους σύσταση, με μόνη διαφορά, το σανίδινο, το οποίο είναι ελάχιστο ή λείπει εξ ολοκλήρου από τους λατιανδεσίτες.

Τα κύρια ορυκτολογικά συστατικά που αποτελούν αυτά τα πετρώματα είναι άστριοι (συστάσεως πλαγιόκλαστου και σανιδίνου), βιοτίτης, πυρόξενοι, και κερροσίλβη. Τα πλαγιόκλαστα εμφανίζουν ζωνώδη δομή, πολυδυμίες και είναι συστάσεως ανδεσίνη (An₃₀ – An₅₀). Τα σανιδίνα παρουσιάζουν οπτική ορθοκλάστου. Ο βιοτίτης αποτελεί το σπουδαιότερο σιδηρομαγνησιούχο ορυκτό συστατικό των ηφαιστειακών πετρωμάτων της

Νοτίου Αλμωπίας Παρουσιάζει έντονο πλεοχροισμό, οπακιτίωση και είναι συστάσεως φλογοπίτη. Οι πυρόξενοι εμφανίζονται σε δίδυμους και πολύδιδυμους κρύσταλλους ενώ παρατηρήθηκε ασθενής πλεοχροισμός και σε ορισμένους κρυστάλλους ζωνώδης δομή. Οι κρύσταλλοι της κεροστίλβης παρουσιάζουν οπακιτίωση, έντονο πλεοχροισμό και ελαφρά ζωνώδης ανάπτυξη. Λαμβάνοντας υπόψη και τις οπτικές της ιδιότητες μπορεί να χαρακτηριστεί ως οξυκεροστίλβη ή βασαλτική κεροστίλβη.

Από τα επουσιώδη ορυκτά εμφανίζεται απατίτης(με ποσοστό εκατοστιαίας συμμετοχής μικρότερης 0,5%), μαγνητίτης (με ποσοστά συμμετοχή συνήθως 0,8 έως 1,5%), ολιβίνης ($Fo=85\%$), ζirkόνιο και τιτανίτης.

6.2. ΠΕΤΡΟΛΟΓΙΚΗ ΜΕΛΕΤΗ

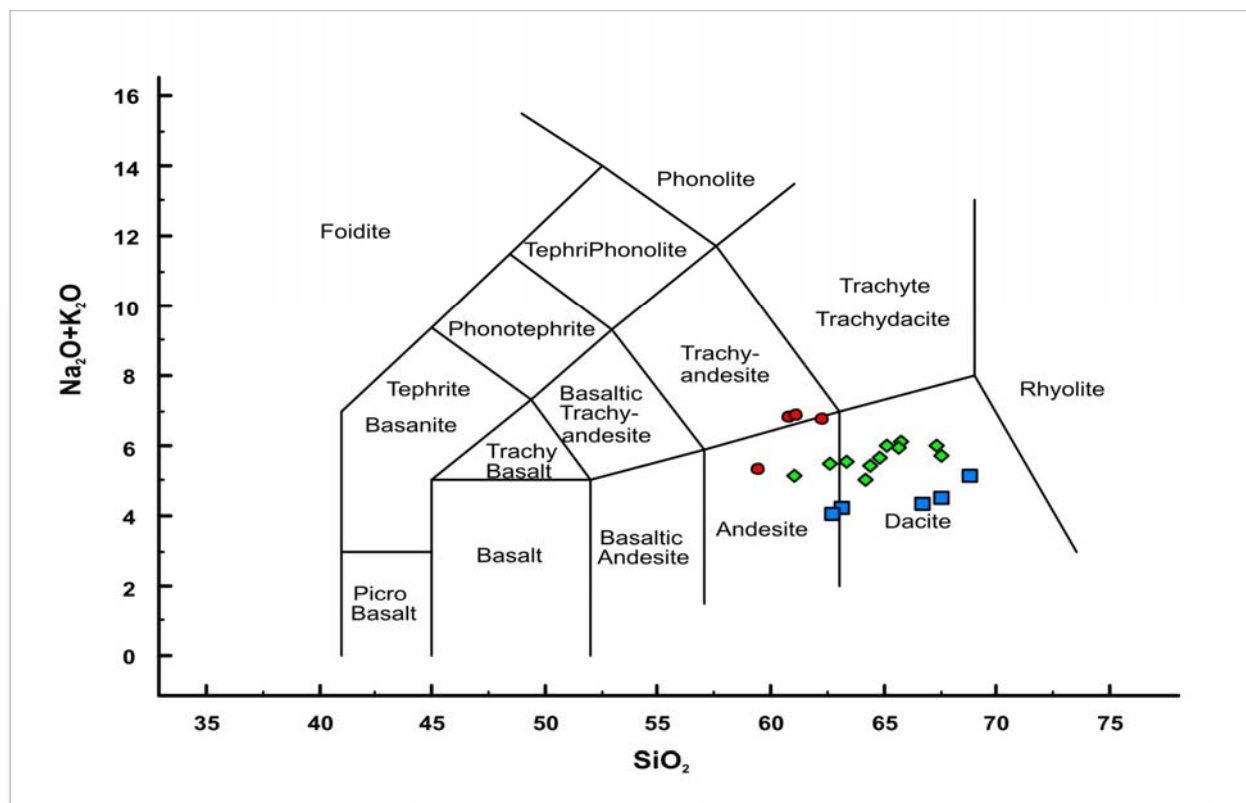
Όπως αναφέρθηκε και στην εισαγωγή σκοπός αυτής της διπλωματικής εργασίας είναι η μελέτη των ιχνοστοιχείων καθώς και των κύριων στοιχείων, για την εξαγωγή συμπερασμάτων σχετικά με τους ηφαιστειακούς σχηματισμούς της περιοχής. Είκοσι από τα δείγματα που συλλέχθηκαν από τα παραπάνω πετρώματα αναλύθηκαν χημικά και τα αποτελέσματα εμφανίζονται στον πίνακα 3 (Βλ. παράρτημα).

Στην παρούσα εργασία η μελέτη των ιχνοστοιχείων και των κύριων στοιχείων έγινε μέσω διαγραμμάτων, τα οποία είναι γνωστά ως διαγράμματα μεταβολής. Τα διαγράμματα αυτά χρησιμοποιούνται για να προβάλουν τον τρόπο μεταβολής ενός στοιχείου ως προς κάποιο άλλο, ή ακόμα ως προς ένα συνδυασμό στοιχείων (δείκτης) (Thornton & Tuttle 1960). Σ' αυτά προβάλλεται η επί τοις εκατό αναλογία κατά βάρος διαφόρων οξειδίων έναντι των τιμών κάποιου άλλου στοιχείου. Με τον τρόπο αυτό χημικές και ορυκτολογικές σχέσεις που λαμβάνονται από μία σειρά συγγενών πετρωμάτων μπορεί να εκφραστούν από μία γραφική παράσταση και να αποδοθούν σχηματικά, επιτρέποντας την γρήγορη ανάγνωση των χαρακτηριστικών τους (Wilson 1995).

Τα διαγράμματα μεταβολής που χρησιμοποιήθηκαν εδώ, είναι τα διαγράμματα Harker. Σ' αυτά, τα διάφορα στοιχεία προβάλλονται ως προς το SiO_2 . Η επιλογή του SiO_2 ως δείκτης μεταβολής έγινε λόγω της ισχυρής διαφοροποίησής του κατά την εξέλιξη του μάγματος και της υψηλής σχέσης συµμεταβλητότητας του με άλλα στοιχεία, οι οποίες μπορεί να αντιπροσωπεύουν βασικά γεγονότα πάνω στα οποία στηρίζονται οι εξελικτικές μορφές ενός γενετικού μάγματος με τα παράγωγα του (Poldervaart & Parker 1964).

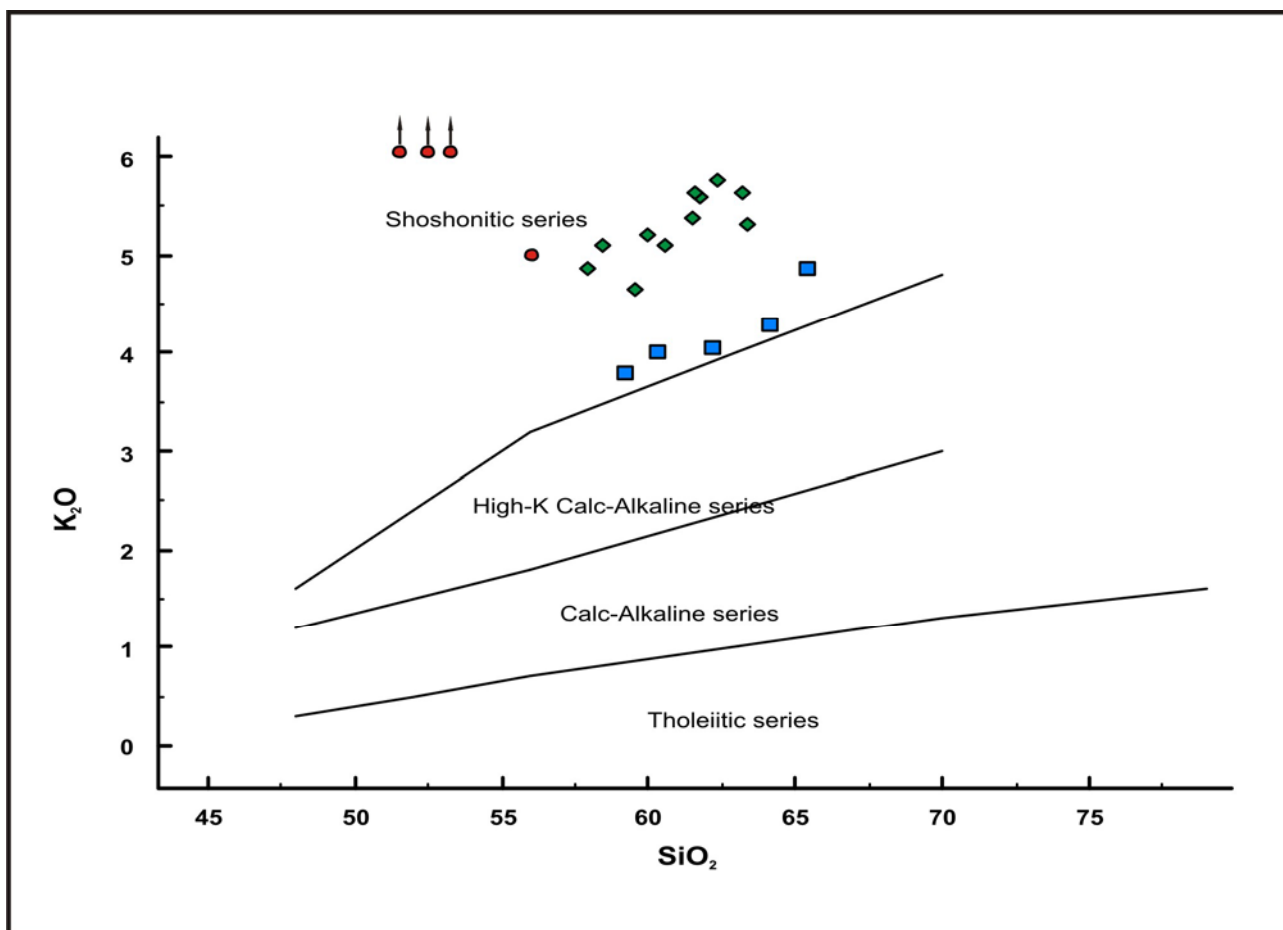
Ακόμα για την ταξινόμηση των παραπάνω αναλυθέντων δειγμάτων χρησιμοποιήθηκαν τα διαγράμματα $K_2O+Na_2O - SiO_2$ (TAS vs SiO_2 , Les Bas et al. 1986) (Σχ. 12) και $K_2O - SiO_2$ (Peccerilo & Taylor 1976) (Σχ. 13), καθώς επίσης και τα ιστολογικά και ορυκτολογικά

χαρακτηριστικά των πετρωμάτων. Η επιλογή της περιεκτικότητας σε K_2O ως κριτήριο διάκρισης, χρησιμοποιείται γιατί στις περισσότερες ορογενετικές λάβες αυτό συμπεριφέρεται ασυμβίβαστα και εμπλουτίζεται στα υπολειμματικά τήγματα με την διαφοροποίηση. Η περιεκτικότητα σε K_2O ελέγχεται τόσο από την μαγματική διαφοροποίηση που λαμβάνει χώρα κοντά στην επιφάνεια, όσο και από την αρχική περιεκτικότητα του μητρικού μάγματος σε K_2O (Hess 1989).



Σχ.12 Διάγραμμα K_2O+Na_2O - SiO_2 (TAS vs SiO_2 , Les Bas et al. 1986). Η ομάδα Α (τραχειίτες Α και λατίτες) συμβολίζεται με ♦. Η ομάδα Β (τραχειίτες Β και λατίτες) συμβολίζεται με ♦. Η ομάδα Γ (λατίτες και λατιτοανδεσίτες) συμβολίζονται με ■.

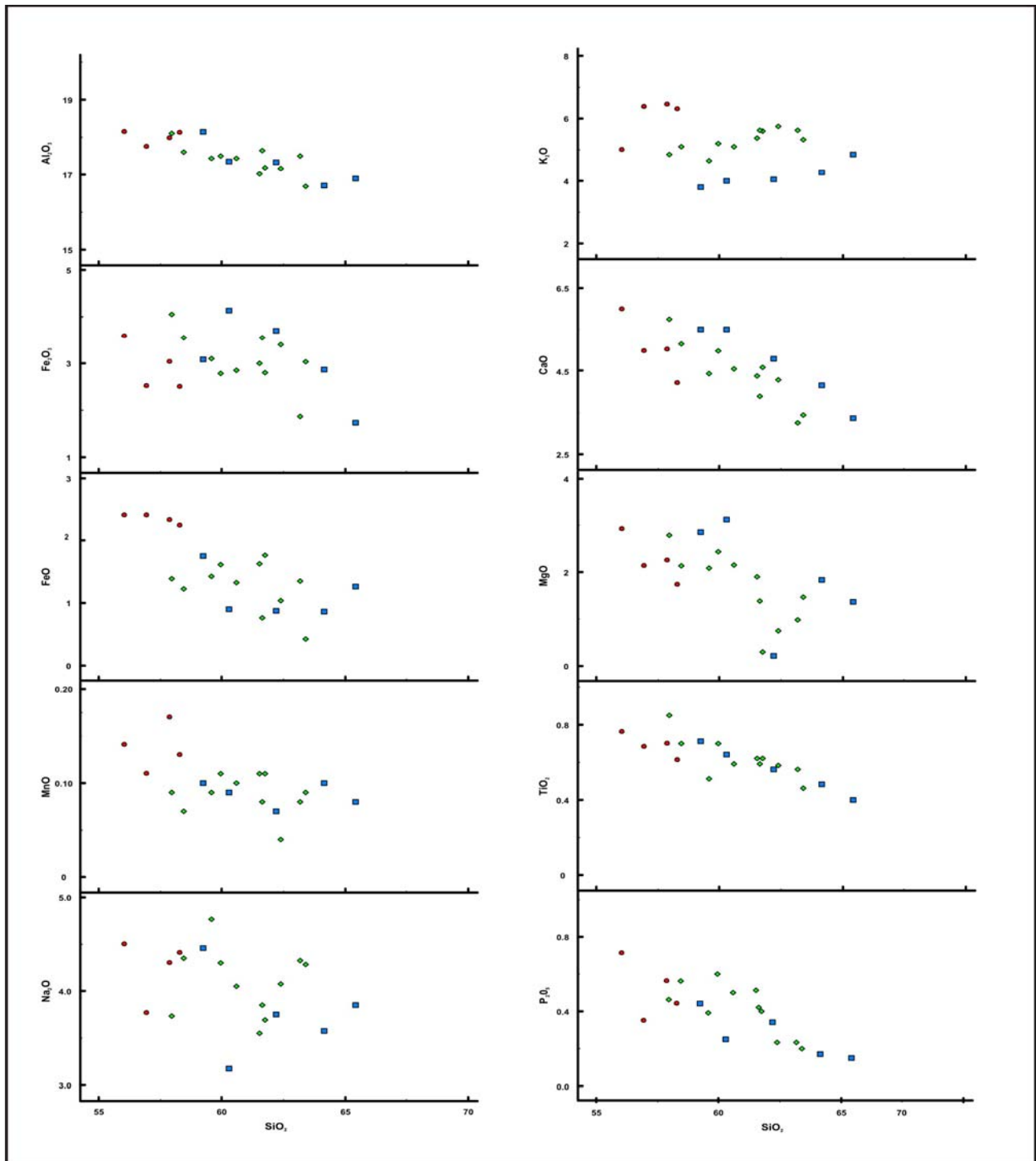
Με βάση τα παραπάνω κριτήρια ταξινόμησης μπορούν να διακριθούν τρεις ομάδες δειγμάτων. Τα δείγματα 70, 257, 245 και 235 ανήκουν στην ομάδα Α (ομάδα τραχειτών Α και λατιτών). Τα δείγματα 118, 231, 265, 305, 28, 269, 87, 23^Α1, 179, 217, και 45 ανήκουν στην ομάδα Β (τραχειτών Β και λατιτών). Τα δείγματα 146, 109, 62, 288 και 8^Α κατατάσσονται στην ομάδα Γ (ομάδα λατιτών και λατιτοανδεσιτών).



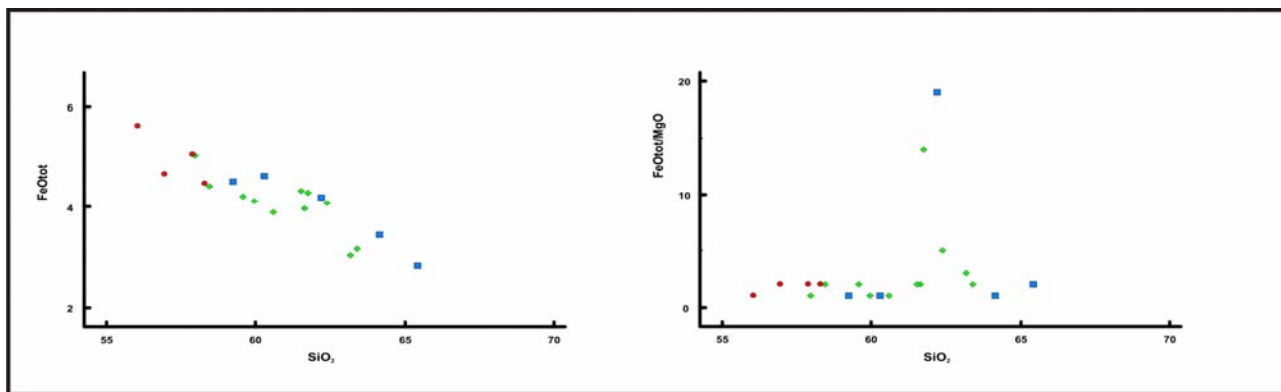
Σχ. 13 Διάγραμμα K_2O - SiO_2 (Peccherillo & Taylor 1976). Συμβολισμοί όπως στο Σχ. 12.

6.3. ΠΑΡΟΥΣΙΑΣΗ ΚΑΙ ΑΝΑΛΥΣΗ ΔΙΑΓΡΑΜΜΑΤΩΝ HARKER

Η προβολή των διαφόρων κύριων στοιχείων (Σχ. 14) και ιχνοστοιχείων (Σχ. 15) στα διαγράμματα Harker καθώς και η μεταβολή τους παρουσιάζονται παρακάτω:



Σχ.14 Συνέχεια στην επόμενη σελίδα.



Σχ. 14 Διαγράμματα Harker για τα κύρια στοιχεία. Συμβολισμοί όπως στο Σχ.12.

Από την παρατήρηση των παραπάνω διαγραμμάτων και των δεδομένων των χημικών αναλύσεων παρατηρούμε πως το SiO_2 κυμαίνεται από 56 έως 65.

Με την αύξηση του SiO_2 , το Al_2O_3 παρουσιάζει μείωση. Συγκεκριμένα το Al_2O_3 μεταβάλλεται από 18,14 έως 17,74 στην ομάδα Α, από 18,10 μέχρι 16,68 στην ομάδα Β και από 18,14 μέχρι 16,70 στην ομάδα Γ.

Το Fe_3O_2 φαίνεται να μειώνεται με την αύξηση του SiO_2 από 3,57 έως 2,44 στην ομάδα Α, από 4,05 έως 1,86 στην ομάδα Β και από 4,13 έως 1,73 στην ομάδα Γ.

Το FeO ελαττώνεται και αυτό σε σχέση με το SiO_2 . Μεταβάλλεται από 2,4 έως 2,3 στην ομάδα Α, από 1,76. έως 0,42. στην ομάδα Β και από 1,74 έως 0,86. στην ομάδα Γ.

Η μεταβολή του MgO είναι αρνητική, δηλαδή παρουσιάζει μείωση με την αύξηση του SiO_2 με ποσοστά συμμετοχής που κυμαίνονται από 2,91 έως 1,73 στην ομάδα Α, από 2,78 έως 0,29 στην ομάδα Β και από 3,11 έως 0,21 στην ομάδα Γ.

Η μεταβολή του CaO είναι επίσης αρνητική και κυμαίνεται από 5,97 μέχρι 4,20 στην ομάδα Α, από 5,47 μέχρι 3,24 στην ομάδα Β και από 5,50 μέχρι 3,36 στην ομάδα Γ.

Όσο αφορά τα αλκάλια, η περιεκτικότητα τους στα ηφαιστειακά πετρώματα της Νοτίου Αλμωπίας θεωρείται σχετικά υψηλή συγκρινόμενη με αντίστοιχα πετρώματα της Βορείου Ελλάδας. Ενδεικτικά αναφέρεται ότι το άθροισμα ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$) είναι 11% περίπου για την περιοχή της Ν. Αλμωπίας, ενώ 7,5% για τους ηφαιστίτες του νομού Έβρου (Ρεντζεπέρης 1956, από Ελευθεριάδης 1977) και 8% για τους ηφαιστίτες της Ροδόπης (Σολδάτος 1961, από Ελευθεριάδης 1977). Το Na_2O δείχνει σχετικά σταθερή μεταβολή ως προς το SiO_2 που κυμαίνεται από 4,50 έως 3,76 στην ομάδα Α, από 4,76 μέχρι 3,55 στην ομάδα Β και από 4,45 μέχρι 3,17 στην ομάδα Γ.

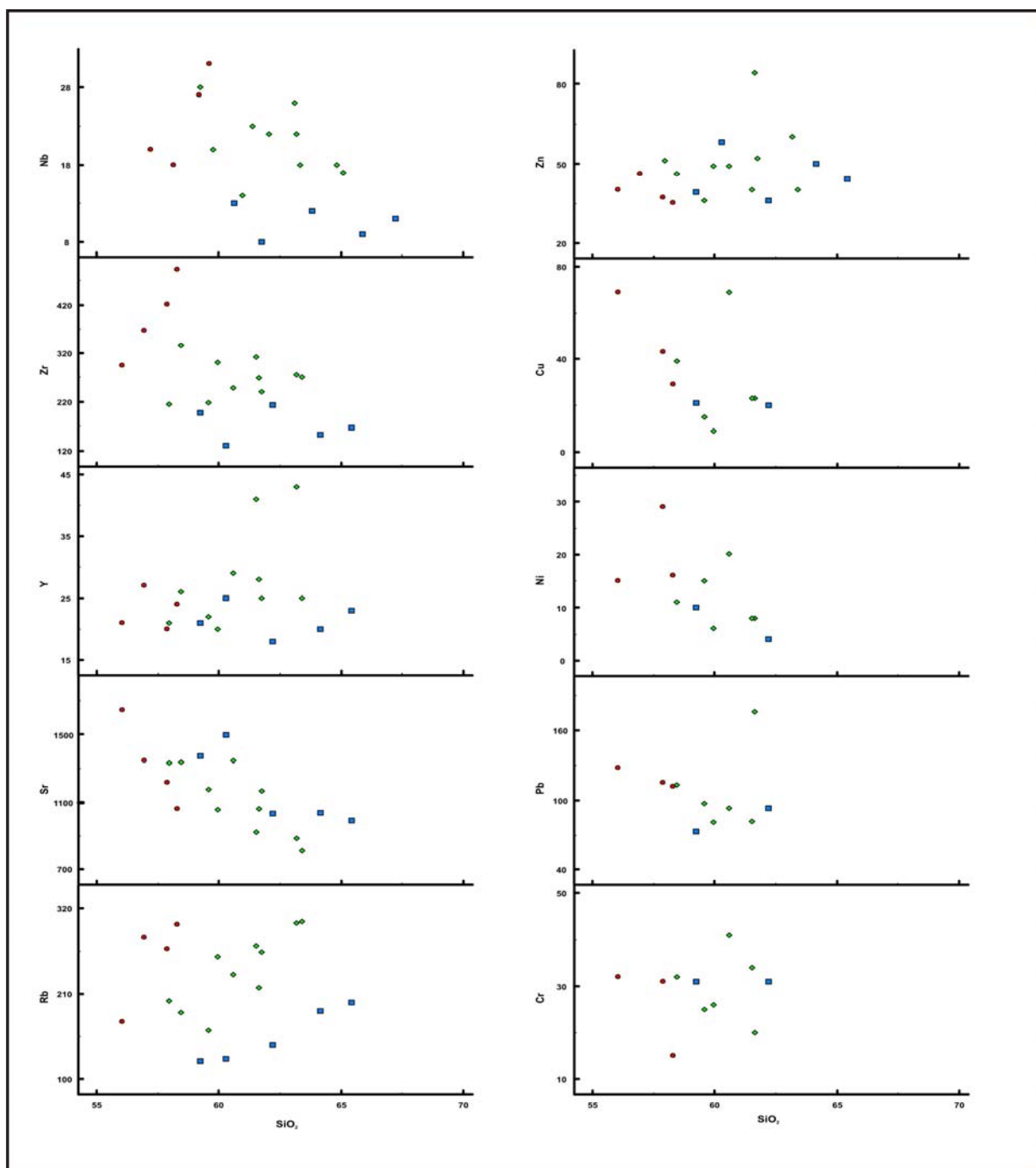
Το K_2O εμφανίζει μία ελαφριά αύξηση με την αύξηση του SiO_2 που κυμαίνεται μεταξύ 4,98 και 6,44 στην ομάδα Α, 4,63 και 5,75 στην ομάδα Β και μεταξύ 3,78 και 4,85 στην ομάδα Γ.

Το MnO ελαττώνεται με την αύξηση του SiO₂ από 0,17 έως 0,61 στην ομάδα Α, από 0,10 έως 0,11 στην ομάδα Β και από 0,11 μέχρι 0,04 στην ομάδα Γ. Μείωση σε σχέση με το SiO₂ επίσης εμφανίζει και το TiO₂, με ποσοστά που είναι μεταξύ 3,11 και 0,21 για την ομάδα Α, 0,85 και 0,46 για την ομάδα Β και 0,71 έως 0,40 για την ομάδα Γ.

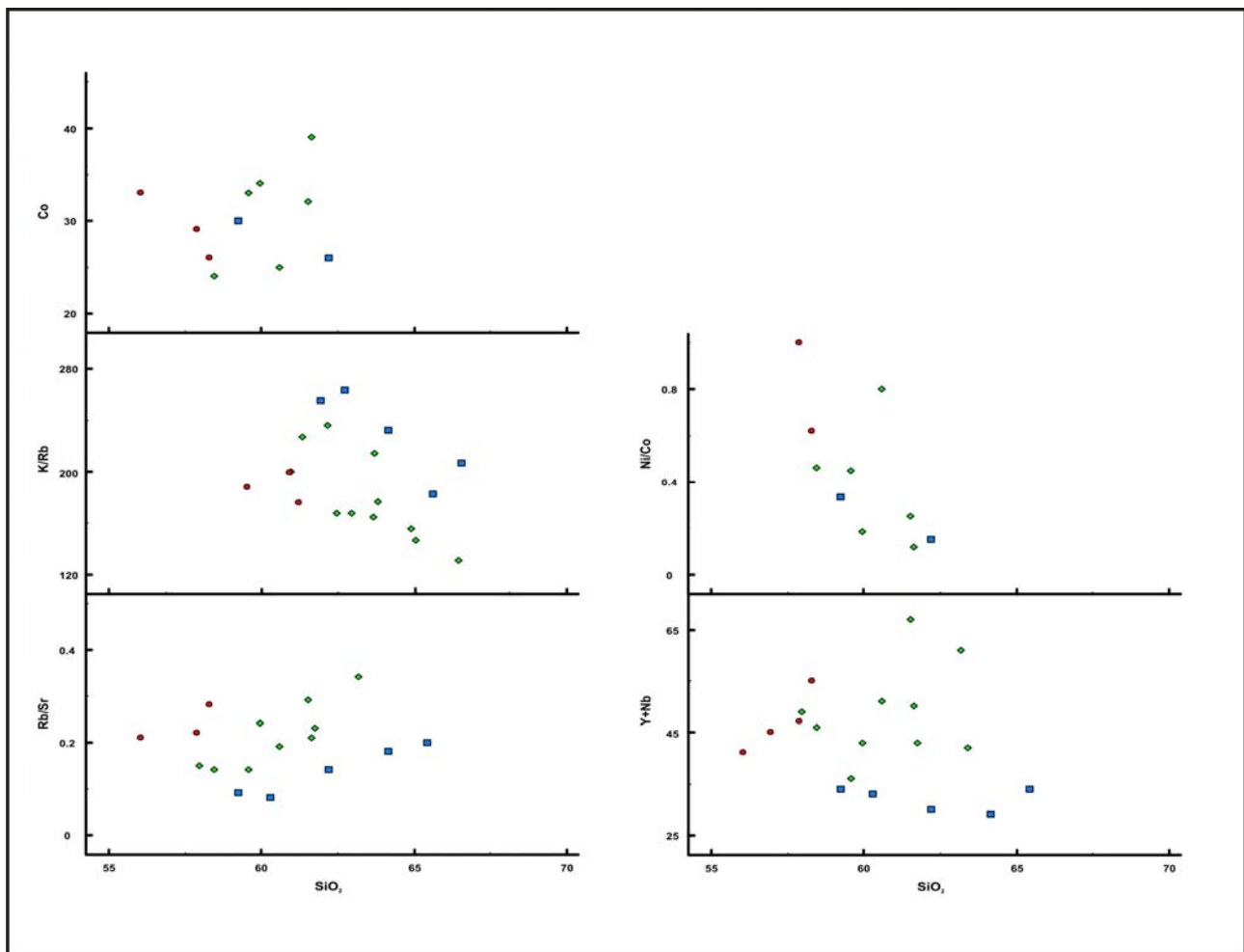
Τέλος το P₂O₅ συγκριτικά με το SiO₂ φαίνεται να μειώνεται από 0,71 έως 0,35 στην ομάδα Α, καθώς και από 0,60 μέχρι 0,20 την ομάδα Β, όπως και από 0,44 έως 0,15 στην ομάδα Γ.

Επίσης, στα διαγράμματα του σχήματος 14β το SiO₂ προβάλλεται σε σχέση: α) με το λόγο του ολικού σιδήρου FeO_{tot} εκφρασμένου ως δισθενούς (FeO + 0,9* Fe₃O₂) προς MnO και β) σε σχέση μόνο ως προς τον FeO_{tot}. Στο δεύτερο διάγραμμα φαίνεται η γραμμική τάση αρνητικής μεταβολής του σιδήρου με την αύξηση του SiO₂ στα πετρώματα. Τα ιχνοστοιχεία των εν λόγω ηφαιστειακών πετρωμάτων που προβάλλονται επίσης, στα διαγράμματα του σχήματος 15, δείχνουν έντονη διασπορά ως προς το SiO₂. Συγκεκριμένα ο Cu δείχνει τάση μείωσης ως προς το SiO₂, με τιμές που κυμαίνονται από 69 έως 20 ppm. Τα ιχνοστοιχεία Nb, Ni και Co μεταβάλλονται επίσης αρνητικά ως προς το SiO₂ με τιμές μεταβολής από 20 έως 11 ppm για το Nb, από 15 έως 4 ppm για το Ni και από 33 έως 26 ppm για το Co. Το Y και το Cr παραμένουν σχεδόν σταθερά με μία ελαφρά μείωση, με ποσά μεταβολής από 23 έως 21 ppm και από 32 έως 31 ppm αντίστοιχα. Το Zn παρουσιάζει αύξηση από 40 μέχρι 44 ppm με την αύξηση του SiO₂, όπως επίσης και το Rb το οποίο μεταβάλλεται από 174 μέχρι 199 ppm. Ακόμα τα ιχνοστοιχεία Pb, Sr και Zr δείχνουν αρνητική μεταβολή ως προς το SiO₂, με τιμές που κυμαίνονται από 128 μέχρι 93 ppm για τον Pb, από 1640 μέχρι 989 ppm για το Sr και από 293 μέχρι 166 ppm για το Zr.

Οι λόγοι των ιχνοστοιχείων K/Rb και Ni/Co έχουν αρνητική τάση μεταβολής και διαφοροποιούνται από 207 μέχρι 187 και από 1 μέχρι 0,15 αντίστοιχα. Ενώ ο λόγος Rb/Sr αυξάνεται με την μεταβολή του SiO₂ από 0,20 σε 0,21.



Σχ. 15. Συνέχεια στην επόμενη σελίδα



Σχ 15 Διαγράμματα Harker για τα ιχνοστοιχεία. Συμβολισμοί όπως στο Σχ.12.

6.4. ΣΥΓΚΡΙΤΙΚΗ ΜΕΛΕΤΗ ΤΩΝ ΠΕΤΡΩΜΑΤΩΝ ΤΗΣ Ν.ΑΛΜΩΠΙΑΣ ΜΕ ΤΑ ΗΦΑΙΣΤΕΙΑΚΑ ΤΟΥ ΒΟΡΑ ΚΑΙ ΤΗΣ Π.Γ.Δ.Μ.

Τα παραπάνω αποτελέσματα μελετώνται επίσης σε σχέση με τα αποτελέσματα των χημικών αναλύσεων των ηφαιστειακών πετρωμάτων του ορεινού Βόρα (Πίν. 4 Βλ. παράρτημα) (Βουγιουκαλάκης 2002) και της περιοχής της Π.Γ.Δ.Μ (Πίν. 5, Βλ. παράρτημα) (Yanev et al. 2008) αντίστοιχα.

Οι ηφαιστειακοί σχηματισμοί της Βόρειας Αλμωπίας με βάση την προβολή τους σε διαγράμματα $K_2O - SiO_2$ (Peccerilo & Taylor 1976) και $K_2O + Na_2O - SiO$ (Le Maitre et al. 1986) διακρίθηκαν σε έξι ομάδες (Βουγιουκαλάκης 2002):

Στην πρώτη ομάδα ανήκουν τα δικτυταξικά εγκλείσματα με σχετικά υψηλό περιεχόμενο K_2O και χαμηλό περιεχόμενο SiO_2 . Η δεύτερη ομάδα αποτελείται από τους ηφαιστειίτες που εμφανίζουν υψηλότερο λόγο K_2O προς SiO_2 . Η τρίτη ομάδα διακρίνεται από σχετικά υψηλό SiO_2 και K_2O . Η τέταρτη ομάδα έχει αντίστοιχο ποσοστό SiO_2 με τη δεύτερη ομάδα αλλά αυξημένο περιεχόμενο K_2O . Η πέμπτη ομάδα αποτελείται

αποκλειστικά από ηφαιστειακά προϊόντα, με ενδιάμεσο περιεχόμενο σε SiO_2 και υψηλό περιεχόμενο K_2O . Τέλος μια ξεχωριστεί έκτη ομάδα ορίζουν οι ρυόλιθοι με υψηλό ποσοστό SiO_2 .

Γενικά τα πετρώματα της περιοχής αυτής χαρακτηρίζονται ως σοσσονίτες, λατίτες, υψηλοί σε κάλιο ανδεσίτες, υψηλοί σε κάλιο δακίτες, τραχείτες και ρυόλιθοι, με βάση το παραπάνω διάγραμμα.

Τα κύρια ορυκτολογικά συστατικά των πετρωμάτων αυτών είναι πλαγιόκλαστα, με ιδιόμορφους έως υπιδιόμορφους κρυστάλλους, ζωνώδη δομή, πολυδιμίες και σύστασή ανδεσίνη. Το σανίνιδο, το οποίο εμφανίζει ζωνώδη δομή. Ο βιοτίτης και η κεροσίλβη που είναι έντονα οπακίτιωμένοι και πλεοχροϊκοί και πυρόξενοι. Από τα επουσιώδη ορυκτά εμφανίζονται μαγνητίτης απατίτης ζirkόνιο, τιτανίτης, αλλανίτης, ακόμα και χαλαζίας (Βουγιουκαλάκης 2002).

Ογδόντα τέσσερα δείγματα, από τους παραπάνω σχηματισμούς της περιοχής του Βόρα, που αναλύθηκαν χημικά για τα κύρια στοιχεία και τα ιχνοστοιχεία τους και προβλήθηκαν σε διαγράμματα Harker έδειξαν τα παρακάτω αποτελέσματα. Το MgO και το CaO , παρουσιάζουν αρνητικό συσχετισμό με το ποσοστό του SiO_2 , δηλαδή έχουν μειωτική τάση. Το TiO_2 παρουσιάζει γραμμική τάση αρνητικού συσχετισμού και ελάχιστη διασπορά στα δείγματα, όπως και το MnO και το P_2O_5 . Ο ολικός σίδηρος μειώνεται και αυτός γραμμικά. Το Al_2O_3 παρουσιάζει μια σχετική διασπορά και κάποιες υψηλές τιμές. Το Na_2O έχει έντονη διασπορά και το K_2O παρουσιάζει θετική μεταβολή με την αύξηση του SiO_2 . Όσο αναφορά τα ιχνοστοιχεία τα Rb, Zr, Nb και Y παρουσιάζουν αύξηση με τη μεταβολή του SiO_2 . Το Sr εμφανίζει αρνητική τάση μεταβολής όπως και το Co. Τα Ni, Cr και Cu καταγράφουν μικρή διασπορά με μία ελαφρά μειωτική τάση ενώ ο Pb δείχνει να αυξάνεται.

Στην περιοχή της Π.Γ.Δ.Μ, οι ηφαιστειακοί σχηματισμοί που χαρτογραφήθηκαν χωριστήκαν σε τρεις ομάδες πετρωμάτων.

Η πρώτη περιλαμβάνει τα υπεραλκαλικά πετρώματα (σοσσονίτες, φωνοτεφρίτες, λατίτες) με $\text{MgO} > 7 \text{ wt\%}$. Τα ηφαιστειακά αυτά εμφανίζουν πορφυριτικό ιστό, με φαινοκρυστάλλους ολιβίνη, κλινοπυρόξενου και φλογοπίτη. Ο ολιβίνης ($\text{Fo}=81-93$ στον πυρήνα και $\text{Fo}=74-83$ στην περιφέρεια) παρουσιάζει σερπεντινίωση. Ο πυρόξενος είναι συστάσεως διοψίδιου έως αυγίτη και έχει ζωνώδη δομή. Ο φλογοπίτης είναι και αυτός ζωνώδης και οπακίτιωμενος.

Η δεύτερη ομάδα είναι αυτή του υψηλού Mg – K (σοσσονίτες, φωνοτεφρίτες, λατίτες), με $\text{MgO} > 5 \text{ wt\%}$ και $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} > 7 \text{ wt\%}$. Ακόμα ο λόγος $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ βρίσκεται μεταξύ 1,0 και 1,8 και το $\text{K}_2\text{O} > 4 \text{ wt\%}$. Τα πετρώματα αυτά έχουν πορφυριτικό ιστό. Οι φαινοκρύσταλλοι τους αποτελούνται από Mg-ούχο ολιβίνη ($\text{Fo} = 80-88$), φλογοπίτη,

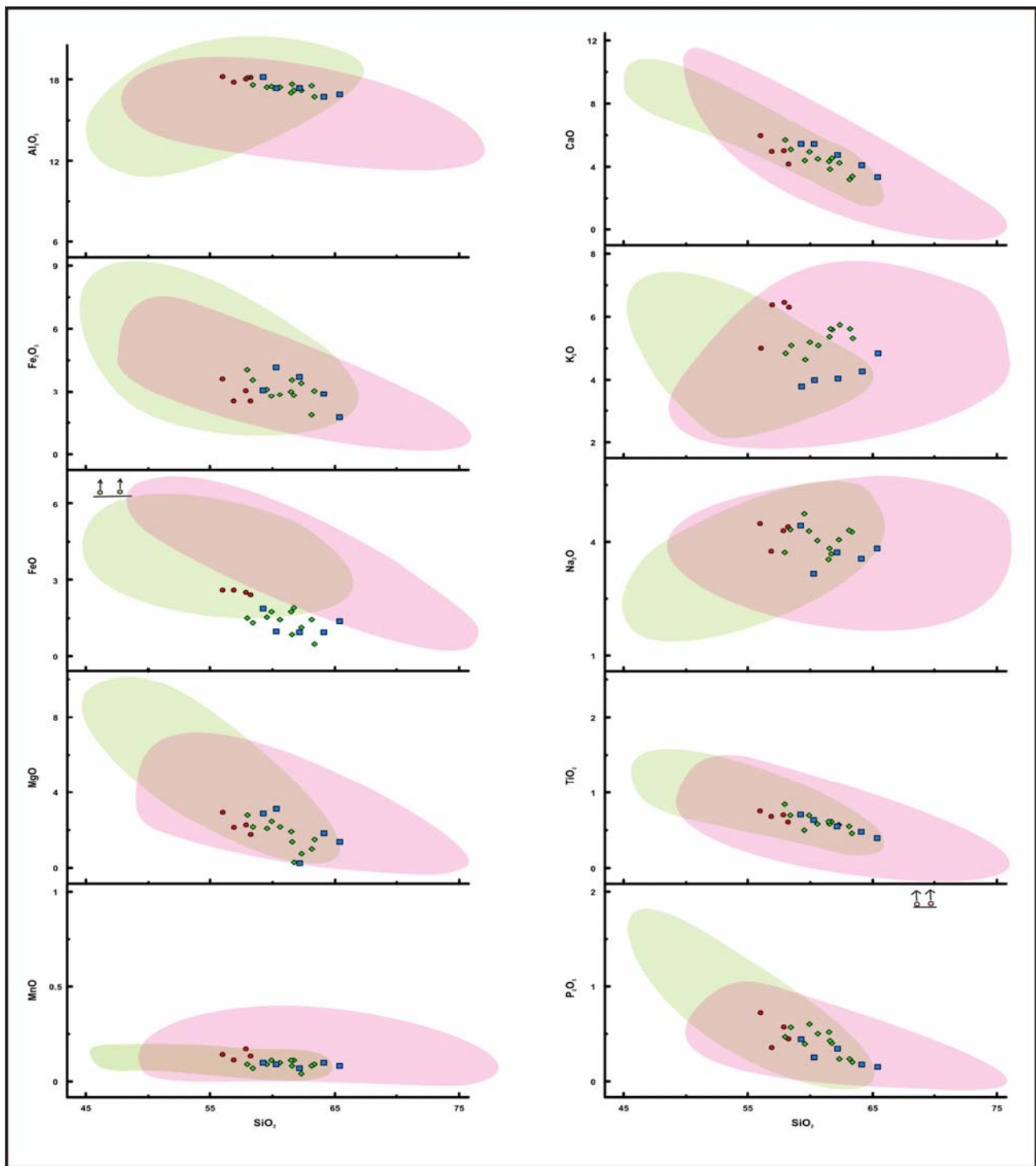
κλινοπυρόξενο και σπάνια πλαγιόκλαστο συστάσεως ανδεσίνη. Η αφανιτική μάζα αποτελείται από σανίδινο, πυρόξενο, φλογοπίτη, τιτανομαγνητίτη, απατίτη και ιλμενίτη.

Η τρίτη ομάδα αποτελείται από ηφιαστειακά χαμηλού Mg – K (σοσσονίτες, λατίτες, τραχείτες, ρυόλιθους), με $MgO < 5 \text{ wwt\%}$. Οι φαινοκρύσταλλοι τους είναι ζωνώδη πλαγιόκλαστα (σύστασης λαβραδορίτη έως ολιγόκλαστου), κεροστίλβη, βιοτίτη και σανίδινο, ενώ ως επουσιώδη εμφανίζονται τιτανομαγνητίτης και σπάνια ιλμενίτης.

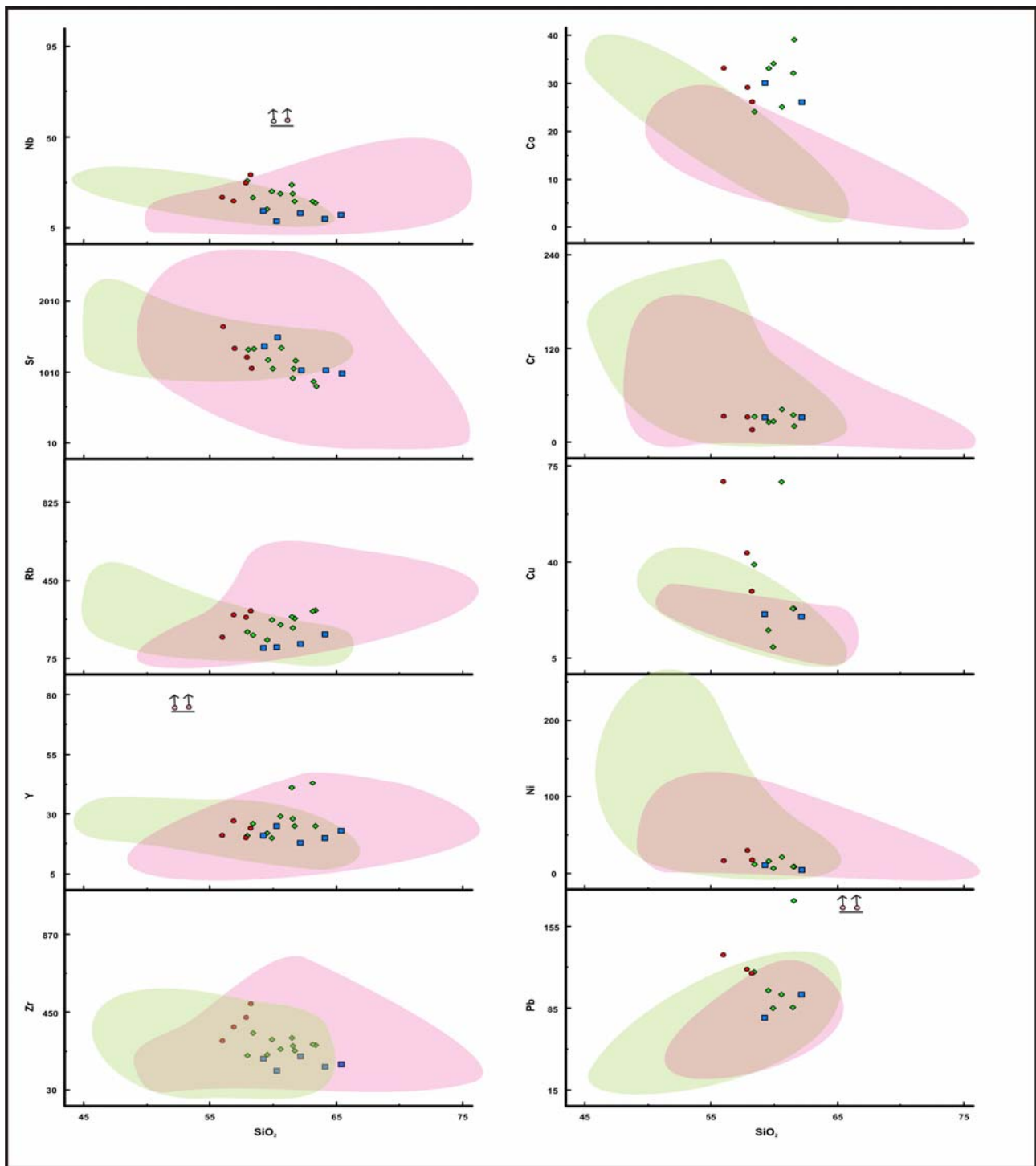
Για την περιοχή της Π.Γ.Δ.Μ, οι χημικές αναλύσεις έγιναν σε είκοσι ένα δείγματα πετρωμάτων.

Από την παρατήρηση των αναλύσεων αυτών στα διαγράμματα Harker φαίνεται πως το Al_2O_3 παρουσιάζει έντονη διακύμανση με ελαφρά αυξητική τάση σε σχέση με το SiO_2 . Τα CaO , MgO και MnO δείχνουν αρνητικές μεταβολές, όπως επίσης το TiO_2 , το P_2O_5 και το ολικό ποσοστό του σιδήρου. Αντίθετα το NaO_2 εμφανίζει θετική τάση μεταβολής, ενώ το K_2O έντονη διακύμανση και διασπορά. Από τα ιχνοστοιχεία τα Co, Ni Cr και Cu μειώνονται γραμμικά με το SiO_2 . Ο Pb μεταβάλλεται θετικά και το Sr έχει μεγάλη διακύμανση. Τέλος το Rb, Zr, Nb και Y παρουσιάζουν αρνητικές τάσεις μεταβολής.

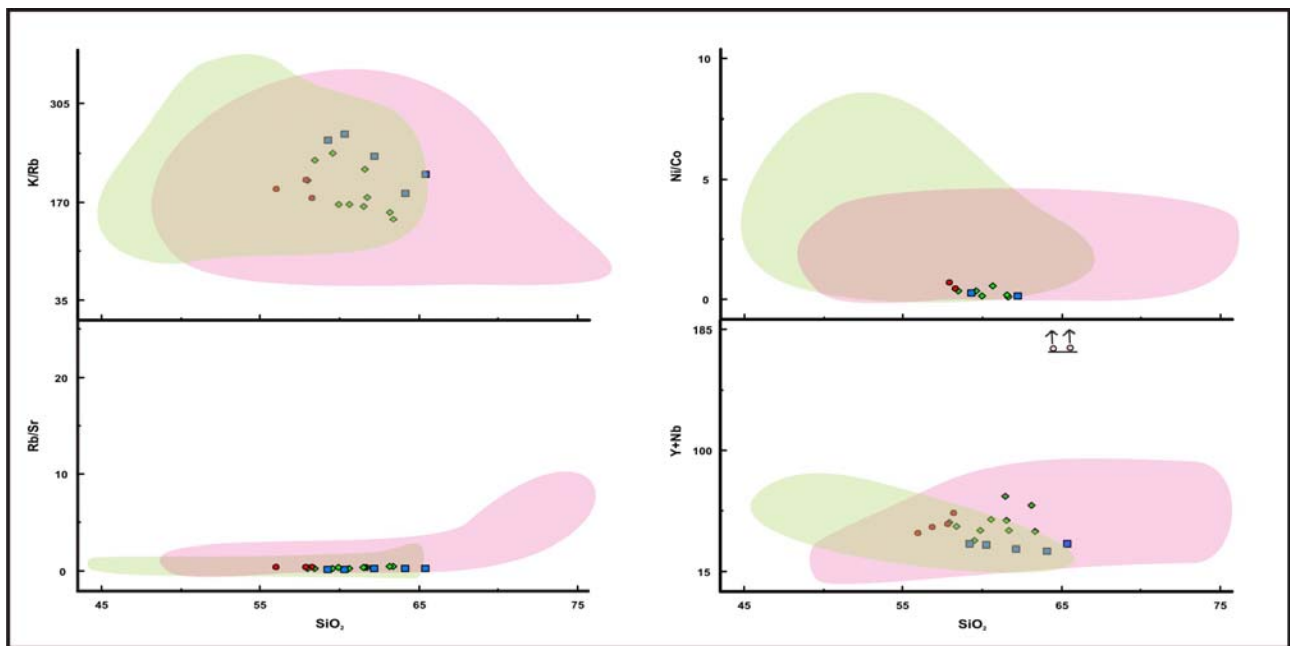
Τα δεδομένα από τις τρεις αυτές περιοχές προβάλλονται σε κοινά διαγράμματα, με σκοπό την συγκριτική παρατήρηση των μεταβολών των κύριων στοιχείων και ιχνοστοιχείων που περιέχουν. Οι προβολές των δειγμάτων των ηφαιστειακών του Βόρα και αυτών που βρίσκονται στο έδαφος της Π.Γ.Δ.Μ βρίσκονται μέσα στις ροζ και πράσινες περιοχές των διαγραμμάτων αντίστοιχα. Ενώ τα ηφαιστειακά πετρώματα της Ν. Αλμωπίας προβάλλονται πάνω σ' αυτές τις δύο περιοχές όπως και προηγουμένως (Σχ. 16 και Σχ. 17).



Σχ. 16 Συγκριτικά διαγράμματα Harker για τα κύρια στοιχεία. Οι ροζ περιοχές αντιστοιχούν στις χημικές αναλύσεις των δειγμάτων των πετρωμάτων του Βόρα. Οι πράσινες περιοχές αντιστοιχούν στις χημικές αναλύσεις των δειγμάτων της Π.Γ.Δ.Μ. Οι υπόλοιποι συμβολισμοί όπως στο Σχ. 12.



Σχ. 17 Συνέχεια στην επόμενη σελίδα.



Σχ. 17 Συγκριτικά διαγράμματα Harker για τα ιχνοστοιχεία. Οι συμβολισμοί όπως στο Σχ. 16.

Η συγκριτική μελέτη και παρατήρηση των διαγραμμάτων των χημικών αναλύσεων των πετρωμάτων των τριών παραπάνω περιοχών μας οδηγεί στα παρακάτω συμπεράσματα για τα διάφορα κύρια στοιχεία και ιχνοστοιχεία:

Το πυρίτιο και στις τρεις περιοχές μεταβάλλεται από 46,36 έως 75,17% κατά βάρος, εμφανίζοντας το ελάχιστο ποσοστό εμφάνισης στην περιοχή της Π.Γ.Δ.Μ. και το μέγιστο στην περιοχή του Βόρα.

Το Al_2O_3 παρουσιάζει υψηλές τιμές στα ηφαιστειακά της Ν. Αλμωπίας (από 16,68 έως 18,14%) όπως και στην περιοχή του Βόρα (από 19,13 έως 12,52%), ενώ παρουσιάζει έντονη διακύμανση και εμφανίζεται και σε χαμηλότερες τιμές στο έδαφος της Π.Γ.Δ.Μ. (από 6,69 έως 19,25%), όπου παίρνει και τις ακραίες του τιμές μέσα στο διάγραμμα.

Το Fe_2O_3 εμφανίζεται με υψηλότερες τιμές στα ηφαιστειακά της Π.Γ.Δ.Μ (8,31 έως 2,71%) σε σχέση με τα πετρώματα της Βορείου (από 7,19 σε 0,67%) και της Νοτίου Αλμωπίας (4,13 έως 1,73%).

Το FeO δείχνει χαρακτηριστικά υψηλές τιμές στα ηφαιστειακά της Β. Αλμωπίας (7,19 έως 0,67%), σε αντίθεση με την Ν. Αλμωπία που εμφανίζει ιδιαίτερα χαμηλές τιμές σε σχέση με την πρώτη (4,05 έως 1,73%). Οι σχηματισμοί της Π.Γ.Δ.Μ. έχουν εμφανώς μεγαλύτερες τιμές από την Νότια Αλμωπία (8,85 έως 2,23%). Αξιοσημείωτο είναι πως τα ποσοστά συμμετοχής του FeO εμφανίζονται ανεξάρτητα για τις τρεις αυτές περιοχές.

Το MgO παρουσιάζοντας σχετικά μεγάλη διακύμανση, φαίνεται να παίρνει μεγαλύτερες τιμές στους ηφαιστίτες της Π.Γ.Δ.Μ. (από 0,43 έως 9,95%) από τα ηφαιστειακά της περιοχή της Ν. Αλμωπίας όπου η διακύμανση τους είναι σχετικά μικρή κατέχοντας χαμηλότερες τιμές (από 3,11 έως 0,21%), ενώ οι ηφαιστειακοί σχηματισμοί του Βόρα κατέχουν ενδιάμεσες τιμές μεταξύ αυτών (6,84 έως 0,08%).

Το Na₂O εμφανίζει έντονη διακύμανση και στις τρεις περιοχές, με όχι μεγάλες διαφορές μεταξύ των τιμών των δειγμάτων. Για την πεδινή περιοχή της Αλμωπίας η διακύμανση των τιμών είναι ελαφρώς μικρότερη (από 4,76 σε 3,17%) από την περιοχή της Π.Γ.Δ.Μ. (από 1,49 σε 5,61%) ενώ την μεγαλύτερη διακύμανση παρουσιάζουν τα ηφαιστειακά του Βόρα (από 5,34 σε 2,18%).

Έντονη διασπορά και διακύμανση δείχνει και το K₂O. Οι ηφαιστίτες του εδάφους της Π.Γ.Δ.Μ δείχνουν ελαφρώς πιο αυξημένες τιμές (2,38 έως 7,14%) όπως και οι σχηματισμοί της ορεινής περιοχής του Βόρα (7,8 έως 2,75%) από τα ηφαιστειακά προϊόντα της πεδινής Αλμωπίας (6,44 έως 3,78%).

Το CaO δείχνει χαρακτηριστική γραμμική μεταβολή παρόμοια και στα τρία μέρη. Τα πετρώματα της Ν. Αλμωπίας φαίνεται να έχουν ενδιάμεσες τιμές μεταξύ των άλλων περιοχών (από 5,97 έως 3,24%), ενώ υψηλότερες τιμές καταγράφονται στην περιοχή της Π.Γ.Δ.Μ. (από 1,63 έως 10,00%), και (από 10,84 έως 0,14%) στην ορεινή περιοχή του Βόρα.

Το MnO εμφανίζει ιδιαίτερα αυξημένες τιμές κάποιων δειγμάτων των ηφαιστειακών σχηματισμών του Βόρα (0,38 έως 0,01%), ενώ μεσαίες έως χαμηλές τιμές εμφανίζουν οι σχηματισμοί της Π.Γ.Δ.Μ (από 0,16 έως 0,04%) και της Ν. Αλμωπίας (από 0,17 έως 0,04%).

Παρόμοια μεταβολή με το ασβέστιο έχει και το TiO₂. Δηλαδή όλοι οι σχηματισμοί ακολουθούν μία παρόμοια τάση μεταβολής, με τα ηφαιστειοκλαστικά της πεδινής περιοχής να εμφανίζουν ενδιάμεσα ποσοστά τιτανίου (0,85 σε 0,40%) σε σχέση με την περιοχή του Βόρα (1,33 έως 0,06%) και της Π.Γ.Δ.Μ (από 2,19 έως 0,29%).

Το P₂O₅ βρίσκεται σε χαμηλά ποσοστά για τα ηφαιστειακά προϊόντα της πεδινής Αλμωπίας (0,71 σε 0,15%) σε σχέση με αυτά του Βόρα (1,01 σε 0,01%) και τα ακόμα υψηλότερα της περιοχής της Π.Γ.Δ.Μ (από 0,10 έως 1,65%).

Η σύγκριση των ιχνοστοιχείων μεταξύ των τριών περιοχών έδειξε πως το Nb κατέχει υψηλότερα ποσοστά συμμετοχής στα ηφαιστειακά πετρώματα του Βόρα (από 98 έως 7ppm) σε σχέση με τους ηφαιστίτες της Π.Γ.Δ.Μ (από 44 έως 9pp) και τα ακόμα χαμηλότερα ποσοστά της πεδινής Αλμωπίας (από 31 έως 8ppm)

Το Zr δείχνει να μεταβάλλεται παρόμοια στην περιοχή της Ν.Αλμωπίας (από 491 έως 130ppm) και στην περιοχή της Π.Γ.Δ.Μ. (από 33 έως 497ppm) ενώ μεγαλύτερες τιμές εμφανίζουν οι ηφαιστίτες του ορεινού Βόρα (από 1063 έως 66ppm).

Το Υ παρουσιάζει αυξημένα ποσοστά συμμετοχής στα ηφαιστειακά του Βόρα (από 85 έως 7ppm) συγκριτικά με τους σχηματισμούς της Ν. Αλμωπίας (από 43 έως 18ppm) και της Π.Γ.Δ.Μ (από 30,40 έως 11,50ppm) που φαίνεται να έχουν παρόμοια συμμετοχή, με μία ελαφρώς μεγαλύτερη διακύμανση τιμών της τελευταίας περιοχής.

Το Sr δείχνει να κατέχει χαμηλές έως ενδιάμεσες τιμές στους σχηματισμούς της Ν. Αλμωπίας (από 806 έως 1640ppm) και της περιοχής της Π.Γ.Δ.Μ. (από 2140 έως 268ppm) ενώ πιο αυξημένες τιμές και μεγαλύτερη διακύμανση σε σχέση με τα παραπάνω παρουσιάζουν οι σχηματισμοί του ορεινού όγκου του Βόρα (από 2653 έως 26ppm).

Το Rb φαίνεται να μεταβάλλεται αρκετά στους ηφαιστίτες του Βόρα παρουσιάζοντας έως και αρκετά υψηλότερες τιμές (από 82 έως 986ppm) σε σχέση με τις τιμές των ηφαιστειακών της Π.Γ.Δ.Μ. (από 425 έως 74ppm) και της πεδινής Αλμωπίας (από 123 έως 303ppm), όπου και έχουν την μικρότερη διακύμανση.

Το Cr μεταβάλλεται σημαντικά στους σχηματισμούς του ορεινού όγκου του Βόρα (από 3 έως 180ppm), παρουσιάζοντας παρόμοια ποσοστά συμμετοχής με τα ηφαιστειακά πετρώματα της Π.Γ.Δ.Μ., (από 420 έως 3ppm) όπου τα τελευταία εμφανίζουν ελαφρώς μεγαλύτερες τιμές. Οι σχηματισμοί της Ν. Αλμωπίας καταλαμβάνουν τις χαμηλές τιμές σχετικά με τις άλλες δύο περιοχές και την μικρότερη διακύμανση τιμών (από 15 έως 41ppm).

Το Cu εμφανίζει μεγάλη διακύμανση στα ποσοστά συμμετοχής των σχηματισμών της Ν. Αλμωπίας (από 69 από 9ppm), παρόμοια με την περιοχή της Π.Γ.Δ.Μ. (από 75 έως 6ppm), ενώ χαμηλότερες έως ενδιάμεσες τιμές καταγράφουν τα ηφαιστειακά του Βόρα (από 5 έως 27ppm).

Το Ni παρουσιάζει εμφανώς πιο αυξημένες τιμές στην περιοχή της Π.Γ.Δ.Μ. με έντονη διακύμανση από τις μεγαλύτερες έως και τις μικρότερες (από 243 έως 4ppm), ενώ από ενδιάμεσα έως και χαμηλά ποσοστά συμμετοχής εμφανίζουν τα πετρώματα της περιοχής του Βόρα (από 2 έως 113ppm). Στην περιοχή της πεδινής Αλμωπίας καταγράφονται χαμηλές τιμές ποσοστών με τη μικρότερη διακύμανση (από 29 έως 4ppm).

Ο Pb κατανέμεται γραμμικά και στα τρία πεδία με τα ηφαιστειακά του Βόρα να καταλαμβάνουν τις υψηλότερες τιμές (από 44 έως 162ppm), της Π.Γ.Δ.Μ. τις χαμηλότερες τιμές (από 19 έως 128ppm) και της Ν.Αλμωπίας τις ενδιάμεσες τιμές μεταξύ αυτών στο διάγραμμα μεταβολής (από 73 έως 176ppm).

Το Co παρουσιάζει παρόμοια μεταβολή στους σχηματισμούς της Π.Γ.Δ.Μ. (από 36 έως 3ppm) και του Βόρα (από 1 σε 26ppm) με τους πρώτους να εμφανίζουν ελαφρώς πιο αυξημένες τιμές και οι δεύτεροι ελαφρώς χαμηλότερες. Αντιθέτως οι πεδινοί ηφαιστίτες φαίνονται να κατέχουν τις υψηλές τιμές μεταξύ των άλλων δύο περιοχών (από 39 σε 24ppm).

Ο λόγος Rb/Sr, δείχνει παρόμοια ποσοστά συμμετοχής για τις περιοχές της Ν. Αλμωπίας (από 0,09 έως 0,38ppm) και της Π.Γ.Δ.Μ. (από 1,58 σε 0,10ppm), ενώ έως και πολύ μεγαλύτερες τιμές εμφανίζουν οι ηφαιστίτες του Βόρα (από 23,192 έως 0,04ppm).

Ο λόγος K/Rb παρουσιάζει έντονη διακύμανση και στις τρεις περιοχές με τα μεγαλύτερα ποσά συμμετοχής να εμφανίζονται στα ηφαιστειακά της ορεινής Αλμωπίας (από 337,479 έως 33,67ppm) ενδιάμεσες τιμές συναντώνται στο έδαφος της Π.Γ.Δ.Μ. (από 364,072 έως 86,84ppm) και της Ν.Αλμωπίας (από 146 έως 263ppm).

Ο λόγος Ni/Co μεταβάλλεται έντονα από τις χαμηλές έως τις υψηλότερες τιμές στα ηφαιστειακά της Π.Γ.Δ.Μ. (από 8,37 σε 0,79ppm) και στην περιοχή του Βόρα, όπου εμφανίζονται κατά τι μεγαλύτερες τιμές (από 14,8 έως 0,42ppm). Αντιθέτως οι σχηματισμοί της πεδινής Αλμωπίας δείχνουν ελάχιστη έως καθόλου διακύμανση και χαμηλές τιμές συγκριτικά με τις άλλες περιοχές (από 1,00 έως 0,02ppm).

Τέλος τα ολικά ποσοστά συμμετοχής του σιδήρου στα ηφαιστειακά αυτά πετρώματα ακολουθούν ίδιες τάσεις μεταβολής. Οι σχηματισμοί του ορεινού Βόρα κατέχουν μεγαλύτερα ποσά συμμετοχής από τις άλλες δύο περιοχές (0 έως 12%) ενώ οι ηφαιστίτες που βρίσκονται στο έδαφος της Π.Γ.Δ.Μ. καταγράφουν χαμηλότερα ποσοστά (από 8 έως 2%) και στην περιοχή της Ν. Αλμωπίας έχουν ενδιάμεσες τιμές που συμπίπτουν με τις χαμηλές τιμές της ομάδας των ηφαιστιτών της Π.Γ.Δ.Μ (από 2,817 έως 5,613 %).

6.5. ΜΕΛΕΤΗ ΤΟΥ ΓΕΩΤΕΚΤΟΝΙΚΟΥ ΠΕΡΙΒΑΛΛΟΝΤΟΣ

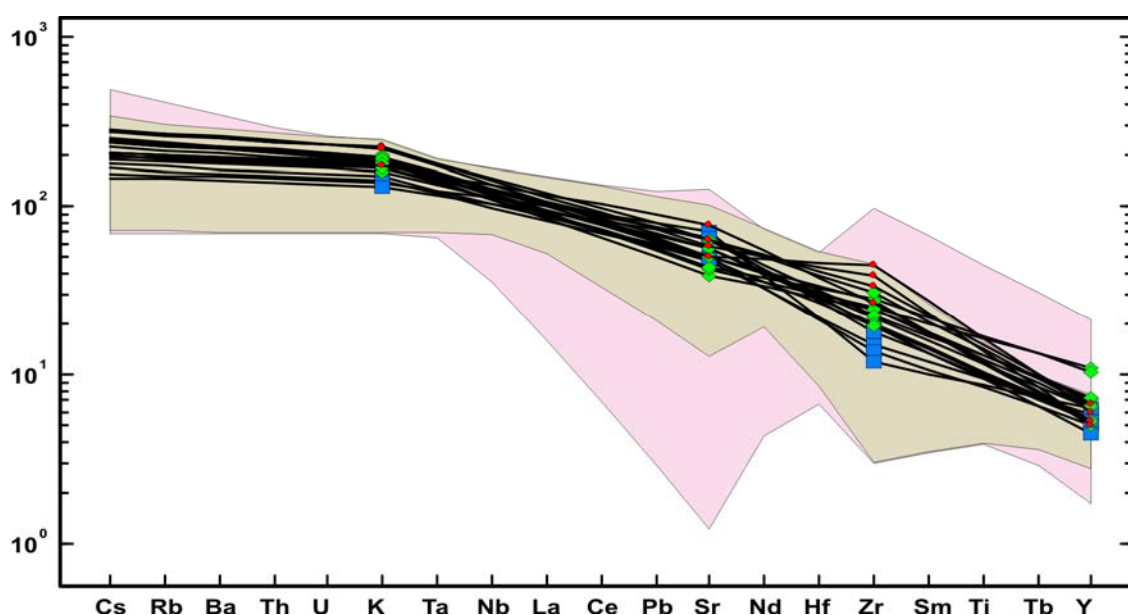
Ακόμα λαμβάνοντας υπόψη διάφορους παράγοντες που συνυπάρχουν στην γένεση κάθε πυριγενούς πετρώματος (για παράδειγμα την περιεκτικότητα της αρχικής πηγής στο στοιχείο αυτό, την διεργασία διαφοροποίησης και τα ορυκτά που την ελέγχουν και η πιθανή αφομοίωση άλλων υλικών) όπως και στατιστικές αναλύσεις πλήθους πυριγενών πετρωμάτων οδήγησαν στην κατασκευή πολλών διακριτικών διαγραμμάτων όπου προβαλλόμενα τα δεδομένα των χημικών αναλύσεων δίνουν το γεωτεκτονικό περιβάλλον γένεσης του πυριγενούς πετρώματος.

Η μελέτη των ιχνοστοιχείων για τον προσδιορισμό του περιβάλλοντος αυτού, έγινε με βάση την προβολή των δειγμάτων και των τριών περιοχών σε αραχνόγραμμα

McDonough et al. (1992) (Σχ. 18). Πρέπει να επισημανθεί το γεγονός της απουσίας καταγραφής ορισμένων ιχνοστοιχείων όπως επίσης και η παντελής έλλειψη σπάνιων γαιών από τα δείγματα της Νοτίου Αλμωπίας, για την λήψη των σωστότερων αποτελεσμάτων. Από τα δείγματα των πεδινών ηφαιστειακών πετρωμάτων τα ιχνοστοιχεία που είναι καταγεγραμμένα είναι τα Rb, K, Sr, Nb, Zr, Y, Pb, ενώ από τις άλλες δύο περιοχές υπάρχει πλήρης καταγραφή των ιχνοστοιχείων, εκτός από τα Cs, Ta, Hf που απουσιάζουν από τα ηφαιστειακά του Βόρα. Έτσι για την κατασκευή του παραπάνω αραχονόγραμματος χρησιμοποιήθηκαν μόνο τα εξής στοιχεία: Rb, K, Sr, Nb, Zr, Y και Pb.

Από την παρατήρηση των παραπάνω διαγραμμάτων διαπιστώνουμε αρνητικές ανωμαλίες στα ιχνοστοιχεία Sr, Nb, Zr, Rb και Y στα δείγματα και των τριών περιοχών, ενώ θετική ανωμαλία παρουσιάζει ο Pb στις περιοχές αυτές.

Για τον προσδιορισμό του περιβάλλοντος χρησιμοποιούνται ένα πλήθος άλλα διαγράμματα όπου στην παρούσα εργασία είναι αδύνατο να χρησιμοποιηθούν λόγω έλλειψης στοιχείων.



Σχ.18 Αραχνόγραμμα McDonough et al. (1992) για τις τρεις περιοχές μελέτης. Συμβολισμοί όπως στο Σχ. 16.

Γενικά από τα παραπάνω διαγράμματα θα μπορούσε να παρατηρηθεί πως τα κύρια στοιχεία και τα ιχνοστοιχεία των τριών αυτών περιοχών, μεταβάλλονται με παρόμοιο τρόπο, ακολουθώντας κάθε φορά γραμμικές, συνεχείς, παράλληλες, υποπαράλληλες ή και ίδιες τάσεις μεταβολής ως προς το στοιχείο δείκτη (SiO_2).

Όπως φαίνεται, τα ποσοστά συμμετοχής των κύριων στοιχείων και των ιχνοστοιχείων στα ηφαιστειακά πετρώματα της Ν. Αλμωπίας καταγράφουν ενδιάμεσες τιμές και μικρότερη διακύμανση τιμών σε σχέση με τις άλλες δύο περιοχές. Εξαίρεση αποτελεί το Al_2O_3 , που συμμετέχει με υψηλά ποσοστά στα πετρώματα αυτά και το FeO με χαμηλότερες τιμές. Εμφανείς επίσης υψηλότερες τιμές παίρνει και το Co .

Τα ηφαιστειακά της Β. Αλμωπίας παρουσιάζουν έντονη διακύμανση στις τιμές τους. Χαρακτηριστική είναι η συμμετοχή των ιχνοστοιχείων Nb , Zr , Y , Sr , Rb , και Pb , καθώς αυτά εμφανίζουν υψηλότερες τιμές σε σχέση με τα ηφαιστειακά των άλλων δύο περιοχών. Ακόμα υψηλές τιμές συμμετοχής παρουσιάζει το ολικό ποσοστό σιδήρου.

Οι ηφαιστίτες που βρίσκονται στο έδαφος της Π.Γ.Δ.Μ. εμφανίζουν μεγάλη διακύμανση στο ποσοστό του Al_2O_3 καταγράφοντας τιμές έως και πολύ μικρότερες από τις άλλες δύο περιοχές. Ενώ μεγαλύτερες συγκριτικά τιμές παίρνει το Fe_2O_3 , το MgO , το TiO_2 και το P_2O_5 . Τα ιχνοστοιχεία που ξεχωρίζουν εδώ για την υψηλή συμμετοχή τους είναι το Cr και το Ni . Επιπροσθέτως, χαμηλή συμμετοχή δείχνει το ολικό ποσοστό του σιδήρου.

Ακόμα στα πλαίσια της συγκριτικής αυτής παρατήρησης θα μπορούσαν να αναφερθούν και οι ορυκτολογικές και ιστολογικές ομοιότητες μεταξύ των πετρωμάτων και των τριών αυτών περιοχών. Παρατηρούμε πως οι ιστοί όλων των ανωτέρω ηφαιστειακών αναφέρονται ως πορφυριτικοί, ενώ οι φαινοκρυσταλλοί τους αποτελούνται κυρίως από πλαγιόκλαστα, άστριους, πυροξένους, κερυστίλβη και μαγνητίτη με παρόμοια ή ίδια χαρακτηριστικά.

Επίσης, αναφέρεται πως και η ηλικία των ηφαιστιτών συμπίπτει και για τις τρεις περιοχές (5,6 έως 1,8 Ma για τις περιοχές της Βόρειας και Νότιας Αλμωπίας, ενώ για την περιοχή της Π.Γ.Δ.Μ αναφέρεται ηλικία 6,5 έως 1,8 Ma)

7.ΠΡΟΗΓΟΥΜΕΝΕΣ ΜΕΛΕΤΕΣ ΓΙΑ ΤΗΝ ΠΕΡΙΟΧΗ

7.1. ΗΦΑΙΣΤΙΤΕΣ ΤΗΣ Ν.ΑΛΜΩΠΙΑΣ

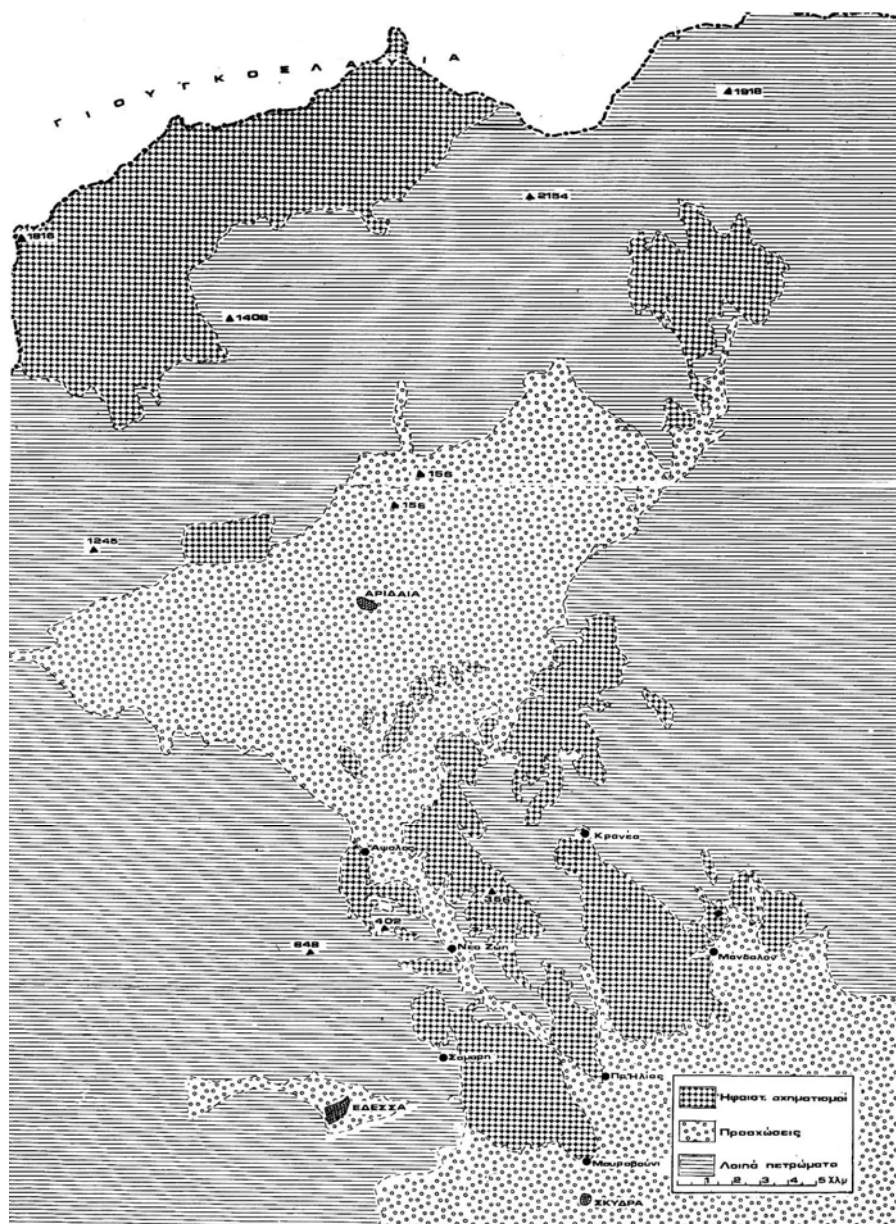
Οι πρώτες μελέτες για την ηφαιστειότητα της Αλμωπίας έγιναν από τους Cvizic (1908) και Kossmat (1924), ενώ η περιοχή χαρτογραφείται από τον Osswald, το 1929. Τότε γίνεται και η πρώτη διάκριση μεταξύ λαβών και ηφαιστειοκλαστικών υλικών (Βουγιουκαλάκης 2002).

Ο Σολδάτος το 1955 χαρτογραφεί την περιοχή των ηφαιστειακών εμφανίσεων του ορεινού όγκου του Βόρα για πρώτη φορά (Σχ. 19), και διακρίνει τρεις πετρογραφικές ομάδες. Μια πρώτη ομάδα χαρακτηρίζεται από αφθονία φαινοκρυστάλλων και μεγάλη ανάπτυξη των φαινοκρυστάλλων της κεροσίλβης. Τα πετρώματα της ομάδας αυτής εμφανίζονται στα ανατολικά ηφαιστειακά κέντρα της περιοχής ως σκοτεινότεφρου χρώματος λάβες. Σε μια δεύτερη ομάδα υπάγονται πετρώματα τύπου τραχείτη που εμφανίζονται στο ΝΔ και Ν τμήμα της περιοχής. Περιλαμβάνουν λάβες ανοιχτότεφρου χρώματος με τραχειτική υφή και μεγάλους φαινοκρυστάλλους σανίδινου και απουσία της κεροσίλβης. Στην τρίτη ομάδα ανήκουν ηφαιστείτες με μικρό ποσοστό φαινοκρυστάλλων, χαρακτηριζόμενοι ως τραχειανδεσίτες. Ακόμα διακρίνει μια υπο-ομάδα στα ΝΔ κέντρα η οποία έχει ως κύριο φεμικό συστατικό τον Αυγίτη (Αυγιτικοί τραχείτες). Πετροχημικά χαρακτηρίζει το μάγμα πλούσιο σε αλκάλια και θεωρεί πιθανή την προέλευση όλων των εμφανίσεων από κοινό μάγμα, λόγω των διαφορών που οφείλονται σε διαφορισμό από κλασματική κρυστάλλωση και μετακίνηση του μάγματος (Σολδάτος 1955).



Σχ. 19 Γεωλογικό σκαρίφημα της περιοχής της Αλμωπίας (Σολδάτος 1955).

Στα πλαίσια της γεωλογικής μελέτης της ευρύτερης περιοχής, ο Mercier 1968, χαρτογραφώντας την περιοχή (Σχ. 20) συμπεραίνει πως τα ηφαιστειακά κέντρα δημιουργήθηκαν λόγω των ηφαιστειοτεκτονικών βυθίσεων του Πλειοκαίνου. Τα βυθίσματα αυτά οφείλονται στην δράση ΒΑ-ΝΔ διεύθυνσης ρηγμάτων. Επίσης υποθέτει μια πρώτη εκρηκτική δραστηριότητα που τροφοδοτείται από ρυολοθικά μάγματα ενώ στη συνέχεια η ηφαιστειακή δράση τροφοδοτείται από δελενιτικά, τραχει-ανδεσιτικά, τραχειίτικα και ανδεσιτικά μάγματα (Βουγουκαλάκης 2002).



Σχ 20 Γεωλογικό σκαρίφημα της περιοχής της Ν.Αλμυπίας (Mercier 1968, από Ελευθεριάδη 1977).

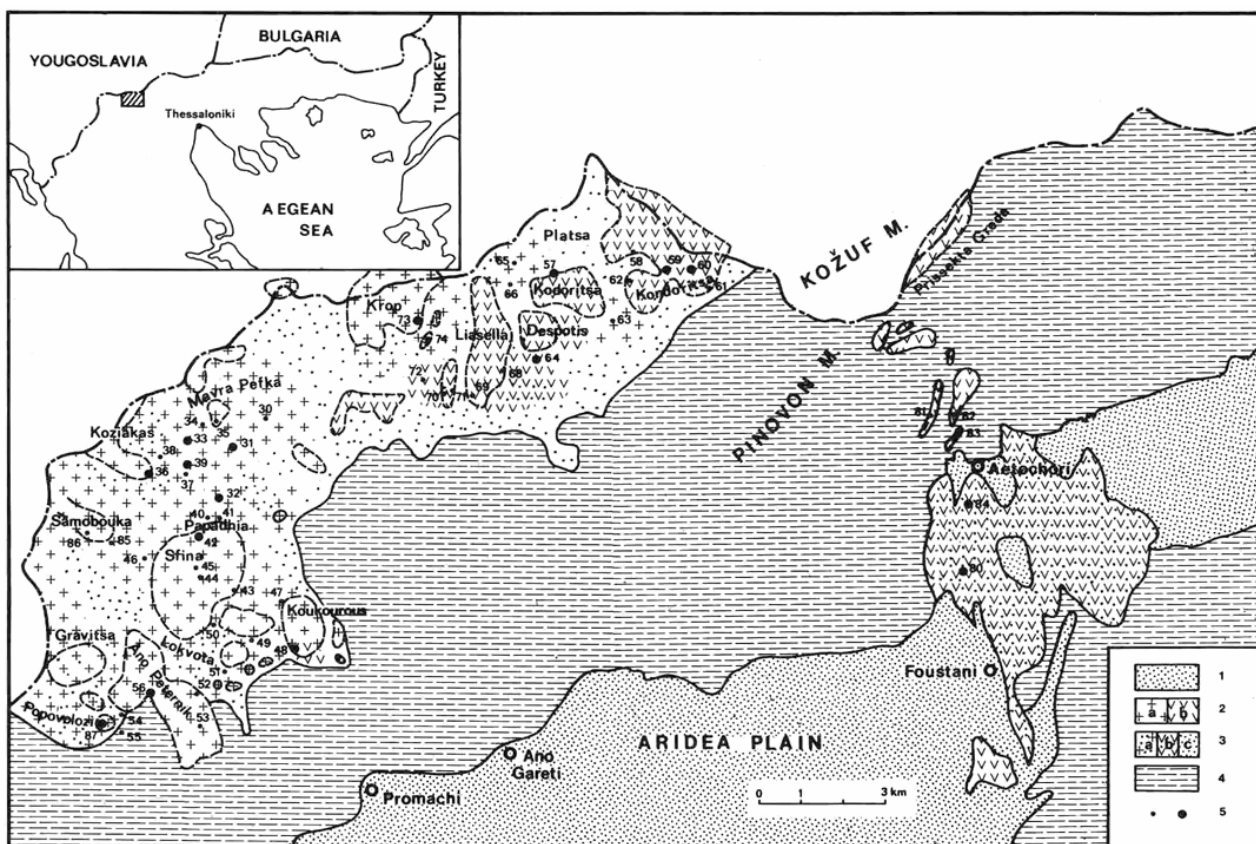
Οι Marakis & Sideris το 1973 μελετώντας πετρογραφικά και πετρολογικά τις ηφαιστειοκλαστικές αποθέσεις της πεδινής περιοχής διακρίνουν τρεις ομάδες λαβών (λατιτο-ανδεσίτες, λατίτες, τραχείτες) όπου είναι πολύ κοντά στα τραχειορυολιθικά πετρώματα της Πάτμου. Παρατηρούν επίσης έλλειψη εμπλουτισμού σε σίδηρο (όπως υπάρχει και στους θολειτικούς αλκαλι-ολιβινικούς βασάλτες). Εντοπίζουν ολοκρυσταλλικά μικροεγκλείσματα βασικότερης σύστασης (μονζονιτικά, διοριτικά) μεγάλης πετρογενετικής σημασίας, αφού θεωρούνται αντιπροσωπευτικά του αρχικού μάγματος. Αποδίδουν τη γένεση του μάγματος σε κλασματική κρυστάλλωση και εντάσσουν τα πετρώματα αυτά στην τυπική ασβεσταλκαλική σειρά με βάση το διάγραμμα Fe-Mg-Na-K (Marakis & Sideris 1972).

Λεπτομερής πετρογραφική – πετρολογική μελέτη των ηφαιστειοκλαστικών αποθέσεων πραγματοποιείται από τον Ελευθεριάδη (1977). Από μακροσκοπική και μικροσκοπική εξέταση των ηφαιστειοκλαστικών σχηματισμών, καθώς επίσης και από χημικές αναλύσεις και συγκριτικές προβολές των πετρωμάτων συμπεραίνεται η συγγένεια αυτών με τους ηφαιστίτες της ορεινής περιοχής του Βόρα. Στο συμπέρασμα αυτό συνέβαλε η παρατήρηση της απουσίας των ηφαιστειακών κέντρων στην πεδινή περιοχή. Η μεταφορά των υλικών αυτών έγινε μέσω λασπορευμάτων, ποταμοχειμάρων αποθέσεων και ολίσθησης μεγάλων ογκολίθων. Οι ηφαιστειοκλαστικοί σχηματισμοί διακρίνονται σε α)συμπαγείς ηφαιστειακούς λίθους, β)ηφαιστειακά λατυποπαγή και σε γ)τόφους αποτελούμενους από λεπτομερές ηφαιστειακό υλικό. Από πετρογραφικής πλευράς τα συμπαγή ηφαιστειακά τεμάχια ταξινομούνται ως τραχείτες, λατίτες και λατιανδεσίτες. Τέλος προκύπτει πως το μάγμα απ' όπου προέκυψαν τα ηφαιστειακά πετρώματα της Αλμωπίας είναι ασβεσταλκαλικής φύσης με μια τάση προς τα μάγματα αλκαλικής φύσης. Ως προς τον τρόπο γένεσής του, θεωρείται ότι προέκυψε κατά πάσα πιθανότητα από μερική τήξη του κάτω φλοιού ή άνω μανδύα, σύμφωνα με την θεωρία των λιθοσφαιρικών πλακών. Ακόμα, διατυπώνεται για πρώτη φορά η θεωρία πως η πεδιάδα της Αλμωπίας είναι μετα-Πλειοκαινικό βύθισμα, καθώς προγενέστερη ύπαρξη του δεν θα επέτρεπε τη μεταφορά την ηφαιστειακών υλικών (Ελευθεριάδης 1977).

Οι Kolios et al. (1980) πραγματοποιούν εκτεταμένη δειγματοληψία των ηφαιστιστών του ορεινού όγκου του Βόρα (Σχ. 21). Από γεωχρονολογικά, γεωχημικά και πετρολογικά δεδομένα οδηγήθηκαν στο συμπέρασμα πως η ηφαιστειότητα ήταν ενεργή από το Πλειόκαινο μέχρι το Κάτω Πλειστόκαινο, έχοντας μέγιστη ένταση γύρω στα 4-5 Ma πριν. Τα προϊόντα της έκρηξης ανήκουν στην υψηλή σε Κ ασβεσταλκαλική και σωσονιτική σειρά με ενδιάμεσο περιεχόμενο πυριτίου. Τα διάφορα κέντρα τροφοδοτούνται από μάγματα διαφορετικής κάθε φορά προέλευσης. Η προέλευση των αρχικών ρευστών είναι από

μερική τήξη χαμηλού βαθμού ενός γρανατούχου περιδοτικού μανδύα, πλούσιου σε μεγάλης ιοντικής ακτίνας λιθόφιλα στοιχεία.

Τα πλούσια σε Κάλιο ηφαιστειακά κέντρα του Βόρα συνδέονται με εκτατικές τεκτονικές κινήσεις οι οποίες λαμβάνουν χώρα κατά το Νεογενές στα περιθώρια των σιαλικών τεμαχών που διαμορφώθηκαν στην περιοχή του Αιγαίου ως συνέπεια της προς τα Δυτικά κίνησης της πλάκας της Ανατολίας και της προς τα Νοτιοδυτικά μετατόπισης της μικροπλάκας του Αιγαίου σε περιοχές που υπάρχει ήδη ένας μανδύας μετασωματωνένος από παλαιότερες υποβυθίσεις και ορογενετικές διεργασίες (Kolios et al. 1980).



Σχ. 21 Γεωλογικό σκαρίφημα της περιοχής της Β.Αλμωπίας (Kolios et al. 1980).

Παλαιογεωγραφικά και παλαιοκλιματολογικά η περιοχή μελετήθηκε από τους Chorianopoulou et al. (1985), η οποία αναφέρει πως κατά το κατώτερο Πλειόκαινο, η ευρύτερη περιοχή, της Βορείου Αλμωπίας (17km ΒΒΔ της Αριδαίας) αποτελούνταν από ηφαιστειακό υπόβαθρο που ακολουθούσε την Τριτογενή πτύχωση και η μορφολογία ήταν όμοια με την σημερινή. Η έναρξη των εκρήξεων από τα ηφαιστειακά κέντρα, προκάλεσε την δημιουργία τόφων και λασπορευμάτων τα οποία συσσωρεύτηκαν στην περιοχή του

δασικού ποταμού σε υψόμετρο περίπου 1000 m σχηματίζοντας ένα φυσικό φράγμα και δημιουργώντας μία λίμνη 0,5 km³. Το χρονικό αυτό διάστημα, το κλίμα ήταν υποτροπικό με πυκνή βλάστηση, όπου με το χρόνο εξελίχθηκε σε ξηρό με σημαντική μείωση της βλάστησης, σήμερα το κλίμα της περιοχής είναι τυπικό, Μεσογειακό, όπως και του ευρύτερου Ελληνικού χώρου (Chorianopoulou et al. 1985).

Ο Ελευθεριάδης (1989) από ισοτοπικές αναλύσεις στροντίου (⁸⁷Sr/⁸⁶Sr), θεωρεί πιθανή την προέλευση του μάγματος, που τροφοδότη την συγκεκριμένη περιοχή, από μερική τήξη ενός μετασωματωμένου μανδύα, που μετασomaτώνεται από παλαιότερες διαδικασίες υποβύθισης εμπλουτισμένος σε λιθόφιλα στοιχεία μεγάλης ιοντικής ακτίνας.

Δείγματα από τους ηφαιστίτες του ορεινού Βόρα έχουν μελετηθεί ακόμα από τον Clapsoroulo (1991), όπου εντοπίζει την παρουσία μικτών πληθυσμών φαινοκρυστάλλων. Το φαινόμενο αυτό το ερμηνεύει ως μίξη διαφορετικών μαγμάτων. Η πετροχημική μελέτη καταλήγει στο συμπέρασμα πως απλές διεργασίες κλασματικής κρυστάλλωσης δεν είναι δυνατόν να παράγουν την παρατηρούμενη διακύμανση της σύστασης των λαβών. Επίσης από τη μελέτη αραχνογραμμάτων προκύπτουν διαφορετικές πηγές αρχικού μάγματος, ενώ δεν προκύπτουν εμφανή στοιχεία για μόλυνση των μαγμάτων από ηπειρωτικό φλοιό. Ακόμα οι τάσεις των σπάνιων γαιών ερμηνεύονται ως οφειλόμενες σε μερική τήξη μιας πηγής ανομοιογενούς περιεχομένου σε σπάνιες γαίες. Τελικά οι λάβες της Αλμωπίας θεωρείται πως αντιπροσωπεύουν αρχικά ρευστά χαμηλού βαθμού μερικής τήξης ενός έντονα μετασωματωμένου λερζολιθικού άνω μανδύα. Το μάγμα στη συνέχεια έχει διαφοροποιηθεί ελάχιστα από διεργασίες κλασματικής κρυστάλλωσης και μόλυνσης, ενώ λαμβάνουν χώρα διεργασίες μίξης διαφορετικών μαγμάτων (Clapsoroulos 1991, από Βουγουκαλάκη 2002).

Ο Βουγιουκαλάκης (2002) μελέτησε εκτενώς την ορεινή περιοχή του Βόρα καθώς και τα ηφαιστειακά κέντρα αυτού. Χώρισε την ηφαιστειακή δραστηριότητα σε 3 διακριτές χρονικά και μαγματολογικά περιόδους. Η πρώτη περίοδος εκδηλώνεται μεταξύ 6,5/5,6 και 5Ma. Περιορίζεται στον Ανατολικό και Κεντρικό τομέα του χώρου εμφάνισης των ηφαιστειακών κέντρων και τροφοδοτείται από υψηλά σε κάλιο ανδεσιτικά και δακιτικά μάγματα. Η δεύτερη περίοδος εκδηλώνεται στον κεντρικό και δυτικό τομέα του χώρου εμφάνισης των ηφαιστειακών κέντρων, μεταξύ 4,9 και 4,2 Ma. Τροφοδοτείται από λατιτικής έως τραχειτικής σύστασης μάγματα. Η τρίτη και τελευταία περίοδος εκδηλώνεται μεταξύ 4 και 1,8 Ma. Περιορίζεται στο ΝΔ τμήμα του χώρου εμφάνισης και τροφοδοτείται από τραχειτικά αρχικά (έως περίπου τα 3 Ma) και κατόπιν λατιτικά μάγματα. Ακόμα διέκρινε 4 μεγάλα εκρηκτικά γεγονότα. Το πρώτο τοποθετείται προσεγγιστικά στην αρχική φάση της πρώτης περιόδου αποθέτοντας ορίζοντα φαιάς λεπτόκοκκης στάχτης στη λεκάνη

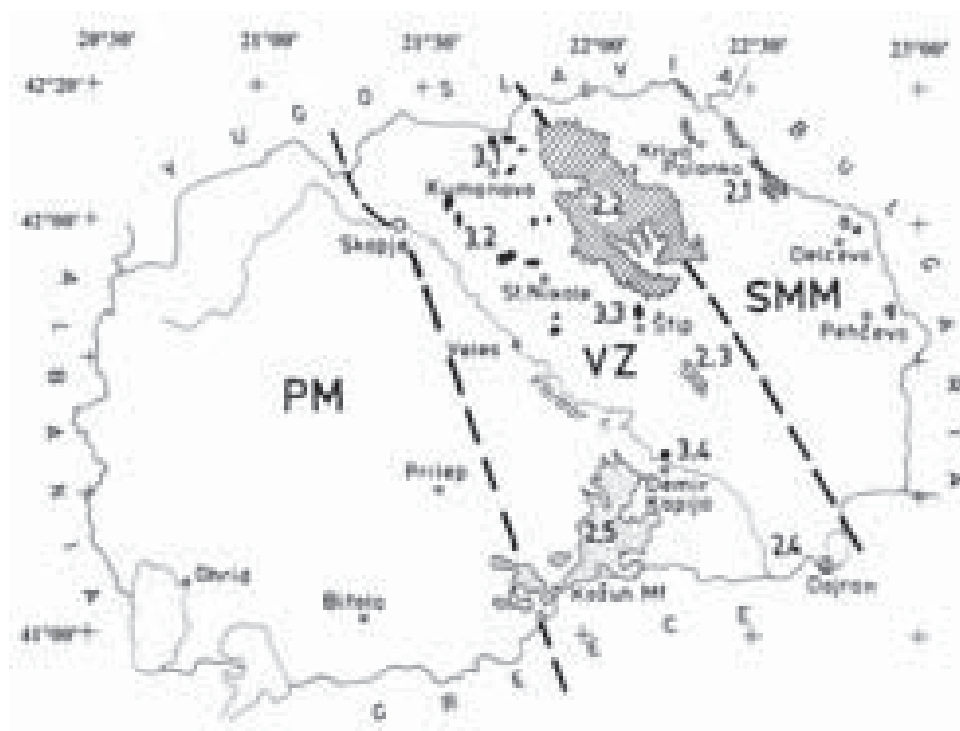
Θεσσαλονίκης. Το δεύτερο κλείνει την πρώτη περίοδο (4,9 Ma) ηφαιστειακής δραστηριότητας αποθέτοντας ορίζοντα οδηγό τραχειτικής στάχτης στη λεκάνη Πτολεμαΐδας ενώ το τρίτο κλείνει τη δεύτερη περίοδο αποθέτοντας ορίζοντες οδηγούς ρυολιθικής τέφρας στον πεδινό χώρο της Αλμωπίας και στη λεκάνη Θεσσαλονίκης. Η τελευταία μεγάλη έκρηξη εκδηλώνεται πριν από 2,6 Ma αποθέτοντας ορίζοντα-οδηγό λεπτόκοκκων θρυψάλων λατιτικού γυαλιού που συναντάται στα ιζήματα της λεκάνης Κοζάνης. Υπολόγισε τον συνολικό όγκο των προϊόντων που αποτέθηκαν από την ηφαιστειακή δραστηριότητα στο πεδίο της Αλμωπίας σε 350 km³ συμπαγούς ισοδύναμου πετρώματος. Εκτιμήθηκε ακόμα ο όγκος μάγματος που διεξόδισε σε 3500 km³. Τα μαγματικά τήγματα που τροφοδότησαν την ηφαιστειακή δραστηριότητα ανήκουν στην υψηλή σε κάλιο ασβεσταλκαλική και σοσονιτική σειρά. Από πετρογραφική και πετροχημική άποψη, διέκρινε 6 ομάδες πετρωμάτων: Υψηλοί σε κάλιο ανδεσίτες-δακίτες, τραχειδακίτες, τραχείτες, λατίτες, ρυόλιθοι και σοσσονίτες (οι τελευταίοι συναντώνται μόνο ως εγκλείσματα στα υπόλοιπα πετρώματα). Από την μελέτη των γεωχημικών χαρακτηριστικών, καθώς και της τεκτονικής της περιοχής συμπεραίνεται η γένεση των μαγματικών τηγμάτων στο Πλειόκαινο και η εκδήλωση ηφαιστειότητας στο χώρο της Αλμωπίας που μπορεί να αποδοθεί σε δύο αίτια. Την αδιαβατική αποσυμπίεση του κατώτερου τμήματος του ενυδατωμένου και μετασωματωμένου από παλαιότερες διεργασίες λιθοσφαιρικού μανδύα και την ύπαρξη ενός διεφελκυστικού τύπου τεκτονικού καθεστώτος. Ακόμα εκτιμήθηκε το βάθος γένεσης των μαγμάτων στα 60-70km και το βάθος εγκατάστασης των μαγματικών θαλάμων από 35 έως 15km περίπου.

7.2. ΗΦΑΙΣΤΙΤΕΣ ΤΗΣ Π.Γ.Δ.Μ. (1940 – 2008)

Οι ηφαιστίτες που σήμερα βρίσκονται στο έδαφος της Π.Γ.Δ.Μ. μελετήθηκαν από τους Tadjer (1940), Arsovi (1989), Karamata et al. (1994), Pamir et al. (1998), Boev & Lepticava (1991), Cvetkovic et al. (2004, 2007), Altherr et al. (2004), Carminati et al. (2004), Prelevic et al. (2001, 2005, 2007), Boev & Yanev (2001) και άλλους (Agostini 2007).

Οι Yanev et al. (2008) μελέτησαν τα ηφαιστειακά πετρώματα της περιοχής που βρίσκεται στο έδαφος της Π.Γ.Δ.Μ (Σχ. 22). Τα ηφαιστειακά προϊόντα δείχνουν να σχετίζονται με καθεστώς υποβύθισης και διακρίθηκαν σε τρεις κύριες ομάδες πετρωμάτων. Οι δύο πρώτες ομάδες εμφανίζουν σοσσονιτικά χαρακτηριστικά και αντιπροσωπεύονται από χαμηλού Mg-K πετρώματα, καθώς και από διάσπαρτα μικρά ηφαιστειακά κέντρα. Η τελευταία ομάδα αποτελείται από υπεραλκαλικές πρωταρχικές, συχνά λευκίτικες, λάβες οι

οποίες αντιπροσωπεύουν τις νεότερες λάβες της περιοχής (1,8-1,5 Ma). Ισοτοπικά και γεωχημικά δεδομένα έδειξαν πως οι υψηλού Mg-K λάβες είναι επηρεασμένες από μια διαδικασία μόλυνσης του ανωτέρου φλοιού, ενώ οι ομάδες υψηλού Mg-K των υπεραλκαλικών δείχνουν διακυμάνσεις που αντιπροσωπεύουν – αντανakλούν γεωχημική ετερογένεια μανδυακής πηγής. Τόσο η ετερογένεια όσο και οι γεωθερμομετρικοί υπολογισμοί ενισχύουν την υπόθεση πως η πηγή αυτή βρίσκεται στον λιθοσφαιρικό μανδύα.



Σχ.22 Γεωλογική χαρτογράφηση των ηφαιστειακών πετρωμάτων στη περιοχή της Π.Γ.Δ.Μ.(Yanev et al. 2008).

8. ΣΥΖΗΤΗΣΗ

Αρχικά οι βασικοί στόχοι που επιχειρούνται να επιτευχθούν μέσα από την συγκεκριμένη εργασία είναι η μελέτη των κύριων στοιχείων και των ιχνοστοιχείων των ηφαιστειακών πετρωμάτων του πεδινού τμήματος της Ν. Αλμωπίας και η σύγκριση αυτών με τα με τα γειτονικά πετρώματα του ορεινού όγκου του Βόρα και των ηφαιστιτών που βρίσκονται στην Π.Γ.Δ.Μ. Από την μελέτη των κύριων στοιχείων καθώς και των ιχνοστοιχείων των ηφαιστειοκλαστικών αυτών πετρωμάτων, σκοπός είναι η εξαγωγή συμπερασμάτων αφενός για τη φύση του μάγματος από το οποίο σχηματίστηκαν και αφετέρου για το γεωτεκτονικό περιβάλλον της γένεσής τους. Με την συγκριτική μελέτη των χημικών αναλύσεων των πετρωμάτων και των τριών ανωτέρω περιοχών στοχεύεται η αποσαφήνιση του βαθμού συγγένειας μεταξύ αυτών.

8.1. ΦΥΣΗ ΤΟΥ ΜΑΓΜΑΤΟΣ

Τα δείγματα που πάρθηκαν από την περιοχή της Ν. Αλμωπίας και αναλύθηκαν χημικά, ταξινομήθηκαν σε τρεις ομάδες πετρωμάτων τόσο με βάση τα διαγράμματα Les Bas et al. (1986) (Σχ. 12) και Pecerilo & Taylor 1976 (Σχ. 13), όσο και με τα ορυκτολογικά και ιστολογικά τους χαρακτηριστικά. Από την προβολή των δειγμάτων στο σχήμα 12 ($K_2O + Na_2O - SiO_2$) οι ομάδες διακρίνονται μεταξύ τους με βάση την περιεκτικότητα των πετρωμάτων στα αλκάλια Κ και Να. Όπως φαίνεται στο διάγραμμα αυτό τα δείγματα προβάλλονται στις περιοχές των τραχειτών, των τραχειανδεσιτών και των δακιτών. Η πρώτη ομάδα περιλαμβάνει πετρώματα που βρίσκονται στην περιοχή των τραχειανδεσιτών και των ανδεσιτών και είναι τα αντίστοιχα πετρώματα που χαρακτηρίζονται ως τραχείτες Α και λατίτες από τον Ελευθεριάδη (1977). Στην ομάδα αυτή το SiO_2 μεταβάλλεται από 59,5 έως 62,37% και το ποσοστό $Na_2O + K_2O$ κυμαίνεται από 6,8 σε 5,2%, το οποίο είναι υψηλότερο από τις άλλες δύο ομάδες. Η δεύτερη ομάδα περιλαμβάνει δείγματα που χαρακτηρίζονται, σύμφωνα με το διάγραμμα, ως ανδεσίτες και δακίτες και αντιστοιχούν στους πετρογραφικούς τύπους των τραχειτών Β και λατιτών, κατά Ελευθεριάδη, με ποσοστά SiO_2 να βρίσκονται μεταξύ 61,02 και 67,59% και το ποσοστό $Na_2O + K_2O$ να είναι μεταξύ 4,49 και 6,06%. Τέλος στη τρίτη ομάδα εντάσσονται πετρώματα που είναι στην περιοχή των δακιτών και των ανδεσιτών επίσης και ταυτίζονται με τα πετρώματα που χαρακτηρίζονται ως λατίτες και λατιανδεσίτες από τον Ελευθεριάδη. Στα πετρώματα αυτής της ομάδας το SiO_2 συμμετέχει με ποσοστά από 67,7 έως 68,91%

και ποσοστό $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ από 4 έως 5,017% και καταγράφεται ως το χαμηλότερο ποσοστό και των τριών ομάδων. Γενικά όπως παρατηρείται το ποσοστό του SiO_2 μεταβάλλεται από 56,07 έως 65,44%, υποδηλώνοντας τον ενδιάμεσο χαρακτήρα των πετρωμάτων αυτών. Ακόμα οι περιοχές του διαγράμματος αυτού όπου προβάλλονται τα δείγματα, υποδεικνύουν πετρώματα τα οποία είναι χαρακτηριστικά περιοχών της γης όπου ωκεάνιος φλοιός και μανδυακή λιθόσφαιρα υποβυθίζονται κάτω από ηπειρωτικό φλοιό. Και παρόλο που οι παραπάνω πετρογραφικοί τύποι είναι πιθανό να συναντώνται σε διάφορα τεκτονικά περιβάλλοντα υπερισχύουν σε περιβάλλοντα υποβύθισης (Hess 1989). Επίσης φαίνεται πως το άθροισμα $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ (από 4 έως 6,8%) είναι υψηλό τόσο σε σχέση με το SiO_2 , όσο και με το ποσοστό του CaO που κυμαίνεται μεταξύ 3,36 και 5,9, όπως φαίνεται από την παρατήρηση των χημικών αναλύσεων. Αυτό επιτρέπει την κατάταξη των πετρωμάτων αυτών στα αλκαλικής σειράς πετρώματα. Ακόμα η έλλειψη λευκίτη από την σύσταση των πετρωμάτων, είναι ένα ακόμα χαρακτηριστικό που τα διαχωρίζει από τα υπεραλκαλικά πετρώματα (Müller et al. 1992). Ο Meen (1987) θεωρεί πως τα αλκαλικά ηφαιστειακά πετρώματα σχηματίζονται από χαμηλού βαθμού μερική τήξη, κάτω από ένυδρες συνθήκες σε περιβάλλον χαμηλής θερμικής ροής του ανώτερου λερζολιθικού μανδύα που εμπλουτίστηκε από μετασωμάτωση σε στοιχεία όπως LILE και LREE. Σε περιβάλλοντα τόξων η μερική τήξη επιτυγχάνεται από την τροποποίηση των ισογεωθέρμων του μανδύα από το πλησίον ψυχρό υποβυθιζόμενο τεμάχος (Taylor et al. 1992, από Müller et al. 1992). Ενώ ο εμπλουτισμός από μετασωμάτωση μπορεί να επιτυγχάνεται από επικάλυψη και διείσδυση φλεβών της μανδυακής σφήνας από ρευστά πλούσια σε LILE και/ή πραγματικά αλκαλικά χαμηλής θερμοκρασίας ρευστά μερικής τήξης που προέρχονται από αφυδάτωση του υποβυθιζόμενου ωκεάνιου τεμάχους (Saunders et al. 1980, Pearce, 1983, Bailey et al. 1989, Sun & McDonough 1989 από Müller et al. 1992).

Σύμφωνα με το διάγραμμα $\text{K}_2\text{O} - \text{SiO}_2$ (Σχ. 13), παρατηρείται πως τα δείγματα της περιοχής μελέτης, προβάλλονται στην περιοχή της σόσσονιτικής σειράς πετρωμάτων, δείχνοντας υψηλό ποσοστό συμμετοχής του K_2O αφού η περιεκτικότητα του βρίσκεται μεταξύ 3,78 και 6,44%. Γενικά οι σόσσονίτες γεωχημικά καθορίζονται από υψηλό άθροισμα αλκαλίων ($\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O} > 5\%$), υψηλό αλλά με μεγάλη διακύμανση στο ποσοστό $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ ($> 0,6$ για $\text{SiO}_2 = 50\%$, $> 1,0$ για $\text{SiO}_2 = 55\%$), χαμηλό TiO_2 (γενικά $< 1,3\%$), υψηλό αλλά με μεγάλη διακύμανση Al_2O_3 (14% -19%) και ισχυρό εμπλουτισμό σε LILE και LREE (Li et al. 2000). Τα ηφαιστειακά αυτά καλιούχα πετρώματα εμφανίζονται σε ένα εύρος σύγχρονων τεκτονικών περιβαλλόντων από ηπειρωτικά έως ωκεάνια και ενδοπλακικά, κάποια από τα οποία δεν φαίνεται να σχετίζονται με υποβύθιση (Jorlin 1968, Morrison

1980, από Müller et al. 1992). Αυτή η σειρά πετρωμάτων παράγεται στα τελευταία στάδια ηφαιστειακής δράσης στην εξέλιξη ενός νησιωτικού τόξου, σε αντίθεση με τις χαμηλού καλίου σειρές που παράγονται κατά τα πρώτα στάδια της ηφαιστειότητας του τόξου και τις ασβεσταλκαλικές σειρές οι οποίες είναι αυτές που δημιουργούν το τόξο (Hess 1989). Συνήθως τα σοσσονιτικά πετρώματα εκρήγνυνται από μεγάλα στρωματοηφαίστεια τα οποία είναι σύγχρονα ή ακολουθούν τον ασβεσταλκαλικό μαγματισμό κατά την μεταορογενετική έκταση σε περιβάλλοντα υποβύθισης (Pe-Piper et al. 2009).

Καθοριστικό ρόλο για τον προσδιορισμό της σύστασης του μάγματος αλλά και του γεωδυναμικού περιβάλλοντος, είχε η προβολή των διαφόρων κύριων στοιχείων και ιχνοστοιχείων των χημικά αναλυθέντων δειγμάτων σε διαγράμματα μεταβολής τύπου Harker. Από την παρατήρηση των διαγραμμάτων αυτών, για τα κύρια στοιχεία, φαίνεται πως η μεταβολή των στοιχείων Al_2O_3 , Fe_3O_2 , FeO , MgO , MnO , CaO , TiO_2 και P_2O_5 σε σχέση με το SiO_2 μεταβάλλονται αρνητικά, ενώ το K_2O παρουσιάζει μία ελαφρά αύξηση και το Na_2O παραμένει σχεδόν σταθερό. Όσων αφορά τα ιχνοστοιχεία, τα Cu, Co, Ni και Nb φαίνεται να μειώνονται αναφορικά με το SiO_2 και τα Y και Cr να παραμένουν σχεδόν σταθερά δείχνοντας μία ελαφριά μείωση. Τέλος τα Zn και Rb μεταβάλλονται θετικά σε σχέση με το SiO_2 , σε αντίθεση με τα Zr, Sr, Pb που μεταβάλλονται αρνητικά. Παρατηρείται ακόμα υψηλό ποσοστό και μεγάλη διακύμανση σε στοιχεία όπως το αργίλιο και το κάλιο. Πολλές μελέτες έδειξαν ότι μάγματα με διαφορετικό βαθμό εμπλουτισμού σε κάλιο αντανakλούν αρχικές συστάσεις οι οποίες προέρχονται από ετερογενής μανδυακή πηγή (Ellam et al. 1988; Ellam & Harmon 1990; De Astis et al. 1997, 2000; Francalanci et al. 2004 από Peccerillo 2005).

8.2. ΤΕΚΤΟΝΙΚΟ ΠΕΡΙΒΑΛΛΟΝ

Σχετικά με την εξαγωγή συμπερασμάτων για το τεκτονικό περιβάλλον γένεσης σημαντικό ρόλο είχε και η παρατήρηση της συμπεριφοράς των ιχνοστοιχείων που προβλήθηκαν με βάση τα αραχνογράμματα McDonough et al (1992). Εδώ πρέπει να τονιστεί πως τα συμπεράσματα από το παραπάνω αραχνόγραμμα είναι επισφαλής λόγω έλλειψης σημαντικών ιχνοστοιχείων καθώς και των σπάνιων γαιών. Από τους δύο παραπάνω τύπους διαγραμμάτων που αφορούν τα ιχνοστοιχεία παρατηρείται η υψηλή περιεκτικότητα σε μεγάλα ιοντικά λιθόφιλα στοιχεία. Αυτά χαρακτηρίζουν είτε περιβάλλοντα υποβύθισης, είτε τόξα μετά την σύγκρουση (Müller et al. 1992). Στα περιβάλλοντα αυτά όταν η τήξη έχει ξεκινήσει η συνεργασία δύο παραγόντων θεωρείται ότι επηρεάζει την χημεία όλων των τηγμάτων που παράγονται και που σχετίζονται με την υποβύθιση. Αυτοί

είναι, τα διαφορετικά ποσοστά και/ή η γωνία της υποβύθισης (Rock et al. 1982, Saunders et al. 1980, από Müller et al. 1992), και οι διαφορετικές πηγές των συστατικών που υποβυθίζονται (Wheller et al. 1986, από Müller et al. 1992). Τα συστατικά μπορεί να προέρχονται από τρεις πιθανές πηγές. Αυτές είναι α) ο υποβιθιζόμενος ωκεάνιος φλοιός, που χαρακτηρίζεται από υψηλό ποσοστό LILE/LREE (π.χ. υψηλό Sr/Nd και Rb/Nd) υψηλό ποσοστό LILE/ HFSE (π.χ. υψηλό Ba/Nb και Th/Ta), β) υποβυθιζόμενα θαλάσσια ιζήματα, που χαρακτηρίζονται από χαμηλό Sr/Nd (~ 9), υψηλό Th/Ta (> 100) (Rogers et al. 1985 από Müller et al. 1992), υψηλό Pb, Ba and La (Sun & McDonough 1989 από Müller et al. 1992) και πιθανών από αρνητική ανωμαλία του Eu (McLennan & Taylor 1981) και τέλος γ) η υπερκείμενη μανδουακή σφήνα που χαρακτηρίζεται από χαμηλό Rb (< 50 ppm) και ειδικά Pb (Ellam & Hawkesworth 1988 από Müller et al. 1992). Τα τήγματα ακόμα μπορεί να επηρεάζονται και από την φύση του φλοιού από όπου έχουν 'περάσει' ή από κάποια μόλυνση ή αφομοίωση που έχει λάβει χώρα. Έτσι είναι πιθανόν να υπολογιστούν οι παρατηρούμενες διαφορές μεταξύ των περιβαλλόντων υποβύθισης. Τα ηφαιστειακά πετρώματα των ηπειρωτικών και των μετα-ορογενετικών τόξων είναι εμπλουτισμένα σε Zr, Hf, Nb και σε LREE και έχουν υψηλότερο Sr, Ba, και K/Na από τους ηφαιίτες των ωκεάνιων τόξων. Το πέρασμα των ηπειρωτικών και μετα-ορογενετικών ηφαιστειακών πετρωμάτων από τον παχύ ηπειρωτικό φλοιό μπορεί να είναι μία από τις πιθανές εξηγήσεις για την υψηλή συμμετοχή LILE και LREE σε αυτά. Τα καλιούχα ηφαιστειακά των ηπειρωτικών τόξων έχουν φανερά υψηλότερα Rb, Sr, Ba και Ce, αλλά χαμηλότερο Nb και P από αυτά των μετα-ορογενετικών τόξων (Müller et al. 1992).

8.3. ΣΥΜΜΑΓΜΑΤΙΚΟΤΗΤΑ ΠΕΤΡΩΜΑΤΩΝ

Από τη συγκριτική παρατήρηση των μελετούμενων ηφαιστειακών πετρωμάτων με ηφαιστίτες άλλων περιοχών (περιοχή ορεινού όγκου του Βόρα και στο έδαφος της Π.Γ.Δ.Μ.) πιστοποιείται η μαγματική συγγένεια των πετρωμάτων αυτών. Τα κύρια στοιχεία καθώς και τα ιχνοστοιχεία των χημικών αναλύσεων των παραπάνω περιοχών προβαλλόμενα με βάση τα διαγράμματα μεταβολής Harker δείχνουν ίδιες ή παρόμοιες τάσεις μεταβολής, υποδεικνύοντας την συμμαγματικότητα τους. Ακόμα τα εν λόγω ηφαιστειακά έχουν παρόμοια ορυκτολογικά συστατικά και ιστό (πορφυριτικό). Επιπροσθέτως οι ηλικίες των ανωτέρω πετρωμάτων συμπίπτουν (6,5 -5,6 έως 1,8 Ma) και για τις τρεις περιοχές και ακόμα οι περιοχές αυτές βρίσκονται χωροταξικά σχετικά κοντά. Από την σύγκριση αυτή προκύπτει ότι τα παραπάνω ηφαιστειακά πετρώματα προέρχονται από την ίδια μαγματική πηγή και την ίδια χρονική περίοδο, έχοντας ως επακόλουθο ότι

αυτά αντανακλούν και το ίδιο γεωτεκτονικό περιβάλλον. Συνεπώς μπορεί να επαληθευθεί η άποψη πως τα ηφαιστειακά πετρώματα που βρίσκονται στην πεδιάδα της Ν. Αλμωπίας έχουν προέλθει από τις εκρήξεις των ηφαιστειακών κέντρων του ορεινού Βόρα (Ελευθεριάδης 1977). Κατά την θεώρηση του Βουγιουκαλάκη (2002), σχετικά με την μαγματική πηγή που τροφοδότησε την ηφαιστειακή δραστηριότητα στην Β. Αλμωπία είναι ένας μετασωματωμένος ετερογενής μανδύας. Η μετασωμάτωση είναι αποτέλεσμα του εμπλουτισμού – μόλυνσης του μανδύα από ρευστά και τήγματα τα οποία προέρχονται από την παλαιότερη υποβύθιση μιας ωκεάνιας λιθόσφαιρας και των υπερκείμενων αυτής θαλάσσιων ιζημάτων. Ως πιθανότερο αίτιο της μαγματογένεσης θεωρεί την αδιαβατική αποσυμπίεση της λιθόσφαιρας λόγω της κατάρρευσης του Αλπικού ορογενούς και των ταχέων ανοδικών κινήσεων που αυτή συνεπάγεται. Επίσης η άποψη των Yanev et al. (2008) για την μαγματική πηγή στην περιοχή της Π.Γ.Δ.Μ υποδεικνύει ετερογενή λιθοσφαιρικό μανδύα σε περιβάλλον υποβύθισης.

8.4. ΓΕΩΔΥΝΑΜΙΚΗ ΕΞΕΛΙΞΗ

Το τεκτονικό περιβάλλον που περιγράφεται παραπάνω γενικά συμφωνεί με το πρότυπο γεωδυναμικής εξέλιξης τόσο του Ελληνικού χώρου, όσο και του ευρύτερου χώρου των Βαλκανίων και της Μεσογείου. Κατά την διάρκεια του Τριτογενούς – Τεταρτογενούς η σύγκλιση μεταξύ Ευρασίας και Αφρικής είχε ως αποτέλεσμα να λάβουν χώρα διάφορες συγκρούσεις και υποβυθίσεις, στην Αλπική περιοχή της Μεσογείου. Το αποτέλεσμα του τεκτονισμού αυτού ήταν η γένεση μίας ευρείας ποικιλίας μαγμάτων (χαμηλού καλίου θολεΐτες, ασβεσταλκαλικοί, σοσσονιτικοί και υπεραλκαλικοί τύποι πετρωμάτων). Η γεωχημεία των μαγμάτων αυτών δείχνει έναν ισχυρά ετερογενή μανδύα κάτω από την περιοχή αυτή. Οι περισσότεροι συγγραφείς προτείνουν ότι αυτό μπορεί να εξηγηθεί από μία μακρά περίοδο διεργασιών υποβύθισης και μετα-ορογενετικής κατάρρευσης. Η υποβύθιση του εναπομείναντος ωκεάνιου τμήματος της Τηθύος φαίνεται να έπαιξε σημαντικό ρόλο στην τεκτονική εξέλιξη της περιοχής και είχε μεγάλη επιρροή περιοχικά στην δομή του άνω μανδύα. Πράγματι τα περισσότερα Τριτογενή – Τεταρτογενή ηφαιστειακά της περιοχής της Μεσογείου δείχνουν γεωχημικά χαρακτηριστικά που σχετίζονται με περιβάλλοντα υποβύθισης. Στην περίπτωση αυτή ο βασικός λόγος της μαγματογένεσης θεωρείται πιθανόν μία παθητική έκταση της ηπειρωτικής λιθόσφαιρας που είναι αποτέλεσμα της αποσυμπίεσης του τήγματος του λιθοσφαιρικού και ασθενοσφαιρικού μανδύα που μετασωματώθηκε από διεργασίες προηγούμενης υποβύθισης (Harangi et al. 2006).

Έτσι και ο καλιούχος μαγματισμός στην περιοχή της Βόρειας Ελλάδας και στην περιοχή του Αιγαίου, είναι απόδειξη γρήγορης έκτασης στην περιοχή αυτή και η πηγή μάγματος φαίνεται να είναι ένας ένυδρος λιθοσφαιρικός μανδύας πλούσιος σε LILE (Pe-Piper & Piper 2002). Είναι φανερό ότι αυτός ο μαγματισμός προέκυψε από ένα παρόμοιο γεωδυναμικό περιβάλλον με τον προαναφερθέντα μαγματισμό στην υπόλοιπη περιοχή της Μεσογείου. Οπότε η ηφαιστειότητα της Ν.Αμωπίας είναι αποτέλεσμα ενός τέτοιου γεωδυναμικού περιβάλλοντος.

9. ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ

Συνοψίζοντας από την μελέτη και την συγκριτική παρατήρηση των παρακείμενων διαγραμμάτων, καθώς και από διάφορες βιβλιογραφικές αναφορές μπορούν να συναχθούν τα παρακάτω συμπεράσματα για τα μελετούμενα ηφαιστειακά πετρώματα της Ν. Αλμωπίας. Τα πετρώματα αυτά χαρακτηρίζονται ως ανδεσίτες, τραχείτες και τραχειανδεσίτες, προερχόμενα από αλκαλικά μάγματα. Εντάσσονται στην σοσσονιτική σειρά ηφαιστειακών πετρωμάτων. Τα παραπάνω πετρώματα θεωρείται πως δημιουργήθηκαν κατά την μετά-ορογενετική έκταση, λόγω κατάρρευσης του Αλπικού ορογενούς, από την αποσυμπίεση ενός μετασωματωμένου ετερογενούς μανδύα.

ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ

- Agostini, S., Doglioni, C., Innocenti, F., Manetti, P., Tonarini, S., Savasçin, M.Y. 2007. The transition from subduction-related to intraplate Neogene magmatism in the Western Anatolia and Aegean area. In: Beccaluva, L., Bianchini, G., and Wilson, M., (eds), *Cenozoic Volcanism in the Mediterranean Area*: Geological Society of America Special Paper 418, 1–15.
- Βουγιουκαλάκης, Γ.Ε. 2002. Πετρολογική, γεωχημική και ηφαιστειολογική μελέτη των Πλειοκαινικών ηφαιστειακών σχηματισμών της Αλμωπίας. Συσχετισμός τους με τις γεωθερμικές εκδηλώσεις της περιοχής. Διατριβή επί διδακτορία, Α.Π.Θ. Θεσσαλονίκη, 303 σελ.
- Boev, B, Jankovic S, Serafimovski T. 1997. Magmatism and Tertiary Mineralization of the Kožuf Metallogenic District, the Republic of Macedonia with Particular Reference to the Alshar Deposit. Special Issue, 5. Štip, Faculty of Mining and Geology, 262 pp.
- Chorianopoulou, P., Galeos, A., Ioakim, Ch. 1984. Pliocene lacustrine sediments in the volcanic succession of Almopias, Macedonia, Greece: In “The geological evolution of the eastern Mediterranean” Dixon, J.E. and Robertson, A.H.F. (eds) Geological Society, London, Special Publication 17, 795-806.
- Ελευθεριάδης, Γ. 1977. Συμβολή εις την μελέτη των ηφαιστειακών πετρωμάτων της Νοτίου Αλμωπίας. Διατριβή επί διδακτορία, Α.Π.Θ., Θεσσαλονίκη, 182 σελ.
- Fytikas, M., Innocenti, F., Manetti, P., Mazzuoli, R., Peccerillo, A., Vilari, L. 1984. Tertiary to Quaternary evolution of volcanism in the Aegean region: In “The geological evolution of the eastern Mediterranean” Dixon, J.E. & Robertson, A.H.F. (eds) Geological Society, London, Special Publication 17, 687-699.
- Gromet, P., T. Silver, L. T. 1986. REE Variations Across the Peninsular Ranges Batholith: Implications for Batholithic Petrogenesis and Crustal Growth in Magmatic Arcs.
- Hanson, G.N. 1978. The application of trace elements to the petrogenesis of igneous rocks of granitic composition. In: Trace elements in igneous petrology, Allegre, C.J. & Hart, S.R. (eds), *Earth and Planetary Science Letters*, vol 38/1, 26-42.
- Harangi, S., Downes, H., Seghedi, I. 2006. Tertiary-Quaternary subduction processes and related magmatism in the Alpine-Mediterranean region. In: Gee, D.G., Stephenson, R.A. (eds) *European Lithosphere Dynamics*. Geological Society of London, Memoirs 32, 167–190.

- Hedge, C.E. 1978. Strontium isotopes in basalts from the Pacific Ocean basin. In: Trace elements in igneous petrology, Allegre, C.J. & Hart, S.R. (eds), Earth and Planetary Science Letters, vol 38/1, 88-93.
- Hess, P.C. 1989. Origin of igneous rocks. Harvard University Press.
- Hofmann, A.W. & Hart, S.R. 1978. An assessment of local and regional isotopic equilibrium in the mantle. In: Trace elements in igneous petrology, Allegre, C.J. and Hart, S.R. (eds), Earth and Planetary Science Letters, vol 38/1, 44-58.
- Kay, R.W. and Hubbard, N.J. 1978. Trace elements in ocean ridge basalts. In: Trace elements in igneous petrology, Allegre, C.J. & Hart, S.R. (eds), Earth and Planetary Science Letters, vol 38/1, 95-111.
- Kolios, N., Innocenti, F., Manetti, P., Peccerillo, A., Giuliani, O. 1980. The Pliocene Volcanism of the Voras Mts (Central Macedonia, Greece). Bull. Volcanol. 43-3, 553-568.
- Κορωναίος, Α.Α. 1996. Σημειώσεις πετρογένεσης πυριγενών πετρωμάτων. Τμήμα εκδόσεων ΑΠΘ, Θεσσαλονίκη, 70 σελ.
- Li, X., Zhou, H., Liu, Y., Lee, C., Sun, M., Chen., C. 2000. Shoshonitic intrusive suite in SE Guangxi., Petrology and geochemistry, Chinese Science Bulletin Vol. 45 No. 7, 653–658.
- Marakis, G. & Sideris, C. 1972. Petrology of the Edessa area Volcanic Rocks, Western Macedonia. Bull. Volcanol. 36, 462-472.
- McLennan, S.M., Taylor, S.R. 1981. Role of subducted sediments in island arc magmatism: constraints from REE patterns. Earth Planet Sci Lett 54:423-430.
- Mercier, J. and Sauvage J. 1965. Sur la geologie de la Macedoine Central :Les tufs volcaniques et les formations volcano – detritiques Pliocenes a pollens et spores d' Almopias (Greece). Ann. Geol. Des Pays Hellen. 16, 188–201.
- Miller, D., Rock, N. M. S., Groves, D. I. 1992. Geochemical Discrimination Between Shoshonitic and Potassic Volcanic Rocks in Different Tectonic Settings: a Pilot Study. Mineralogy and Petrology 46:259-289.
- Μουντράκης, Δ. 1985. Γεωλογία της Ελλάδας. University Studio Press, Θεσσαλονίκη, 208 σελ.
- Παυλίδης, Σ.Β. 1998. Συμβολή στη χρονολόγηση της νέας τεκτονικής δράσης στη Νότια Αλμωπία. Δελτ. Ελλ. Γεωλ. Εταιρ. XXVII/1, 189-197.
- Peccerillo, A. 2005. Plio-Quaternary volcanism in Italy. Springer, The Netherlands, 365pp.
- Pe-Piper, G. & Piper, D.J.W. 2002. Igneous rocks of Greece: The anatomy of an orogen. Gebruder Borntraeger. 573pp.

- Pe-Piper G., Piper D.J.W., Koukouvelas I. 2009. Postorogenic shoshonitic rocks and their origin by melting underplated basalts: The Miocene of Limnos, Greece. *GSA Bulletin*, v. 121/1-2, 39–54.
- Plant, J.A., Whittaker, A., Demetriades, A., De Vivo, B., Lexa, J. 2005. The geological and tectonic framework of Europe. *Geochemical Atlas of Europe, Part 1*, Salminen R.(ed.).
- Poldervaart, A., Parker, A. B. 1964. The crystallization index as a parameter of igneous differentiation in binary variation diagrams. *Am J Sci*, 262, 281-289.
- Σολδάτος, Κ. 1955. Οι ηφαιστίται της Αλμωπίας. Διατριβή επί Διδακτορία, Α.Π.Θ., Θεσσαλονίκη, 64 σελ.
- Rea, W.J. 1978. Trace element studies of the origin of igneous rocks. *Journal of the Geological Society*, 135, 591-595.
- O’Nios, R.K. and Pankhurst, R.J. 1978. Early Archaen rocks and geochemical evolution of the Earth’s crust. In: *Trace elements in igneous petrology*, Allegre, C.J. and Hart, S.R. (eds), *Earth and Planetary Science Letters*, vol 38/1, 211-233.
- Sharp, I., Robertson, A. 1994. Late Jurassic – Lower Cretaceous oceanic crust and sediments of the Eastern Almopias zone NW Macedonia (Greece); implications for the evolution of the Eastern ‘internal’ Hellenides. *Δελτ. Ελλην. Γεωλ. Εταιρ. τομ. XXX/1*, 47–61.
- Taylor, H.P. Jr. 1978. Oxygen and hydrogen isotope studies of plutonic granitic rocks. In: *Trace elements in igneous petrology*, Allegre, C.J. & Hart, S.R. (eds), *Earth and Planetary Science Letters*, vol 38/1, 177-207.
- Thornton, C.P., Tuttle, O.F. 1960. Chemistry of igneous rocks--[Part] 1, Differentiation index. *Am J Sci*, 258, 664-684.
- Wilson, M. 1993. Magmatic differentiation. *Journal of geological society*, vol. 150/4, 611-624.
- Wilson, M. 1995. Magmatic differentiation *Geological Society, London*, 16, 205-218.
- Yanev, Y., Boev, B., Doglioni, C., Innocenti, F., Manetti, P., Lepitkova, S. 2003. Neogene ultrapotassic-potassic volcanic association in the Vardar Zone (Macedonia). *Comptes rendus de l’Academie bulgare des Sciences*, Tome 56, no4, 53–58.
- Yanev, Y., Boev, B., Doglioni, C., Innocenti, F., Manetti, P., Pecskey, Z., Tonarini, S., D’Orazio, M. 2008. Late Miocene to Pleistocene potassic volcanism in the Republic of Macedonia. *Miner Petrol. Springer – Verlag*.

Yanev, Y., Boev, B., Manetti, P., Ivanova, R., D'Orazio, M., Innocenti, F. 2008. Mineralogy of the Plio-Pleistocene potassic and ultrapotassic volcanic rocks from the Republic of Macedonia. *Geochemistry, Mineralogy And Petrology*, 46, 35-67.

ΠΗΓΕΣ ΑΠΟ ΤΟ ΔΙΑΔΙΚΤΥΟ

<http://www.ajsonline.org/>

<http://jgs.lyellcollection.org/>

<http://www.geolsoc.org.uk/gsl/site/GSL/lcaccess>

<http://www.geolsoc.org.uk/gsl/info>

<http://www.geochemsoc.org/>

<http://www.yale.edu/geology/>

<http://petrology.oxfordjournals.org/cgi/content/abstract/28/1/75>

<http://specialpapers.gsapubs.org/content/449/187.full.pdf+html>

<http://jgs.geoscienceworld.org/cgi/content/abstract/162/5/857>

<http://www.sciencedirect.com/science?>

<http://geology.geoscienceworld.org/cgi/reprint/17/12/1115>

<http://www.gsf.fi/publ/foregsatlas/index.php>

ΠΑΡΑΡΤΗΜΑ

ΠΙΝΑΚΑΣ 3. Χημικές αναλύσεις των κύριων στοιχείων και των ιχνοστοιχείων των μελετούμενων ηφαιστειακών πετρωμάτων της Ν.Αλμωπίας.(Ελευθεριάδης 1977).

ΔΕΙΓΜΑ	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	P ₂ O ₅	Nb	Zr	Y	Sr	Rb	Zn	Cu	Ni	Pb	Cr	Co
[8Γ]L	65,44	16,88	1,73	1,26	0,08	1,36	3,36	3,85	4,85	0,40	0,15	11	166	23	989	199	44					
[62]L	64,18	16,70	2,86	0,86	0,10	1,83	4,14	3,57	4,27	0,48	0,17	9	152	20	1039	188	50					
[217]TR-B	63,42	16,68	3,03	0,42	0,09	1,46	3,42	4,28	5,31	0,46	0,20	17	269	25	806	303	40					
[179]TR-B	63,20	17,50	1,86	1,34	0,08	0,97	3,24	4,32	5,62	0,56	0,23	18	274	43	884	301	60					
[23A1]TR-B	62,39	17,15	3,39	1,03	0,04	0,75	4,27	4,07	5,75	0,58	0,23											
[109]L	62,23	17,33	3,69	0,87	0,07	0,21	4,78	3,75	4,03	0,56	0,34	12	212	18	1033	144	36	20	4	93	31	26
[87]L	61,78	17,18	2,79	1,76	0,11	0,29	4,58	3,69	5,59	0,62	0,40	18	239	25	1166	264	52					
[269]L	61,64	17,64	3,55	0,76	0,08	1,37	3,87	3,85	5,62	0,59	0,42	22	268	28	1059	218	84	23	8	176	20	39
[28]L	61,56	17,02	2,99	1,62	0,11	1,90	4,37	3,55	5,37	0,62	0,51	26	311	41	923	272	40	23	8	82	34	32
[305]L	60,61	17,43	2,84	1,32	0,10	2,14	4,54	4,05	5,08	0,59	0,50	22	248	29	1346	235	49	69	20	93	41	25
[146]LA	60,32	17,35	4,13	0,90	0,09	3,11	5,50	3,17	4,00	0,64	0,25	8	130	25	1494	126	58					
[231]L	59,98	17,48	2,77	1,61	0,11	2,42	4,97	4,30	5,20	0,70	0,60	23	300	20	1054	258	49	9	6	81	26	34
[265]L	59,59	17,43	3,09	1,42	0,09	2,08	4,43	4,76	4,63	0,51	0,39	14	218	22	1176	163	36	15	15	97	25	33
[288]LA	59,26	18,14	3,07	1,74	0,10	2,84	5,50	4,45	3,78	0,71	0,44	13	197	21	1370	123	39	21	10	73	31	30
[45]L	58,48	17,60	3,54	1,22	0,07	2,13	5,14	4,35	5,08	0,70	0,56	20	335	26	1337	186	46	39	11	113	32	24
[245]TR-A	58,31	18,11	2,49	2,23	0,13	1,73	4,20	4,40	6,29	0,61	0,44	31	491	24	1061	299	35	29	16	112	15	26
[118]L	57,98	18,10	4,05	1,38	0,09	2,78	5,74	3,73	4,85	0,85	0,46	28	214	21	1328	201	51					
[235]TR-A	57,92	17,96	3,02	2,32	0,17	2,24	5,01	4,30	6,44	0,70	0,56	27	420	20	1215	268	37	43	29	115	31	29
[257]TR-A	56,97	17,74	2,51	2,40	0,11	2,12	4,96	3,76	6,36	0,68	0,35	18	367	27	1342	283	46					
[70]L	56,07	18,14	3,57	2,40	0,14	2,91	5,97	4,50	4,98	0,76	0,71	20	293	21	1640	174	40	69	15	128	32	33

ΠΙΝΑΚΑΣ 4. Χημικές αναλύσεις των κύριων στοιχείων των ηφαιστειακών πετρωμάτων του Βόρα (Βουγιουκαλάκης 2002).

ΔΕΙΓΜΑΤΑ	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅
VR-179 P	64,4	0,46	17,05	3,42	0,15	3,23	0,08	2,44	4,4	3,35	3,45	0,22
VR-95 PN	61,99	0,51	17,14	2,48	1,28	3,51	0,08	2,36	3,55	3,7	4	0,28
VR-152 PN	63,48	0,59	16,04	2,92	1,32	3,95	0,08	2,21	3,72	3,71	4,1	0,28
VR-52 A	52,39	1,03	18,3	7,19	0,4	6,87	0,13	4,91	8,24	3,22	2,75	0,5
VR-59 A	53,03	1,06	16,2	3,41	2,6	5,67	0,11	6,84	8,31	3,06	3,69	0,95
VR-181 A	56,82	0,95	17,46	5,08	1,52	6,09	0,13	3,26	6,46	3,43	3,3	0,62
VR-51 A	62,3	0,62	17,22	3,67	0,64	3,94	0,09	2,62	4,38	3,6	3,45	0,3
VR-60 A	62,72	0,59	17,6	3,9	0,55	4,06	0,1	1,81	3,96	3,57	3,51	0,31
VR-48 A	63,39	0,64	16,97	3,28	1,15	4,1	0,09	1,75	3,83	3,7	3,68	0,33
VR-58 A	63,65	0,65	15,66	3,03	1,58	4,31	0,1	2,68	4,26	3,59	3,8	0,36
VR-102 A	64,09	0,56	15,84	2,36	1,71	3,83	0,09	2,43	4,15	3,62	3,73	0,28
VR-180 A	64,86	0,53	16,11	3,52	0,57	3,74	0,09	1,67	3,95	3,76	4,07	0,29
VR-183 HA	55,69	0,9	16,03	4,13	1,78	5,5	0,1	6,16	6,76	3,2	3,64	0,69
VR-54 HA	56,19	0,93	18,06	5,21	2,2	6,89	0,15	3,88	4,9	3,04	2,99	0,35
VR-13 HA	59,46	0,62	17,87	1,54	2,65	4,04	0,11	2,38	4,17	4,01	5,93	0,45
VR-190 HA	61,54	0,65	17,26	2,67	1,65	4,05	0,09	2,58	4,49	3,6	3,7	0,37
VR-16 HA	61,96	0,63	17,08	3,13	1,36	4,18	0,07	2,44	4,53	3,7	3,62	0,37
VR-182 HA	62,2	0,64	16,48	2,66	1,8	4,19	0,09	2,63	4,53	3,36	4,02	0,39
VR-53 HA	63,35	0,63	16,81	3,03	1,4	4,13	0,09	1,88	3,79	3,58	3,78	0,33
VR-113 AE	50,69	0,7	14,57	3,95	1,35	4,9	0,11	2,67	10,84	3,58	2,83	0,41
VR-64 AE	63,1	0,47	16,73	1,81	2	3,63	0,08	2,14	4,46	3,38	3,68	0,32
VR-43 AE	63,56	0,48	16,61	3,6	0,34	3,58	0,08	2,73	4,53	4,01	3,29	0,25
VR-108 AE	64,06	0,46	16,45	1,67	1,98	3,48	0,08	2,49	4,13	3,98	3,42	0,26
VR-191 AE	64,12	0,48	16,72	3,3	0,48	3,45	0,07	2,23	4,36	4,08	3,39	0,24
VR-112 AE	64,19	0,47	16,25	2,33	1,4	3,5	0,05	1,19	4,53	4,44	3,67	0,18
VR-259 AE	64,2	0,42	16,2	1,66	2	3,49	0,08	2,2	4,76	4,18	3,54	0,21
VR-4 AE	64,35	0,45	16,23	2,06	1,43	3,28	0,08	2,22	4,27	4,17	3,66	0,24
VR-41 AE	64,42	0,48	16,32	1,77	1,8	3,39	0,06	2,09	3,58	3,79	3,72	0,23
VR-65 AE	64,77	0,44	16,47	1,77	1,78	3,37	0,08	2,06	4,09	4,04	3,55	0,27
VR-188 AE	64,98	0,43	16,23	1,87	1,66	3,34	0,06	1,57	4,23	4,31	3,88	0,21
VR-5 HAE	64,43	0,45	16,43	1,92	1,76	3,49	0,11	2,11	4,29	4,02	3,56	0,3
VR-252 TB	61,27	0,67	17,95	2,38	1,44	3,58	0,27	1,82	2,99	2,93	3,93	0,35
VR-275 TB	63,44	0,3	17,16	2,31	0,92	3	0,07	0,48	2,25	2,18	4,89	0,07

VR-157 TL	61,53	0,48	15,16	3,14	1,25	4,08	0,07	2,58	3,77	2,73	3,51	0,22
VR-194 TL	64,25	0,47	15,93	2,05	1,57	3,41	0,08	1,89	3,9	3,2	3,97	0,24
VR-97 L	65,32	0,42	15,73	1,89	1,07	2,77	0,07	1,13	3,06	2,86	5,39	0,26
VR-44 L	66,02	0,44	16,1	2,77	0,64	3,13	0,07	1,23	3,09	3,84	4,48	0,25
VR-45 L	66,38	0,41	16,61	2,95	0,25	2,9	0,06	0,92	3,01	3,8	4,43	0,23
VR-99 L	66,64	0,48	15,94	2,51	0,94	3,2	0,07	1,21	3	3,36	4,83	0,28
VR-101 L	67,02	0,39	15,67	2,06	0,92	2,77	0,07	1,13	2,87	3,76	4,68	0,23
VR-156 L	67,42	0,38	15,86	2,44	0,56	2,76	0,04	0,87	2,82	3,97	4,62	0,22
VR-67 K	60,73	0,62	16,34	2,53	2,8	5,08	0,38	1,59	3,93	3,75	4,83	0,47
VR-148 K	61,3	0,63	15,8	2,19	1,84	3,81	0,09	2,35	4,53	3,79	4,84	0,53
VR-91 K	62,26	0,47	16,77	2,77	1,2	3,69	0,07	1,17	4,4	3,93	4,67	0,28
VR-3 K	62,56	0,63	16,81	2,76	1,4	3,88	0,08	1,8	3,85	4,07	4,84	0,42
VR-72 K	62,68	0,54	16,78	2,49	1,52	3,76	0,09	1,74	3,84	3,79	5,01	0,42
VR-50 K	64,18	0,43	17,06	1,95	0,88	2,63	0,05	0,8	2,83	4,31	6,47	0,19
VR-165 K	67,72	0,45	17,02	1,18	0,72	1,78	0,02	0,68	1,81	3,66	4,73	0,23
VR-128 HL	61,73	0,65	16,63	3,54	1,1	4,29	0,06	1,86	4,16	3,82	5,26	0,49
VR-124 HL	69,58	0,47	14,27	3	0,32	3,02	0,03	0,54	1,94	4,4	4,07	0,32
VR-169 PP	57	0,82	16,58	4,66	1,33	5,52	0,09	3,78	6,16	3,15	3,28	0,65
VR-55 PP	62,23	0,56	16,96	3,5	0,87	4,02	0,06	2,11	3,91	3,75	4,19	0,35
VR-129 PP	63,79	0,47	16,87	3,82	0,19	3,63	0,08	1,34	4,11	4,01	4,25	0,31
VR-116 S	60,53	0,61	17,12	3,82	0,93	4,37	0,06	2,99	4,48	3,79	4,12	0,38
VR-33 AL	62,27	0,64	17,11	2,52	1,62	3,59	0,03	2,09	4,07	4,04	4,59	0,5
VR-34 AL	63,81	0,55	16,69	2,97	0,83	2,5	0,07	1,43	3,36	3,98	4,69	0,33
VR-35 AL	65,98	0,4	15,67	1,82	0,86	2,5	0,06	0,73	2,19	3,34	5,43	0,23
VR-239 EAL	61,5	0,56	16,51	2,36	1,76	3,88	0,11	1,82	4,28	3,69	5,42	0,39
VR-24 PL	75,15	0,1	13,82	0,83	0,12	0,87	0,07	0,54	0,31	4,06	4,16	0,01
VR-207 SR	59,93	0,42	18,8	2,68	0,85	3,26	0,12	0,6	3,86	5,28	5,08	0,16
VR-199 SR	62,25	0,33	18,34	1,93	0,3	2,04	0,01	3,46	0,14	4,02	7,8	0,05
VR-202 SR	65,19	0,39	17,31	2,9	0,4	3,01	0,03	0,4	1,05	5,34	6,13	0,23
VR-208 SR	68,13	0,4	15,39	2,43	0,54	2,73	0,05	0,86	2,74	4,24	4,02	0,22
VR-221 PA	57,38	0,078	16,43	3,13	2,24	5,06	0,12	3,12	5,69	3,46	5,6	0,49
VR-40 PA	59,19	0,89	15,91	4,05	1,58	5,22	0,12	2,76	4,49	3,32	5,44	0,85
VR-236 PA	60,53	0,65	16,57	2,37	1,9	4,03	0,1	2,1	4,31	4,06	5,78	0,45
VR-134 PA	61,56	0,59	18	2,65	1,08	3,46	0,08	1,4	3,35	4,37	6	0,3
VR-307 PA	61,63	0,48	16,8	1,86	1,3	2,97	0,23	0,63	1,44	5,29	6,29	0,02
VR-78 PO	59,26	0,64	17,86	2,65	1,83	4,21	0,1	2,1	4,12	3,92	6,05	0,47
VR-80 PO	59,37	0,63	17,73	2,04	2,35	4,19	0,1	2,26	4,39	4,02	5,85	0,46

VR-171 PO	59,4	0,61	17,84	2,61	0,7	3,95	0,09	2	4,37	4,02	5,94	0,44
VR-126 PO	59,49	0,67	17,84	2,12	2,48	4,39	0,11	2,04	4,54	3,75	5,63	0,45
VR-84 PO	60,52	0,58	17,97	1,62	2,2	3,66	0,1	1,77	3,62	4,26	6,28	0,34
VR-170 PO	65,36	0,44	16,98	2,07	0,76	2,62	0,07	0,72	2,03	4,88	5,97	0,18
VR-20 PO	68,95	0,14	15,81	1,98	0,44	2,22	0,18	0,33	0,41	5,16	4,78	0,01
VR-176 X	65,97	0,64	16,61	2,03	0,65	2,48	0,02	0,69	1,77	3,5	6,44	0,26
VR-100 X	97,91	0,17	14,2	1,31	0,3	1,48	0,09	0,28	0,74	3,75	5,13	0,07
VR-196 X	73,15	0,1	13,46	0,83	0,3	1,05	0,09	0,08	0,43	3,65	5,31	0,02
VR-215 X	74,25	0,06	12,52	0,67	0,32	0,92	0,07	0,11	0,97	2,97	5,75	0
VR-138 TS	54,03	1,33	19,13	5,3	1,36	6,13	0,05	2,7	5,23	3,44	4,13	1,01
VR-137 TS	62,61	0,65	17,01	4,1	0,52	4,21	0,06	1,03	3,08	4,25	5,4	0,039
VR-79 TS	64,96	0,55	16,59	1,98	1,14	2,92	0,05	1,36	2,98	4,04	5,34	0,38
VR-130 TS	66,18	0,42	15,94	2,23	0,74	2,75	0,08	1,78	2,43	4,12	5,04	0,25
VR-237 KO	63,29	0,58	16,22	2,45	1,52	3,72	0,07	1,64	4,09	4,19	4,92	0,33
VR-185 XF	58,96	0,67	17,55	3,58	1,3	4,52	0,08	2,16	3,75	3,62	4,97	0,51
VR-184A XF	60,78	0,54	17,45	2,86	1,3	3,87	0,1	1,26	3,62	3,86	4,97	0,42
VR-184 XF	62,32	0,45	17,12	2,54	1,2	3,49	0,1	1,12	2,9	3,39	5,04	0,26

ΠΙΝΑΚΑΣ 4β. Χημικές αναλύσεις των ιχνοστοιχείων των ηφαιστειακών πετρωμάτων του Βόρα (Βουγιουκαλάκης 2002).

ΔΕΙΓΜΑΤΑ	Ba	Rb	Sr	Y	Zr	Nb	Th	Pb	Zn	Cu	Ni	V	Cr	Co	U	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Er	Yb	Lu
VR-179 P	1893	118	1395	7	147	10	23				25	60	53	12	6	65,6	119	12,4	43,1	5,8	2,8	6,4	0,8	3,8	1,9	1,5	0,23
VR-95 PN	1640	156	991	23	190	9					8	94	14	11		77	131										
VR-152 PN	1504	171	1102	14	185	15	36				9	105	16	14	11	62,9	119	12,7	45,7	7,1	2,7	7,6	1	4,8	2,3	2	0,29
VR-52 A	1813	82	1619	15	163	9	22	44	71	27	13	195	34	25		85	155		73,9								
VR-59 A	1813	107	2431	17	152	12	19				113	154	180	26	5	77,3	158	19,6	77,3	11,8	3,8	11,9	1,5	6,3	2,8	2	0,26
VR-181 A	1715	117	1576	26	181	12					18	161	18	24		126	215										
VR-51 A	1543	111	1110	18	165	11					9	95	21	13		68	117										
VR-60 A	1618	123	1272	20	142	9					14	96	25	14		71	127										
VR-48 A	1609	127	1245	19	152	9					11	99	20	15		84	136										
VR-58 A	1661	134	1181	20	152	11	27				17	103	26	15	8	63,6	124	14	51,7	7,8	2,9	8,2	1,1	4,9	2,4	2	0,3
VR-102 A	1268	154	934	14	156	11	29				9	99	15	13	10	57,7	109	11,7	43	6,6	2,5	7,3	1	4,8	2,3	1,9	0,29
VR-180 A	1547	143	1159	21	137	10					12	83	17	14		77	132										
VR-183 HA	1757	105	1904	15	149	9	23				94	146	150	25	6	75,8	161	19,3	75,3	11,6	4,1	12,2	1,5	6,7	3	2,1	0,31
VR-54 HA	1355	94	1039	27	142	14					31	166	55	25		40	89										
VR-13 HA	1864	254	1299	30	341	22	58				9	118	24	13	17	107	203	21,8	80,1	12,9	4,1	12,9	1,6	7,1	3,2	2,6	0,39
VR-190 HA	1768	119	1282	20	153	10					10	97	16	15		85	145										
VR-16 HA	1655	111	1362	19	134	10					11	94	13	14		85	141										
VR-182 HA	1577	124	1250	11	148	12	27				17	96	24	15	8	68,3	125	13,9	50,3	7,1	2,8	8	1	4,7	2,3	1,8	0,28
VR-53 HA	1593	131	1224	19	146	11					15	95	25	15		77	143										
VR-113 AE	1568	102	1283	11	120	9	12				25	109	11	19	4	42,7	82,6	9,2	34,8	5,4	2,4	5,8	0,7	3,4	1,7	1,3	0,2
VR-64 AE	1568	155	1376	9	143	11	24				14	69	16	12	8	59,3	109	11,5	39,5	5,5	2,3	5,9	0,7	3,5	1,7	1,5	0,22
VR-43 AE	1673	111	1259	16	128	9					29	81	53	14		73	119										
VR-108 AE	1389	123	1150	18	160	9					25	76	24	13		69	119										
VR-191 AE	1576	116	1241	17	127	7					21	80	28	13		68	108										
VR-112 AE	1626	127	1131	8	157	7	19	72	48	23	9	80	38	11	7	50	91,1	9,5	33,7	4,9	2,4	5,1	0,7	3,2	1,6	1,3	0,21
VR-259 AE	1322	136	1118	12	159	9	25	70	47	8	6	73	21	14		56	101,7		40,4								
VR-4 AE	1621	118	1146	16	130	7					29	72	40	13		49	81										
VR-41 AE	1704	126	1079	15	123	8					15	77	21	11		61	107										
VR-65 AE	1442	133	1239	19	146	10					14	67	21	12		59	99										
VR-188 AE	1700	139	1175	8	151	8	30	78	49	6		72	18	6	10	74,8	133	13,7	46,3	6	2,8	6,9	0,9	4	2	1,5	0,25
VR-5 HAE	1570	129	1261	18	135	9					20	69	21	12		65	106										
VR-252 TB	1710	133	1237	13	164	9	39	108	67	10	6	67	3	14		84,1	157,5		60,3								
VR-275 TB	1832	232	984	21	147	15	45	89	53	20	74	42	9	5	6	90	198		54								

[illegible]

VR-171 PO	1797	255	1327	17	351	21	62					9	113	17	14	17	110	205	21,6	77,4	12,3	4	12,7	1,6	7,1	3,3	2,5	0,37
VR-126 PO	2096	293	1393	33	351	22						9	123	22	15		122	201										
VR-84 PO	1936	273	1309	30	363	21						8	102	17	11		111	183										
VR-170 PO	727	345	613	37	541	37						7	58	14	6		108	162										
VR-20 PO	101	986	48	85	1063	98						7	14	5	3		205	259										
VR-176 X	3965	184	2247	25	66	39						5	65	18	6		118	199										
VR-100 X	480	439	334	32	206	27						3	24	7	3		60	93										
VR-196 X	99	495	70	33	204	34						3	9	5	1		49	75										
VR-215 X	112	299	65	21	109	15	62	162	30				14	6			24,5	56,6		17,2								
VR-138 TS	3260	135	2141	19	190	16	30					19	227	91	20	6	122	237	27,1	104	15,5	5,9	16,7	2	8,6	3,5	2,1	0,29
VR-137 TS	2317	209	1288	22	253	17	45	80	49	21		4	99	23	8		90,2	166,7		64								
VR-79 TS	1526	277	950	30	281	22						12	76	33	8		99	149										
VR-130 TS	1180	282	827	31	298	23						7	53	12	7		95	147										
VR-237 KO	1806	244	1316	19	256	18	67	67	46	8			100	24	7		104,7	184,9		72,1								
VR-185 XF	2430	246	1376	20	294	17	64					12	117	15	15	17	105	187	19,8	70,9	11,2	4,5	12,1	1,6	7,2	3,3	2,5	0,39
VR-184A XF	1758	347	1275	36	341	25						8	82	11	11		117	191										
VR-184 XF	1515	311	1103	20	390	30	56					7	70	8	9	23	121	211	21,3	71,9	10,6	3,5	11,9	1,6	7	3,4	2,7	0,44

ΠΙΝΑΚΑΣ 5. Χημικές αναλύσεις των κύριων στοιχείων των ηφαιστειακών πετρωμάτων της Π.Γ.Δ.Μ (Yanev et al. 2008)

ΔΕΙΓΜΑ	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	LOI
KZ 3	64.43	0.37	18.15	3.06		0.04	1.43	3.59	4.32	3.99	0.10	0.79
KZ 5	58.54	0.68	18.36	5.23		0.10	2.85	5.22	3.53	3.54	0.30	1.30
KZ 6	61.66	0.57	17.63	4.56		0.09	2.40	4.82	3.57	3.81	0.26	1.23
KZ 7	51.88	1.16	19.25	7.84		0.11	4.69	7.62	2.89	2.86	0.49	1.33
KZ 11	61.58	0.64	17.74	4.43		0.06	2.38	3.83	3.29	3.68	0.26	1.94
KZ 12	52.54	0.92	18.06	8.85		0.16	3.85	7.55	3.18	2.38	0.49	1.99
KZ 13	62.67	0.54	17.64	4.50		0.10	1.90	4.33	3.46	3.86	0.25	1.33
KZ 15	61.36	0.62	17.35	4.87		0.09	2.87	5.40	3.53	3.67	0.28	0.57
KZ 16	56.87	0.66	17.44	5.38		0.12	3.17	5.56	3.58	5.28	0.43	1.13
KZ 17	57.19	0.66	17.15	5.31		0.07	3.04	5.79	3.45	4.78	0.43	2.71
KZ 18	64.01	0.29	17.72	2.31		0.09	0.43	1.63	4.17	6.90	0.0	3.39
KZ 22	60.01	0.54	6.99	4.72		0.09	2.17	4.89	5.61	5.06	0.32	0.99
GU 5	55.27	0.94	14.70	2.49	2.87	0.11	6.40	6.18	3.57	5.29	0.99	0.57
MN 11	55.83	0.92	15.19	5.72		0.11	5.51	6.08	3.71	5.41	1.09	0.68
CER1	52.73	1.23	14.59	4.46	2.47	0.13	7.05	7.38	3.30	4.21	1.20	1.71
SLAV	50.58	0.99	14.86	4.41	2.42	0.13	7.66	9.90	3.49	3.86	0.95	1.69
EB 2	46.36	2.19	14.14	4.40	2.90	0.12	7.92	8.82	2.08	6.11	1.50	2.37
GR 3	53.79	1.15	12.81	2.25	3.70	0.12	8.22	6.26	2.86	5.98	0.97	0.83
K 01	50.87	1.47	11.39	2.58	4.13	0.11	9.71	8.91	1.49	6.07	1.33	2.88
MN 13	49.62	1.16	12.25	7.24		0.12	9.95	7.80	2.35	7.14	1.65	0.55
MN 9	46.69	1.23	13.05	8.71		0.15	9.04	10.0	2.78	5.50	1.62	1.03

ΠΙΝΑΚΑΣ 5β. Χημικές αναλύσεις των ιχνοστοιχείων των ηφαιστειακών πετρωμάτων της Π.Γ.Δ.Μ (Yanev et al. 2008).

ΔΕΙΓΜΑ	LOI	Mg#	Li (ppm)	Be	Sc	V	Cr	Co	Ni	Cu	Ga	Rb	Sr	Y	Zr	Nb	Cs	Ba	La	Ce	Pr	Nd
KZ 3	0.79	57.3		3.8	13	46	24	7	17	10	18,4	129	1284	11.5	81	9	11	2007	58	102	10.6	35
KZ 5	1.30	59.5		4.3	18	102	15	14	12	16	19	109	1156	21.1	94	12	9.0	1533	73	130	15.3	53
KZ 6	1.23	58.6		4.3	15	86	11	12	12	16	18	150	1169	18.3	76	11	12.7	1414	71	132	14.3	49
KZ 7	1.33	60.9		3.5	20	179	19	24	19	32	18	97	1359	22.6	160	13	7.2	1530	60	118	14.4	54
KZ 11	1.94	60.7		3.5	17	97	12	13	13	14	17	121	1192	17.5	76	11	7.6	1656	63	119	13.6	49
KZ 12	1.99	53.1		6.4	23	162	60	20	26	33	20	74	1342	30.4	37	14	6.5	1099	49	109	16.0	67
KZ 13	1.33	54.8		4.1	14	81	13	11	10	13	17	130	1154	15.9	45	11	9.4	1684	57	112	12.3	44
KZ 15	0.57	61.3		4.3	17	97	28	13	16	16	17	120	1270	18.5	77	11	9.0	1591	69	131	14.5	52
KZ 16	1.13	61.3		7.5	19	141	27	16	16	75	19	198	1143	28.1	295	20	5.0	1743	85	159	18.1	65
KZ 17	2.71	60.7		6.1	18	127	24	15	18	38	18	173	1376	22.7	33	18	12.9	1735	79	156	17.8	64
KZ 18	3.39	34.8		24.0	10	34	3	3	4	6	22	425	268	23.4	465	44	84.1	316	149	233	20.8	60
KZ 22	0.99	56.9		7.9	16	100	23	12	12	22	19	194	1209	24.0	188	20	19.7	1562	84	160	17.3	60
GU 5	0.57	75.2	12.86	8.1	18	125	227	23	132		16	229	1341	24.56	321	24.0	9.9	2500	67	130	14.9	54.6
MN 11	0.68	72.2		9.19	18	111	231	24	134		16	233	1340	24.52	312	25	9.3	2409	68	130	15.0	55.4
CER1	1.71	71.8	13.93	8.42	19	159	314	31	194	44	16	96	1069	27.97	330	26	15.5	2312	48	96	11.8	45.6
SLAV	1.69	73.8	12.42	6.7	20	144	184	29	159	28	16	369	1281	28.2	291	22	12.9	1771	59	119	14.5	54.5
EB 2	2.37	73.0	9.03	4.45	23	184	173	32	146		17	388	2104	26.12	415	30.0	10.1	4163	116	243	28.9	109.3
GR 3	0.83	77.7	10.03	9.57	19	131	383	29	243		17	284	1596	28.17	497	22	6.3	2668	99	223	29.4	119.1
K 01	2.88	77.9	12.58	8.65	25	182	420	34	131		15	252	1041	22.32	458	25	14.7	2268	54	126	17.1	70.2
MN 13	0.55	78.2		10.59	24	168	407	36	235		15	332	1115	25.36	319	20	24.9	2545	37	81	10.7	43.8
MN 9	1.03	73.0		7.91	28	195	263	34	98		15	228	1311	29.79	342	25	14.9	2263	56	120	15.4	62.6

ΠΙΝΑΚΑΣ 5β Συνέχεια

ΔΕΙΓΜΑ	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	Hf	Ta	Tl	Pb	Th	U	87Sr/86Sr	143Nd/144Nd
KZ 3	4.7	0.26	3.6	0.39	1.91	0.37	1.02	0.15	0.95	0.15	2.50	0.63	0.90	85	24.9	7.8	0.709162	
KZ 5	7.8	1.51	5.6	0.69	3.6	0.72	1.93	0.30	1.82	0.27	2.90	0.89	1.10	60	28.8	8.0		0.512298
KZ 6	6.8	1.13	4.7	0.61	3.10	0.57	1.66	0.25	1.65	0.25	2.40	0.87	1.0	62	31.0	8.0	0.708868	0.512320
KZ 7	8.5	1.57	6.2	0.79	4.1	0.78	2.12	0.30	1.93	0.28	4.4	0.75	0.70	38	17.4	3.7	0.708706	0.512334
KZ 11	6.8	0.98	5.1	0.63	3.2	0.60	1.56	0.21	1.49	0.22	2.60	0.80	0.80	55	25.7	7.5		
KZ 12	12.0	2.32	8.0	1.07	5.6	1.02	2.71	0.39	2.51	0.34	1.80	0.67	0.40	43	8.9	3.3		
KZ 13	6.4	1.09	4.7	0.56	2.84	0.53	1.47	0.22	1.30	0.19	1.70	0.85	0.70	59	25.5	7.4		
KZ 15	7.6	0.96	5.6	0.69	3.3	0.63	1.61	0.25	1.59	0.22	2.30	0.84	0.90	71	30.0	8.6		
KZ 16	10.5	1.69	8.0	1.04	5.2	0.97	2.49	0.35	2.30	0.32	8.2	1.33	1.20	79	54	16.0	0.709280	0.512304
KZ 17	10.3	1.56	7.1	0.87	4.4	0.78	1.98	0.26	1.63	0.21	1.32	1.21	2.0	96	41.0	8.7	0.709318	0.512300
KZ 18	7.7	1.21	5.5	0.68	3.5	0.69	2.07	0.35	2.41	0.36	13.2	1.95	3.90	128	165.0	47.0		
KZ 22	9.3	1.47	6.7	0.81	4.4	0.80	2.14	0.33	2.09	0.30	5.5	1.42	2.10	81	56	15.3	0.708938	0.512317
GU 5	8.8	1.54	6.7	0.84	4.3	0.86	2.20	0.34	2.08	0.30	8.0	1.35	0.59	46	31.2	8.4	0.71	0.51
MN 11	8.7	1.50	6.5	0.83	4.3	0.81	2.17	0.34	2.04	0.32	8.0	1.39	0.27	35	31.9	8.13	0.708150	0.51
CER1	8.0	1.95	6.1	0.85	4.6	0.95	2.50	0.38	2.29	0.33	8.4	1.45	1.31	30	23.7	7.48	0.71	0.51
SLAV	9.0	2.18	6.6	0.87	4.8	0.96	2.57	0.39	2.34	0.36	7.1	1.40	0.59	31	26.1	8.23	0.71	0.51
EB 2	15.7	2.32	10.5	1.09	5.2	0.92	2.21	0.31	1.92	0.27	10.6	1.39	1.46	26	25.5	4.73	0.708693	0.512359
GR 3	16.5	2.93	9.6	1.10	5.3	0.99	2.46	0.33	2.26	0.32	12.8	1.10	1.82	34	68.2	7.83	0.710404	0.512149
K 01	10.6	1.63	7.0	0.82	4.3	0.75	1.86	0.28	1.69	0.23	11.8	1.23	2.31	19	43.1	7.5	0.710090	0.512224
MN 13	8.5	1.37	6.6	0.89	4.7	0.86	2.15	0.33	1.94	0.29	8.3	1.04	2.07	40	23.8	8.58	0.71	0.51
MN 9	11.3	2.28	8.5	1.09	5.7	1.03	2.50	0.38	2.22	0.33	8.7	1.47	1.86	36	26.3	7.47		