

ΜΕΤΑΜΟΡΦΩΣΗ ΥΠΟΠΡΑΣΙΝΟΣΧΙΣΤΟΛΙΘΙΚΗΣ ΩΣ ΠΡΑΣΙΝΟΣΧΙΣΤΟΛΙΘΙΚΗΣ ΦΑΣΗΣ ΜΕΤΑΗΦΑΙΣΤΙΤΩΝ ΤΗΣ ΘΡΑΚΙΚΗΣ ΠΕΡΙΟΔΟΠΙΚΗΣ ΖΩΝΗΣ

Μαγκανός Α.

Τομέας Ορυκτολογίας-Πετρολογίας, Τμήμα Γεωλογίας & Γεωπεριβάλλοντος, Ε. Κ. Πανεπιστήμιο Αθηνών, 15784 Αθήνα, amagganas@geol.uoa.gr.

ΠΕΡΙΛΗΨΗ

Λάβες και πυροκλαστικά πετρώματα του ανώτερου μέλους του οφιολιθικού συμπλέγματος του Έβρου, που ανήκει στην Περιοδοπική Ζώνη στην ηπειρωτική Θράκη έχουν ποικιλοτρόπως επηρεαστεί από χαμηλού ως πολύ χαμηλού βαθμού ωκέαγια - υδροθερμική μεταμόρφωση. Κατά τη μεταμόρφωση σχηματίστηκαν αλβίτης, Fe-ούχος πουμπελλυίτης, πυκνοχλωρίτης, σχετικά πτωχός σε Fe πρενίτης, ακτινόλιθος, μετρίως πλούσιο σε Fe³⁺ επίδοτο, ελαφρά φεγγιτικός μοσχοβίτης, αργιλούχος τιτανίτης, χαλαζίας και ασβεσίτης. Οι συνθήκες της μεταμόρφωσης των ανώτερων στρωματογραφικά μεταηφαιστιτών κυμαίνονται για μεν τη θερμοκρασία από 220 °C ως 400 °C περίπου, για δε την πίεση από 2 kbars ως 4 kbars περίπου. Οι κατώτεροι μεταηφαιστίτες πρέπει να έφτασαν σε κάπως υψηλότερες πιέσεις. Οι παρατηρούμενες ορυκτολογικές παραγενέσεις ανταποκρίνονται σε ακολουθία μεταμορφικών φάσεων, από τις υποπρασινοςχιστολιθικές φάσεις στην πρασινοςχιστολιθική φάση και συγκεκριμένα: (α) από τη πρενιτική – πουμπελλυοτική φάση με βασική παραγένεση πρενίτης + πουμπελλυίτης + ακτινόλιθος + χλωρίτης + χαλαζίας, (β) στη πουμπελλυοτική – ακτινολιθική φάση με βασική παραγένεση πουμπελλυίτης + ακτινόλιθος + χλωρίτης + επίδοτο + χαλαζίας, και (γ) στη πρασινοςχιστολι-

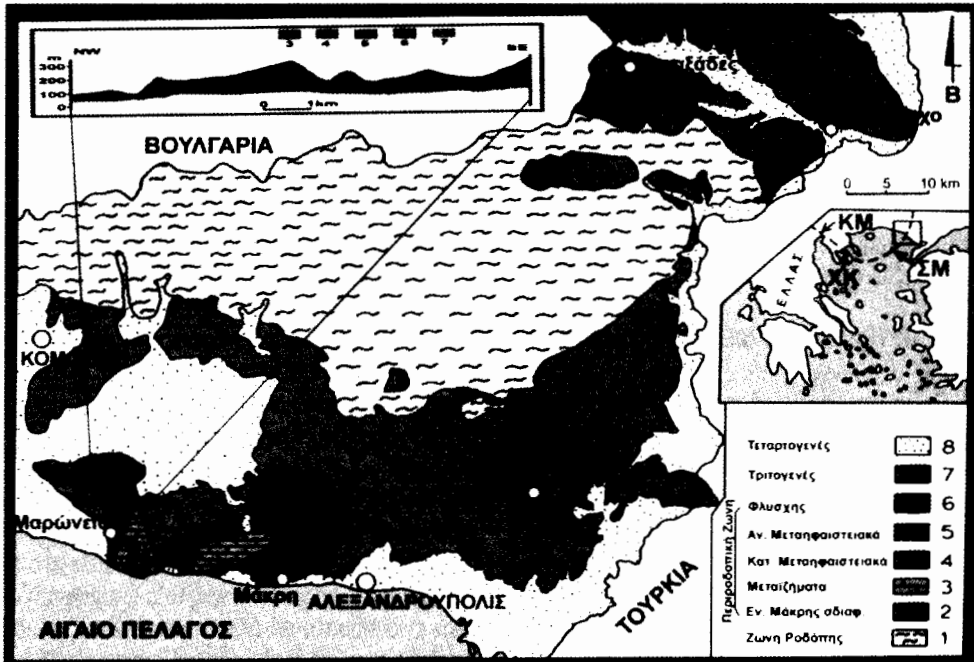
1. ΕΙΣΑΓΩΓΗ

Στον Ελλαδικό Χώρο αλλά και παγκοσμίως τα πετρώματα των οφιολιθικών συμπλεγμάτων κυρίως μελετώνται από τις απόψεις της αρχικής δημιουργίας τους σε μανδουακό ή φλοιϊκό περιβάλλον και της τεκτονικής τοποθέτησης τους πάνω στα ηπειρωτικά περιθώρια. Λίγη γενικά προσοχή έχει δοθεί σε μεταμορφικά φαινόμενα τα οποία σχεδόν πάντα τα έχουν επηρεάσει, είτε αυτά συνέβησαν στο στάδιο της γέννησης τους, είτε αμέσως μετά από αυτή, είτε ακόμη και αργότερα στην πορεία τους μέχρι την τελική τους θέση στον ηπειρωτικό φλοιό. Όσον αφορά την χαμηλού βαθμού μεταμόρφωση που επέδρασε στα ανώτερα στρωματογραφικά ηφαιστειακά μέλη των συμπλεγμάτων τους, η προσοχή είναι επίσης μικρή, αν και σχετίζεται με σημαντικές διεργασίες όπως αυτές που καθοριστικά επηρεάζουν τον χημισμό των πετρωμάτων, την κυκλοφορία των διαλυμάτων, την απόθεση οικονομικής σημασίας ορυκτών, κá.

Στην εργασία αυτή εξετάζονται τα πετρογραφικά και ορυκτοχημικά χαρακτηριστικά καθώς και οι συνθήκες της χαμηλού ως πολύ χαμηλού βαθμού μεταμόρφωσης, που έχουν ποικιλοτρόπως επηρεάσει λάβες και πυροκλαστικά πετρώματα του ανώτερου μέλους του οφιολιθικού συμπλέγματος του Έβρου, που ανήκει στην Περιοδοπική Ζώνη στην ηπειρωτική Θράκη.

2. ΓΕΩΛΟΓΙΚΑ ΚΑΙ ΓΕΩΧΗΜΙΚΑ ΣΤΟΙΧΕΙΑ

Το οφιολιθικό σύμπλεγμα του Έβρου βρίσκεται στην Περιοδοπική Ζώνη στην περιοχή της Θράκης και περιλαμβάνει πετρώματα κυρίως της μαγματικής σειράς ενώ η μανδουακή σειρά είναι σχετικά περιορισμένη (Biggazi et al. 1989, Magganas et al. 1991, Magganas 2002). Το οφιολιθικό σύμπλεγμα παρουσιάζεται διάσπαρτο με περιορισμένη σχετικά ανάπτυξη σε αποκομμένους ορίζοντες σε διάφορες περιοχές, λόγω κυρίως της τεκτονικής και της μεσολάβησης πετρωμά-



Εικ. 1. Σχηματικός γεωλογικός χάρτης και τομή στην περιοχή της Θρακικής Περιεροδοπικής Ζώνης. Στο ένθετο η διακοπτόμενη γραμμή δείχνει την Περιεροδοπική Ζώνη που διέρχεται από τη Κεντρ. Μακεδονία (ΚΜ), τη Χαλκιδική (ΧΚ) και τη Σαμοθράκη (ΣΜ).

των του Καινοζωικού. Τμήματά του βρίσκονται και στις δύο στενά συνδεδεμένες ενότητες της Περιεροδοπικής, την ενότητα Δρυμού-Μελίας και την ενότητα Μάκρης (Παπαδόπουλος 1982). Η διατήρηση των πρωτογενών ορυκτολογικών, πετρολογικών και γεωχημικών χαρακτηριστικών των πετρωμάτων του συμπλέγματος, κυρίως στους ανώτερους ορίζοντες των ηφαιστειακών είναι αρκετά καλή, με συνέπεια τα πετρώματα εκεί να χαρακτηρίζονται ως μεταηφαιστίτες, ενώ σε βαθύτερους ορίζοντες αναπτύσσονται πρασινόλιθοι ή κυρίως πρασινοσχιστόλιθοι, εκεί που η σχιστότητα του πετρώματος είναι καταφανής. Τα μεταηφαιστειακά αυτά απαντούν κυρίως στις περιοχές Μαρώνειας, Μάκρης, Μελίας, Διδυμοτείχου και Μεταξάδων (Εικ. 1).

Οι πρωτόλιθοι των μεταηφαιστιτών διακρίνονται σε χαμηλού-Ca βονινίτες, θολεϊτικούς βασάλτες, θολεϊτικούς ανδεσίτες, δακίτες-ρουοδα-

κίτες, που απαντώνται σε μορφή συμπαγών και pillow-λαβών, φλεβών ή πυροκλαστικών αποθέσεων, και περιέχουν ως πρωτογενή ορυκτά ολιβίνη (ψευδομορφωμένο), Mg-αυγίτη ως Mg-Cr-αυγίτη, πλαγιόκλαστο, Cr-σπινέλιο και Fe-Ti-οξειδία και δευτερογενή αλβίτη (ab), χλωρίτη (chl), ακτινόλιθο (act), πρενίτη (prh), πουμελλιούτη (pu), επίδοτο (epd), λευκό μαρμαρυγία (wm), ασβεστίτη (cc), χαλαζία (qtz), K-ούχο άστριο (kfs) κ.ά. Η διακενική ύελος των πρωτολίθων γενικά εμφανίζεται αφυελωμένη. Γεωχημικά παρουσιάζουν ισχυρούς χαρακτήρες βασαλιτών ηφαιστειακού τόξου (VAB), ασθενείς χαρακτήρες βασαλιτών μεσοωκεάνιας ράχης (MORB), υψηλή αναλογία στοιχείων LIL/HFS και είναι εκχυμωμένα σε REE. Πετρογενετικά οι ανώτεροι μεταηφαιστίτες προέρχονται από μερική τήξη 30% ενός ήδη εκχυμωμένου από τη δημιουργία των πρωτολίθων των κατώτερων μεταηφαιστιτών μανδουακού υλικού, ενώ ακολούθησε

κλασματική κρυστάλλωση. Η απόθεσή τους πρέπει να έλαβε χώρα στη διάρκεια του Μ. Ιουρασικού – Κ. Κρητιδικού σε δύο στάδια, αρχικά σε περιθωριακή λεκάνη πάνω από ζώνη υποβύθισης και αργότερα σε ανώριμο ηφαιστειακό τόξο. Η περιθωριακή λεκάνη ήταν τμήμα του ωκεανού του Αξίου και βρισκόταν στις παρυφές της Ροδοπικής Μάζας (Magganas et al. 1991, Magganas 2002, Bonev & Stampfli 2003).

3. ΠΕΤΡΟΓΡΑΦΙΑ ΜΕΤΑΜΟΡΦΙΚΩΝ ΟΡΥΚΤΩΝ

Οι δευτερογενείς φάσεις των μεταηφαιστιακών και μεταπυροκλαστικών πετρωμάτων προέρχονται κυρίως από ανακρυστάλλωση ή αντικατάσταση φαινοκρυστάλλων ή θεμελιώδους μάζας ή από απόθεση από τη ρευστή φάση σε κενούς χώρους. Οι δευτερογενείς φάσεις, όταν αντικαθιστούν κύρια μάζα ή φαινοκρυστάλλους, είναι συνήθως λεπτοκοκκώδεις πιθανά λόγω του ότι υπάρχουν πολλοί πυρήνες κρυσταλλώσεως και μικρή ταχύτητα αναπτύξεως, ενώ όταν αναπτύσσονται σε κενούς χώρους ή κατά μήκος ρωγμών, σχηματίζουν γενικά πιο αδροκοκκώδη συσσωματώματα πιθανά αποχωριζόμενα από υπέρκορα διαλύματα.

Ιδιαίτερο ενδιαφέρον παρουσιάζουν οι αντικαταστάσεις των πρωτογενών φάσεων που απαντώνται στους ανώτερους μεταηφαιστίτες. Η αντικατάστασή τους από δευτερογενή ορυκτά παρουσιάζεται ή με τη μορφή εγκοπώσεων κατά μήκος των ορίων των κόκκων και ρωγμών, ή τοπικά στο εσωτερικό των κρυστάλλων ή τέλος ολοκληρωτικά, ψευδομορφώνοντάς τους. Παρατηρώντας τα διάφορα ορυκτά που αντικαθιστούν τις πρωτογενείς φάσεις πλαγιόκλαστου, κλινοπυρόξενου, Cr-σπινέλλιου και υέλου διαπιστώνεται ότι μεγαλύτερος αριθμός δευτερογενών ορυκτών αντικαθιστά το πλαγιόκλαστο (ab, chl, ru, rfh, erp, qtz, wm, kfsp, cc) από ό,τι τον κλινοπυρόξενο (act, chl, ru, rfh, erp, cc) ή ακόμη ότι ο χλωρίτης σχηματίζεται ως προϊόν αντικαταστάσεως όλων των πρωτογενών φάσεων. Μάλιστα ποικιλία παραγενέσεων αντικαθιστούν διαφορετικούς κόκκους υπολειμματικών φάσεων εντός του ίδιου δείγμα-

τος. Η αφυέλωση της υέλου έδωσε ποικιλία ορυκτολογικών φάσεων (chl, ru, qtz, rfh, erp, act, cc, wm) μικροσκοπικής ή υπομικροσκοπικής κλίμακας.

Υπάρχει πολύ μεγάλη ποικιλία στα ορυκτά που πληρώνουν τις ρωγμές και τα αμύγδαλα των ηφαιστιακών. Τα πιο συνηθισμένα ορυκτά των ορυκταμυγδάλων είναι χλωρίτης, επίδοτο, πουμπελλυίτης, πρενίτης, χαλαζίας ή συνδυασμός τους. Η χαμηλής μεταβλητότητας (low-variance) παραγενέσεις, που συνίστανται από τρεις ή περισσότερες ορυκτολογικές φάσεις εκτός χλωρίτη και χαλαζία, είναι σπανιότερες από τις αντίστοιχες μόνο- ή δι-ορυκτολογικές υψηλής μεταβλητότητας (high-variance) παραγενέσεις. Το πιο χαρακτηριστικό όμως γνώρισμα των ορυκταμυγδάλων είναι η ζώνωση. Οι ζώνες διαγράφονται από διαδοχικές γενεές μιας φάσεως (συνήθως χαλαζίας) που εναλλάσσονται με άλλες φάσεις, ή από διαφορετικές φάσεις ή τέλος από υπομικροσκοπικά εγκλείσματα σε άλλα ορυκτά. Στα ζωνώδη ορυκταμύγδαλα η ακολουθία των ορυκτών από την περιφέρεια προς το κέντρο θεωρείται ότι αντιπροσωπεύει την σειρά εναποθέσεως τους. Τις περισσότερες φορές ο χαλαζίας είναι το τελευταίο ορυκτό που κρυσταλλώθηκε. Γενικά δεν παρατηρείται σταθερή διαδοχή των ορυκτών στην σειρά εναποθέσεως. Όμως η ακολουθία αυτή, ως σύνολο εξεταζόμενη, παρουσιάζεται θερμικά κανονική με τα ορυκτά υψηλότερου πεδίου σχηματισμού (ακτινόλιθος, επίδοτο, πουμπελλυίτης, χλωρίτης) να προηγούνται των ορυκτών χαμηλότερου πεδίου (πρενίτης, ασβεσίτης).

Η ύπαρξη ιστολογικών ενδείξεων μετασωματικών διεργασιών όπως π.χ. το ευρύ δίκτυο φλεβών και φλεβιδίων, η παρουσία διόδων τροφοδοσίας ορισμένων ορυκταμυγδάλων, οι δίαυλοι επικοινωνίας μεταξύ τους, η πολυορυκτολογική αντικατάσταση πρωτογενών φάσεων καθώς και η κινητικότητα ορισμένων χημικών στοιχείων που η γεωχημική μελέτη έδειξε (Magganas et al. 1991), προϋποθέτουν την ύπαρξη ρευστών σε κίνηση, πιθανά ανακυκλούμενων. Η μεταβολή των φυσικοχημικών παραμέτρων των ρευστών, και κυρίως του pH, της αλκαλικότητας και της ενεργότητας ορι-

Πίνακας 1. Επιλεγμένες μικροαναλύσεις μεταμορφικών ορυκτών σε μεταφαισιίτες

	Χλω- ρίτης	Επί- δοτο	Αμφι- βολος	Που- μπελ- λυίτης	Πρε- νίτης	Λευκός Μαρμα- ρυγίας	Τιτα- νίτης
SiO₂	31,32	37,06	54,88	37,52	42,06	49,26	30,69
TiO₂	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	36,07
Al₂O₃	18,36	21,22	1,71	26,51	17,64	25,08	2,23
Fe₂O₃[±]	0,00	16,23	0,00	0,00	8,52	0,00	0,00
FeO[±]	17,87	0,00	10,02	0,38	0,00	5,20	1,38
MnO	0,30	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
MgO	23,08	0,00	16,71	3,37	0,34	3,30	0,31
CaO	0,33	23,54	12,78	23,80	26,34	0,00	28,64
Na₂O	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
K₂O	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	11,23	0,00
Σύνολο	88,85	98,05	96,10	91,58	94,90	94,07	99,32
	28(O)	25(O)	23(O)	16(Κατ)	11(O)	22(O)	4(Si)
Si	6,235	5,962	7,911	6,027	3,011	6,803	4,000
Al IV	1,765	0,038	0,089	0,000	0,989	1,197	0,000
Al VI	1,921	3,985	0,201	5,019	0,499	2,886	0,342
Ti	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	3,537
Fe²⁺	2,975	1,965	0,000	0,000	0,459	0,601	0,120
Fe²⁺	0,000	0,000	1,208	0,051	0,000	0,000	0,030
Mn	0,051	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Mg	6,849	0,000	3,591	0,807	0,036	0,679	0,060
Ca	0,070	4,094	1,974	4,096	2,020	0,000	4,000
Na	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
K	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	1,979	0,000

σμένων μετάλλων π.χ. Si, Ca, Mg, Fe, αλλάζουν τις εκάστοτε συνθήκες απόθεσης εντός του μικροπεριβάλλοντος του αμυγδάλου, και δημιουργούν έτσι τη μεγάλη ορυκτολογική ποικιλία τους.

Κατά τη μεταμόρφωση χαμηλού βαθμού είναι δυνατόν να έχουμε τοπικά την σχεδόν καθολική

Στους ανώτερους μεταφαισιίτες η εκτεταμένη παρουσία των δευτερογενών ορυκτών, που προαναφέρθηκαν και των παραγενέσεων τους, καθώς και οι δομές που αναπτύσσουν δηλώνει σαφώς την επίδραση ωκεάνιων – υδροθερμικών μεταμορφικών διεργασιών στα πετρώματα μετά την αρχική

κρυστάλλωση τους. Οι παραγενέσεις¹ που αναπτύχθηκαν γενικά διαφέρουν στους διάφορους πετρολογικούς - λιθολογικούς τύπους.

Έτσι στους θολεϊτικούς βασάλτες και ανδεδίτες, που υπερτερούν σε όγκο των υπολοίπων, μπορούν να διακριθούν οι παρακάτω ορυκτολογικές παραγενέσεις:

(α) αλβίτης + πουμπελλυίτης + πρενίτης ± επίδοτο,

(β) επίδοτο + πουμπελλυίτης + ακτινόλιθος ± αλβίτης,

(γ) αλβίτης + επίδοτο ± ακτινόλιθος.

¹ Ως παραγενέσεις νοούνται ορυκτολογικά αθροίσματα ορυκτών που έρχονται σε επαφή μεταξύ τους και παρατηρήθηκαν σε μια λεπτή τομή ή σε αμύγδαλα ή σε φλεβίδια. Θεωρούμε ότι τουλάχιστον τοπικά, στο μικροπεριβάλλον αυτό μιας λεπτής τομής, ενός αμυγδάλου ή ενός φλεβιδίου έχει επιτευχθεί ισορροπία.

Σε όλες τις παραγενέσεις είναι δυνατόν να υπάρχουν ακόμη: \pm λευκός μαρμαρυγίας \pm τιτανίτης \pm ασβεσίτης \pm Fe-οξειδία.

Στους βονινίτες οι παραγενέσεις που δημιουργήθηκαν αποτελούνται από:

(α) πουμπελλυίτη + ακτινόλιθο + λευκό μαρμαρυγία \pm επίδοτο \pm αλβίτη,

(β) αλβίτη + ακτινόλιθο + επίδοτο.

Σε όλες τις παραγενέσεις είναι δυνατόν να υπάρχουν ακόμη: + χλωρίτης \pm χαλαζίας \pm τιτανίτης \pm ασβεσίτης \pm Fe-οξειδία.

Στους δακίτες-ρυοδακίτες αναπτύσσεται η παραγένεση:

(α) χαλαζίας + αλβίτης + χλωρίτης \pm πουμπελλυίτης \pm επίδοτο \pm λευκός μαρμαρυγίας \pm τιτανίτης \pm πρενίτης \pm ασβεσίτης.

Στους κατώτερους μεταφαισιτίτες η μικροσκοπική εξέταση έδειξε την ύπαρξη δύο ευδιάκριτων παραγενέσεων:

(α) χλωρίτης + επίδοτο + αλβίτης \pm ακτινόλιθος \pm λευκός μαρμαρυγίας και

(β) χλωρίτης + επίδοτο + βιοτίτης \pm αλβίτης \pm λευκός μαρμαρυγίας.

Στις παραγενέσεις αυτές υπάρχουν ακόμη: + χαλαζίας \pm ασβεσίτης \pm τιτανίτης \pm Fe-οξειδία.

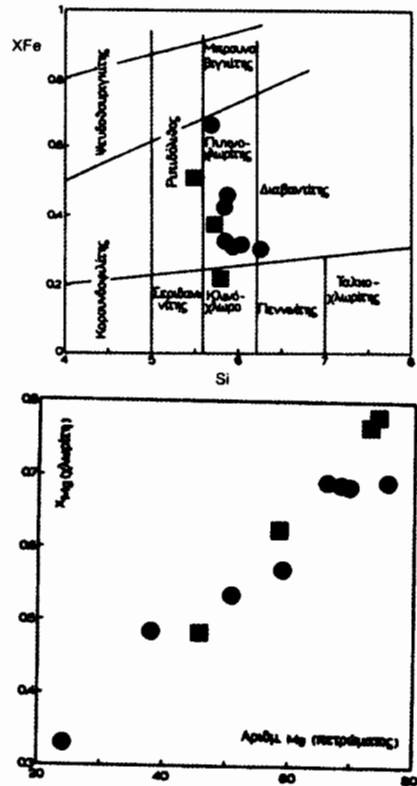
4. ΟΡΥΚΤΟΧΗΜΕΙΑ

Τα μεταμορφικά ορυκτά αναλύθηκαν (Πίνακας 1) με μικραναλυτή EDS στο Πανεπιστήμιο του Leicester, Αγγλία. Χρησιμοποιήθηκε τάση 15 kV σε ρεύμα δείγματος 3.3 nA μετρημένο σε Co. Τα στάνταρντ που χρησιμοποιήθηκαν ήταν φυσικά και συνθετικά, ενώ έγιναν και διορθώσεις ZAF.

Από τα πιο συνηθισμένα δευτερογενή ορυκτά, ο **αλβίτης**, έχει αναπτυχθεί κυρίως σε βάρος του πλαγιόκλαστου. Πρόκειται για χαμαι-αλβίτη (low-ordered) με ποσοστό An συνήθως 0-2%. Εμφανίζεται σε φαινοκρυστάλλους ή στην κύρια μάζα και σπανίως ή καθόλου στα αμύγδαλα. Το τελευταίο σημαίνει ότι ο αλβίτης είναι μια αδιάφορη φάση για τις περισσότερες μεταμορφικές αντιδράσεις που συμβαίνουν στα αμύγδαλα.

Ποικιλία τρόπου εμφάνισης και ποσοστού συμμετοχής παρουσιάζει ο **χλωρίτης**. Οι μεταβο-

λές στο χρώμα, στα χρώματα συμβολής και σε άλλα οπτικά στοιχεία δείχνουν μεταβολή στο χημισμό του χλωρίτη, ιδίως στη συμμετοχή του Fe και του Al. Οι περισσότεροι χλωρίτες είναι πυκνοχλωρίτες, αν και στους πρασινοσχιστόλιθους υπάρχουν συστάσεις κλινόχλωρου ή ριπιδόλιθου, και στους μεταφαισιτίτες ριπιδόλιθοι και διαβαντίτες (Εικ. 2α). Η ανάλογη συμπεριφορά της τιμής X_{Mg} [$=Mg/(Mg+Fe^{2+})$] του χλωρίτη προς την τιμή του Αριθμού Mg [$=Mg/(Mg+Fe^{2+})$] του πετρώματος (Εικ. 2β) δείχνει ότι η σύσταση του φιλοξενούντος πετρώματος και όχι ο βαθμός μεταμορφώσεως έπαιξε το σημαντικότερο ρόλο στη σύσταση του χλωρίτη.

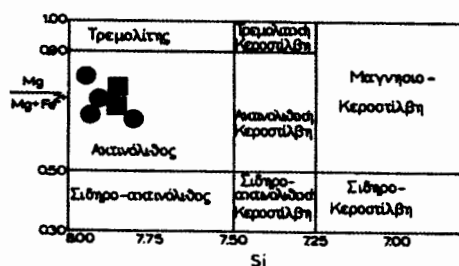


Εικ. 2. α. Ταξινόμηση χλωριτών κατά Hey (1954), β. Προβολή της τιμής X_{Mg} του χλωρίτη σε συνάρτηση με τον Αριθμ. Mg του αντίστοιχου πετρώματος που τον φιλοξενεί. Κύκλοι = ανώτεροι μεταφαισιτίτες, τετράγωνα = κατώτεροι μεταφαισιτίτες.

Οι αμφίβολοι των μεταφαισιτιτών ανήκουν στην κατηγορία του **ακτινολίθου** (Εικ. 3). Το ποσοστό Al_2O_3 είναι μικρό ($< 1.7\%$ κ.β.), ένδειξη χαμηλής θερμοκρασίας και λιθοστατικής πίεσης (P) (Evarts & Schiffman 1983). Το ίδιο χαμηλές είναι και οι τιμές των TiO_2 και Na_2O . Είναι χαρακτηριστικό ότι η τιμή του Na_8 των μεταφαισιτιτών είναι μηδενική.

Το επίδοτο παρουσιάζεται άχρωμο ως λεμονοκίτρινο, χωρίς ή με ζώνωση. Συχνά αναπτύσσεται γύρω από μια σκοτεινόχρωμη μάζα η οποία παρουσιάζει ορισμένα οπτικά ή χημικά χαρακτηριστικά του επίδοτου. Το καστανό αυτό σπογγώδες "επίδοτο" αποτελεί το κύριο συστατικό σφαιριδίων που διακρίνονται μακροσκοπικά σε λάβες και δίνουν στο πέτρωμα χαρακτηριστική σπλωτή όψη. Δομικά παρατηρούμε ότι η τετραεδρική θέση Z καταλαμβάνεται σχεδόν εξ' ολοκλήρου από Si, η αμοιβαία υποκατάσταση οκταεδρικού Al^{VI} και Fe^{3+} είναι σημαντική, δεν υπάρχει αντικατάσταση του Ca από Fe^{2+} , αλλά μερικώς από Sr^{2+} . Το πιστακτικό μόριο (Ps) $\text{Ca}_2\text{Fe}_3^{3+}\text{Si}_2\text{O}_{12}(\text{OH})$ του επίδοτου παρουσιάζει αρκετή διακύμανση. Γενικά οι πρασινο-σχιστόλιθοι περιέχουν επίδοτο μικρότερων τιμών σε σχέση με τα ανώτερα μεταφαισιτειακά πετρώματα που είναι χαμηλότερου βαθμού μεταμορφώσεως. Ωστόσο η αύξηση του λόγου Fe^{3+}/Al μπορεί να συνδέεται ακόμη με την αύξηση της πητικότητας του οξυγόνου $f\text{O}_2$ ή με τη σύσταση του φιλοξενούντος πετρώματος (Liou 1973, Coombs et al. 1976, Grapes & Watanabe 1984).

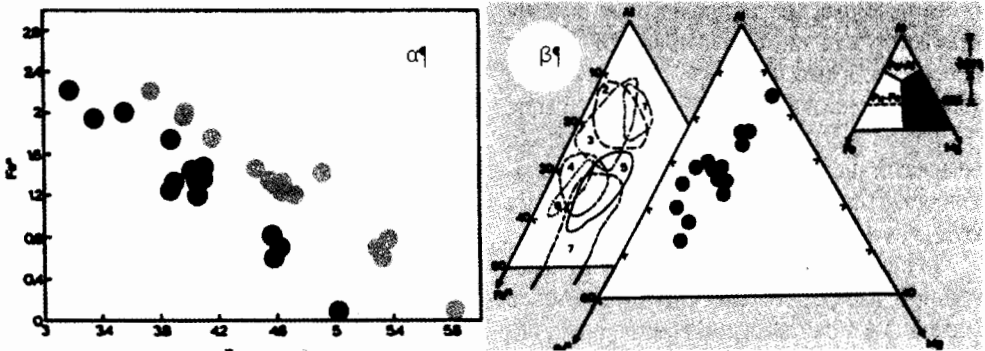
Ο **πουμπελλυίτης** βρίσκεται σε μεγάλη αφθονία σε όλους τους λιθολογικούς τύπους εκτός των πλούσιων σε αλιθίτη λαβών. Παρουσιάζει μεγάλες μεταβολές στις οπτικές του ιδιότητες, αλλά γενικά μπορεί να ταξινομηθεί σύμφωνα με το χρώμα του σε τέσσερις βασικές κατηγορίες: (i) Πράσινος με άχρωμο-πράσινο-κυανοπράσινο ή άχρωμο-κυανοπράσινο-άχρωμο πλεοχροισμό, (ii) Κίτρινος με άχρωμο-κίτρινο-ανοικτοκίτρινο πλεοχροισμό, (iii) Καστανός με ασθενή πλεοχροισμό και (iv) Άχρωμος χωρίς πλεοχρωισμό. Η γωνία $2V_z$ κυμαίνεται από 10 έως 50° ως συνέπεια της μεταβολής του Fe (Coombs 1953). Η χημική σύ-



Εικ. 3. Προβολή των αναλύσεων των αμφίβολων στο διάγραμμα ταξινόμησης τους κατά Leake (1978). Σύμβολα όπως στην Εικ. 2.

σταση του πουμπελλυίτη δείχνει μεταβολή στα ποσοστά των Al, Mg και Fe. Το Si είναι κοντά στην ιδεατή τιμή 6.00 της τετραεδρικής θέσεως Z. Η υποκατάσταση του Ca από Mg ή Fe είναι περιορισμένη, ενώ άλλες απλές υποκαταστάσεις, όπως $\text{Fe}^{3+} \ll \text{Al}$ ή $\text{Fe}^{2+} \ll \text{Mg}$ είναι πιο εκτεταμένες (Εικ 4a). Προβάλλοντας τους πουμπελλυίτες στο τριγωνικό διάγραμμα Al, Fe^* , Mg, στο οποίο έχουν σχεδιαστεί τα πεδία πουμπελλυιτών από διάφορες περιοχές (Εικ 4β), παρατηρούμε ότι οι περισσότεροι είναι πουμπελλυίτες-Fe με μια αρκετά εκτεταμένη ποικιλία στη σύστασή τους, που όμως είναι συγκρίσιμη με εκείνη από περιοχές οι οποίες έχουν υποστεί την επίδραση πολύ χαμηλού βαθμού μεταμορφώσεως πρενιτικής-πουμπελλυιτικής ή πουμπελλυιτικής-ακτινολιθικής φάσης.

Ο **πρενίτης** εμφανίζεται άχρωμος σε συσσωματώματα ακτινωτά ριπιδιοειδή ιδιόμορφων έως υπιδιόμορφων κρυστάλλων ή πολύ ελαφρά χρωματισμένος, θαμπός σε τυρβώδη συσσωματώματα ακαθορίστου σχήματος. Η τιμή του Si είναι πολύ κοντά στην ιδεατή τιμή 3.00. Η οκταεδρική θέση Y συνήθως καταλαμβάνεται από Al, ενώ το Ca έχοντας τιμή κοντά ή λίγο πάνω από την ιδεατή τιμή 2.00 κατέχει συνήθως ολοκληρωτικά τη θέση X και δεν συμβαίνει υποκατάστασή του από Fe^{2+} . Οι αναλύσεις δείχνουν ακόμη ότι το ποσοστό του Fe_2O_3 μεταβάλλεται, από 0.00 μέχρι 9.51 % κ.β. Η κυριότερη αιτία της μεταβολής του λόγου $X_{\text{Fe}} [= \text{Fe}^{3+}/(\text{Fe}^{3+} + \text{Al})]$ είναι η μεταβολή της πητικότη-



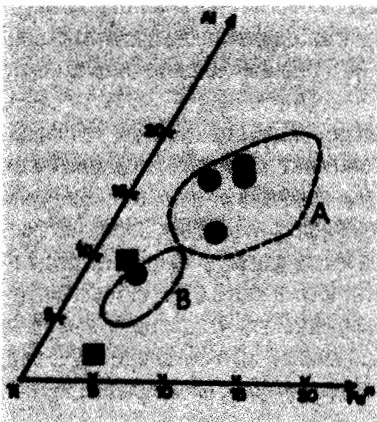
Εικ. 4. Προβολή των αναλύσεων των πουμεπελλυϊτών των αν. μεταφαισιτιτών: (α) στο διάγραμμα ολικού Fe (Fe^*) προς Al και Al+Mg, και (β) στο διάγραμμα Al – Fe^* – Mg. Για σύγκριση παρατίθενται επτά πεδία πουμεπελλυϊτών από διάφορες μεταμορφικές φάσεις και η ονοματολογία τους κατά Passaglia & Gottardi (1973) (από Cortesogno et al. 1984).

τας του οξυγόνου. Έτσι φαίνεται ότι τουλάχιστον κάποιοι πρενίτες σχηματίστηκαν σε υψηλή πτητικότητα οξυγόνου fO_2 .

Οι **λευκοί μαρμαρυγίες** σχηματίζουν συσσωματώματα από μικρά αλλοτριόμορφα φυλλάρια και βρίσκονται συνήθως μέσα σε χαλαζία, πρενίτη ή χλωρίτη αμυγδάλων ή κύριας μάζας. Οι Κ-ούχοι λευκοί μαρμαρυγίες παρουσιάζουν μια αξιοσημείωτη ποικιλία στη σύστασή τους με τους περιο-

σότερους να έχουν λόγο Si/Al στην τετραεδρική θέση $>3:1$, μπορούν να ταξινομηθούν δηλαδή ως φεγγίτες. Δεν περιέχουν TiO_2 και Na_2O και συγκρίνονται ορυκτοχημικά με φεγγίτες από περιοχές που υπέστησαν μεταμόρφωση φάσεων χαμηλής-μέσης πίεσης (Katagas & Panagos 1979, Baltatzis & Katagas 1984). Σ' αυτό συνηγορεί και η αντιπαθητική συμπεριφορά του αθροίσματος $Fe+Mg$ με το Al. Από την άλλη πλευρά, η τιμή της θέσεως X πλησιάζει αρκετά την ιδεατή τιμή 2.00.

Ο **τιτανίτης** απαντά διάσπαρτος στην κύρια μάζα σε κονιορτοειδή μορφή, σε υπιδιόμορφους, σφαιρικούς ή ακανόνιστου σχήματος κόκκους. Η τετραεδρική θέση καταλαμβάνεται ολοκληρωτικά από Si, οι θέσεις Y από Ti, Al και Fe^{3+} και οι θέσεις X από την περίσσεια Fe (ως Fe^{2+}) και από Ca, Mg, Na και K. Η υποκατάσταση του Ti από Al και Fe είναι τυπική για τιτανίτες από περιοχές χαμηλού βαθμού μεταμόρφωσης. Η μη πλήρωση των θέσεων X ή Y που παρουσιάζουν μερικοί τιτανίτες πιθανά οφείλεται σε υποκατάσταση O^{2-} ή TiO από OH^- και $(Al, Fe^{3+})(OH, F)$ αντίστοιχα. Οι τιτανίτες των κατώτερων μεταφαισιτιτών παρουσιάζουν σχετικά μειωμένο Al σε σχέση με αυτούς των ανώτερων μεταφαισιτιτών. Είναι αξιοσημείωτη η περίπτωση που σφαιρικοί κόκκοι τιτανίτη περιβάλλονται από πουμεπελλυϊτή ή όπου ροζέτες πουμεπελλυϊτή περιβάλλονται από αλλοτριόμορφη μάζα τιτανίτη.



Εικ. 5. Προβολή των αναλύσεων των τιτανιτών στο διάγραμμα Al – Ti – Fe^* . Πεδία A, B = τιτανίτες από μεταβασάλτικα πετρώματα πρενιτικής-πουμεπελλυϊτικής ή πουμεπελλυϊτικής-ακτινολιθικής φάσης μεταμόρφωσης αντίστοιχα (κατά Nystrom 1983).

5. ΜΕΤΑΜΟΡΦΙΚΕΣ ΣΥΝΘΗΚΕΣ

Οι παραγενέσεις που αναφέρθηκαν στα ανώτερα μεταφαισειακά πετρώματα ανταποκρίνονται σε ωκεάνια μεταμόρφωση από υδροθερμικά ρευστά με ακολουθία μεταμορφικών φάσεων, από τις υποπρασινोσχιστολιθικές φάσεις στην πρασινοσχιστολιθική φάση και συγκεκριμένα:

α. από τη πρενιτική – πουμπελλουσιτική (υπο)φάση με βασική παραγένεση πρενίτης + πουμπελλουίτης + ακτινόλιθος + χλωρίτης + χαλαζίας,

β. στη πουμπελλουσιτική – ακτινολιθική (υπο)φάση με βασική παραγένεση πουμπελλουίτης + ακτινόλιθος + χλωρίτης + επίδοτο + χαλαζίας, και τέλος

γ. στη πρασινοσχιστολιθική φάση με βασική παραγένεση ακτινόλιθος + χλωρίτης + επίδοτο + χαλαζίας.

Όλες οι παραγενέσεις είναι με \pm αλβίτη \pm λευκό μαρμαρυγία \pm τιτανίτη \pm ασβεσίτη, ενώ στην πρασινοσχιστολιθική φάση ανήκει και η παραγένεση με συνύπαρξη βιοτίτη, χλωρίτη, επίδοτου πτωχού σε Ps, χαλαζία, αλβίτη και στην οποία απουσιάζει ο ακτινόλιθος που απαντά στους κατώτερους μεταφαισιτίτες.

Οι υποπρασινοσχιστολιθικές φάσεις δεν δείχνουν ομαλή κατανομή με το βάθος ή οριζοντίως, αντίθετα με την πρασινοσχιστολιθική φάση η οποία τοποθετείται σε βαθύτερους ορίζοντες. Η κατανομή των πρώτων φαίνεται να σχετίζεται με το φυσικό – δομικό χαρακτήρα των ηφαιστιτών, δηλαδή με το πάχος τους, το πορώδες τους, τις ασυνέχειες που παρουσιάζουν και γενικά με την ευκολία διείσδυσης των ρευστών.

Η ορυκτοχημική μελέτη έδειξε ότι οι σπουδαιότεροι παράγοντες που ελέγχουν το χημισμό των μεταμορφικών ορυκτών είναι η P_{λ} , η T, η f_{O_2} , η περατότητα (πορώδες), η χημική σύσταση του πετρώματος και η χημική σύσταση των ρευστών. Μάλιστα η αναλογία P_{CO_2}/P_{H_2O} στη ρευστή φάση ήταν αρχικά μικρή (παρουσία πρενίτη, πουμπελλουίτη), πιθανά $<0,04$ (παρουσία τιτανίτη και όχι ρουτιλίου), ενώ αυξάνει αργότερα (απόθεση ασβεσίτη) (Thompson 1971, Glassley 1974,

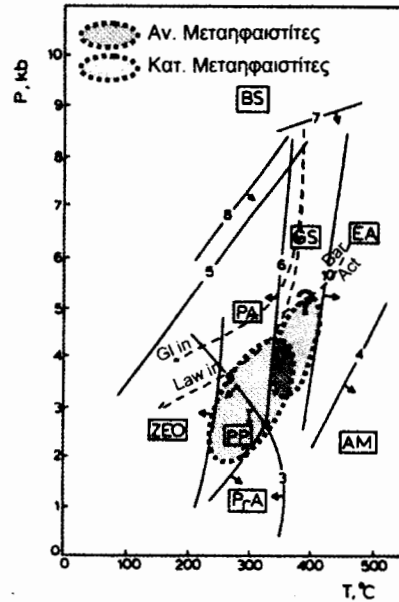
Nakajima 1982). Η μεταμόρφωση πρέπει να έλαβε χώρα σε οξειδωτικές συνθήκες, δηλ. σε υψηλή fO_2 (παρουσία Fe-ούχων πρενίτη, πουμπελλουίτη, επίδοτου) με αυξομειώσεις.

Είναι γνωστό ότι ο ακριβής υπολογισμός των συνθηκών πίεσης και θερμοκρασίας στη χαμηλού βαθμού μεταμόρφωση μεταβασιτών είναι δύσκολος και παγκόσμια ως τώρα υπάρχει προβληματισμός σ' αυτό τον τομέα (Schiffman & Day 1999). Ο λόγος είναι κυρίως η μη επίτευξη θερμοδυναμικής ισορροπίας (υπάρχουν υπολειμματικές φάσεις), αλλά και η περιορισμένη ύπαρξη καλά τεκμηριωμένων πειραματικών δεδομένων ενθαλπίας, εντροπίας και ενεργότητας των κατάλληλων ορυκτών. Εδώ θα δοθεί το γενικό πλαίσιο της μεταμόρφωσης των μεταφαισιτιτών χρησιμοποιώντας γεωθερμοβαρόμετρα παρουσίας/απουσίας μεταμορφικών ορυκτών, των συστάσεων τους ή τις παραγενέσεις που σχηματίζουν. Έτσι για παράδειγμα η παραγένεση των ανώτερων μεταφαισιτιτών χλωρίτης + επίδοτο + πουμπελλουίτης + ακτινόλιθος με το επίδοτο στη τιμή $P_s = X_{Fe} = 0.18$ που θεωρείται ότι αποτελεί γεωθερμόμετρο (Nakajima 1982), δίνει θερμοκρασία στα ανώτερα όρια θερμοκρασίας της πουμπελλουιτικής - ακτινολιθικής φάσης, δηλαδή στους 350 °C περίπου. Η πίεση δεν πρέπει να ξεπέρασε τα 4 kb αφού απουσιάζουν ορυκτά υψηλών πιέσεων όπως ο λωζονίτης, ο αραγωνίτης, ο σιλιπνομέλας και ο γλαυκοφανής (Brown 1977, Liou 1971, Winkler 1979). Από την άλλη πλευρά, η ελάχιστη πίεση μεταμόρφωσης στα παραπάνω πετρώματα προκύπτει έμμεσα από την απουσία παραγενέσεων πρενιτικής - ακτινολιθικής φάσης. Επιβεβαίωση στις παραπάνω εκτιμήσεις πίεσης-θερμοκρασίας αποτελεί η παραγένεση πρενίτης + πουμπελλουίτης + ακτινόλιθος + αλβίτης + χλωρίτης + επίδοτο που συναντήθηκε σε δείγματα των pillow-λαβών και που αντιπροσωπεύει ρυθμιστική παραγένεση, η οποία αντανακλά συνθήκες κοντά στο αμετάβλητο (invariant) σημείο που ορίζεται από τις αντιδράσεις πρενίτης + χλωρίτης + χαλαζίας D πουμπελλουίτης + ακτινόλιθος + H_2O , πρενίτης + χλωρίτης + χαλαζίας D επίδοτο + ακτινόλιθος + H_2O και

πουμπελλυίτης + χλωρίτης + χαλαζίας D επιδοτο + ακτινολίθος + H_2O (Liou et al. 1985, Robinson & Bevins 1986). Χρησιμοποιώντας το $P_s = X_{Fe} = 0.24$ του επιδοτού στην παραγένεση προκύπτει ότι αυτή σχηματίστηκε σε θερμοκρασία $\sim 300^\circ C$ και πίεση ~ 2 kb. Από την άλλη πλευρά η παραγένεση επιδοτο + ακτινολίθος + αλβίτης + χλωρίτης των κατώτερων μεταφαισιτιτών είναι σταθερή στους $300 - 450^\circ C$ (Sivell & Waterhouse 1984, Ernst & Liou 1984). Τα δείγματα των κατώτερων μεταφαισιτιτών στα οποία απουσιάζει ο ακτινολίθος και συνυπάρχουν βιοτίτης, χλωρίτης, επιδοτο πτωχό σε P_s , χαλαζίας και αλβίτης, πιθανά αντιπροσωπεύουν τις υψηλότερες πιέσεις στην πρασινοσχιστολιθική φάση. Ωστόσο ο μπαρροϊσίτης που συναντάται στα υψηλότερα αυτά επίπεδα πίεσης δεν διαπιστώθηκε. Βιβλιογραφικά πάντως έχει αναφερθεί ότι στα υποκειμένα των πρασινοσχιστολίθων μεταϊζημάτα της Ενότητας Μάκρης οι πιέσεις φτάνουν τα 7.5 kbars (Ιωαννίδης et al. 1999). Τα προκύπτοντα από την παραπάνω ανάλυση μεταμορφικά πεδία πίεσεως και θερμοκρασίας των μεταβασικών πετρωμάτων της θρακικής Περιοδοπικής Ζώνης δίνονται στο πετρογενετικό δίκτυο της Εικ. 6, στο οποίο έχουν σημειωθεί χαρακτηριστικές μονομετάβλητες αντιδράσεις και οι μεταμορφικές φάσεις πολύ χαμηλού έως χαμηλού βαθμού μεταμορφώσεως.

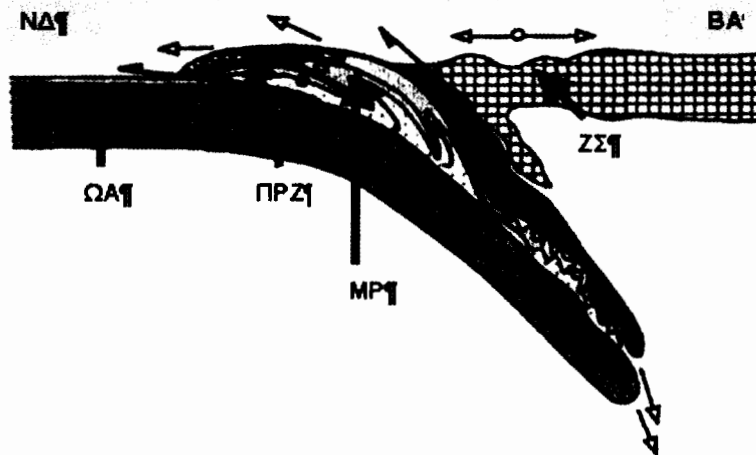
6. ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ

Από την παραπάνω ανάλυση προκύπτει ότι η θερμοκρασία μεταμορφώσεως για τους ανώτερους μεταφαισιτίτες ήταν μεταξύ 220 και $400^\circ C$, με την πίεση από 2 kbars ως 4 kbars περίπου, ενώ για τους κατώτερους μεταφαισιτίτες η θερμοκρασία και η πίεση έφθασαν σε υψηλότερα επίπεδα με τη θερμοκρασία να μην υπερβαίνει τους $450^\circ C$ ή δε πίεση τα 5-7 kbars. Μάλιστα αν θεωρήσουμε την Περιοδοπική Ζώνη στην περιοχή της Θράκης ως αποτέλεσμα πετρωμάτων που δημιουργήθηκαν στην διάρκεια του Μεσοζωικού σε ωκεάνιο περιβάλλον και βρέθηκαν στο τέλος του σε πρίσμα επαύξεσης (accretionary prism) (Ricou et al. 1998, Barr et al. 1999), ενώ αργότερα



Εικ. 6. Πετρογενετικό δίκτυο φάσεων πολύ χαμηλού έως χαμηλού βαθμού μεταμορφώσεως (κατά Liou et al. 1985). Τα βέλη δείχνουν μετακίνηση των ορίων των αντιδράσεων μετά την εισαγωγή Fe_2O_3 στο πρότυπο βασαλτικό σύστημα NCMASH. ZEO = ζεολιθική φάση, BS = κυανοσχιστολιθική φάση, GS = πρασινοσχιστολιθική φάση, EA = επιδοτο-αμφιβολιτική φάση, PP = πρενιτική - πουμπελλυίτική φάση, AM = αμφιβολιτική φάση, PrA = πρενιτική - ακτινολιθική φάση, PA = πουμπελλυίτική - ακτινολιθική φάση. (1) $lm + ru = erp + chl + qtz + H_2O$, (2) $ru + qtz = erp + rph + chl + H_2O$, (3) $rph + chl + qtz = erp + act + H_2O$, (4) $zo + hbd + ab = olig + act + H_2O$, (5) $ar = cc$, (6) $ru + chl + qtz = erp + act + H_2O$, (7) $glc + erp + qtz + H_2O = chl + act + ab$, (8) $ru + glc + qtz + H_2O = act + chl + ab$, (9) $rph + chl + qtz = ru + act + H_2O$, (10) $zo + chl + act + qtz = hbd + H_2O$. Διακρίνονται ακόμη τα όρια εισόδου του γλαυκοφανίτη (Gl in), του λωζωνίτη (Law in) και το όριο μπαρροϊσίτη/ακτινολίθου (Bar/Act).

αναδύθηκαν από αυτό, επωθήθηκαν στη Ροδοπική Μάζα και τέλος ακολούθησαν το γενικότερο εφελκυστικό τεκτονισμό της περιοχής, οι μεταβασιτίτες των ανώτερων μελών του οφιολιθικού συμπλέγματος της Περιοδοπικής δεν επιχώθηκαν



Εικ. 7. Γεωτεκτονικό πρότυπο για τη τοποθέτηση της Περιοδοπικής Ζώνης (ΠΡΖ) στην περιοχή της Θράκης (τροποποιημένο από Ricou et al. 1999). ΩΑ = Ωκεανός Αξιού, ΜΡ = Μάζα Ροδόπης, ΖΣ = Ζώνη Srednogorie.

σε μεγάλο βάθος, διατηρώντας σε μεγάλο βαθμό τόσο τους πρωτογενείς δομικούς, ορυκτολογικούς και γεωχημικούς χαρακτήρες των ηφαιστειακών πρωτολίθων, όσο και τους αρχικούς χαμηλούς ως πολύ χαμηλούς βαθμούς ωκεάνιας μεταμόρφωσης. Οι κατώτεροι μεταηφαιστίτες – πρασινοσχιστόλιθοι βρέθηκαν τοπικά σε κατώτερους τεκτονικούς ορόφους και σε κάπως υψηλότερες πιέσεις και παρουσιάζονται περισσότερο παραμορφωμένοι και σχιστοποιημένοι. Η εκταφή-ανάδυση των κατώτερων μεταηφαιστίτων έγινε πιθανά λίγο πρωθύστερα των ανώτερων μεταηφαιστίτων ή σε κάποιες θέσεις (π.χ. περιοχή Μαρώνειας με σταδιακή μετάβαση πρασινοσχιστόλιθων – ανώτερων μεταηφαιστίτων) ταυτόχρονα με αυτούς. Από την άλλη πλευρά, η μεταμορφωτική και παραμορφωτική διαδρομή του συνόλου των μεταηφαιστίτων της Περιοδοπικής δεν ήταν παρόμοια με αυτή που ακολούθησαν τα οφιολιθικά ή άλλα μεταβασιικά πετρώματα αμφιβολιτικής ως εκλογιτικής φάσης της παρακείμενης – υποκείμενης Ροδόπικης Μάζας (Liati et al. 2002, Krohe & Mroskos 2003), που φαίνεται να κινήθηκαν σε ανάλογη πορεία, αλλά βρέθηκαν σε υψηλότερες ως πολύ υψηλότερες πιέσεις, δηλ. έφτασαν σε αρκετά μεγαλύτερα βάθη στο πρίσμα επαύξησης.

ΕΥΧΑΡΙΣΤΙΕΣ

Οφείλονται ευχαριστίες στον Ειδικό Λογαριασμό του Παν/μίου Αθηνών (ΕΛΚΕ) για κάλυψη των εξόδων παρουσίασης της εργασίας στην ειδική συνεδρία της ΕΓΕ.

ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ

- Ιωαννίδης, Ν., Κωστόπουλος Δ., Σκλαβούνος Σ., (1999). Ριζική αναθεώρηση των συνθηκών μεταμόρφωσης της ανατολικής Περιοδοπικής ζώνης. Ενδείξεις περι υψηλών πιέσεων στους ιζηματογενείς σχηματισμούς και εγκλεισμένους γνευσίους στην περιοχή Νέας Μάκρης Αλεξανδρουπόλεως, Δυτική Θράκη. Δελτ. Ελλ. Γεωλ. Εταιρίας, XXXIII, 149-160.
- Παπαδόπουλος, Π. (1982). Γεωλογικός χάρτης της Ελλάδας, κλίμ. 1:50.000 - Φύλλο Μαρώνεια. Ι.Γ.Μ.Ε., Αθήνα.
- Baltatzis, E.G., Katagas C.G. (1984). The rumpellyite-actinolite and contiguous facies in part of the Phyllite-Quartzite Series, central Northern Peloponnesus, Greece. *J. Metamorph. Geol.*, 2, 349-363.
- Barr S., Temperley S., Tarney J. (1999). Lateral growth of the continental crust through deep level subduction– accretion: a re-evaluation pf central Greek Rhodope. *Lithos*, 46, 69-94.
- Biggazzi G., Del Moro A., Innocenti F.,

- Kyriakopoulos K., Manetti P., Papadopoulos P., Norelliti P., Magganas A. (1989). The magmatic intrusive complex of Petrota, west Thrace: age and geodynamic significance, *Geol. Rhodopica*, 1, 290–297.
- Bonev N.G., Stampfli G.M. (2003). New structural and petrologic data on Mesozoic schists in the Rhodope (Bulgaria): geodynamic implications. *C. R. Geoscience*, 335, 691–699.
- Brown, E. H. (1977). The crossite content of Amphibole as a guide to pressure of metamorphism. *J. Petrol.*, 18, 53–72.
- Coombs, D. S. (1953). The pumpellyite mineral series. *Min. Mag.*, 30, 113–135.
- Coombs, D. S., Nakamura, Y., Vuagnat, M. (1976). Pumpellyite-actinolite facies schists of the Tavayanne formation near Loeche, Valais, Switzerland. *J. Petrol.*, 17, 440–471.
- Cortesogno, L., Lucchetti, G., Spadea, P. (1984). Pumpellyite in low-grade metamorphic rocks from Ligurian and Lucanian Apennines, Maritime Alps and Calabria (Italy). *Cont. Min. Petr.*, 85, 14–24.
- Ernst, W. G., Liou, J. G. (1984). Summary of oceanic metamorphism and inferred tectonic history of the East Taiwan ophiolite. *Ophioliti*, 9, 223–244.
- Evarts, R. C., Schiffman, P. (1983). Submarine hydrothermal metamorphism of the Del Puerto ophiolite, California. *Amer. J. Sci.*, 283, 289–341.
- Glassley, W. E. (1974). Low variance phase relationships in a prehnite-pumpellyite facies terrrain. *Lithos*, 8, 69–76.
- Grapes, R., Watanabe, T. (1984). Al-Fe³⁺ and Ca-Sr²⁺ epidotes in metagreywacke-quartzofeldspathic schist, Southern Alps, New Zealand. *Am. Miner.*, 69, 490–498.
- Hey, M. H. (1954). A review of chlorites. *Min. Mag.*, 30, 277–292.
- Katagas, C., Panagos, A. G. (1979). Pumpellyite-Actinolite and greenschist facies metamorphism in Lesvos Island (Greece). *TMPM*, 26, 235–254.
- Krohe A., Mposkos E. (2003). Multiple generation of extensional detachments in the Rhodope Mountains (northern Greece): evidence of epidotic exhumation of high-pressure rocks, in: D. Blundel, F. Neubauer, A. v. Quadt (Eds.), *The Timing and Location of Major Ore Deposits in a Evolving Orogen*, *Geol. Soc. Lond. Spec. Publ.*, 206, 151–178.
- Leake, B. E. (1978). Nomenclature of amphiboles. *Can. Min.*, 16, 501–520.
- Liati A., Gebauer D., Wysoczanski R. (2002). U–Pb SHRIMP-dating of zircon domains from UHP garnet-rich mafic rocks and late pegmatoids in the Rhodope zone (N. Greece), evidence for Early Cretaceous crystallization and Late Cretaceous metamorphism. *Chem. Geol.*, 184, 281–299.
- Liou, J. G. (1971). P-T stabilities of laumontite, wairakith, lawsonite and related minerals in the system CaAl₂Si₂O₈-SiO₂-H₂O. *J. Petrol.*, 12, 370–411.
- Liou, J. G. (1973). Synthesis and stability relations of epidote, Ca₂Al₂FeSiO₃O₁₂(OH). *J. Petrol.*, 14, 381–413.
- Liou, J. G., Maruyama, S., Cho, M. (1985). Phase equilibria and mineral parageneses in low-grade metamorphism. *Min. Mag.*, 49, 321–333.
- Magganas A.C. (2002). Constraints on the petrogenesis of Evros ophiolite extrusives, NE Greece. *Lithos*, 65, 165–182.
- Magganas, A.C., Sideris, C., Kokkinakis, A. (1991). Marginal basin–volcanic arc origin of metabasic rocks of the Circum-Rhodope Belt, Thrace, Greece. *Mineralogy and Petrology*, 44, 235–252.
- Nakajima, T. (1982). Phase relations of pumpellyite-actinolite facies metabasites in the Sanbagawa metamorphic belt in central Shikoku, Japan. *Lithos*, 15, 267–280.
- Nystrom, J. O. (1983). Pumpellyite-bearing rocks in Central Sweden and extent of host rock alteration as a control of pumpellyite composition. *Contr. Min. Petrol.*, 83, 159–168.
- Passaglia, E., Gottardi, G. (1973). Crystal chemistry and nomenclature of pumpellyites and julgoldites. *Can. Min.*, 12, 219–223.
- Ricou L-E., Burg J-P., Godfriaux I., Ivanov Z. (1998). The Rhodope and Vardar: the metamorphic and the olistostromic paired belts related to the Cretaceous subduction under Europe.

- Geodin. Acta, 11, 285-309.
- Robinson, D., Bevins, R. E. (1986). Incipient metamorphism in the Lower Palaeozoic marginal basin of Wales. *J. Metamor. Geol.*, 4, 101-113.
- Schiffman P., Day H. W. (1999). Petrological methods for the study of very low-grade metabasites, In: Frey M. & Robinson D., (Eds.), *Low-grade metamorphism*. Blackwell Science, pp. 313.
- Sivell, W. J., Waterhouse, J. B. (1984). Oceanic ridge metamorphism of the Patuki D'Urville Island, New Zealand. *Lithos*, 17, 19-36.
- Thompson, A. B. (1971). P_{CO_2} in low-grade metamorphism: zeolite, carbonate, clay mineral, prehnite relations in the system $CaO-Al_2O_3-SiO_2-CO_2-H_2O$. *Contr. Min. Petrol.*, 33, 145-161.
- Winkler, H. G. F. (1979). *Petrogenesis of metamorphic rocks*. Springer-Verlag, New York, Heidelberg, Berlin. pp. 348.

ABSTRACT

SUBGREENSCHIST TO GREENSCHIST FACIES METAMORPHISM OF METAVOLCANICS OF CIRCUM-RHODOPE BELT IN THRACE

Magganas A.

Department of Mineralogy and Petrology, Faculty of Geology and Geoenvironment, University of Athens, 15784 Athens, amagganas@geol.uoa.gr.

Lavas and pyroclastics of the upper member of the Evros ophiolite, Circum-Rhodope Belt, Thrace have affected by low to very low-grade oceanic – hydrothermal metamorphism. Albite, Fe-pumpellyite, pycnochlorite, Fe-poor prehnite, actinolite, relatively Fe-rich epidote, phengitic muscovite, Al-titanite, quartz and calcite are the main metamorphic minerals. The upper metavolcanics metamorphosed in temperatures about 220 °C to 400 °C and pressures about 2 kbars to 4 kbars. The lower metavolcanics reached somewhat higher pressures. The observed mineral paragenesis correspond to a metamorphic facies sequence from prehnite-pumpellyite facies, through pumpellyite-actinolite facies to greenschist facies. Metamorphic minerals chemistry was controlled mainly by lithostatic pressure, temperature, oxygen fugacity, rock permeability and chemical composition, as well as by fluid chemistry.