

ΕΝΔΕΙΞΕΙΣ ΥΠΕΡ-ΥΨΗΛΗΣ ΠΙΕΣΗΣ ΜΕΤΑΜΟΡΦΩΣΗΣ ΑΜΦΙΒΟΛΙΤΙΚΩΝ ΞΕΝΟΛΙΘΩΝ ΕΝΤΟΣ ΤΟΥ ΓΡΑΝΙΤΗ ΤΗΣ ΑΡΝΑΙΑΣ*

Ν. ΙΩΑΝΝΙΔΗΣ¹, Σ. ΣΚΛΑΒΟΥΝΟΣ²

ΣΥΝΟΨΗ

Στην περιοχή της Μαραθούσας μελετήθηκε αμφιβολιτικός ξενόλιθος μέσα στον γρανίτη της Αρναίας, στα όριά του με την Σερβο-Μακεδονική μάζα. Εντός του αμφιβολίτη, αλλά και εντός της ζώνης επαφής με τον γρανίτη, ανευρέθησαν τετραεδρικές και οκταεδρικές μορφές “γραφιτωμένων διαμαντιών”. Το γεγονός αυτό υποδηλώνει ότι ο πρωτόλιθος του αμφιβολίτη (εκλογίτης;) μεταμορφώθηκε σε συνθήκες υπέρ υψηλών πιέσεων, πιθανόν στο Άνω Παλαιοζωικό. Κατά τη διάρκεια του Τριαδικού ο εκλογίτης (;) μεταμορφώνεται ανάδρομα σε αμφιβολίτη, σε πίεση 15 kb και θερμοκρασία 670 °C περίπου. Ο αμφιβολίτης εγκλωβίζεται κατά την άνοδο του γρανίτη της Αρναίας υφιστάμενος ανάδρομη μεταμόρφωση στην πρασινοσχιστολιθική φάση, η οποία συμπίπτει με τη μεταμόρφωση του γρανίτη, σε P-T συνθήκες των $8,4 \pm 1,2$ kb και 380 ± 34 °C αντίστοιχα.

ABSTRACT

In this paper an amphibolite rock presented as xenolith into the Arnea granite close to Marathousa village has been examined. In particular, the xenolith is exposed into the aplitic granite portion of the Arnea granite at its contact with the Serbomacedonian massif.

Microscopic studies and chemical analyses carried out in samples from the amphibolite xenolith and its contact zone with the aplitic granite has indicated the existence of tetrahedral and octahedral forms of “graphitized diamonds”. This denotes that the amphibolite xenolith is the retrograde metamorphic rock of a previously, possibly eclogite rock, which the later was metamorphosed at least under ultra-high pressure metamorphic conditions.

Mineral parageneses of the xenolith, as well as the use of the geobarothermometric methods have shown that the xenolith has been subjected to at least three metamorphic events. The first was attributed to a ultra-high pressure of at least 30-35kb, the second to a P-T conditions corresponding to 15kb and about 670 °C and the latest to 8.4 ± 1.2 kb and 380 ± 34 °C. The latest greenschist metamorphic event is the only metamorphic one imprinted in the Arnea granite.

Taking account the latest dating of the Arnea granite crystallization age in Late Triassic ($215 \pm 1,8$ Ma), we suggest that the examined xenolith was probably a part of a sedimentary crustal rock that metamorphosed to ultra-high pressure conditions associated with a deep subduction zone in the Late Paleozoic times. During Triassic it was retrograde metamorphosed to the amphibolitic metamorphic phase probably associated with a general uplifting of the area and finally it ascended as xenolith along with the Arnea granite to more shallow depths where they both subjected to the greenschist metamorphic event.

ΛΕΞΕΙΣ ΚΛΕΙΔΙΑ: Αρναία, Γρανίτης, Αμφιβολίτης, Υπέρ-υψηλή πίεση μεταμόρφωσης, Τριαδικό, Νόριο, Εκλογίτης, Γραφιτωμένο διαμάντι, Γεωτεκτονική εξέλιξη.

KEY WORDS: Arnea, Granite, Amphibolite, UHP metamorphism, Triassic, Norian, Eclogite, Graphitized Diamond, Geotectonic Evolution.

1. ΕΙΣΑΓΩΓΗ

Η εφαρμογή μεθόδων γεωβαροθερμομετρίας για τον προσδιορισμό των συνθηκών σχηματισμού των πετρωμάτων θεωρείται σήμερα απαραίτητη, ιδιαίτερα όταν συνδυάζεται με μικροσκοπικές και μακροσκοπικές παρατηρήσεις.

Η παρούσα εργασία έχει ως σκοπό την εξακρίβωση των συνθηκών μεταμόρφωσης υπερέ-υψηλών πιέσεων

* INDICATIONS FOR ULTRA-HIGH PRESSURE METAMORPHISM OF AMPHIBOLITE XENOLITH IN THE ARNEA GRANITE.

1. 89-91 Vosporou Str. 544 54 Thessaloniki.

2. Aristotle University, Thessaloniki, GR-54006, GREECE.

του αμφιβολίτη, που εντοπίστηκε εντός του γρανίτη της Αρναίας, Α της Μαραθούσας. Στο κείμενο αναλύονται όλα εκείνα τα στοιχεία, τα οποία οδηγούν σε νέα συμπεράσματα για τη γεωτεκτονική εξέλιξη της περιοχής.

2. ΘΕΣΗ – ΓΕΩΛΟΓΙΚΑ ΣΤΟΙΧΕΙΑ

Η περιοχή μελέτης οριοθετείται 1-1,5 km Α της Μαραθούσας (Σχ. 1) και εντός του γρανίτη της Αρναίας, ο οποίος εντοπίζεται 40 km περίπου Α-ΝΑ της Θεσ/νίκης. Ο εν λόγω γρανίτης έχει επίμηκες σχήμα με τη μεγάλη διάστασή του να είναι περίπου 22 km και τη μικρή 13 km (Oladeji 1997). Γεωτεκτονικά εντάσσεται στις Εσωτερικές Ελληνίδες Ζώνες και βρίσκεται στο όριο μεταξύ της Σερβο-Μακεδονικής μάζας και της Περιροδοπικής Ζώνης, όπως αυτή ονομάστηκε από τους Kauffmann et al. (1976), ή Αυτόχθονη Σειρά της Σβούλας κατά Χατζηδημητριάδη (1990 b).

Ο γρανίτης της Αρναίας θεωρείται από τους Kockel et al. (1971,1977) ως ένας λευκοκρατικός-διμαρμαρυγικός γρανίτης, ο οποίος διείσδυσε μέσα στους γνευσίους της Σερβο-Μακεδονικής μάζας και μάλιστα παράλληλα στο δυτικό της όριο. Σύμφωνα με τους παραπάνω συγγραφείς, ο γρανίτης μεταμορφώθηκε στην πρασινοσχιστολιθική φάση, πριν το Άνω Ιουρασικό-Κάτω Κρητιδικό, στοιχειοθετώντας την άποψη αυτή από το γεγονός, ότι η Άνω Ιουρασική-Κάτω Κρητιδική μολλάσα της περιοχής «Δούπκον» δεν συμμετείχε στη μεταμόρφωση αυτή. Ως ηλικία διείσδυσης του γρανίτη πρότειναν τα 180 Μ.α., ηλικία που προσδιόρισε με μέθοδο K-Ar για τον γρανίτη του Μονοπήγαδου ο Ricou (1965), με την προϋπόθεση ότι τα δύο πλουτωνικά σώματα είναι συνήλικα.

Οι De Wet et al. (1989) και De Wet (1989) χαρακτηρίζουν τον πλουτωνίτη της Αρναίας ως υπεραργιλικό καθώς και γρανίτη S-τύπου, που δημιουργήθηκε από ανάτηξη φλοιού με περιορισμένη διαφοροποίηση του υλικού του. Εξαιτίας της παρουσίας μιλωνίτη στο ΝΔ όριό του, θεωρούν την τοποθέτησή του τεκτονική. Υποθέτουν ότι ο γρανίτης διείσδυσε μετά το τεκτονικό γεγονός που προκάλεσε τη δημιουργία σχιστότητας στους σχηματισμούς της Σερβο-Μακεδονικής μάζας, επειδή η σχιστότητα του γρανίτη νότια της λίμνης Βόλβης, σχηματίζει γωνία με εκείνη των πετρωμάτων του περιβάλλοντός του. Προσδιόρισαν την ηλικία μεταμόρφωσής του σε $136 \pm 0,9$ Μ.α. με Ar^{40}/Ar^{39} σε φλογοπίτη και την ερμηνεύουν ως ηλικία της νεότερης παραμόρφωσης, ενώ για τη διείσδυσή του προσδιόρισαν ηλικία 155 ± 11 Μ.α. με Rb/Sr σε ολικό πέτρωμα.

Σύμφωνα με τον Oladeji (1997) ο γρανίτης της Αρναίας είναι αυτόχθονος, υπέστη όμως τόσο στη διάρκεια της διείσδυσης όσο και μετά έντονα τα φαινόμενα της τεκτονικής καταπόνησης, με αποτέλεσμα η τεκμηρίωση της αυτοχθονότητας να καθίσταται σήμερα αρκετά δύσκολη.

3. ΠΕΤΡΟΓΡΑΦΙΑ – ΜΕΤΑΜΟΡΦΩΣΗ

Ο μελετούμενος αμφιβολίτης έχει διαστάσεις 150X8 m. Έχει ως επί το πλείστον σκούρο πράσινο χρώμα, παρουσιάζει όμως και τεφρό πράσινο και είναι λιγότερο συμπαγής κατά μήκος της ίδιας παράταξης. Εμφανίζεται υπό μορφή ξενολίθου σε απλίτη του γρανιτικού σώματος της Αρναίας, ο οποίος τον εγκλώβισε κατά την άνοδο του μάγματος. Απλιτικοί φακοί διαστάσεων μέχρι 40 cm καθώς και απλιτικά φλεβίδια πάχους 10 cm και μήκους 3-4 m βρίσκονται μέσα στον αμφιβολίτη, κοντά στην επαφή με τον απλίτη.

Μελετήθηκαν μικροσκοπικά τόσο ο αμφιβολίτης και ο απλίτης όσο και η ζώνη επαφής μεταξύ απλίτη και αμφιβολίτη.

Α) Μετα-απλίτης

Στον μετα-απλίτη η μικροσκοπική μελέτη έδειξε την εξής ορυκτολογική παραγένεση: χαλαζίας + αλβίτης + φεγγίτης + επίδοτο + τιτανομαγνητίτης + απατίτης + μαγνητίτης ± ζιρκόνιο.

Οι φεγγίτες είναι σχετικά φτωχοί σε σελαδονίτη. Ο αριθμός των ατόμων Si στο δομικό τύπο κυμαίνεται από 3,2-3,3 a.p.f.u. (11 O), περιεκτικότητα που διατηρείται σταθερή προς όλες τις κατευθύνσεις, δείχνοντας την ύπαρξη μιας γενιάς φεγγιτών. Σε κρύσταλλο τιτανομαγνητίτη παρατηρούνται ελασμάτια ιλμενίτη (παράλληλα στο σχισμό). Τον τιτανομαγνητίτη περιβάλλει τιτανίτης μεγάλης περιεκτικότητας σε Al_2O_3 , που κυμαίνεται από 6,55-9,69 wt. % (Σχ. 2C), γεγονός που δείχνει την υφιστάμενη μεταμόρφωση και την τελική μετατροπή του τιτανομαγνητίτη σε τιτανίτη. Ο αλβίτης κατά θέσεις μεταβάλλεται σε σερικίτη, ενώ η μερική παρουσία επιδότου εντός πλαγιοκλάστου οφείλεται πιθανόν στην αλλοίωση βασικότερων πλαγιοκλάστων σε συνθήκες χαμηλού έως μέσου βαθμού μεταμόρφωσης πρασινοσχιστολιθικής φάσης (Vernon 1975, Garais 1989). Σύμφωνα με τα ορυκτά που προσδιορίστηκαν και στην παραγένεση που εντάσσονται αυτά, η μεταμόρφωση του απλίτη εντάσσεται στην πρασινοσχιστολιθική φάση (Bucher & Frey 1994), η οποία πραγματοποιείται σε συνθήκες σχετικά υψηλής πίεσης λόγω της ύπαρξης των φεγγιτών (Massone & Szpurka, 1997).



LEGEND

Axios Zone	Circum-Rhodope Zone
Rhodope Zone	Serbo-Macedonian Zone
Štip-Axios Zone	Arnaea granite
Tectonic boundary	Diamond locality
	Village

Σχ. 1 Σχηματικός γεωλογικός χάρτης της περιοχής της Θεσσαλονίκης, κεντρική Μακεδονία, βόρεια Ελλάδα, που δείχνει τη διευθέτηση των γεωτεκτονικών ενότητων των Εσωτερικών Ελληνίδων και τις θέσεις των υπερ-υψηλής πίεσης μεταμορφωμένων πετρωμάτων (Kostopoulos et al. 2000).

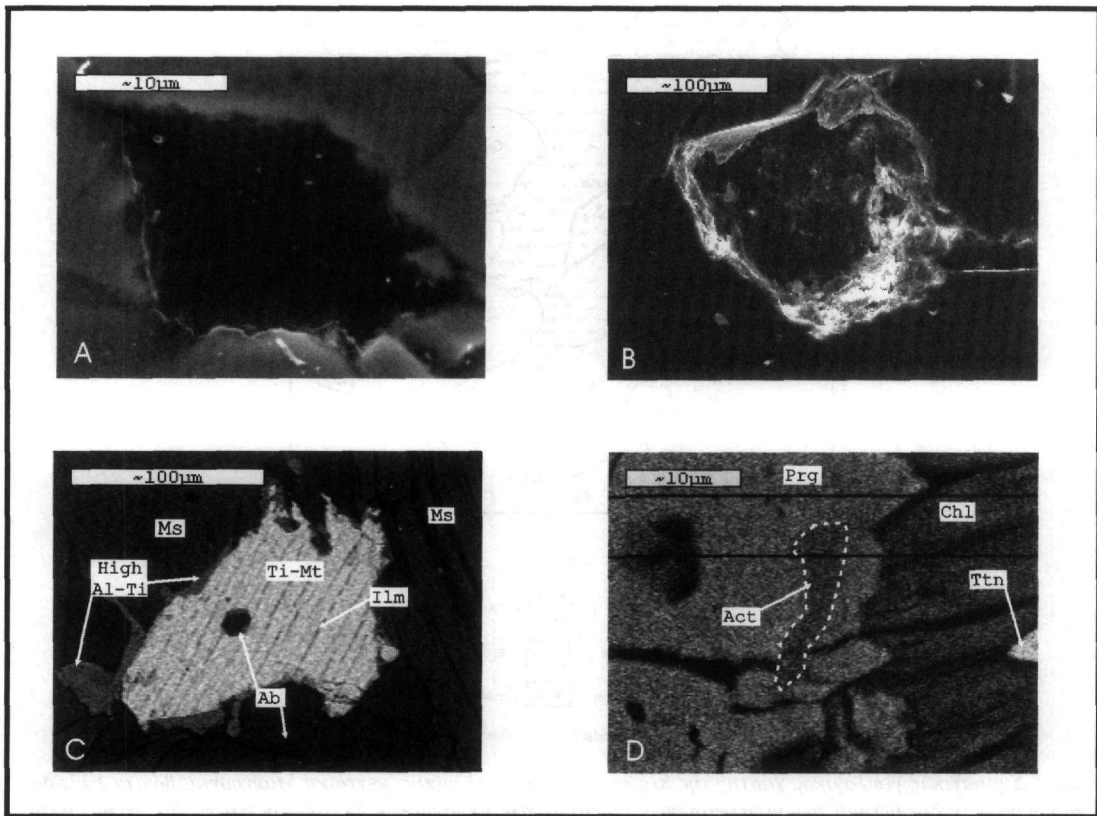
Fig. 1 Simplified geological map of the Thessaloniki area, Central Macedonia, northern Greece, showing the disposition of the Innermost Hellenic geotectonic units and the localities of ultrahigh-pressure crustal metamorphic rocks (Kostopoulos et al. 2000).

B) Αμφιβολίτης

Η κύρια ορυκτολογική παραγένεση του αμφιβολίτη είναι: αμφίβολος + επίδοτο (ζοϊσίτης) + ιλμενίτης + γραφίτης + χαλαζίας + πλαγιόκλαστο + χλωρίτης + ρουτίλιο + απατίτης + μοσχοβίτης + φεγγίτης + ορθόκλαστο ± ζιρκόνιο. Η αμφίβολος είναι κυρίως παρασιότης και σπανιότερα εδενίτης. Πρόκειται για πέτρωμα ιζηματογενούς προέλευσης, όπως προκύπτει από την παραγένεση και τη μακροσκοπική παρατήρηση. Σε ορισμένες περιπτώσεις ο παρασιότης μετατρέπεται στα όριά του σε ακτινολίθο (Σχ. 2D), γεγονός που δείχνει την ανάδρομη μεταμόρφωση, η οποία πραγματοποιείται σε συνθήκες πρασινοσχιστολιθικής φάσης. Μέσα σε παρασιότη με διαστάσεις 173X1525 μμ, παρατηρήθηκαν τα εξής ορυκτά: χαλαζίας + αλβίτης + χλωρίτης + ζιρκόνιο + επίδοτο (ζοϊσίτης) + ρουτίλιο + τιτανίτης. Τα κύρια οξείδια του αμφιβολίτη είναι ιλμενίτες, στα οποία παρατηρούνται κατά θέσεις κόκκοι οι οποίοι περιέχουν νησίδες ρουτιλίου και μεταβαίνουν σταδιακά από τον πυρήνα προς την περιφέρεια σε τιτανο-ιλμενίτη, τιτανομαγνητίτη και τελικώς μεταλύτουν σε τιτανίτη, δείχνοντας τα στάδια της ανάδρομης μεταμόρφωσης, η οποία ολοκληρώνεται με τον σχηματισμό τιτανίτη στην περιφέρεια του ορυκτού.

Ο παρασιότης περιέχει εγκλεισμάτα φεγγίτη χαμηλής περιεκτικότητας σε πυρίτιο, που ανέρχεται σε 3,3 a.p.f.u. (11 O). Ίδιας περιεκτικότητας φεγγίτες υπάρχουν διάσπαρτοι στον αμφιβολίτη, παρατηρήθηκαν όμως και κόκκοι οι οποίοι μετατρέπονται στα όριά τους σε μοσχοβίτη, ως αποτέλεσμα της ανάδρομης μεταμόρφωσης.

Τα πλαγιόκλαστα είναι κυρίως αλβίτες. Σπάνια διαπιστώνονται και πλαγιόκλαστα με μικρή περιεκτικότητα σε ανορθίτη (An=20%), τα οποία αλλοιώνονται σε σερικίτη. Αλβιτίωση και σερικιτίωση των πλαγιόκλαστων είναι αποτέλεσμα της ανάδρομης μεταμόρφωσης. Επίσης παρατηρούνται κόκκοι ορθοκλάστων εγκλεισμένοι σε αλβίτες. Ζιρκόνια εμφανίζονται διάσπαρτα στη μάζα του αμφιβολίτη, καθώς και ως εγκλεισμάτα σε



Σχ. 2 Μορφολογίες γραφίτη σε μεταμορφωμένο πέτρωμα υπέρ-υψηλής πίεσης, εντός του γρανίτη της Αρναίας (A, B). Εικόνα οπίσθιας σκέδασης (BSE image) συσσωματώματος τιτανομαγνητίτη, ιλιμενίτη, τιτανίτη, αλβίτη, μοσχοβίτη, σε απλίτη (C). Εικόνα οπίσθιας σκέδασης (BSE image) συσσωματώματος τιτανίτη, χλωρίτη, ακτινόλιθου, παραγαίτη, σε αμφιβολίτη (D).

Fig. 2 Graphite morphologies in ultra high-pressure crustal metamorphic rock, within Arnaea granite (A, B). BSE image of Ti-Mt, Ilm, Ti, Ab, Ms assemblage, from aplite (C). BSE image of Ttn, Chl, Act, Prq, from amphibolite (D).

ιλιμενίτη και ρουτίλιο.

Σε παραγαίτη ανευρέθη έγκλεισμα “γραφιτωμένου διαμαντιού”, μεγέθους 20 μm περίπου (Σχ. 2A). Πρόκειται για μια τετραεδρική, κρυσταλλική μορφή γραφίτη, η ύπαρξη της οποίας πιστοποιήθηκε με ηλεκτρονική μικροανάλυση, με σύστημα διασποράς ενέργειας (EDS), καθοδηγούμενη από σύστημα Link ISIS και υποβοηθούμενη από εικόνες οπίσθιας σκέδασης ηλεκτρονίων (BSE) υψηλής ευκρίνειας, καθώς και από τη χρήση φάσματος RAMAN. Παρόμοιες τετραεδρικές αλλά και οκταεδρικές και κυβικές μορφές του γραφίτη ως είδη ψευδόμορφων διαμαντιών, έχουν ανακαλυφθεί στη θέση τους (in situ), σε μεταμορφωμένα πετρώματα από την κεντρική Μακεδονία (Kostopoulos et al. 2000). Πρόκειται για πετρώματα ιζηματογενούς προέλευσης, όπως εκλογίτης, φυλλίτης, χαλαζίτης και σχιστόλιθος, τα οποία έχουν υποστεί ανάδρομη μεταμόρφωση στην πρασινοσχιστολιθική φάση. Τα γραφιτωμένα διαμάντια στους παραπάνω σχηματισμούς παρατηρούνται ως εγκλείσματα μέσα σε γρανάτη, χαλαζία και γραφίτη, το μέγεθός τους δε ποικίλει από 2 έως 300 μm. Σε αντίθεση με δημοσιευμένα φάσματα RAMAN σε γραφιτωμένα διαμάντια από κρυσταλλικά μεταμορφωμένα πετρώματα, τα φάσματα RAMAN των ελληνικών δειγμάτων παρουσιάζουν χαμηλή κρυστάλλωση άνθρακα. Το γεγονός αυτό πιθανώς οφείλεται σε μία γρήγορη εναλλαγή φάσης η οποία διευκολύνθηκε από μη υδροστατικές συμπίεστικές τάσεις επαφής, σε ζώνες διάτμησης πολύ μεγάλου βάθους, με αποτέλεσμα την ταχύτατη απελευθέρωση πίεσης (Gogotsi et al. 1999).

Η ύπαρξη γραφιτωμένων διαμαντιών εντός του αμφιβολίτη δείχνει, ότι το αρχικό πέτρωμα (εκλογίτης;) σχηματίστηκε σε συνθήκες εξαιρετικά υψηλών πιέσεων και ακολούθως ανάδρομα μεταμορφώθηκε σε αμφιβολίτη.

Γ) Ζώνη επαφής μεταξύ απλίτη-αμφιβολίτη

Κατά τη μικροσκοπική εξέταση της ζώνης επαφής μεταξύ απλίτη και αμφιβολίτη, η κύρια ορυκτολογική παραγένεση που παρατηρείται είναι: χαλαζίας + αλβίτης + μοσχοβίτης + επίδοτο + χλωρίτης. Εντός του απλίτη και κοντά στην επαφή με τον αμφιβολίτη παρατηρούνται διάσπαρτα εγκλείσματα της αμφιβόλου (παραγασίτης), καθώς και εγκλείσμα “γραφίτιωμένου διαμαντιού” μεγέθους 200 μm περίπου, προερχομένου από τον αμφιβολίτη, το οποίο περικλείει επίσης εγκλείσμα χαλαζία (Σχ. 2B). Πρόκειται για μια οκταεδρική μορφή γραφίτη, η οποία παρουσιάζεται ως ένα είδος ψευδομορφου διαμαντιού.

Μέσα σε αμφίβολο παρατηρείται χλωρίτης καθώς και νησίδες τιτανίτη μέσα σε χλωρίτη, ενώ μέσα σε αλβίτη διαπιστώνονται πολύ μικροί κόκκοι ορθοκλάστου καθώς και χλωριτωμένους βιοτίτης, γεγονός που δείχνει την ανάδρομη μεταμόρφωση. Μερικοί κόκκοι επιδότου έχουν αλλανιτικό πυρήνα, ενώ παρατηρούνται και αρκετοί κόκκοι ιλμενίτη, οι οποίοι κατά τύπους σχηματίζουν κορώνα από τιτανίτη (με λίγο Al_2O_3) και απομίξεις ρουτίλου, γεγονός που δείχνει επίσης την ανάδρομη μεταμόρφωση.

Εντός αμφιβόλου προερχομένης από τον αμφιβολίτη υπάρχει βιοτίτης και φεγγίτης με πλούσια περιεκτικότητα σε πυρίτιο, που ανέρχεται σε 3,55 a.p.f.u. (11 O). Πρόκειται περί ενός υπολειμματικού φεγγίτη, του οποίου η ύπαρξη υποδηλώνει ότι η μεταμόρφωση του αμφιβολίτη έγινε σε πολύ υψηλή πίεση (Massone & Szpurka, 1997).

4. ΓΕΩΘΕΡΜΟΒΑΡΟΜΕΤΡΙΑ

Γνωρίζοντας την ορυκτολογική παραγένεση που προέκυψε από τη μεταμόρφωση του αμφιβολίτη και με βάση την παραγένεση αμφίβολος-χλωρίτης-επίδοτο-αλβίτης-χαλαζίας, εφαρμόστηκε η μέθοδος Triboulet (1992). Έτσι λοιπόν από πέντε διαφορετικά δείγματα του αμφιβολίτη προέκυψαν μεταμορφωτικές P-T συνθήκες $8,4 \pm 1,2$ kb και 380 ± 34 °C. Επομένως η ανάδρομη μεταμόρφωση του αμφιβολίτη έγινε σε σχετικά χαμηλή θερμοκρασία και υψηλή πίεση. Επίσης από τη χρήση θερμομέτρου μεταξύ ιλμενίτη και τιτανομαγνητίτη (Andersen et

ΠΙΝΑΚΑΣ 1. Αντιπροσωπευτικές αναλύσεις ορυκτών

Πέτρωμα Δείγμα	Αμφιβολίτης								Απλίτης	
	17	7	4	6	8	6	15	2	20	26
Ορυκτό	Φεγγίτης	Φεγγίτης	Παραγασίτης	Εδενίτης	Ακτινόλιθος	Χλωρίτης	Επίδοτο	Πλαγιόκλαστο	Φεγγίτης	Τιτανίτης
SiO ₂	52,23	48,67	42,66	46,20	54,09	26,03	37,28	63,16	48,96	35,50
TiO ₂	0,04	0,46	0,48	0,25	0,03		0,02		0,60	26,66
Al ₂ O ₃	22,07	27,95	12,85	9,42	1,60	20,56	24,31	23,36	28,31	8,08
FeO	6,80	4,80	16,57	14,98	10,45	19,65	11,77	0,02	4,81	1,61
MnO	0,05	0,03	0,29	0,33	0,26	0,50	0,14		0,14	0,37
MgO	4,06	2,48	10,13	12,17	17,11	18,71	0,25		2,56	0,03
CaO	0,55	11,25	11,40	12,74			23,25	4,18		26,98
Na ₂ O	0,22	0,29	2,81	2,13	0,59	0,32	0,09	9,16	0,41	0,16
K ₂ O	8,89	9,28	0,23	0,06	0,06	0,05	0,07	0,08	10,33	0,02
Cr ₂ O ₃				0,05		0,09				0,01
NiO		0,09	0,01						0,04	0,02
Total	94,91	94,05	97,28	96,99	96,93	85,91	97,18	99,99	96,16	99,44

Ο υπολογισμός κατιόντων έγινε με βάση τα ακόλουθα οξυγόνα ανά δομική μονάδα: Φεγγίτης: 11, Αμφίβολος: 23, Χλωρίτης: 28, Επίδοτο: 12,5, Άστριος: 8, Τιτανίτης: 5.

Si	3,55	3,32	6,42	6,87	7,79	5,46	3,05	2,79	3,29	1,14
Ti		0,02	0,05	0,03					0,03	0,64
Al	1,77	2,24	2,28	1,70	0,27	5,08	2,34	1,22	2,24	0,31
Fet	0,39	0,27	2,09	1,86	1,26	3,44	0,80		0,27	0,04
Mn			0,04	0,04	0,03	0,09	0,01		0,01	0,01
Mg	0,41	0,25	2,27	2,70	3,67	5,85	0,03		0,26	
Ca	0,04		1,81	1,82	1,96		2,04	0,20		0,93
Na	0,03	0,04	0,82	0,61	0,16	0,13	0,01	0,79	0,05	0,01
K	0,77	0,81	0,04	0,01	0,01	0,01	0,01		0,89	
Cr						0,01				
Ni		0,01								

al. 1993) στον αμφιβολίτη, προκύπτει θερμοκρασία 700 °C περίπου. Με βάση τη θερμοκρασία αυτή και με τη χρήση των διαγραμμάτων των Massone & Szpurka (1997) για το φεγγίτη που βρέθηκε εντός παραγασίτη με περιεκτικότητα σε πυρίτιο που ανέρχεται σε 3,55 a.p.f.u. (11 O) και με δεδομένη την ύπαρξη βιοτίτη, χαλαζία και ορθοκλάστου στην παραγένεση του αμφιβολίτη (προϋπόθεση απαραίτητη για τη χρήση των διαγραμμάτων), προκύπτει πίεση 15 kb περίπου, η οποία θεωρείται ως πίεση σχηματισμού του αμφιβολίτη.

Από τη χρήση θερμομέτρου αμφίβολου-πλαγιόκλαστου (Holland & Blundy 1994) στον αμφιβολίτη, προκύπτει θερμοκρασία 670 °C σε πίεση 15 kb. Η πίεση αυτή προκύπτει τόσο από τα διαγράμματα των Massone &

Szpurka (1997) όπως αναφέρθηκε παραπάνω, όσο και με τη χρήση των διαγραμμάτων των Ernst & Liu (1998) από την περιεκτικότητα του παραγοίτη σε wt.% Al_2O_3 και TiO_2 . Η πίεση αυτή αν και αρχικά ελήφθη με επιφύλαξη υπόψη, καθόσον τα διαγράμματα των Ernst & Liu (1998) αναφέρονται σε αμφιβόλους από βασάλτες μεσο-ωκεάνιας ράχης (MORB), τελικά έγινε αποδεκτή λόγω ταύτισης με την προσδιορισθείσα πίεση των 15 kb από τα διαγράμματα των Massone & Szpurka (1997). Αν θεωρηθεί ότι το πλαγιόκλαστο είναι λιγότερο βασικό λόγω της μεταμόρφωσης, τότε η θερμοκρασία των 670 °C πρέπει να ληφθεί ως η ελάχιστη θερμοκρασία μεταμόρφωσης του αμφιβολίτη. Λαμβάνοντας υπόψη επίσης τις υψηλές τιμές πίεσης (13-14 kb) στερεοποίησης του γρανίτη της Αρναίας, που προσδιόρισε ο De Wet (1989) με τη γεωβαρομέτρηση φεγγίτη υψηλής περιεκτικότητας σε πυρίτιο (3,54 a.p.f.u. 11 O), τις οποίες δεν αξιολόγησε, καθώς και τις τιμές πίεσης των 9 kb περίπου που προσδιόρισε ο Oladeji (1997) σε κερατίτες που σχηματίστηκαν από μεταμόρφωση επαφής με τον γρανίτη, αλλά και σε φογκσιίτη εντός του γρανίτη, συμπεραίνεται ότι η μεταμόρφωση του αμφιβολίτη πραγματοποιήθηκε σε συνθήκες πίεσης παρόμοιες με αυτές του σχηματισμού του γρανίτη.

Επίσης από τη χρήση θερμομέτρου πλαγιολάστου-ορθοκλάστου (Elkins & Grove 1990) στον αμφιβολίτη, προκύπτει θερμοκρασία ανακρυστάλλωσης των παραπάνω ορυκτών στους 425 °C. Η θερμοκρασία αυτή είναι συγκρίσιμη με τη θερμοκρασία που προκύπτει από τη χρήση της μεθόδου του Triboulet (1992), δείχνοντας ότι η ανάδρομη μεταμόρφωση του αμφιβολίτη ολοκληρώνεται στην παραπάνω θερμοκρασία. Παρόμοια θερμοκρασία (448 °C) ανακρυστάλλωσης πλαγιολάστων στον γρανίτη της Αρναίας προσδιορίζει ο Oladeji (1997), την οποία θεωρεί ως μέγιστη θερμοκρασία μεταμόρφωσης του γρανίτη. Από τα παραπάνω συμπεραίνεται ότι η θερμοκρασία της ανάδρομης μεταμόρφωσης του αμφιβολίτη και η θερμοκρασία μεταμόρφωσης του γρανίτη είναι περίπου ταυτόσημες.

Η παρουσία “γραφίτιωμένων διαμαντιών” στον αμφιβολίτη συνηγορεί υπέρ της άποψης για πρόδρομη μεταμόρφωση ενός ιζηματογενούς πετρώματος σε εκλογίτη, σε πολύ υψηλές θερμοκρασίες (μεγαλύτερες των 700 °C) και πιέσεις που κατ’ ελάχιστον εκτιμώνται στα 30-35 kb. Ο εκλογίτης μεταμορφώνεται ανάδρομα σε αμφιβολίτη, εγκλωβίζεται από τον γρανίτη της Αρναίας κατά την άνοδό του και τελικά υφίσταται ανάδρομη μεταμόρφωση στην πρασινοσχιστολιθική φάση. Όλες οι μεταμορφικές φάσεις, όπως αυτές αναλύθηκαν παραπάνω, αναπαριστώνται σχηματικά στο διάγραμμα (Σχ 3).

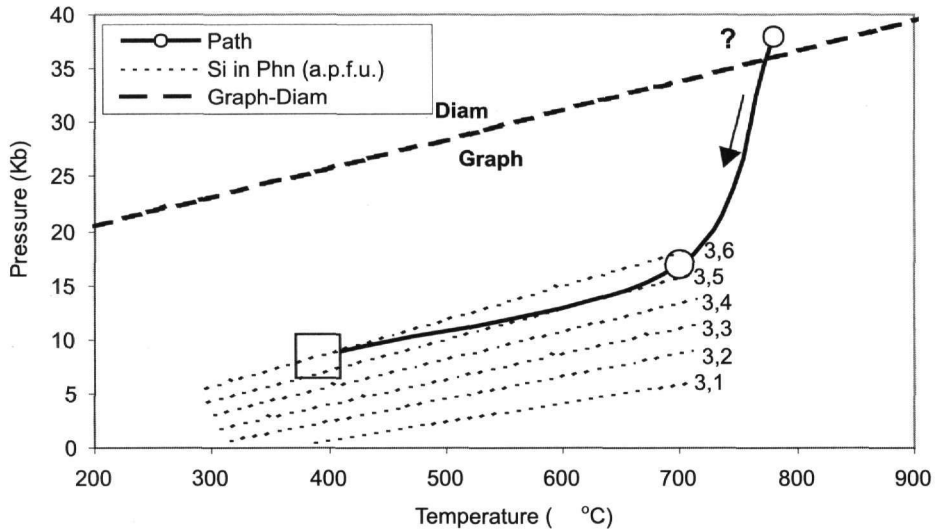
5. ΧΡΟΝΟΛΟΓΗΣΗ ΓΕΩΛΟΓΙΚΩΝ ΓΕΓΟΝΟΤΩΝ-ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ

Ο αμφιβολίτης που μελετήθηκε στην περιοχή της Μαραθούσας αποτελεί ένα ξενόλιθο μικρών διαστάσεων, ο οποίος εγκλωβίστηκε σε νατριούχο απλίτη του γρανίτη της Αρναίας, κατά την άνοδο του μάγματος.

Εντός του αμφιβολίτη, αλλά και εντός της ζώνης επαφής με τον απλίτη, ανευρέθησαν τετραεδρικές και οκταεδρικές μορφές “γραφίτιωμένων διαμαντιών”, γεγονός που υποδηλώνει ότι το μητρικό πέτρωμα, ιζηματογενούς προέλευσης, μεταμορφώθηκε σε εκλογίτη, σε συνθήκες πολύ υψηλών πιέσεων.

Από τη μελέτη της ορυκτολογικής παραγένεσης του αμφιβολίτη, του απλίτη και της ζώνης επαφής μεταξύ αμφιβολίτη-απλίτη, καθώς και από την εφαρμογή μεθόδων γεωβαροθερμομετρίας, προκύπτουν τα εξής: Ο εκλογίτης μεταμορφώνεται σε συνθήκες πολύ υψηλής πίεσης (30-35 kb κατ’ ελάχιστον) και ακολουθώς ανάδρομα μεταπίπτει σε αμφιβολίτη, σε μεταμορφικές P-T συνθήκες που αντιστοιχούν σε πίεση 15 kb και ελάχιστη θερμοκρασία 670 °C. Ο αμφιβολίτης εγκλωβίζεται κατά την άνοδο του γρανίτη της Αρναίας υφιστάμενος ανάδρομη μεταμόρφωση στην πρασινοσχιστολιθική φάση, η οποία συμπίπτει με τη μεταμόρφωση του γρανίτη σε P-T συνθήκες των $8,4 \pm 1,2$ kb και 380 ± 34 °C αντίστοιχα. Παρόμοιες μεταμορφικές συνθήκες αναφέρονται σε μεταμορφωμένα πετρώματα ιζηματογενούς προέλευσης από την κεντρική Μακεδονία, στα οποία ανευρέθησαν γραφίτιωμένα διαμάντια (Kostopoulos et al. 2000).

Από δεδομένα χρονολόγησης του γρανίτη της Αρναίας με μέθοδο προσδιορισμού Pb-Pb σε ζιρκόνια του γρανίτη (Kostopoulos et al. 2001), προκύπτει ότι η ηλικία κρυστάλλωσης αυτού οριοθετείται στα $215 \pm 1,8$ M.a. (Νόριο). Το γεγονός αυτό καταδεικνύει ότι η μεταμόρφωση του εκλογίτη πραγματοποιήθηκε σε συνθήκες υπέρ υψηλών πιέσεων πριν το Άνω Τριαδικό, πιθανόν το Άνω Παλαιοζωϊκό. Η παραπάνω διαπίστωση σε συνδυασμό με την αρχική παρουσία διαμαντιών μικρού μεγέθους και σε άλλους σχηματισμούς στο χώρο της κεντρικής Μακεδονίας, καταδεικνύει μία νέα ζώνη υψηλότερης πίεσης, το πλάτος της οποίας δεν έχει ακόμα καθοριστεί. Ο εκλογίτης, κατά τη διάρκεια του Τριαδικού, λόγω άνοδου της περιοχής υφίσταται ανάδρομη μεταμόρφωση και μετατρέπεται σε αμφιβολίτη. Τελικά ως αμφιβολιτικός ξενόλιθος εντός του γρανίτη της Αρναίας, μεταμορφώνεται μαζί με τον γρανίτη σε συνθήκες πρασινοσχιστολιθικής φάσης.



Σχ. 3 Σχηματική πορεία των P-T συνθηκών μεταμόρφωσης από υπέρ-υψηλής πίεσης αμφιβολίτη, εντός του γρανίτη της Αρναίας.

Fig. 3 Schematic path of the P-T metamorphic conditions from UHP amphibolite, within Arnaea granite.

ΕΥΧΑΡΙΣΤΙΕΣ

Οι συνάδελφοί μας Μάνος Κατριβάνος, Στέλιος Αυγερινός και Μάρκος Τρανός, με τη βοήθειά τους στην καλύτερη παρουσίαση των σχημάτων και του κειμένου, συνέβαλαν ουσιαστικά στην ολοκλήρωση της εργασίας. Τους ευχαριστούμε θερμά.

ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ

- ANDERSEN, D. J., LINDSLEY, D., H. & DAVIDSON, D., M. (1993): Quilf: a pascal program to assess equilibria among Fe-Mg-Mn-Ti oxides. Pyroxenes, olivine, and quartz. *Comput. Geosci.*, 19, 1333-1350 pp.
- BUCHER, K. & FREY, M. (1994): Petrogenesis of metamorphic rocks. 6th edition, Complete Revision of Winkler's Textbook. *Springer-Verlag*.
- DE WET, A. P., MILLER, J. A., BICKLE, M. J & CHAPMAN, H. J. (1989): Geology and geochronology of the Arnea, Sithonia and Ouranopolis intrusions, Chalkidiki Peninsula, Northern Greece. *Tectonophysics*, 161, 65-79 pp.
- DE WET, A. P. (1989): Geochemistry of the Ouranopolis, Sithonia and Arnea intrusions, Chalkidiki Peninsula, Northern Greece. *Ph.D. Thesis*, Univ. of Cambridge.
- ELKINS, L., T. & GROVE, T., L. (1990): Ternary feldspar experiments and thermodynamic models. *American Mineralogist*, vol. 75, 544-559 pp.
- ERNST, W. & LIU, J. (1998): Experimental phase-equilibrium study of Al- and Ti- contents of calcic amphibole in MORB-A semiquantitative thermobarometer. *American Mineralogist*, vol. 83, 952-969 pp.
- GAPAIS, D. (1989): Shear structures within deformed granites: Mechanical and thermal indicators. *Geology*, v. 17, 1144-1147 pp.
- GOGOTSI, Y. G., KAILER, A. & NICKEL, K. G. (1999): Transformation of diamond to graphite: *Nature*, v. 401, 663-664 pp.
- HOLLAND, T. & BLUNDY, J. (1994): Non-ideal interaction in calcic amphiboles and their bearing on amphibole-plagioclase thermometry. *Cont. Miner. Petrol.*, 116, 433-447 pp.
- KAUFFMANN, G., KOCKEL, F. & MOLLAT, H. (1976): Notes on the stratigraphic and paleogeographic position of the Svoula Formation in the innermost zone of the Hellenides (Northern Greece). *Bull. Soc. géol. France*, (7), 18/2, 225-230 pp.
- KOCKEL, F., MOLLAT, H., & WALTHER, H. (1971): Geologie des Serbo-Mazedonischen Massivs und eines mesozoischen Rahmens (Nordgriechenland). *Geol. Jb.* 89, 529-551 pp. Hannover.

- KOCKEL, F., MOLLAT, H., & WALTHER, H. (1977): Erläuterungen zur geologischen Karte der Chalkidhiki und angrenzender Gebiete 1:100.000 (Nord-Griechenland) *Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe*, Hannover.
- KOSTOPOULOS, D., REISCHMANN, T. & SKLAVOUNOS, S. (2001): Palaeozoic and Early Mesozoic Magmatism and Metamorphism in the Serbo-Macedonian Massif, Central Macedonia, Northern Greece. *EUG XI*, 8-12/4/2001. J. conf. Abs., 318 p. Strasbourg.
- KOSTOPOULOS, D., IOANNIDIS, N. & SKLAVOUNOS, S. (2000): A new occurrence of ultrahigh-pressure metamorphism, central Macedonia, northern Greece: evidence from graphitized diamonds?. *International Geology Review*, vol. 42, 545-554 pp.
- MASSONE, H. -J. & SZPURKA, Z. (1997): Thermodynamic properties of white micas on the basis of high-pressure experiments in the systems $K_2O-MgO-Al_2O_3-SiO_2-H_2O$ and $K_2O-FeO-Al_2O_3-SiO_2-H_2O$. *Lithos*, 41, 229-250 pp.
- OLADEJI, A. (1997): Η έρευνα του γρανίτη της Αρναίας από γεωλογική και πετρογραφική άποψη. *Διδακτορική διατριβή*, Α.Π.Θ., 181 p.
- RICOU, L. (1965): Contribution a l' etude geologique de la bordur sud-ouest du Massiv Serbo-Macedonian aux environs de Salonique. *These 3^{em} cycle*, Paris, 1-121 pp.
- TRIBOULET, C. (1992): The (Na-Ca) amphibole-albite-chlorite-epidote-quartz geothermobarometer in the system S-A-F-M-C-N-H₂O. 1. An empirical calibration. *J. Metamorphic Geol.*, 10, 545-556 pp.