

ΓΕΩΧΗΜΙΚΑ ΧΑΡΑΚΤΗΡΙΣΤΙΚΑ ΤΩΝ ΜΙΓΜΑΤΙΤΙΩΜΕΝΩΝ ΜΕΤΑΪΖΗΜΑΤΩΝ ΠΗΓΗΣ ΚΑΙ ΚΑΡΑΘΟΔΩΡΟΥ, ΣΥΜΠΛΕΓΜΑ ΓΕΥΓΕΛΗΣ, ΜΑΚΕΔΟΝΙΑ, ΕΛΛΑΔΑ

Ζαχαριάδου Σ., Σολδάτος Τ. και Δημητριάδης Σ.

Τομέας Ορυκτολογίας – Πετρολογίας - Κοιτασματολογίας, Τμήμα Γεωλογίας, Α.Π.Θ. 546 21
Θεσσαλονίκη, sissyz@geo.auth.gr, soldatos@geo.auth.gr, sarantis@geo.auth.gr

ΠΕΡΙΛΗΨΗ

Εξετάζεται η γεωχημεία των μιγματιτωμένων μεταϊζημάτων των ενοτήτων Πηγής και Καραθόδωρου τα οποία αποτελούν αποκομμένα τμήματα ηπειρωτικού φλοιού που παρεμβάλλονται μεταξύ μελών του οφειολιθικού συμπλέγματος της Γευγελής.

Από τη γεωχημική μελέτη προκύπτει ότι οι κύριες αντιδράσεις τήξης και αποσυμπίεσης που περιγράφουν την χαμηλής πίεσης – υψηλής θερμοκρασίας μεταμόρφωση των μεταϊζημάτων και η κλασμάτωση των επουσιωδών ορυκτών μεταξύ ρεσιτών και λευκοσωμάτων κατά τη διαδικασία της μερικής τήξης ρυθμίζουν την κατανομή κυρίων στοιχείων και ιχνοστοιχείων μεταξύ ρεσιτών, μεσοσωμάτων και λευκοσωμάτων.

Επιπλέον, η συμπληρωματική γεωχημική σύγκλιση ρεσιτών και λευκοσωμάτων ως προς τα μεσοσώματα και η προβολή των λευκοσωμάτων κοντά στα ελάχιστα των χαμηλών και μεσαίων πιέσεων τόσο στο απλογρανιτικό όσο και στο υπεραργιλικό σύστημα $Ab - Qz - Or$, με εξαίρεση το γρανίτη της Πλατανιάς ο οποίος παρουσιάζει ισχυρή απόκλιση από το θερμικό ελάχιστο, ενισχύει το μηχανισμό της μερικής τήξης ως αίτιο δημιουργίας των μιγματιτών Πηγής και Καραθόδωρου.

1 ΕΙΣΑΓΩΓΗ

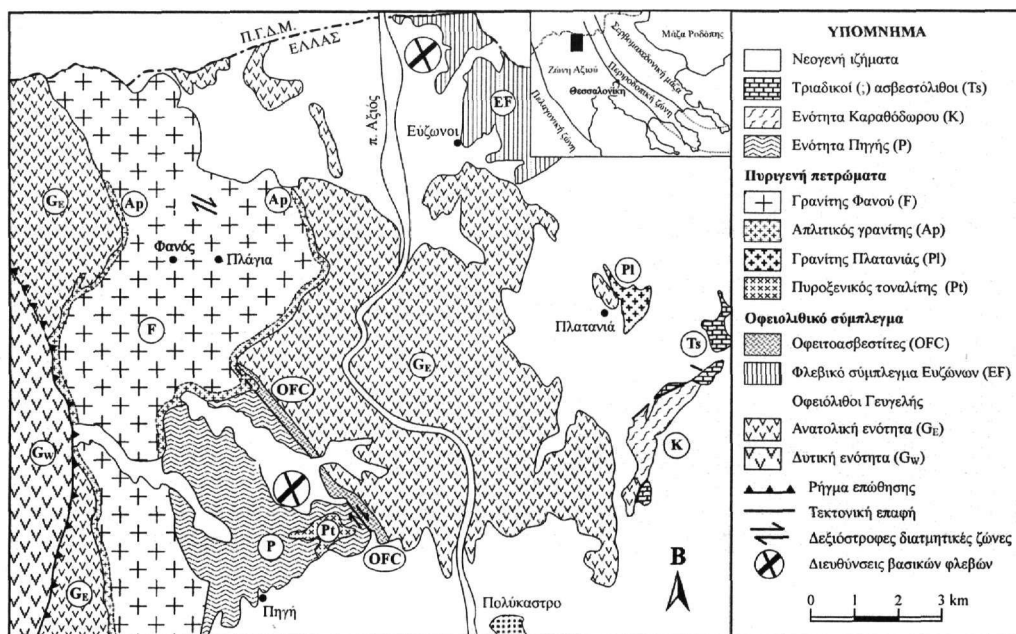
Οι ενότητες Πηγής και Καραθόδωρου (Σχ. 1) αποτελούν τη βορειότερη εμφάνιση της ζώνης Stip-Αζίου στον ελληνικό χώρο (όπως αυτή ορίσθηκε από τον Kockel 1986). Πρόκειται για δύο αποκομμένα τμήματα ηπειρωτικού φλοιού που παρεμβάλλονται μεταξύ μελών του ανατολικού τμήματος του οφειολιθικού συμπλέγματος της Γευγελής (Bebien 1982).

Τα δύο ηπειρωτικά τεμάχια διατηρούν ενδείξεις μερικής τήξης και αποσυμπίεσης που συνδέονται με θέρμανση, έκταση και λέπτυνση του ηπειρωτικού φλοιού. Η επίδραση εκτατικών τάσεων σε ηπειρωτικό φλοιό υπερκείμενο μιας ζώνης υποβύθισης, η άνοδος της ασθενόσφαιρας στον οπισθοτόξειο χώρο και η προσθήκη βασαλτικών μαγμάτων στη βάση της λιθόσφαιρας αποτέλεσαν τα βασικά αίτια λέπτυνσης και θέρμανσης του ηπειρωτικού φλοιού. Το θερμικό-εκτατικό γεγονός οδήγησε τελικά στη διαμπερή ρήξη του ηπειρωτικού φλοιού, στη διείσδυση και έκχυση βασαλτικών μαγμάτων και στη δημιουργία της περιθωριακής θάλασσας της Γευγελής (Zachariadou & Dimitriadis 1994).

Η παρεμβολή μικρού πάχους ραδιολαριούχων πυριτικών και αργιλικών ιζημάτων οξφόρειας ηλικίας (Danellian et al. 1996) στις μαξιλαροειδείς εκχύσεις των Ευζώνων φανερώνει ότι η περιθωριακή θάλασσα της Γευγελής είχε δημιουργηθεί και τροφοδοτούνταν κατά το Άνω Ιουρασικό με ιζήματα τόσο από τη γειτονική ηπειρωτική κατωφέρεια, όσο και από ένα ηφαιστειακό τόξο (Πάικο, Danellian et al. 1996), ενώ ο Robertson (2002) δέχεται τη γένεση των άνω ιουρασικών οφειολίθων της IMHOB σε μια περιθωριακή λεκάνη τύπου Άνδεων πάνω από μία προς βορά ζώνη υποβύθισης κάτω από το νότιο περιθώριο της Ευρασίας.

Γρανιτικά σώματα που δημιουργήθηκαν από τη μερική τήξη των πιο γόνιμων λιθολογιών και από τη διαφοροποίηση βασαλτικών μαγμάτων που διείσδυσαν σε μικρότερα βάθη της ηπειρωτικής λιθόσφαιρας τοποθετήθηκαν σε εκτατικά ανοίγματα κατά μήκος δεξιόστροφων ρηγμάτων οριζόντιας μετατόπισης. Επαναδραστικοποίηση αυτών των ρηγμάτων κατά την αντίθετη φορά οδήγησε στον

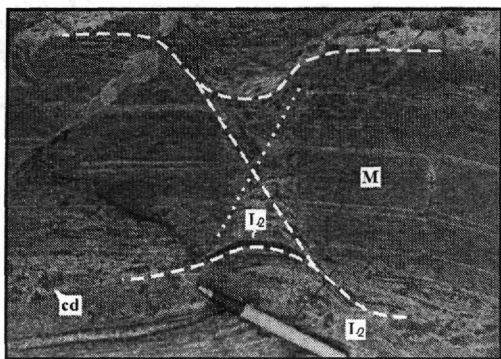
περιορισμό και τελικά στην προσάρτηση της ωκεάνιας λεκάνης της Γευγελής στο περιθώριο της Ευρασίας (Zachariadou & Dimitriadis 1995).



Σχήμα 1. Γεωλογικός χάρτης (βασισμένος σε Mercier 1968, Bebieen 1982, ΙΓΜΕ 1982, 1993 και σε δικά μας δεδομένα) του βορειότερου τμήματος της ζώνης Stip-Αγίου στον ελληνικό χώρο. Στο χάρτη σημειώνονται οι ενότητες Πηγής (P) και Καραθόδωρου (K).

2 ΚΥΡΙΕΣ ΛΙΘΟΛΟΓΙΕΣ ΚΑΙ ΙΣΤΟΛΟΓΙΚΑ ΧΑΡΑΚΤΗΡΙΣΤΙΚΑ

Μια ποικιλία λιθολογικών τύπων εμφανίζεται στις δύο ενότητες και ιδιαίτερα στην ενότητα Πηγής. Πρόκειται για πορφυροειδείς μεταγρανίτες, μιγματιτωμένα μεταίζηματα, αμφιβολίτες, πυροξενικούς γρανουλίτες, τοναλίτες, γρανίτες και μικρογρανίτες καθώς και μια φλεβόμορφη υποθαλασσιακή ακολουθία που περιλαμβάνει βασάλτες, βασαλτικούς ανδεσίτες, τραχειανδεσίτες, τραχειδακίτες και ρυολίθους.



Σχήμα 2 (αριστερά). Υφές έκτασης στην ενότητα Πηγής. Η επίπεδη υφή στα στρωματώδη μεσοσώματα (M) διακόπτεται από δομές πλαστικής παραμόρφωσης. Κρύσταλλοι κορδιερίτη (cd) υπάρχουν διάσπαρτοι στα μεσοσώματα και στα λευκώματα (L2). Τα κορδιερίτικα λευκώματα πληρώνουν τα εκτατικά ανοίγματα (στικτικές γραμμές) φανερώνοντας την πλαστικότερή τους κατάσταση έναντι των μεσοσωμάτων.

Σχήμα 3 (δεξιά). Βασαλτικές φλέβες (D) διεισδύουν στα μιγματιτωμένα μεταίζηματα της ενότητας Πηγής.

Εκτατικές υφές που αποτελούν το κυρίαρχο ιστολογικό χαρακτηριστικό (Σχ. 2) επηρέασαν το σύνολο των λιθολογικών τύπων στις δύο ενότητες με εξαίρεση τα νεώτερα μέλη της υποηφαιστειακής ακολουθίας.

Η καθετότητα των βασαλτικών διεισδύσεων ως προς τις εκτατικές υφές που χαρακτηριστικά παρατηρείται στην ενότητα Πηγής (Σχ. 3) αποτελεί ισχυρή ένδειξη της σύνδεσης θερμικού και εκτατικού γεγονότος.

3 ΜΕΤΑΜΟΡΦΙΚΑ ΧΑΡΑΚΤΗΡΙΣΤΙΚΑ ΤΩΝ ΜΕΤΑΪΖΗΜΑΤΩΝ

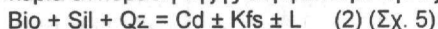
Τα μιγματιπωμένα μεταίζηματα αποτελούν τον κυρίαρχο λιθολογικό τύπο στις δύο ενότητες. Στην παραγένεσή τους απαντάται: βιοτίτης + σιλλιμανίτης + κορδιερίτης + πλαγιόκλαστα ± χαλαζίας ± γρανάτης ± καλιούχος άστριος και ως επουσιώδη: ερκυνίτης, μοναζίτης, απατίτης, ζirkόνιο, μαγνητίτης, ιλμενίτης, και σπανιότερα επίδοτο, ρουτίλιο και αλλανίτης.

Η μεταμόρφωση χαμηλής πίεσης – υψηλής θερμοκρασίας (LP-HT) περιγράφεται από δύο κύριες αντιδράσεις:

i) την αντίδραση αποσυμπίεσης σύμφωνα με την εξίσωση:



ii) την κύρια αντίδραση τήξης σύμφωνα με την εξίσωση:

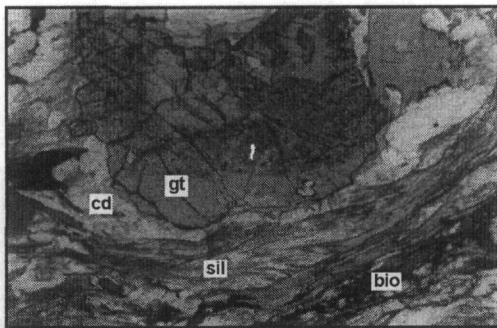


ενώ ο σχηματισμός του ερκυνίτη (Her) στις ρεσπιτικές παραγενέσεις αποδίδεται σε μία δευτερεύουσα αντίδραση τήξης, η οποία έλαβε χώρα στις θέσεις συνύπαρξης μαγνητίτη-ιλμενίτη, σύμφωνα με την εξίσωση:

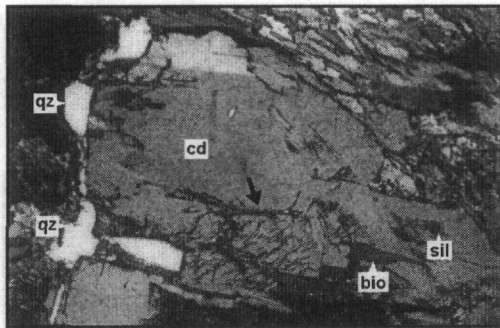


Οι Harley & Hensen (1990) αναφέρουν για την αντίδραση (3) ότι λαμβάνει χώρα σε πιέσεις περίπου 4-5 Kb και θερμοκρασία περίπου 750°C.

Οι πιέσεις και οι θερμοκρασίες που υπολογίσθηκαν τόσο από τα πετρογενετικά δίκτυα με βάση τις παραπάνω αντιδράσεις όσο και από τα γεωθερμόμετρα γρανάτη – κορδιερίτη, γρανάτη - βιοτίτη, και με το πρόγραμμα TlvQ (Σ. Ζαχαριάδου, διδ. διατριβή, υπό εκτύπωση) βρίσκονται σε καλή συμφωνία μεταξύ τους. Για την ενότητα Πηγής υπολογίσθηκαν πιέσεις 3.5-4.5 Kb και θερμοκρασίες 750-820°C, ενώ λίγο χαμηλότερες πιέσεις (~ 2 Kb) υπολογίσθηκαν για την ενότητα Καραθόδωρου.



Σχήμα 4 (αριστερά). Κορώνες κορδιερίτη (cd) γύρω από γρανάτη (gt) στα μεσοσώματα των μεταίζημάτων. Η επίπεδη υφή που ορίζεται από ινώδη σιλλιμανίτη (sil) και βιοτίτη (bio) κάμπτεται γύρω από τον κρύσταλλο του γρανάτη. Παράλληλα Nicols. Η μεγάλη πλευρά της φωτογραφίας αντιστοιχεί σε 2.30 mm.



Σχήμα 5 (δεξιά). Σχηματισμός υπιδιόμορφων κρυστάλλων κορδιερίτη (cd) στους μεταπηλιτικούς μιγματίτες του Καραθόδωρου. Ο κορδιερίτης συνυπάρχει με χαλαζία (qz), βιοτίτη (bio) και ινώδη σιλλιμανίτη (sil). Στην κάτω πλευρά του κρυστάλλου υπάρχουν πνιπωμένες "πτεροειδείς διακλάσεις" (βέλος). Διασταυρωμένα Nicols. Η μεγάλη πλευρά της φωτογραφίας αντιστοιχεί σε 0.83 mm.

Πίνακας 1. Χημικές αναλύσεις κυριών στοιχείων, ιχνοστοιχείων και σπανίων γαιών και δυνητικές συστάσεις επιλεγμένων δειγμάτων από τις ενότητες Πηγής και Καραθόδωρου.

Δείγμα Πετρ. τύπος Ενότητα	Z113 mes Καραθ.	ZN375* dia Καραθ.	Z99 mes (dia) Πηγή	Z165 mes (dia) Πηγή	Z153 mes (dia) Πηγή	Z159 mes (dia) Πηγή	Z94 res Πηγή	Z12 res Πηγή	Z96 leu Πηγή	ZM123 leu Πηγή	Z250 leu Πηγή	Z280 gr Καραθ.
SiO ₂ (%κ.β.)	66.75	76.77	51.26	51.99	56.44	47.60	45.47	40.62	73.60	76.60	72.93	80.40
TiO ₂	0.93	0.66	1.15	1.20	1.06	1.49	1.47	1.58	0.03	0.04	0.18	0.19
Al ₂ O ₃	16.35	11.01	23.91	23.54	20.20	24.20	31.16	27.99	14.50	13.10	14.61	10.20
Fe ₂ O ₃	1.29	0.78	1.90	1.91	1.51	2.50	2.06	2.50	0.13	0.08	0.31	0.27
FeO	4.64	2.81	6.85	6.86	5.45	9.00	7.42	9.01	0.48	0.30	1.12	0.98
MnO	0.05	0.04	0.51	0.29	0.20	0.50	0.44	0.19	0.33	0.03	0.03	0.03
MgO	2.46	1.46	2.51	2.63	2.17	3.25	2.68	3.72	0.04	0.15	0.50	0.32
CaO	0.50	0.41	0.50	0.46	0.95	0.81	1.17	0.74	0.95	1.51	0.77	0.44
Na ₂ O	0.83	0.97	1.20	1.40	2.55	0.86	1.90	0.90	3.39	3.64	3.09	2.17
K ₂ O	3.35	2.81	4.96	4.49	6.23	4.51	3.37	6.18	5.83	4.01	4.92	4.41
P ₂ O ₅	0.11	0.07	0.18	0.19	0.18	0.22	0.12	0.03	0.22	0.18	0.13	0.10
LOI	1.97	1.61	3.98	3.63	2.02	4.30	2.62	4.42	0.55	0.50	0.85	0.40
Σύνολο	99.22	99.40	98.91	98.59	98.97	99.24	99.88	97.89	100.06	100.14	99.44	99.92
Sr (ppm)	146	84	73	68	194	63	193	199	123	182	128	113
Rb	124	86	213	163	289	228	183	309	177	120	128	129
Ba	879	619	888	1070	1370	696	855	3002	481	707	474	729
Th	17	10	23	23	20	24	23	31	0	0	7	0
Nb	19	13	27	31	23	30	30	28	0	0	6	5
La	40	24	41	36	33	δ.α.	45	67	δ.α.	δ.α.	6	δ.α.
Ce	77	57	87	83	68	δ.α.	96	124	δ.α.	δ.α.	19	δ.α.
Nd	36	24	34	31	29	δ.α.	39	51	δ.α.	δ.α.	7	δ.α.
Zr	332	282	178	212	168	185	211	245	30	51	51	80
Y	31	25	43	26	28	37	40	38	0	28	10	11
Sc	20	11	28	13	25	δ.α.	28	38	δ.α.	δ.α.	0	δ.α.
Cr	96	44	130	117	122	182	163	196	5	7	δ.α.	18
V	110	59	157	158	152	238	207	199	0	7	12	18
Ni	39	20	66	63	48	82	78	94	0	0	2	8
Pb	19	15	12	8	33	11	13	16	38	28	41	21
Zn	81	59	129	148	159	194	118	140	17	5	19	13
Cu	51	15	26	22	29	4	24	72	0	0	0	0
Mg#	34.67	34.16	26.83	27.71	28.48	26.53	26.53	29.22	7.69	33.70	30.81	24.71
A/CNK=	2.77	2.05	2.90	2.94	1.59	3.11	3.50	2.94	1.06	1.00	1.24	1.12
Q	44.40	58.69	18.17	19.81	11.15	15.54	12.00	0.00	34.54	30.22	37.77	49.95
Or	20.33	16.95	30.85	27.92	37.94	27.73	20.46	39.05	29.45	34.61	27.57	26.16
Ab	7.21	8.38	10.69	12.47	22.23	8.03	16.51	8.14	26.49	28.81	23.65	18.43
An	1.81	1.61	1.37	1.10	3.64	1.71	5.16	3.72	3.01	3.29	2.41	1.54
C	11.00	5.92	16.94	16.83	8.21	18.80	23.16	19.83	3.15	1.42	4.13	1.30
Hy	9.55	3.81	15.21	14.90	10.50	20.20	15.14	20.50	1.26	0.11	1.90	0.80
Mt	3.62	3.20	4.04	4.11	3.82	4.56	4.42	4.77	0.00	0.98	0.00	0.00
Ilm	1.81	1.28	2.30	2.40	2.07	2.96	2.87	3.21	0.07	0.06	0.32	0.06
Hem	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	1.58	0.00	1.82	1.37
Ap	0.26	0.17	0.44	0.46	0.43	0.49	0.29	0.07	0.31	0.51	0.31	0.23
Ru	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.15	0.00	0.13	0.16
An%	20.07	16.12	11.36	8.11	14.07	17.56	23.81	31.37	10.20	10.25	9.25	7.71
Qz:Ab:Or	62:10:28	70:10:20	30:18:52	33:21:46	16:31:53	30:16:54	25:34:42	0:17:83	38:29:33	32:31:37	42:27:31	53:19:28
La	47.60							140.84	3.53	11.26		12.23
Ce	94.20							269.69	6.19	22.35		23.17
Nd	43.80							118.38	2.26	10.28		10.33
Sm	7.66							21.15	0.46	2.23		1.80
Eu	1.43							1.50	0.33	1.14		0.41
Gd	4.63							5.15	0.21	1.52		1.08
Dy	3.34							10.20	0.32	1.64		0.89
Ho	0.52							1.82	0.07	0.34		0.15
Er	0.74							3.89	0.18	0.90		0.33
Yb	0.59							4.23	0.28	1.01		0.31
Lu	0.07							0.62	0.05	0.14		0.04
ΣREE	204.57							577.45	13.88	52.81		50.74
Eu/Eu*	0.68							0.32	2.78	1.79		0.84
(La/Lu) _N	68.98							23.47	7.90	8.40		30.14
(La/Sm) _N	3.82							4.10	4.68	3.10		4.19

*παρουσία λευκοσώματος L1 τύπου

mes: μεσόσωμα, dia: διατηξίτης, res: ρεσσίτης, leu: λευκόσωμα, gr: γρανίτης Πλατανιάς

δ.α.: δεν αναλύθηκε

4 ΑΝΑΛΥΤΙΚΗ ΔΙΑΔΙΚΑΣΙΑ

Για τη γεωχημική μελέτη μεσοσωμάτων, ρεσιτιτών και λευκοσωμάτων πραγματοποιήθηκαν 12 χημικές αναλύσεις κυρίων στοιχείων και ιχνοστοιχείων και 5 αναλύσεις για σπάνιες γαίες σε αντιπροσωπευτικά δείγματα κλίμακας παρατήρησης cm-m (Πίν. 1).

Η διαδικασία που ακολουθήθηκε περιελάμβανε κονιοποίηση των δειγμάτων σε αχάτινο γουδί για την αποφυγή μόλυνσεων, κατασκευή υαλωδών δισκίων και δισκίων συμπιεσμένης σκόνης για τη μέτρηση των ιχνοστοιχείων και των κυρίων στοιχείων αντίστοιχα.

Οι μετρήσεις κυρίων στοιχείων και ιχνοστοιχείων έγιναν με τη μέθοδο XRF στο Ινστιτούτο Γεωλογίας του Εδιμβούργου, ενώ οι σπάνιες γαίες μετρήθηκαν με τη μέθοδο ICP-AES σύμφωνα με την αναλυτική διαδικασία που χρησιμοποιείται στο Ινστιτούτο Ορυκτολογίας-Πετρογραφίας του Πανεπιστημίου της Κολωνίας.

5 ΓΕΩΧΗΜΙΚΑ ΧΑΡΑΚΤΗΡΙΣΤΙΚΑ ΤΩΝ ΜΙΓΜΑΤΙΤΙΩΜΕΝΩΝ ΜΕΤΑΪΖΗΜΑΤΩΝ

Χαρακτηριστικά των ρεσιτιτών αποτελούν οι υψηλές τιμές απώλειας πύρωσης (έως 4.4%κ.β.) λόγω των πολλών φυλλόμορφων που περιέχουν, οι χαμηλές περιεκτικότητες σε SiO_2 (~41-45%κ.β.) και κατ' επέκταση τα μηδαμικά ποσοστά δυνητικού χαλαζία ($\text{Q}=0\text{-}12\%$) (Πίν. 1). Σε αντίθεση τα γρανιτικά ως προς τη σύσταση λευκοσώματα παρουσιάζουν υψηλές περιεκτικότητες σε SiO_2 (~73-77%) και αυξημένα ποσοστά δυνητικού χαλαζία παρόμοια με αυτά του ελαχίστου απλογρανιτικού τήγματος (Qz35Ab36Or29, Tuttle & Bowen 1958) και του ελαχίστου υπεραργιλικού τήγματος (Qz38Ab34Or28, Holtz et al. 1992), ενώ εμφανίζουν αυξημένη συμμετοχή δυνητικού κορουνδίου ($\text{C}=1.4\text{-}4.1\%$).

Σε μια σειρά διαγραμμάτων Harker (Σχ. 6) προβλήθηκαν οι περιεκτικότητες κυρίων στοιχείων και ιχνοστοιχείων των μεσοσωμάτων (διατηξιτών), λευκοσωμάτων και ρεσιτιτών, καθώς και ενός δείγματος από το γρανίτη της Πλατανιάς ο οποίος θεωρήθηκε αντιπροσωπευτικός των λευκοσωμάτων της ενότητας Καραθόδωρου.

Από τα διαγράμματα Harker προκύπτει ότι τα στοιχεία Fe, Mg, Al και Ti που συμμετέχουν στα ορυκτά κορδιερίτη και βιοτίτη παρουσιάζουν ισχυρή τάση εμπλουτισμού στους ρεσιτίτες έναντι των λευκοσωμάτων. Η συμπεριφορά του Al, που μαζί με το Si αποτελούν ουσιαστικά στοιχεία στη χημική σύσταση του σιλλιμανίτη, συμφωνεί με το ρυθμιστικό ρόλο του ορυκτού στην προώθηση της αντίδρασης μερικής τήξης και δεν αποτελεί σταθερή φάση, αφού τα δύο στοιχεία διαφορίζονται αντίθετα μεταξύ ρεσιτιτών και λευκοσωμάτων.

Η μικρή τάση εμπλουτισμού που παρουσιάζει το Na στα λευκοσώματα οφείλεται στην παρουσία ολιγοκλαστικού πλαγιокλάστου σε αυτά, ενώ η ασαφής τάση διαφορισμού του Sr μεταξύ ρεσιτιτών και λευκοσωμάτων συνδέεται με τον υψηλό συντελεστή κατανομής (K_D) που παρουσιάζει το στοιχείο αυτό τόσο για το πλαγιόκλαστο όσο και για τον καλιούχο άστριο (Green 1994, Icenhower & London 1996, Berger & Rosenberg 2002).

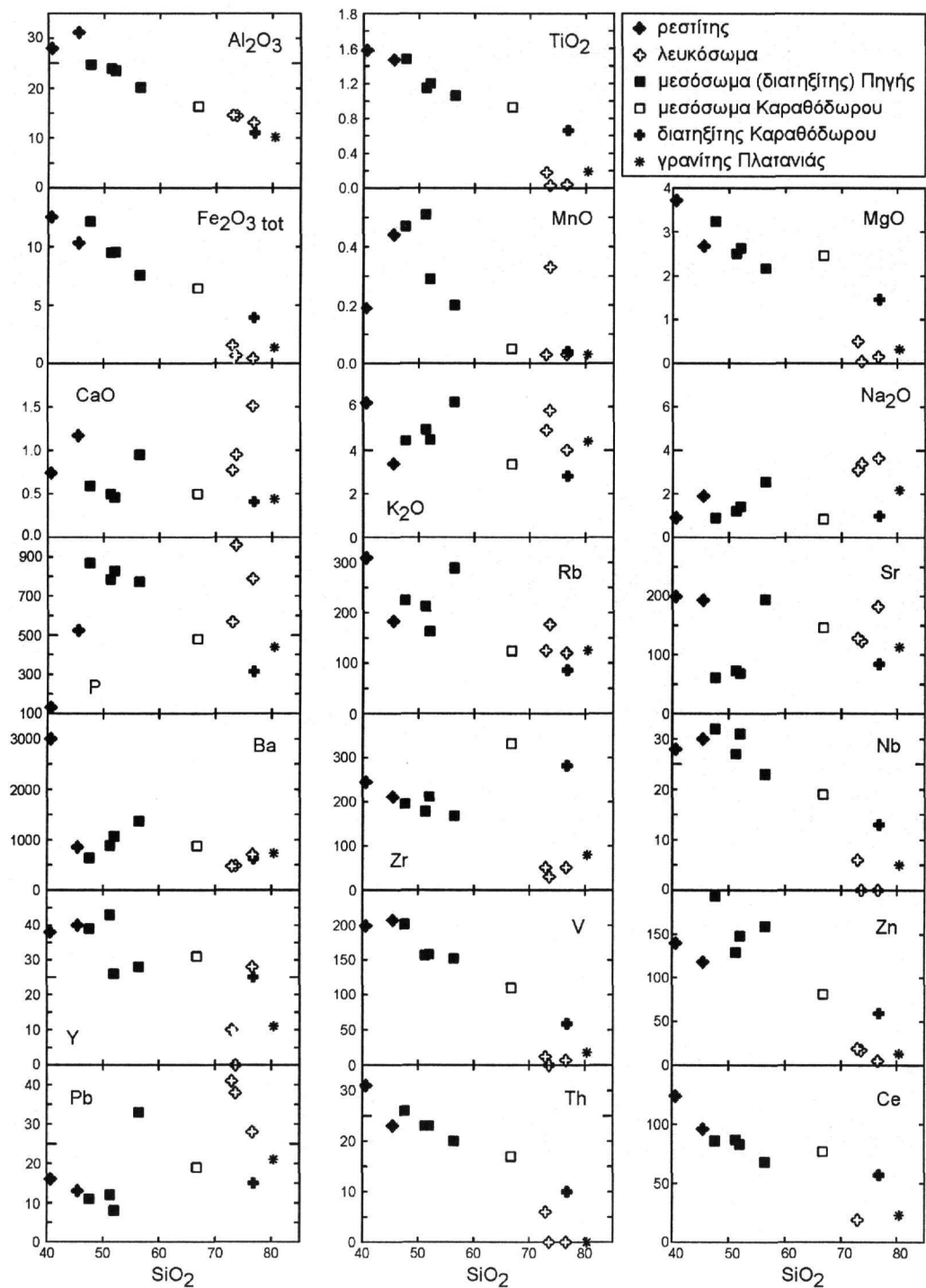
Εξάιρεση από τη γραμμική κατανομή παρατηρείται για τα K και λιγότερο για το Rb, στοιχεία που συμμετέχουν στον καλιούχο άστριο και το βιοτίτη. Επειδή το Ti που συμμετέχει επίσης στο βιοτίτη παρουσιάζει σαφή τάση διαφορισμού μεταξύ ρεσιτιτών και λευκοσωμάτων, η μεγάλη διασπορά στην κατανομή του K οφείλεται στον καλιούχο άστριο και όχι στο βιοτίτη. Χαρακτηριστικά η διασπορά κατανομής του K ακολουθείται από αυτή του Sr.

Ο μη σαφής διαφορισμός του Ca μεταξύ ρεσιτιτών και λευκοσωμάτων οφείλεται αφενός στη μικρή περιεκτικότητα των ορυκτών σε αυτό το στοιχείο (οι γρανάτες περιέχουν 0-5% γροσσουλάριο και τα πλαγιόκλαστα εμφανίζουν περιεκτικότητες σε An ~26%) αφετέρου δε στη μη παρουσία ασβεστιούχων ορυκτών στα μεσοσώματα. Η μικρή τάση εμπλουτισμού σε Ca που εμφανίζουν ορισμένα λευκοσώματα συνδέεται με την αυξημένη παρουσία απατίτη σε αυτά.

Ο εμπλουτισμός των ρεσιτιτών σε Ce, La, Nd και Th αποδίδεται στην παρουσία μοναζίτη, εποξιδούς ορυκτού που είναι δύσπηκτο και φιλοξενεί μεγάλο μέρος ιδιαίτερα των LREE.

Σε ανάλογη με το μοναζίτη συμπεριφορά του ζirkονίου οφείλεται ο εμπλουτισμός των ρεσιτιτών στο στοιχείο Zr.

Ο P που συμμετέχει τόσο στη σύσταση του μοναζίτη όσο και του απατίτη, παρουσιάζει παρόμοιες κατά μέσο όρο τιμές σε μεσοσώματα και λευκοσώματα, ενώ χαμηλότερες τιμές



Σχήμα 6. Προβολή κυρίων στοιχείων και ιχνοστοιχείων ως προς SiO_2 επιλεγμένων δειγμάτων από τις ενότητες Πηγής και Καραθόδωρου.

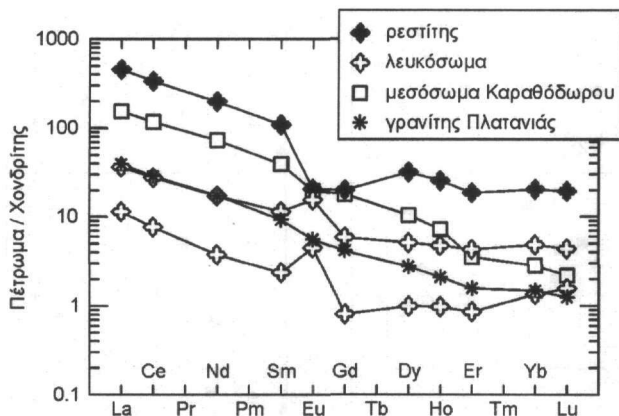
παρουσιάζει στους ρεσιτίτες. Η κύμανση που παρατηρείται για το στοιχείο αυτό στα λευκοσώματα που εδώ αναλύθηκαν αποδίδεται στη σχετική συμμετοχή απατίτη σε αυτά.

Τα στοιχεία Y, Sc, Zn και Cr που φιλοξενούνται στο γρανάτη, στον ερκυνίτη, στο μαγνητίτη και στο βιοτίτη, συνήθη ορυκτά των ρεσιτικών παραγενέσεων, εμφανίζουν υψηλότερες περιεκτικότητες στους ρεσιτίτες έναντι των λευκοσωμάτων.

Από το σύνολο των διαγραμμάτων Harker (Σχ. 6) προκύπτει σαφής συμπληρωματική σύγκλιση των συστάσεων ρεσιτών και λευκοσωμάτων ως προς τη σύσταση των μεσοσωμάτων, απαραίτητη προϋπόθεση για να θεωρηθεί ότι έδρασαν στο σύστημα μηχανισμοί μερικής τήξης. Επιπλέον, η γραμμική τάση κατανομής των προβολών ενισχύει την άποψη ότι ο μηχανισμός της μερικής τήξης προσεγγίζει αυτόν του κλειστού συστήματος.

Συμπληρωματική σύγκλιση ρεσιτών και λευκοσωμάτων ως προς τα μεσοσώματα παρατηρείται και στα πολυστοιχειακά διαγράμματα των σπάνιων γαιών (Σχ. 7).

Οι ρεσιτίτες παρουσιάζουν υψηλές περιεκτικότητες σε σπάνιες γαίες (ΣREE=577 ppm) έναντι των λευκοσωμάτων που έχουν χαμηλές περιεκτικότητες (ΣREE=14-53 ppm) (Πίν. 1).



Σχήμα 7. Κανονικοποιημένο διάγραμμα σπάνιων γαιών ως προς χονδρίτη (Nakamura 1974) επιλεγμένων δειγμάτων από τις ενότητες Πηγής και Καραθόδωρου.

Στο κανονικοποιημένο διάγραμμα των σπάνιων γαιών (Σχ. 7) τα λευκοσώματα παρουσιάζουν θετική ανωμαλία Eu σε αντίθεση με τους ρεσιτίτες που παρουσιάζουν αρνητική, γεγονός που οφείλεται στην αυξημένη παρουσία πλαγιοκλάστου στα λευκοσώματα έναντι των ρεσιτών. Χαρακτηριστικό είναι ότι η περιεκτικότητα σε Eu σε ένα δείγμα λευκοσώματος συμπίπτει κατά την τιμή μ' αυτή του μεσοσώματος και του ρεσιτίτη.

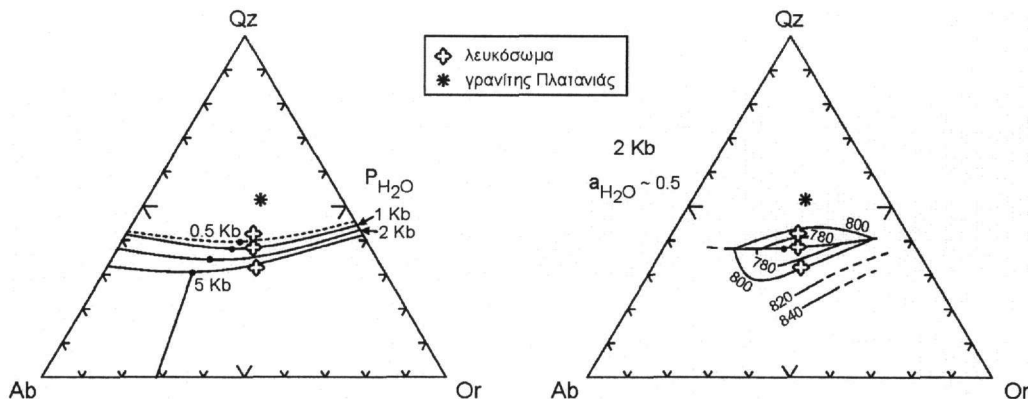
Προβολή δειγμάτων κορδιεριτικών λευκοσωμάτων και κορδιεριτικών καλιοαστριούχων απλιτοειδών (Z250) στο απλογρανιτικό σύστημα Qz-Ab-Or (Σχ. 8) τοποθετεί ορισμένα από αυτά ιδιαίτερα στις χαμηλές πιέσεις, μέχρι 2 Kb, κοντά στη σύσταση του ελάχιστου τήγματος όπως προσδιορίστηκε από τους Tuttle & Bowen (1958). Τα άλλα δύο δείγματα, στο ίδιο διάγραμμα στο οποίο τοποθετήθηκαν και οι συντηκτικές γραμμές για πιέσεις μέχρι 5 Kb (Luth et al. 1964), προβάλλονται κοντά στη συντηκτική γραμμή των 5 Kb. Η απομάκρυνση των λευκοσωμάτων που προβάλλονται κοντά στις συντηκτικές των υψηλότερων πιέσεων από τα πειραματικά ελάχιστα και η μετατόπισή τους σε συστάσεις πλουσιότερες σε καλιούχο άστροιο συνδέονται από τους Johannes & Holtz (1996) με ακόρεστα τήγματα και με μικρή ενεργότητα H_2O ($a_{H_2O} < 1$).

Προβολή των λευκοσωμάτων στο υπεραργιλικό σύστημα Qz-Ab-Or (Σχ. 9) τα τοποθετεί κοντά στο θερμικό ελάχιστο όπως αυτό προσδιορίστηκε από τους Holtz et al. (1992) και για εύρος θερμοκρασιών που συμπίπτει με αυτές που προσδιορίστηκαν για τις ενότητες Πηγής και Καραθόδωρου από εφαρμογή γνωστών γεωθερμομέτρων.

Προβολή δείγματος από τον κορδιεριτικό-ανδalousιτικό γρανίτη της Πλατανιάς στο ίδιο σύστημα (Σχ. 9), με δεδομένη τη χαμηλή περιεκτικότητά του σε ανορθίτη ($Ab/An=12$) τον τοποθετεί μακριά από τη συντηκτική γραμμή χαλαζία-αστρίου στο πεδίο σταθερότητας του χαλαζία. Το υψηλό ποσοστό δυνητικού χαλαζία στο γρανίτη της Πλατανιάς μπορεί να συνδέεται με ένα από τα ακόλουθα: α) με χαμηλές πιέσεις κατά την κρυστάλλωσή του (σε συμφωνία με τα γεωθερμοβαρομετρικά αποτελέσματα, Σ. Ζαχαριάδου, διδ. διατριβή, υπό εκτύπωση), β) με την υψηλή διαλυτότητα του

SiO₂ σε μερικά χαλαζιοαστρίουχα τήγματα λόγω της προσθήκης άλλων συστατικών (π.χ. Fe, Mg, Al), με δεδομένο ότι ο κορδιερίτης αποτελεί σταθερή φάση της κύριας παραγένεσής του, γ) με την ενσωμάτωση στο τήγμα ρεσιπτικού χαλαζία (φανερώνοντας ότι αυτός προέκυψε από πρωτόλιθο πλούσιο σε κρυστάλλους χαλαζία) και δ) σε συνδυασμό των παραπάνω.

Επιπλέον, η προβολή ενός δείγματος λευκοσώματος επί της συντηκτικής γραμμής χαλαζιο-ορθοκλάστος φανερώνει την υψηλή συμμετοχή καλιούχου αστρίου στα λευκοσώματα, κάτι που μπορεί να αποδοθεί στην χαμηλή περιεκτικότητα των τηγμάτων αυτών σε H₂O και που καθιστά αργίλους υψηλής περιεκτικότητας σε K πιθανούς πρωτόλιθους των μιγματιτών.



Σχήμα 8 (αριστερά). Προβολή των λευκοσωμάτων στο σύστημα Qz-Ab-Or (κατά Tuttle & Bowen 1958 και Luth et al. 1964).

Σχήμα 9 (δεξιά). Προβολή των λευκοσωμάτων στο σύστημα Qz-Ab-Or (κατά Holtz et al. 1992).

ΑΝΑΦΟΡΕΣ

- Bebien J. 1982. L' association ignee de Guevgueli (Macedoine Grecque). Expression d'un magmatisme ophiolitique dans une decirue continentale. These, Nancy I, 467p.
- Berger A. & Rosenberg C.L. 2002. Preservation of chemical residue-melt equilibria in natural anatexite: the effects of deformation and rapid cooling. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 144, 4, 416-427.
- Danelian T., Robertson A.F. & Dimitriadis S. 1996. Age and significance of radiolarian sediments within basic extrusives of the marginal basin Guevgueli Ophiolite (northern Greece). *Geol. Mag.* 133 (2), 127-136.
- Green T.H. 1994. Experimental studies of trace-element partitioning applicable to igneous petrogenesis - Sedona 16 years later. *Chem. Geol.*, 117(1-4), 1-36.
- Harley S.L. & Hensen B.J. 1990. Archaean and Proterozoic high-grade terranes of East Antarctica (40-80°E): a case study of diversity in granulite facies metamorphism. In: *High-temperature Metamorphism and Crustal Anatexis*, Ashworth, J.R. & Brown, M. eds, London, 407p.
- Holtz F., Johannes W. & Pichavant M. 1992. Effect of excess aluminium on phase relations in the system Qz-Ab-Or: experimental investigation at 2 kbar and reduced H₂O activity. *Eur. J. Mineral.*, 4, 137-152.
- Icenhower J. and London D. 1996. Experimental partitioning of Rb, Cs, Sr and Ba between alkali-feldspar and peraluminous melt. *Amer. Mineral.*, 81, 719-734.
- Johannes W. & Holtz F. 1996. *Petrogenesis and experimental petrology of granitic rocks*. Springer, Berlin, 335p.
- Kockel F. 1986. Die Vardar – (Axios) Zone. In: *Geologie von Griechenland*, V. Jacobshagen (ed.). Gebrueder Borntraeger, Berlin, Stuttgart, 150-168.
- Luth W.C., Johns R.H. & Tuttle O.F. 1964. The granite system at pressures of 4 to 40 kilobars. *J. Geophys. Res.*, 69, 759-773.
- Nakamura 1974. Determination of REE, Ba, Fe, Mg, Na and K in carbonaceous and ordinary chondrites. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 38, 757-775.
- Robertson A.H.F. 2002. Overview of the genesis and emplacement of Mesozoic ophiolites in the Eastern Mediterranean Tethyan region. *Lithos*, 65, 1-67.
- Tuttle O.F. & Bowen N.L. 1958. Origin of granite in the light of experimental studies in the system NaAlSi₃O₈-KAlSi₃O₈-SiO₂-H₂O. *Geol. Soc. Am. Mem.*, 74, 153p.

- Zachariadou S. & Dimitriadis S. 1994. Crustal extension and partial melting possibly related to the opening of a marginal basin. The pelitic migmatites of Pigi and Karathodoro, Guevgueli complex, Macedonia, Greece. *Bull. Geol. Soc. Greece*, 29, 271-284.
- Zachariadou S. & Dimitriadis S. 1995. Aspects of the tectono-magmatic evolution of the late Jurassic Guevgueli complex, Macedonia, Greece. *Special Publications of the geological Society of Greece* 4/1, 143-7.
- Ζαχαριάδου, Σ. (υπό εκτύπωση). Φαινόμενα μερικής τήξης στη ζώνη Stip-Αξιού και στην ομάδα Βερτίσκου. Οι ενότιες Πηγής και Καραθόδωρου. Διδ. Διατριβή, σελ. 390+Παράρτημα, Α.Π.Θ.

ABSTRACT

GEOCHEMICAL CHARACTERISTICS OF PIGI AND KARATHODORO MIGMATIZED METASEDIMENTS, GUEVGUELI COMPLEX, MACEDONIA, GREECE

Zachariadou S., Soldatos T. and Dimitriadis S.

Department of Mineralogy-Petrology-Economic Geology, School of Geology, Aristotle University of Thessaloniki, 546 21, Thessaloniki, sissyz@geo.auth.gr, soldatos@geo.auth.gr, sarantis@geo.auth.gr

Two continental slivers, those of Pigi and Karathodoro (parts of the Stip-Axios unit) are intercalated among members of the Guevgueli ophiolitic complex. These two slivers are closely related with the Late Jurassic basic and acid (expressed mainly by Fanos granite) magmatism of that area. A subduction-related volcanic suite intrudes the two continental slivers. Migmatized metasediments constitute the main lithological type of Pigi and Karathodoro. The geochemistry shows that minerals participating in the main decompressional-melting reactions, such as biotite, sillimanite, cordierite, plagioclase and orthoclase, control the differentiation of the major elements between mesosomes - diatexites, leucosomes and restites. The refractory behavior of accessory minerals, such as monazite, allanite, zircon, hercynite and ilmenite, control the differentiation of the trace elements. Harker and rare earth element diagrams establish a complementary relationship between restites, leucosomes and mesosomes. In the peraluminous system Ab-Qz-Or leucosomes are projected close to the thermal minimum between 760-800 °C. A main exception is the Platania granite projected within the quartz stability field, probably due to the participation of restitic quartz in its mineralogy. The geochemical results are in good agreement with the petrographic observations and show that the partial melting was responsible for the formation of Pigi and Karathodoro migmatites.