

ΡΟΔΙΝΓΙΤΙΚΗ ΚΑΙ ΓΕΩΧΗΜΙΚΗ ΜΕΛΕΤΗ ΡΟΔΙΝΓΚΙΤΩΝ ΣΤΗ ΝΗΣΟ ΣΑΜΟΘΡΑΚΗ (Β. ΑΙΓΑΙΟ)

Β. Τσικούρας*

ABSTRACT

Rodingites hosted by diorites in the ophiolitic sequence of Samothraki island, have assemblages which include grossular/ hydrogrossular vesuvianite, diopside, zoisite and prehnite. Oscillatory zoning in garnets is probably attributed to metasomatic phenomena. Our geochemical data indicate that during rodingitization fluid phase rich in Ca, Fe, Mn and initially poor in CO₂ was present, while rodingite protoliths lost Si, Ti, Al, Mg and alkalies. The progress of the rodingitization process can be portrayed by a series of reactions that resulted in some critical mineralogical and chemical changes in the protolith.

ΣΥΝΩΗ

Ροδινγκιτιωμένοι σχηματισμοί βρέθηκαν να φιλοξενούνται από διορίτες στην οφιολιθική ενότητα της Σαμοθράκης. Στην παραγένεση τους συμμετέχουν γροσσου-λάριος/υδρογροσσουλάριος (με συμμετοχή περίπου 15 - 35% ανδρανδίτη), βεζου-βιανός, διοψίδιος, ζοϊσίτης και πρενίτης. Φαινόμενα παλίνδρομης ζώνωσης στους γρανάτες αποδίδονται σε μετασωματικά φαινόμενα. Γεωχημικά δεδομένα υπέδειξαν ότι κατά την εξέλιξη αυτού του επεισοδίου ήταν παρούσα μια ρευστή φάση πλούσια σε Ca, Fe, Mn και αρχικά πτωχή σε CO₂ ενώ οι πρωτόλιθοι των ροδινγκιτών απέβαλλαν Si, Ti, Al, Mg και αλκάλια. Η πρόοδος της διεργασίας της ροδινγκι-τίωσης μπορεί να περιγραφεί καλά από μια σειρά αντιδράσεων οι οποίες είχαν ως αποτέλεσμα να πραγματοποιηθούν ορισμένες κρίσιμες ορυκτολογικές και χημικές διαφοροποιήσεις στο αρχικό πέτρωμα.

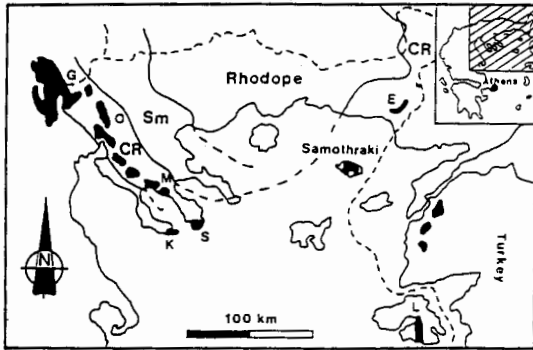
ΕΙΣΑΓΩΓΗ - INTRODUCTION

Οι ροδινγκίτες θεωρούνται ως πλούσια σε Ca και ακόρεστα σε Si παράγωγα μετασωματικών διεργασιών οι οποίες συμβαίνουν κύρια κατά τη διάρκεια της σερπεντινίωσης (THAYER 1966, COLEMAN 1977). Είναι όμως δυνατό να συνδέονται και με λιγότερο βασικές λιθολογίες ή ακόμη σπανιότερα και με γραου-βάκες.

Ροδινγκίτες έχουν σήμερα ανευρεθεί σε σύγχρονους ωκεάνειους πυθμένες (HONNOREZ & KIRST 1975) ή επίσης και σε Αρχαϊκούς σχηματισμούς (ANHAEUSSER 1979) ενώ με την πάροδο των ερευνών, ροδινγκιτιωμένοι σχηματισμοί έχουν αναφερθεί και από όλα σχεδόν τα μεγάλα Αλπικά συμπλέγματα στον κόσμο (RICE 1983).

Εμφανίσεις ροδινγκιτιωμένων σχηματισμών έχουν επίσης αναφερθεί και από τον Ελληνικό χώρο, η ύπαρξη των οποίων συνδέεται συνήθως με την παρουσία των οφιολιθικών συμπλεγμάτων (PARASKEVOPOULOS, 1969, DIMOU 1971, SAPOUNTZIS 1972, MARAKIS 1972, CAPEDE et al. 1978, BERTRAND et al. 1980 a,b, BALATZIS 1984).

* University of Patras, Department of Geology, 261 10 Patras.



ΓΕΩΛΟΓΙΚΗ ΤΟΠΟΘΕΤΗΣΗ - GEOLOGICAL SETTING

Το νησί της Σαμοθράκης, στο ΒΑ Αιγαίο (Σχ. 1), ανήκει γεωλογικά στην Περιροδοπική ζώνη (KAUFFMAN et al. 1977). Η δομή της χαρακτηρίζεται από την παρουσία μιας οφιολιθικής ενότητας η οποία υπέρκειται μέσω επιπλευτικών επιφανειών σε μια σειρά μεταπηλιτικών λιθοτύπων ενώ καλύπτεται τοπικά από νηριτικά ιζήματα (TSIKOURAS & HATZIPANAGIOTOU 1994). Στα κεντρικά σημεία του νησιού διεισδύει ένας γρανιτικός έως γρανοδιοριτικός όγκος (ΔΑΒΗ 1963, HEIMANN et al. 1972, CHRISTOFIDES et al. 1990) ενώ επίσης δυο σειρές ηφαιστειακών πετρωμάτων με όξινη έως ενδιάμεση σύσταση εμφανίζονται στα περιφερειακά τμήματα του νησιού (ΕΛΕΥΘΕΡΙΑΔΗΣ κ.α. 1989).

Η οφιολιθική ενότητα χαρακτηρίζεται από την ύπαρξη σωρευτικών και μη σωρευτικών γάββρων, διοριτών συνδεόμενων με πλαγιογρανίτες καθώς και διαβασικών και βασαλικών σχηματισμών

Σχ. 1: Περιοχές οφιολιθικών εμφανίσεων στο χώρο του βορείου Αιγαίου: G: Γευγελή, O: Ωραιόκαστρο, M: Μεταμόρφωση, K: Κασσάνδρα, S: Σιθωνία, E: Εβρος, L: Λέσβος, CR: Περιροδοπική ζώνη, Sm: Σερβομακεδονική μάζα

Fig. 1: Location of ophiolitic rocks in Northern Aegean; G: Guevgueli O: Oreokastro, M: Metamorphosis, K: Kassandra, S: Sithonia, E: Evros, L: Lesvos; CR: Circum - Rhodope Zone, Sm: Serbo-macedonian Massif

(ΤΣΙΚΟΥΡΑΣ 1992). Επιπλέον εμφανίζονται και δολεριτικές φλέβες, οι οποίες διαπερνούν τους προαναφερθέντες λιθοτύπους (ΚΟΤΟΠΟΥΛΙ et al. 1989).

Οι εμφανίσεις διοριτικών πετρωμάτων εκτείνονται σε μια ζώνη BBD - NNA διεύθυνσης στα δυτικά της Σαμοθράκης, με τη μορφή πολλαπλών, ακανόνιστων διεισδύσεων σε τυχαίες διευθύνσεις μαζί με πλαγιογρανίτες σχηματίζοντας συνήθως με τη συνεπίδραση τεκτονικών διεργασιών ένα χαοτικό σχηματισμό. Ραδιοχρονολόγηση K - Ar σε κροστίλβες των διοριτών, υπέδειξαν Ανωιουρασικές ηλικίες (TSIKOURAS et al. 1990). Ο σχηματισμός αυτός ο οποίος ονομάζεται "Δίκτυο Διοριτικών Φλεβών", βρίσκεται δυτικότερα από την υπόλοιπη οφιολιθική σειρά, οριοθετούμενος στα ανατολικά από μεγάλα κανονικά ρήγματα BBD - NNA διεύθυνσης (TSIKOURAS & HATZIPANAGIOTOU 1994). Μέσα σε αυτόν τον σχηματισμό παρατηρήθηκαν τεμάχια, μεγέθους έως και μερικών δεκάτων του μέτρου, ροδιγγκιτιωμένων εμφανίσεων, με λευκοκρατική εμφάνιση, όπου διακρίνονται μακροσκοπικά μόνο καστανέμβριοι γρανάτες μεγέθους μερικών χιλιοστών.

ΠΕΤΡΟΓΡΑΦΙΑ - PETROGRAPHY

Η ορυκτολογική παραγένεση των ροδιγγκιτών της Σαμοθράκης χαρακτηρίζεται από την παρουσία γρανατών με παράλληλη ανάπτυξη νεοβλαστών κλινοπυρόξενων καθώς και βεζουβιανού ± διοψίδιου ± πρενίτη ± ζοϊσίτη ± χλωρίτη ± ασβεσίτη ± τρεμολίτη. Ως σύνδρομα ορυκτά εμφανίζονται τιτανίτης, χαλαζίας, απατίτης και οξειδία Fe - Ti. Επίσης έχουν παραμείνει υπολειμματικοί, μαγματικοί κρύσταλλοι πλαγιοκλάστων και διοψίδιου. Σε πολλές περιπτώσεις δεν είναι εύκολη η διάκριση μεταξύ πρωτογενών και δευτερογενών κλινοπυρόξενων αλλά μπορεί να αναφερθεί ότι γενικά οι νεοσχηματισθέντες κρύσταλλοι είναι μικρότεροι και σχετικά διαυγέστεροι από τους υπολειμματικούς.

Οι γρανάτες είναι θρυμματισμένοι, υπιδιόμορφοι έως αλλοτριόμορφοι, προσδίδοντας ένα κατακλαστικό ιστό στο όλο πέτρωμα. Έχουν υπόλευκο χρώμα και σπάνια είναι ισότροποι, παρουσιάζοντας συνήθως ανώμαλα τεφρά - κυανά χρώματα συμβο-

λης 1ης τάξης. Η τελευταία αυτή ιδιότητα χαρακτηρίζει γρανάτες των κατηγοριών του γροσσουλάριου και του ανδρανίτη (DEER et al. 1982). Στην περίπτωση αυτή είναι εξαιρετικά δύσκολη έως αδύνατη η μικροσκοπική διάκριση τους από τον βεζουβιανό, ορυκτό το οποίο συμμετέχει συχνά στα πετρώματα αυτά. Έτσι στα πετρώματα που μελετήθηκαν, η διάκριση του βεζουβιανού ο οποίος παρουσιάζει χαμηλή διπλοθλαστικότητα, επιτεύχθηκε ύστερα από μικροανάλυση καθώς και με τη βοήθεια ακτινογραφημάτων. Σε ορισμένες περιπτώσεις παρατηρήθηκαν λεπτοκρυσταλλικά, ισότροπα συσσωματώματα γρανατών, ανοικτού καστανού χρώματος με νεφελώδη μορφή, αντίστοιχα των "παραγρανατών" (HONOREZ & KIRST 1975). Αν και δεν υπάρχουν υπολειμματικοί πρωτογενείς κρύσταλλοι, συνδεδεμένοι με το σχηματισμό των γρανατών, μπορεί να υποθεθεί ότι τουλάχιστον οι παραγρανάτες προέρχονται από διάσπαση πλαγιόκλαστου, όπως συνήθως συμβαίνει σε παρόμοιους σχηματισμούς (ADIB & PAMIC 1980).

Οι SCHANDL et al. (1989) αναφέρουν ότι τα ορυκτολογικά και ιστολογικά χαρακτηριστικά μπορούν να οδηγήσουν στη διάκριση τριών σταδίων προόδου στην εξέλιξη του φαινομένου της ροδιγκιτίωσης. Το πιο πρωταρχικό στάδιο αντιπροσωπεύεται από πλούσιους σε ζοϊσίτη λιθότυπους, το αμέσως επόμενο και ενδιάμεσο στάδιο αλλοίωσης θεωρείται ότι αντιπροσωπεύεται από πλούσια σε γροσσουλάριο - πρενίτη πετρώματα και τέλος το πιο εξελιγμένο στάδιο αντιπροσωπεύεται από πλούσιους σε διοψίδιο ροδιγκίτες. Από τα δείγματα που συλλέχθηκαν στη Σαμοθράκη ελάχιστα μόνο μπορούν να συσχετιστούν με το πρώτο από τα προαναφερθέντα στάδια ενώ τα περισσότερα φαίνεται να ανήκουν στα δυο επόμενα.

ΜΕΘΟΔΟΙ ΕΡΕΥΝΑΣ - ANALYTICAL METHODS

Η χημική ανάλυση για κύρια στοιχεία κι ιχνοστοιχεία, έγινε στο Πανεπιστήμιο του Leeds, της Μ. Βρετανίας, με τη μέθοδο XRF σε φθορισόμετρο τύπου PHILIPS, PW 1400, εφοδιασμένο με γεννήτρια PW 1730 και ανοδική λυχνία Rh, τύπου PW 2182. Οι ορυκτοχημικές αναλύσεις έγιναν από επανθρακωμένες, λεπτές-στιλπνές τομές δειγμάτων, σε μικροαναλυτή CAMECA CAMEBAX SX 50, εφοδιασμένο με φασματόμετρο διάχυσης ενέργειας (EDS), ελεγχόμενο από σύστημα Link. Ο προσδιορισμός του FeO έγινε με βάση τη μέθοδο του WILSON (1955). Το CO₂ προσδιορίστηκε μαομετρικά, ενώ με τη μέθοδο Penfield υπολογίστηκε η περιεκτικότητα των δειγμάτων σε H₂O⁺.

ΟΡΥΚΤΟΧΗΜΕΙΑ - MINERAL CHEMISTRY

Γρανάτες - Garnets

Έντεκα αναλύσεις σημείων γρανατών παρουσιάζονται στον Πίνακα 1. Η στοιχειομετρία τους υπολογίστηκε με βάση 12 άτομα οξυγόνου και σύμφωνα με το γενικό χημικό τύπο: X₃Y₂(Z₀₄)₃. Από τον υπολογισμό των ακραίων μελών διακρίνεται ότι πρόκειται για γρανάτες πλούσιους σε γροσσουλάριο ενώ ορισμένες αναλύσεις με σχετικά χαμηλό άθροισμα οξειδίων δύνανται να θεωρηθούν ως υδρογροσσουλάριοι. Συνήθως, σε περιπτώσεις που πραγματοποιήθηκαν αναλύσεις σε περισσότερα από ένα σημεία στον ίδιο κρύσταλλο, παρατηρήθηκε ότι τα πιό ένυδρα μέλη βρίσκονται στους πυρήνες αυτών. Το κυρίαρχο μόριο αντικατάστασης του γροσσουλάριου είναι ο ανδρανίτης, ενώ σε μια περίπτωση μόνο παρατηρήθηκε ένα πλούσιο σε πυρωπό περιθώριο.

Ο χημισμός των γρανατών και κατ' επέκταση κι η ζώνωση τους, εξαρτάται σημαντικά από τις συνθήκες P - T (BANNO et al. 1986). Έτσι, έχει διαπιστωθεί ότι αύξηση της περιεκτικότητας σε Fe και Mg κι αντίστοιχη μείωση σε Ca και Mn οφείλεται σε ανύψωση της θερμοκρασίας (ENGEL & ENGEL 1960, BANNO 1964). Επίσης κι η αύξηση του λόγου Mn/Fe, συνοδεύεται από ανύψωση της θερμοκρασίας (FEDIUKOVA & VEJNAR 1971, ADDY & YPMA 1978).

Στους κρυστάλλους των γρανατών που αναλύθηκαν παρατηρήθηκε ζώνωση χωρίς όμως κάποια σταθερή μεταβολή των στοιχείων (Σχ. 2), οφειλόμενη πιθανό-

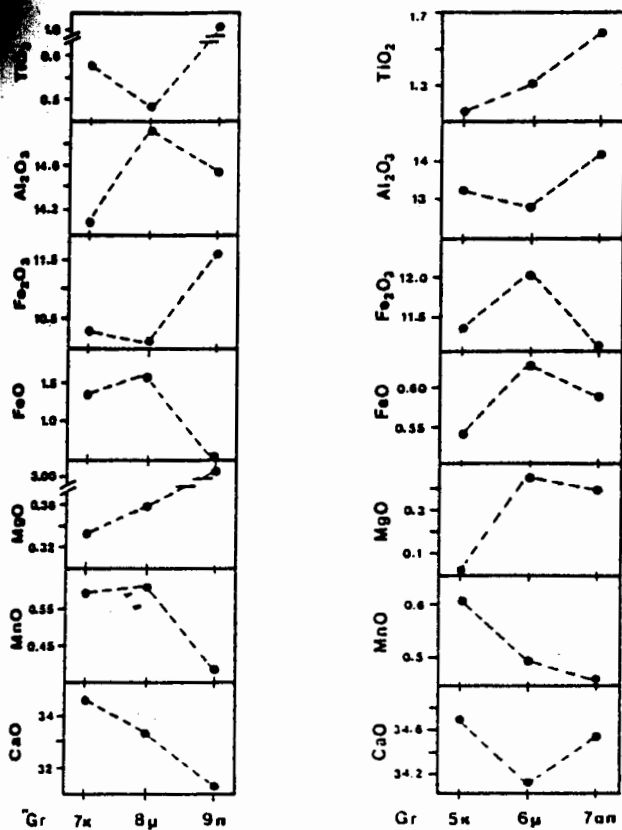
Πίν. 1: Χημικές αναλύσεις γρανατών από τους ροδινογκίτες (κ: πυρήνας, π: περιφέρεια, μ: μέσο).

Table 1: Microprobe analyses of rodingite garnets (κ: core, π: rim, μ: intermediate).

Σ 439B											
Gr.	2	4	7κ	8μ	9π	18	1	5κ	6μ	7A π	3
SiO ₂	37,98	38,12	38,21	38,48	37,41	36,66	38,20	36,65	37,03	37,22	38,79
TiO ₂	-	0,50	0,59	0,48	1,11	0,17	0,27	1,15	1,31	1,62	0,24
Al ₂ O ₃	17,18	16,59	14,05	14,94	14,58	15,85	19,84	13,35	12,90	14,28	17,88
Fe ₂ O ₃	7,83	7,11	10,32	10,05	11,68	9,35	5,18	11,26	12,11	11,04	6,72
FeO	0,64	0,98	1,41	1,64	0,51	1,28	1,15	0,53	0,63	0,58	0,92
MgO	0,30	0,30	0,33	0,36	3,26	0,49	0,55	-	0,44	0,40	0,39
MnO	-	-	0,60	0,61	0,39	0,49	-	0,62	0,51	0,47	-
CaO	35,58	35,58	34,76	33,51	31,27	33,82	35,60	34,69	34,13	34,54	35,64
Σύνολο	99,51	99,18	100,27	100,07	100,21	98,11	100,79	98,25	99,06	100,15	100,58
Αριθμός ιόντων με βάση 12 άτομα οξυγόνου											
Si	2,954	2,976	2,993	3,002	2,904	2,921	2,908	2,942	2,949	2,918	2,971
Al ^{IV}	0,046	0,024	0,007	-	0,096	0,079	0,092	0,058	0,051	0,082	0,029
	3,000	3,000	3,000	3,002	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000
Al ^{VI}	1,529	1,502	1,290	1,374	1,238	1,410	1,688	1,205	1,160	1,237	1,585
Ti	-	0,029	0,035	0,028	0,065	0,010	0,015	0,069	0,079	0,096	0,014
Fe ³⁺	0,458	0,418	0,608	0,590	0,682	0,561	0,297	0,680	0,726	0,651	0,387
	1,987	1,949	1,933	1,992	1,985	1,981	2,000	1,954	1,965	1,984	1,986
Fe ²⁺	0,042	0,064	0,092	0,107	0,033	0,085	0,073	0,036	0,042	0,038	0,059
Mg	0,035	0,035	0,039	0,042	0,377	0,058	0,062	-	0,052	0,047	0,044
Mn	-	-	0,040	0,040	0,026	0,033	-	0,042	0,034	0,031	-
Ca	2,965	2,976	2,917	2,802	2,601	2,887	2,903	2,984	2,912	2,901	2,925
	3,042	3,075	3,088	2,991	3,037	3,063	3,038	3,062	3,040	3,017	3,028
gros.	75,55	76,17	64,16	67,30	51,61	67,87	82,66	63,26	58,76	62,46	78,63
andr.	23,27	22,65	33,15	29,09	34,52	29,00	15,20	35,30	38,30	34,87	19,82
alm.	-	-	-	0,78	-	-	-	-	-	-	0,06
spes.	-	-	1,37	1,39	0,88	1,13	-	1,44	1,17	1,07	-
pyr.	1,18	1,18	1,32	1,44	12,99	1,99	2,14	-	1,77	1,60	1,50
uvar.	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-

τατα σε φαινόμενα παλινδρόμησης (oscillatory zoning). Έχει υποτεθεί ότι δεν υφίσταται ζώνωση των γρανατών, αν αυτοί έχουν σχηματιστεί σε θερμοκρασίες άνω των 650°C ή αν έστω έχουν αναθερμανθεί πάνω απ' αυτή τη θερμοκρασία, λόγω φαινομένων διάχυσης που ομογενοποιούν τους κρυστάλλους αυτούς (DeBETHUNE et al. 1975, TRACY et al. 1976, WOODSWORT 1977). Σε γενικές γραμμές όμως μπορεί να παρατηρηθεί ότι τα στοιχεία Ti, Mg καθώς και ο λόγος Mn/Fe, αυξάνονται προς την περιφέρεια των κρυστάλλων, ενώ αντίθετα τα Ca, Mn ελατώνονται. Σύμφωνα με τα προαναφερθέντα για τους υπό μελέτη γρανάτες, η θερμοκρασία των 650°C μπορεί να θεωρηθεί ως το ανώτατο όριο σχηματισμού τους.

Βεζουβιανός - Vesuvianite



Εχ. 2: Διαγράμματα μεταβολής στοιχείων σε δυο κρυστάλλους γρανατών (κ: πυρήνας, μ: μέσο, π: περιφέρεια).

Fig. 2: Element distribution diagrams in two garnets (κ: core, μ: intermediate, π: rim).

γκιτών της Σαμοθράκης, ενώ επιπλέον μπορεί να παρατηρηθεί και μια σχετικά υψηλότερη περιεκτικότητα του βεζουβιανού σε Si. Είναι αξιοσημείωτο, ότι ορισμένες τιμές του Fe κι ιδιαίτερα του Fe³⁺ τόσο στους βεζουβιανούς όσο και στους γρανάτες αυτούς, είναι υψηλές, γεγονός που πιθανολογεί ότι οι μετασωματικές διεργασίες συνέβησαν κάτω από υψηλή fO₂, παρουσία μιας ρευστής φάσης πλούσιας σε Fe. Η συμμετοχή των Fe και Ti στο βεζουβιανό, μπορεί να κυμαίνεται σε ένα ευρύ πλαίσιο ενώ επιπρόσθετα στους πτωχούς σε Ti βεζουβιανούς (TiO₂<1%), περισσότερο από το 90% του ολικού σιδήρου είναι τρισθενής, σε αντίθεση με τους Ti-βεζουβιανούς όπου ο περισσότερος Fe είναι δισθενής (MANNING & TRICKER 1975). Η παρατήρηση αυτή επιβεβαιώνεται και από τις χημικές αναλύσεις των βεζουβιανών και γρανάτων των ροδινογκιτών της Σαμοθράκης.

Κλινοπυρόξενοι - Clinopyroxenes

Αναλύσεις 14 σημείων κλινοπυροξένων από τους ροδινογκίτες της Σαμοθράκης, δίδονται στον Πίνακα 3. Η στοιχειομετρία τους υπολογίστηκε με βάση 6 άτομα οξυγόνου και σύμφωνα με το γενικό χημικό τύπο: XY₂ZO₆. Η αναλογία σε Fe³⁺/Fe²⁺ προσδιορίστηκε με τη μέθοδο των PAPIKE et al. (1974). Σε πολλές περιπτώσεις δεν ήταν εύκολο να διακριθεί εάν οι κρύσταλλοι των πυροξένων ήταν προϊόντα της

Ετον Πίνακα 2 παρουσιάζονται 10 αναλύσεις σημείων από βεζουβιανούς, η στοιχειομετρία των οποίων υπολογίστηκε με βάση τα 50 κατιόντα (FITZGERALD et al. 1992).

Τα χαμηλά αθροίσματα ορισμένων αναλύσεων, υποδεικνύουν σημαντική πολλές φορές περιεκτικότητα σε πηκτικά συστατικά, ιδιότητα που εμφανίζεται σε βεζουβιανούς με χαμηλή διπλοθλαστικότητα (DEER et al. 1982), όπως και αυτοί που μελετήθηκαν.

Ο βεζουβιανός είναι ένα ορυκτό σταθερό σε ένα μεγάλο εύρος συνθηκών πίεσης και θερμοκρασίας (DEER et al. 1982) και η ανάπτυξη του εξαρτάται σημαντικά από την συγκέντρωση του CO₂, καθώς οι πειραματικά δεδομένα έδειξαν ότι είναι ασταθής σε συνθήκες XCO₂ ≥ 0.5.

Η χημική ομοιότητα του βεζουβιανού με το γροσσουλάριο είναι σημαντική. Ο McCONNELL (1939) όμως παραθέτοντας μαζί χημικές αναλύσεις γροσσουλάρια και βεζουβιανών, έδειξε ότι οι τελευταίοι εμφανίζονται ελαφρά πλουσιότεροι σε (Ca, Mg, Mn, Fe, K₂, Na₂O). Η παραπάνω παραδοχή φαίνεται να ισχύει και για τα αντίστοιχα ορυκτά των ροδινο-

Πίν. 2: Χημικές αναλύσεις βεζουβιανών από τους ροδινγκίτες.

Table 2: Microprobe analyses of rodingite vesuvianites.

Σ 439B										
Ves.	2	11	5	9	12	14	15	16	17	10
SiO ₂	36,55	36,30	36,83	38,35	37,59	38,01	37,33	36,20	37,91	36,81
TiO ₂	0,97	0,17	0,29	0,52	0,78	0,20	0,44	0,36	-	0,78
Al ₂ O ₃	12,25	19,11	12,50	16,71	13,47	14,84	14,58	14,48	13,46	15,70
Fe ₂ O ₃	10,86	5,98	12,15	7,43	12,22	11,05	10,34	11,15	12,36	8,93
FeO	1,20	-	1,10	0,63	0,65	0,58	0,55	1,10	0,65	0,88
MgO	0,43	0,86	0,26	0,54	-	0,31	-	0,44	0,37	0,47
MnO	0,49	0,20	0,74	0,34	0,60	0,46	0,74	0,66	0,28	-
CaO	34,03	36,54	33,83	35,46	35,02	34,93	34,35	34,02	34,71	35,49
Na ₂ O	-	0,49	-	-	-	-	-	-	-	-
K ₂ O	-	0,29	0,29	0,34	0,37	0,24	0,37	0,20	0,11	0,32
Σύνολο	96,78	99,94	97,99	100,32	100,70	100,62	98,70	98,61	99,85	99,38
Αριθμός ιόντων με βάση τα 50 κατιόντα										
Si	18,570	17,252	18,510	18,424	18,373	18,444	18,481	17,962	18,630	18,957
Al ^{IV}	-	0,748	-	-	-	-	-	0,038	-	0,043
	18,570	18,000	18,510	18,424	18,373	18,444	18,481	18,000	18,630	18,000
Al ^{VI}	7,335	9,956	7,405	9,461	7,760	8,488	8,508	8,430	7,796	8,984
Ti	0,370	0,060	0,109	0,188	0,287	0,073	0,164	0,134	-	0,286
Fe ³⁺	4,152	2,139	4,596	2,686	4,495	4,035	3,853	4,164	4,572	3,278
Fe ²⁺	0,510	-	0,462	0,253	0,265	0,236	0,228	0,457	0,267	0,359
Mg	0,326	0,609	0,195	0,387	-	0,224	-	0,325	0,271	0,342
	12,693	12,764	12,767	12,975	12,807	13,056	12,753	13,510	12,906	13,249
Mn	0,211	-	0,315	0,138	0,248	0,189	0,311	0,277	0,117	-
Ca	18,525	18,608	18,220	18,254	18,341	18,163	18,221	18,086	18,278	18,552
Na	-	0,452	-	-	-	-	-	-	-	-
K	-	0,176	0,186	0,209	0,239	0,148	0,234	0,127	0,069	0,199
	18,736	19,236	18,723	18,601	18,820	18,500	18,766	18,490	18,464	18,751

ροδινγκιτίωσης ή ανήκαν στην προϋπάρχουσα μαγματική παραγένεση.

Κατά την ταξινομήση τους με βάση το διάγραμμα Wo-En-Fs (δεν παρουσιάζεται, MORIMOTO et al. 1988), διακρίνεται μια τάση των αναλυμένων κρυστάλλων να προβληθούν στο πεδίο που αντιστοιχεί στο βολλαστονίτη. Όμως τόσο η στοιχειομετρία τους όσο και οι οπτικές τους ιδιότητες αναλογούν στο διοψίδιο. Οι αναλυμένοι αυτοί κλινοπυρόξενοι παρουσιάζουν αλκαλικούς χαρακτήρες όπως υποδεικνύεται από την απουσία συμμετοχής Cr σε αυτούς αλλά και την παράλληλη έλλειψη σε Ti και Al (SCHWEITZER et al. 1979). Επιπλέον και από την προβολή των αναλύσεων τους στο διάγραμμα Ti προς Ca+Na (LETTERIER et al. 1982), συνάγεται το ίδιο συμπέρασμα (Σχ. 3).

Ποενίτης - Prehnite

Αναλύσεις επτά σημείων σε κρυστάλλους πρενίτη δίδονται στον Πίνακα 4. Η στοιχειομετρία τους υπολογίστηκε με βάση 11 άτομα οξυγόνου και με την παραδοχή ότι όλος ο Fe είναι τρισθενής.

Η τιμή X_{Fe} στις αναλύσεις που παρατίθενται, κυμαίνεται μεταξύ 33.5 και

Πίν. 3: Χημικές αναλύσεις κλινοπυρόξενων από τους ροδινγκίτες.

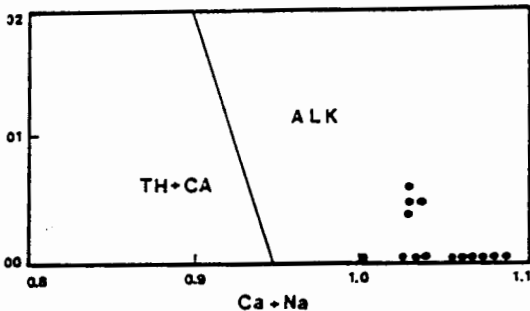
Table 3: Microprobe analyses of rodingite clinopyroxenes.

Σ 439														
Px.	1	13	19	3	4	8	11	15	17	6	10	22	26	13α
SiO ₂	54,13	54,13	54,38	52,69	53,33	53,14	53,66	53,25	52,75	53,38	52,89	53,12	52,50	52,86
TiO ₂	-	-	0,15	0,18	-	0,22	-	-	-	-	-	-	0,14	-
Al ₂ O ₃	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Cr ₂ O ₃	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Fe ₂ O ₃	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
FeO	2,90	2,75	3,55	4,97	6,62	5,79	3,23	5,16	6,13	6,08	4,86	6,03	5,67	8,48
MgO	16,06	16,62	15,31	15,18	13,35	14,51	16,37	14,30	14,65	13,09	14,63	14,57	14,51	12,93
MnO	-	-	0,35	0,70	0,53	0,29	0,25	0,20	0,24	0,44	0,41	0,45	0,53	0,69
CaO	26,48	26,31	26,32	26,27	26,07	26,01	26,59	27,27	26,21	26,33	26,80	25,04	25,80	25,33
Na ₂ O	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
K ₂ O	0,20	0,33	0,16	0,13	0,17	0,22	0,13	0,28	0,19	0,26	0,21	0,32	0,19	0,21
Σλοιο	99,77	100,14	100,22	100,12	100,07	100,18	100,23	100,46	100,17	99,58	99,80	99,53	99,34	100,50
Αριθμός ιόντων με βάση 6 άτομα οξυγόνου														
Si	1,991	1,984	1,997	1,961	1,992	1,976	1,973	1,976	1,967	2,000	1,973	1,987	1,971	1,983
Al ^{IV}	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
	1,991	1,984	1,997	1,961	1,992	1,976	1,973	1,976	1,967	2,000	1,973	1,987	1,971	1,983
Al ^{VI}	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Ti	-	-	0,004	0,005	-	0,006	-	-	-	-	-	-	0,040	-
Cr	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Fe ³⁺	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Fe ²⁺	0,089	0,084	0,109	0,155	0,207	0,180	0,099	0,160	0,191	0,191	0,152	0,189	0,178	0,266
Mg	0,880	0,908	0,838	0,842	0,744	0,804	0,897	0,791	0,814	0,731	0,813	0,812	0,812	0,723
Mn	-	-	0,011	0,022	0,017	0,009	0,008	0,006	0,008	0,014	0,013	0,014	0,017	0,022
Ca	1,044	1,033	1,036	1,047	1,044	1,036	1,048	1,084	1,047	1,057	1,071	1,004	1,038	1,018
Na	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
	2,013	2,025	1,998	2,071	2,012	2,035	2,052	2,041	2,060	1,993	2,049	2,019	2,085	2,029
Wo.	51,86	51,01	51,95	50,68	51,89	51,06	51,07	53,11	50,83	53,04	52,27	49,73	50,76	50,17
En.	43,72	44,84	42,03	40,75	36,98	39,63	43,71	38,76	39,51	36,68	39,68	40,22	39,71	35,63
Fs.	4,42	4,15	6,02	8,57	11,13	9,31	5,21	8,13	9,66	10,29	8,05	10,05	9,53	14,19

39.5, ενώ ένας κρύσταλλος που εμφανίζεται σχετικά πλουσιότερος σε Fe³⁺ και πτωχότερος σε Al, δίδει τιμή X_{Fe}=52.1. Χαρακτηριστικό σ' αυτές τις αναλύσεις,

είναι ότι η τιμή του Si στη θέση Z, είναι χαμηλότερη της ιδεατής τιμής 3, γεγονός που υποδεικνύει σχετικά εκτεταμένη αντικατάσταση Si από Al^{IV}. Επίσης στη θέση X, παρατηρείται μερική έλλειψη φορτίου, που σε συνδυασμό με το πλεόνασμα αυτού στη θέση Y, οδηγεί στην υπόθεση για ύπαρξη αντικατάστασης της μορφής Ca²⁺ NN Fe²⁺.

Πρέπει ν' αναφερθεί ίσως, ότι οι διαφοροποιήσεις αυτές σε σχέση με την ιδανική σύσταση του πρενίτη κι ιδιαίτερα όσον αφορά στα στοιχεία SiO₂ και Fe₂O₃, είναι ενδεχόμενο να οφείλονται σε αναλυτικό σφάλμα. Αξιοσημείωτη είναι επίσης η σχετικά υψηλή συμμετοχή Fe₂O₃, στους πρενί-



Σχ. 3: Διάγραμμα Ti προς Ca+Na των κλινοπυρόξενων των ροδινγκιτών της Σαμοθράκης (LETTERRIER et al 1982).

Fig.3: Ti vs Ca+Na diagram of the clinopyroxenes from the Samothraki rodingites (LETTERRIER et al. 1982).

Πίν. 4: Χημικές αναλύσεις πρενιτών από τους ροδινγκίτες.

Table 4: Microprobe analyses of rodingite prehnites.

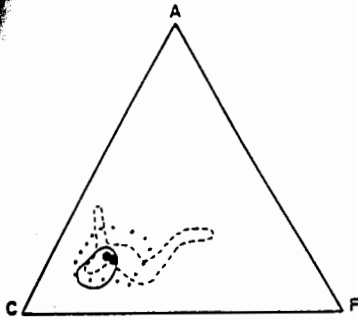
Σ 349 B							
Pr.	21	23	24	25	27	14	16
SiO ₂	34,62	35,81	36,09	35,87	36,23	35,88	34,90
TiO ₂	0,39	-	-	-	0,14	0,13	0,20
Al ₂ O ₃	26,42	27,02	27,61	27,84	27,55	28,38	23,00
Fe ₂ O ₃	8,85	8,66	8,02	7,79	7,97	7,94	9,94
MnO	0,55	0,18	-	-	-	-	0,34
MgO	0,88	0,23	0,39	0,81	0,53	0,65	0,80
CaO	22,66	23,30	23,51	24,03	23,42	23,47	26,11
Na ₂ O	-	-	-	-	-	-	-
K ₂ O	0,32	0,35	0,15	0,29	0,18	0,09	0,19
Σύνολο	94,69	95,55	95,77	96,63	96,02	96,54	95,48
Αριθμός ιόντων με βάση 11 άτομα οξυγόνου							
Si	2,493	2,544	2,546	2,515	2,549	2,510	2,533
Al ^{IV}	0,507	0,456	0,454	0,485	0,451	0,490	0,467
	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000
Al ^{IV}	1,735	1,806	1,841	1,815	1,833	1,850	1,500
Ti	0,021	-	-	-	0,008	0,007	0,011
Fe ³⁺	0,479	0,463	0,426	0,411	0,422	0,417	0,543
Mn	0,033	0,011	-	-	-	-	0,021
	2,268	2,280	2,267	2,226	2,263	2,274	2,075
Mg	0,094	0,024	0,041	0,084	0,055	0,067	0,087
Ca	1,748	1,773	1,777	1,805	1,765	1,759	2,030
Na	-	-	-	-	-	-	-
K	0,029	0,032	0,014	0,026	0,016	0,009	0,018
	1,871	1,829	1,832	1,915	1,836	1,835	2,135
X _{Fe}	39,5	36,5	33,6	33,5	33,6	32,9	52,1

τες αυτούς, που οδηγεί και σε υψηλές τιμές X_{Fe}. Οι LIOU & ERNST (1979) και LIOU et al. (1983), έδειξαν ότι η τιμή αυτή εξαρτάται άμεσα από την ενεργότητα του οξυγόνου κι αυξάνει παράλληλα με αυτήν, πιθανολογώντας την επίδραση συνθηκών υψηλής f_{O2}. Επιπρόσθετα η πολύ υψηλή τιμή X_{Fe}=52.1 του κρυστάλλου Pr.16, πιθανότατα οφείλεται σε τοπικές ανωμαλίες της f_{O2}.

ΠΕΤΡΟΧΗΜΕΙΑ - WHOLE-ROCK CHEMISTRY

Αντιπροσωπευτικά δείγματα ροδινγκιτιωμένων πετρωμάτων, τα οποία αναλύθηκαν έδειξαν την εξαιρετικά χαμηλή συμμετοχή του SiO₂ και τη μεγάλη έλλειψη των K₂O και Na₂O από αυτά, ενώ αντίθετα είναι εμπλουτισμένα σε CaO (Πιν. 5). Ο χημισμός αυτός θεωρείται τυπικός σε σχηματισμούς που σχετίζονται με μετασωματικές διεργασίες, φαινόμενο το οποίο έχει δειχθεί ότι συνοδεύεται από ταυτόχρονη αύξηση του όγκου του πετρώματος (GRESENS 1967).

Αν θεωρήσουμε ότι οι ροδινγκίτες αυτοί, έχουν προέλθει από μετασώματωση των διοριτών οι οποίοι τους φιλοξενούν, τότε πρέπει να δεχθούμε ότι κατά τη διεργασία αυτή συνέβη απώλεια SiO₂, TiO₂, Al₂O₃, FeO, MgO, Na₂O και K₂O κι αντίθετα εμπλουτισμός σε CaO, Fe₂O₃ και MnO, ως αποτέλεσμα των ορυκτολογικών



Σχ. 4: Διάγραμμα ACF των ροδινγκιτών της Σαμοθράκης (συνεχής γραμμή: πεδίοσύστασης ροδινγκιτών κατά COLEMAN 1967, διακεκομμένη: ροδινγκίτες από το Abitibi Greenstone Belt, Ontario, SCHANDL et al. 1989, στικτή: ροδινγκίτες Πίνδου, CAPEDEI et al. 1978).

Fig. 4: ACF plot of Samothraki rodingites (continuous line: rodingite field after COLEMAN 1967, dashed: Abitibi Greenstone Belt rodingites, Ontario, SCHANDL et al. 1989, dotted: Pindos rodingites, CAPEDEI et al. 1978).

μεταβολών που έλαβαν χώρα.

Ο COLEMAN (1967) οριοθέτησε στο διάγραμμα ACF ένα πεδίο όπου πρέπει να προβάλλονται χημικές αναλύσεις ροδινγκιτιωμένων πετρωμάτων. Το πεδίο αυτό σχεδιάστηκε έτσι ώστε να αντιπροσωπεύει διάφορες περιεκτικότητες σε διοξίδιο, χλωρίτη, υδρογροσ- σουλάριο και πρενίτη ή επίδοτο, ενώ αναφέρει ότι η αρχική σύσταση του πετρώματος επηρεάζει σε πολύ μικρό βαθμό αυτή του ροδινγκιτιωμένου παραγώγου.

Η χημική σύσταση του δείγματος που αναλύθηκε, προβλήθηκε στο διάγραμμα ACF, στο ανάλογο πεδίο (Σχ. 4). Σε αυτό το διάγραμμα έχουν σχεδιαστεί για λόγους σύγκρισης και πεδία τα οποία σκιαγραφούνται από ροδινγκίτες άλλων περιοχών, γνωστών από βιβλιογραφικά δεδομένα.

ΕΥΖΗΤΗΣΗ - DISCUSSION

Η ροδινγκιτίωση είναι φαινόμενο μετασμάτωσης βασικών κι υπερβασικών πετρωμάτων και σπανιότερα γραουβακών, όπου η μεταφορά μάζας είναι αποτέλεσμα διήθησης (infiltration). Η πρόοδος του φαινομένου αυτού, οφείλεται σε κυκλοφορία ρευστών συστατικών με υψηλό pH, πλούσιων σε ιόντα Ca^{2+} και OH^- (BARNES & O'NEIL 1969) και έχει υποτεθεί ότι μπορεί να λάβει χώρα στο εύρος των θερμοκρασιών από 400° έως 25°C (WENNER 1979).

Πίν. 5: Χημικές αναλύσεις των ροδινγκιτών της Σαμοθράκης.

Table 5: Chemical analyses of Samothraki rodingites.

Κύρια στοιχεία % κ.β.			Ιχνοστοιχεία ppm	
Αρ. δειγ.	Σ 439B	Σ 417Π	Σ 439B	Σ 417Π
SiO ₂	40,73	39,98	Cr	210
TiO ₂	1,08	0,89	Co	32
Al ₂ O ₃	12,10	13,06	Ni	83
FeO	2,09	2,27	Cu	5
Fe ₂ O ₃	6,11	6,02	Zn	56
MnO	0,23	0,18	Rb	-
MgO	4,61	5,12	Sr	959
CaO	28,40	27,54	Y	20
Na ₂ O	-	0,07	Zr	61
K ₂ O	-	0,04	Nb	5
P ₂ O ₅	0,14	0,18	Pb	-
H ₂ O ⁺	0,77	1,13	Ba	-
CO ₂	3,56	3,77		
Σύνολο	99,82	100,25		

Ο COLEMAN (1967), έχει περιγράψει ροδινγκίτες με χαρακτηριστική παραγένεση υδρογροσσου- λάριο + βεζουβιανό + διοξίδιο + πρενίτη + χλωρίτη + νεφρίτη ενώ ο FROST (1975) περιγράφει ως μεταμορφωμένους ροδινγκίτες, πετρώματα με την παραγένεση γροσσου- λάριος + διοξίδιος + βεζουβιανός + ασβεστίτης + χλωρίτης + ζοΐσίτης + πλαγιόκλαστο + σπινέλιος.

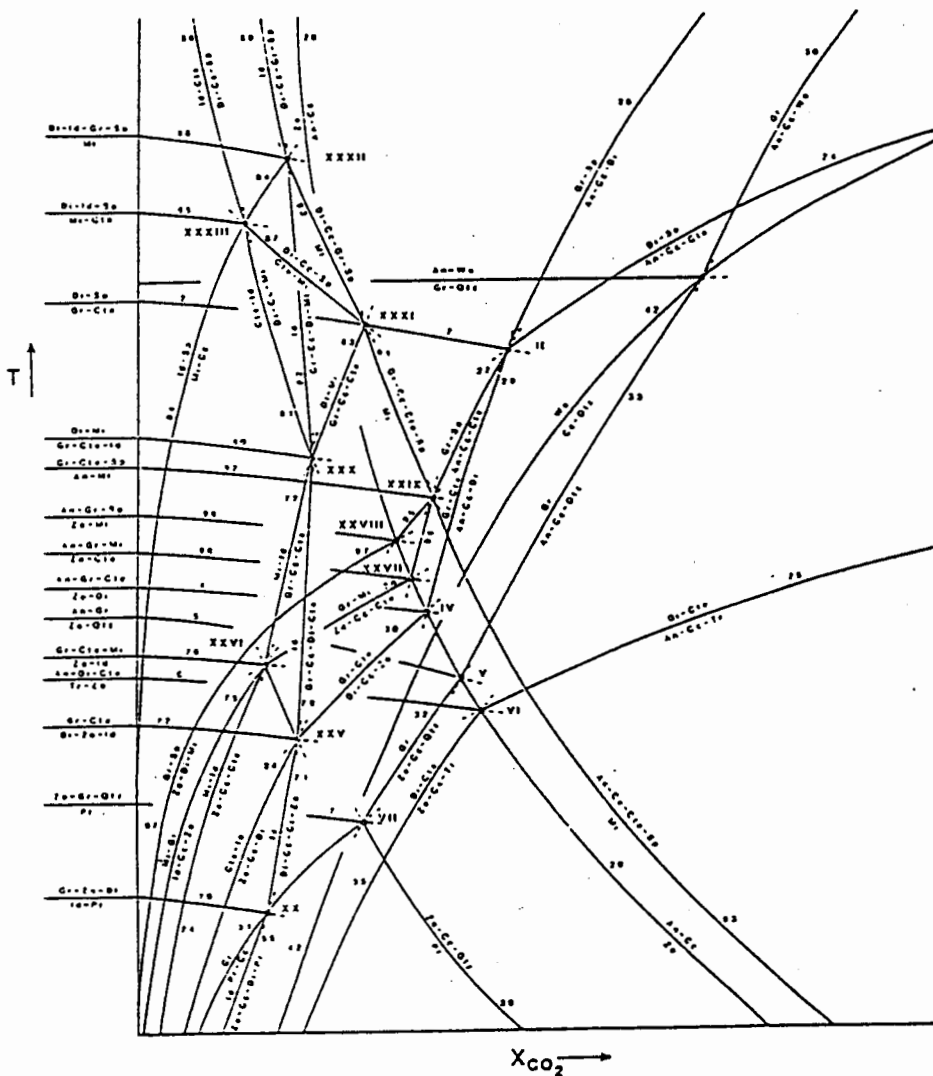
Ο βεζουβιανός είναι ένα ορυκτό, που σταθεροποιείται σ' ένα ευρύ πλαίσιο συνθηκών P-T, το οποίο ξεκινά από T=360°C για P=500 bar και μπορεί να ατάνει σε θερμοκρασία

έως και 800°C για πίεση 10 kbar (DEER et al. 1982). Έχει δειχθεί ακόμη, ότι σε $\text{PH}_2\text{O}=2\text{kbar}$, ο βεζουβιανός εμφανίζεται στο εύρος των θερμοκρασιών 450° έως 720°C ενώ σε λίγο υψηλότερες πιέσεις και χαμηλότερες θερμοκρασίες, αυτός αποσυντίθεται προς διοψίδιο + γροσσουλάριο + H_2O (ITO & AREM 1970). Πειραματικά δεδομένα επίσης, έχουν πιστοποιήσει ότι τ' ανώτατα θερμικά όρια του ορυκτού αυτού είναι 765°, 820°, 870° και 905°C για πιέσεις 0.2, 0.5, 1 και 2kb, αντίστοιχα (OLESCH 1978). Όμως ο κύριος παράγοντας, που ελέγχει το σχηματισμό ή μη του ορυκτού αυτού, είναι η σύσταση της ρευστής φάσης καθώς κι αυτή του πετρώματος, στ' οποίο φιλοξενείται. Έτσι θεωρείται ότι για την ανάπτυξη του βεζουβιανού, απαιτείται η παρουσία ενός ρευστού πλούσιου σε H_2O , καθότι για $\text{X}_{\text{CO}_2} \geq 0.5$, τ' ορυκτό αυτό είναι ασταθές (OLESCH 1978, RICE 1983).

Η διεργασία μετασχηματισμού του υδρογροσσουλάριου σε γροσσουλάριο, όπως έχει πειραματικά επίσης δειχθεί, γίνεται με αύξηση της περιεκτικότητας σε SiO_2 κατά την αύξηση της θερμοκρασίας, δίδοντας τελικά πλήρως αφυδατωμένα παράγωγα, σε θερμοκρασίες 800°C (YODER 1950, CARLSON 1956). Όμως οι ROY & ROY (1957, 1960), αναφέρουν ότι η διεργασία αυτή μπορεί να συμβεί και σε θερμοκρασίες 400-500°C. Επίσης πειραματικά δεδομένα του HSU (1980), υποδεικνύουν ότι κάθε εμφάνιση υδρογρανάτη, μπορεί να χρησιμοποιηθεί ως δείκτης θερμοκρασίας. Ο ερευνητής αυτός, προσδιόρισε ότι ο σχηματισμός μιας παραγένεσης, όπου συμμετέχει κι υδρογρανάτης, πραγματοποιείται σε συνθήκες θερμοκρασίας κάτω των 420°C, για πίεση 2kb.

Η ορυκτοχημική εξέταση των γρανατών που αναπτύχθηκαν στους ροδινογκίτες της Σαμοθράκης έδωσε ενδείξεις φαινομένων παλινδρόμησης. Τέτοιες παλινδρομες ζωνώσεις, έχει υποτεθεί ότι είναι αποτέλεσμα κανονικών αλλαγών του αναπτυσσόμενου κρυστάλλου, λόγω έντονης επίδρασης εξωτερικών παραγόντων (ORTOLEVA et al. 1987). Επίσης, έχει δειχθεί ότι είναι χαρακτηριστικό πετρωμάτων που προέρχονται από μετασωματικές διεργασίες, όπως οι ροδινογκίτες, καθότι καθορίζεται από την εισαγωγή, μέσω φαινομένων διήθησης, μιας ρευστής φάσης, που δεν βρίσκεται σε ισορροπία με την προϋπάρχουσα παραγένεση (YARDLEY et al. 1991). Ο RICE (1983), έχει δώσει μια σειρά από αντιδράσεις, που μπορούν να συμβούν κατά τις διεργασίες του φαινομένου της ροδινογκιτίωσης, λαμβάνοντας υπόψη τους παράγοντες T και X_{CO_2} . Η ανάπτυξη των παραγενέσεων που παρατηρήθηκαν στα δείγματα που μελετήθηκαν θεωρείται ότι μπορεί να αποδοθεί στις ακόλουθες αντιδράσεις που πιθανά συνέβησαν με αύξηση της θερμοκρασίας, η ισορροπία των οποίων μπορεί να αποδοθεί παραστατικά σε ένα ισοβαρές διάγραμμα φάσεων T- X_{CO_2} (Σχ. 5). Η αντίδραση η οποία υποδεικνύει τα κατώτερα όρια συνθηκών όπου συνυπάρχουν τα ορυκτά διοψίδιο, βεζουβιανός, πρενίτης και χλωρίτης είναι: 47 τρεμολίτης + 16 βεζουβιανός \Leftrightarrow 212 διοψίδιο + 11 χλωρίτης + 21 πρενίτης + 14 H_2O . Στη συνέχεια η εμφάνιση του ζοϊσίτη, γίνεται μέσω της αντίδρασης: 14 χλωρίτης + βεζουβιανός + 125 πρενίτης \Leftrightarrow 94 ζοϊσίτης + 72 διοψίδιο + 136 H_2O . Κατόπιν ο πρενίτης εξαφανίζεται δίδοντας τη θέση του στο γροσσουλάριο: 3 βεζουβιανός + 11 πρενίτης \Leftrightarrow 15 γροσσουλάριο + 2 ζοϊσίτης + 6 διοψίδιο + 16 H_2O . Τέλος η εμφάνιση του πλαγιόκλαστου πραγματοποιείται με τις αντιδράσεις: 9 τρεμολίτης + 30 ζοϊσίτης NN \Leftrightarrow 43 ανορθίτης + 35 διοψίδιο + 2 χλωρίτης + 16 H_2O ή/και 2 ζοϊσίτης + CO_2 NN \Leftrightarrow 3 ανορθίτης + ασβεσίτης + H_2O . Όπως παρατηρείται στη διαδοχή των παραπάνω διεργασιών συμμετέχει αρχικά σε χαμηλή θερμοκρασία, μια ρευστή φάση πλούσια σε H_2O , η οποία προοδευτικά γίνεται, σε υψηλότερη θερμοκρασία, πλουσιότερη σε CO_2 . Αν αυτή η ρύθμιση της ρευστής φάσης συνεχιστεί μέσω της τελευταίας αντίδρασης (αντίδραση 20 στο Σχ. 5) κι αν ο ζοϊσίτης

εξακολουθεί να είναι μεταξύ των αντιδρώντων φάσεων για το σχηματισμό του πλαγιόκλαστου, τότε το ρευστό οδηγείται και πάλι σε σύσταση πλούσια σε H_2O . Αξίζει να σημειωθεί ότι στο στάδιο εμπλουτισμού της ρευστής φάσης σε CO_2 , ευνοείται ο σχηματισμός του ασβεστίτη παρά του βεζουβιανού, εφόσον κάτω από αυτές τις φυσικοχημικές συνθήκες το Ca^{2+} αντιδρά με το HCO_3^- (BARNES & O'NEIL 1969). Στο διάγραμμα φάσεων T- XCO_2 παρρατηρείται ότι οι καμπύλες των αντιδράσεων και ιδιαίτερα αυτών όπου συμμετέχει ο ασβεστίτης, παρουσιάζουν μεγάλες κλίσεις $dT/dXCO_2$, με αποτέλεσμα η σύσταση της ρευστής φάσης να είναι από τους κυριότερους παράγοντες οι



Σχ. 5: Σχηματικό, ισοβαρές διάγραμμα φάσεων T- XCO_2 , σε περίσσεια H_2O , το οποίο αντιστοιχεί σε ισορροπία παραγενέσεων κάτω από χαμηλές πιέσεις (RICE 1983).

Fig. 5: Schematic, H_2O -rich, isobaric T- XCO_2 phase diagram for mixed volatile reactions, corresponding to low-pressure equilibria (RICE 1983).

οποίοι ελέγχουν την ανάπτυξη των ορυκτολογικών παραγενέσεων. Το γεγονός αυτό άλλωστε πιθανά ερμηνεύει και την πολυσύνθετη ετερογένεια των ροδινγκιτιωμένων σχηματισμών (RICE 1983).

Οι EVARTS & SCHIFFMAN (1983) υποστηρίζουν ότι με την απόθεση των ιζημάτων στην κορυφή της οφιολιθικής στήλης, μειώνεται σταδιακά η παροχή H_2O , με αποτέλεσμα να ευνοηθεί η αύξηση του λόγου των ενεργοτήτων a_{CO_2}/a_{H_2O} . Το γεγονός αυτό μπορεί να οδηγήσει σε μετέπειτα απόθεση του ασβεδτίτη, ενώ πειραματικά δεδομένα έχουν δείξει ότι η στερεά διαλυτότητα γροσσουλάριου - ανδρανδίτη στα χαμηλού βαθμού μεταβασικά πετρώματα μπορεί να συμβεί σε χαμηλές τιμές CO_2/H_2O (GUSTAFSON 1974, LIOU 1974).

Πέρα από τα προαναφερθέντα, σημαντικό ρόλο στην εξέλιξη της ροδινγκιτιώσεως παίζει η χημική σύσταση του αρχικού λιθότυπου, από την οποία εξαρτώνται και οι χημικές ανταλλαγές που θα πραγματοποιηθούν. Η εξακρίβωση της έκτασης που έχει λάβει η μετασώματωση πρέπει όμως να βασίζεται στα υπάρχοντα ορυκτά παρά στη χημική σύσταση του ροδινγκιτιωμένου παραγώγου (SCHANDL et al. 1989).

Οι διεργασίες του φαινομένου της ροδινγκιτιώσεως φαίνεται ότι δεν έχουν διαφοροποιηθεί από την Αρχαϊκή Εποχή παρόλη την πιθανή διαφορά στον τεκτονισμό της από αυτόν του Φανεροζωϊκού (ANHAEUSSER 1979, SCHANDL et al. 1989). Ομως ακόμη και σύγχρονες περιοχές ροδινγκιτιωμένων σχηματισμών, οι οποίες έχουν επηρεαστεί από διαφορετικές τεκτονικές και μεταμορφικές διεργασίες, παρουσιάζουν ανάλογα χαρακτηριστικά υποδεικνύοντας ότι η ροδινγκιτιώση είναι απλά μια χημική διεργασία η οποία χαρακτηρίζεται από εμπλουτισμό σε Ca και αποβολή Si και αλκαλίων από τον πρωτόλιθο.

ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ - CONCLUSIONS

Ροδινγκιτιωμένες εμφανίσεις βρέθηκαν στην οφιολιθική ενότητα της Σαμοθράκης να φιλοξενούνται μέσα στο Δίκτυο Διοριτικών Φλεβών. Η παραγένεση τους χαρακτηρίζεται από την παρουσία γροσσουλάριου/υδρογροσσουλάριου, βεζουβιανού, πρηνίτη και διοψίδιου υποδεικνύοντας μια πιθανή πρόοδο στη διάδοχη των χημικών επιδράσεων και στην εξέλιξη του φαινομένου.

Η κατανομή των στοιχείων στο γροσσουλάριο παρουσιάζει παλινδρόμηση πιθανότατα ως αποτέλεσμα της προέλευσης του από μετασωματικές διεργασίες. Οι διεργασίες αυτές πιστεύεται ότι πραγματοποιήθηκαν κάτω από υψηλή fO_2 , παρουσία μιας ρευστής φάσης αρχικά πλούσιας σε Ca^{2+} , Fe^{3+} και Mn^{2+} που στη συνέχεια εμπλουτίστηκε και σε CO_2 .

Ακριβείς συνθήκες P-T κάτω από τις οποίες συνέβη η ροδινγκιτιώση των διοριτών της Σαμοθράκης είναι δύσκολο να προσδιοριστούν με τα υπάρχοντα δεδομένα. Ομως επειδή οι εμφανίσεις αυτές βρέθηκαν μέσα στους διορίτες οι οποίοι έχουν υποστεί μεταμόρφωση αντίστοιχη συνθηκών πρασινοσχιστολιθικής φάσης (ΤΣΙΚΟΥΡΑΣ 1992) μπορούμε έμμεσα να δεχθούμε ότι οι θερμοκρασίες και πιέσεις κατά την ροδινγκιτιώση δεν υπερέβησαν τους 400-450°C και 3-3.5 kbar αντίστοιχα.

ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ - REFERENCES

- ADDY, S.K. and YPMA, P.J.M. (1978). Chemical zoning in garnets from rocks around the massive sulfide deposits at Ducktown, Tennessee and its implications. *J. Geol.*, 86, 385 - 392
- ADIB, D. and PAMIC, J. (1980). Rodingites from the southeastern parts of the Neyriz ophiolite complex in the Zagros range, Iran. *Archiv.Sci. Genieve.* 33, 281 - 290.
- ANHAEUSSER, C.R. (1979). Rodingite occurrences in some Archean ultramafic complexes in the Barberton Mountain Land, South Africa. *Precambrian* Ψηφιακή Βιβλιοθήκη "Θεόφραστος" - Τμήμα Γεωλογίας. Α.Π.Θ.

- Res., 6, 49 - 76.
- BALTATZIS, E. (1984). A new occurrence of rodingite from Skiros island, Greece.-*N. Jb. Mineral. Mh.*, H7, 317-322.
- BANNO, S. (1964). Petrologic studies on Sanbagawa crystalline rocks in the Bessi - Ino district, central Sikoku, Japan. *J. Fac. Sci. Univ. Tokyo*, sec. II, 15, 205 - 319.
- BANNO, S., SAKAI, C. and HIGASHINO, T. (1986). Pressure - temperature trajectory of the Sanbagawa metamorphism deduced from garnet zoning. *Lithos*, 19, 51 - 63.
- BARNES, I. and O'NEIL, J.R. (1969). The relationship between fluids in some fresh alpine - type ultramafics and possible modern serpentinization, western United States. *Geol.Soc.Am.Bull.*, 80, 1947 - 2060.
- BERTRAND, J., ECONOMOU, C. and SKOUNAKIS, S. (1980a). Rodingites et autres inclusions du complexe ophiolitique de l' Eubee centrale (Grece). region Mont-Kandyli Col D' Aghios, Pagonda.-*Arch. Sci. Geneve*, 33, 225-254.
- BERTRAND, J., ECONOMOU, C. and SKOUNAKIS, S. (1980b). Particularites de quelques affleurements de serpentinites a inclusions rodingitiques de la regionale Kymi, ile d' Eubee (Grece). Note preliminaire.-*C.R. de Frances SPHN Geneve*, 15, 93-101.
- CAPEDRI, S., CARUTI, G. and ROSSI, S. (1978). Rodingites from Pindos. Constraints on the "rodingite problem".-*N. Jb. Mineral. Abh.*, 12/3, 242-263.
- CARLSON, E.T. (1956). Hydrogarnet formation in the system lime - alumina - silica - water. *J. Res. Nat. Bur. Standards*, 56, 327 - 336.
- CHRISTOFIDES, G., ELEFTHERIADIS, G., ESSON, J. (1990c). Preliminary results on the magmatic evolution of the island of Samothraki granite (N. Greece). *Geologica Rhodopica*, 2, 213 - 226.
- COLEMAN, R.G. (1967). Low - temperature reaction zones and alpine ultramafic rocks of California, Oregon and Washington. *US. Geol. Surv. Bull.*, 1247.
- COLEMAN, R.G. (1977). Ophiolites, Ancient Oceanic Lithosphere?. *Springer - Verlag, Heidelberg, New York*, 229p.
- ΔΑΒΗ, Ε.Ν. (1963a). Γεωλογική κατασκευή της νήσου Σαμοθράκης. *Ann. Geol. Pays Hellen.*, 14, 133 - 212.
- DIMOU, E. (1971). Sur quelques affleurements de rodingites en Grece.- *Bull. Geol. Soc. Grece*, 8/2, 142-162.
- De BETHUNE, P., LADURON, D. and BOCQUET, J. (1975). Diffusion processes in resorder garnets. *Contr. Mineral. Petrol.*, 50, 197 - 204.
- DEER, W.A., HOWIE, R.A. and ZUZZMAN, J. (1982). Rock - forming minerals, vol 1A. Orthosilicates (2nd ed.). *Longman Group*, 919p., London, New York.
- ΕΛΕΥΘΕΡΙΑΔΗΣ, Γ., ESSON, J. and ΧΡΗΣΤΟΦΙΔΗΣ, Γ. (1989). Πετρολογία και γεωχημεία των Τριτογενών ηφαιστειτών της Σαμοθράκης (Β. Ελλάδα). *Δελτ. Ελλην. Γεωλ. Εταιρ.*, 23, 429 - 442, Πρακ. 4ου συνεδρίου.
- ENGEL, A.E.J. and ENGEL, C.S. (1960). Progressive metamorphism and granitization of the major paragneiss, Northwest Adirondacks Mountains, New York. Part II Mineralogy. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 71, 1 - 58.
- EVARTS, R.C. and SCHIFFMAN, P. (1983). Submarine hydrothermal metamorphism of the Del Puerto ophiolite, California. *Am. J. Sci.*, 283, 289 - 340.
- FEDIUKOVA, E. and VEJNAR, Z. (1971). Optic and cryptic zoning of garnets in West Bohemian amphibolites. *Lithos*, 4, 205 - 212.
- FROST, B.R. (1975). Contact metamorphism of serpentinite, chloritic blackwall and rodingite at Paddy - Go - Easy Pass, Central Cascades, Washington. *J. Petrol.*, 16, 272-313.

- GRESENS, R.L. (1967). Composition-volume relationships of metasomatism. *Chem. Geol.*, 2, 47 - 65.
- GUSTAFSON, W.I. (1974). The stability of andradite, hedenbergite and related minerals in the system Ca - Fe - Si - O - H. *J. Petrol.*, 15, 455 - 496.
- HEIMANN, K.O., LEBKUCHNER, H. and KRETZLER, W. (1972). Γεωλογικός χάρτης, φύλλο Σαμοθράκη, κλ. 1:50000. *I.G.M.E.*, Αθήνα.
- HONOREZ, J. and KIRST, P. (1975). Petrology of rodingites from equatorial Mid - Atlantic fracture zones and their geotectonic significance. *Contr. Mineral. Petrol.*, 49, 233 - 257.
- HSU, L.C. (1980). Hydration and phase relations of grossular - spessartine garnets at $\text{PH}_2\text{O}=2\text{kb}$. *Contrib. Mineral. Petrol.* 71, 407-415.
- ITO, J. and AREM, J.E. (1970). Idocrase: synthesis, phase relations and crystal chemistry. *Am. Mineral.*, 44, 880 - 912.
- KAUFMANN, G., KOCKEL, F. and 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. Geol. France*, (7) 18, 225 - 230.
- KOTOPOULI, C.N., HATZIPANAGIOTOU, K. and TSIKOURAS, B. (1989). Petrographic and geochemical characteristics of the ophiolitic rocks in Northern Samothrace, Greece. *Geologica Balcanica*, 19/3, 61 - 67.
- LETTERIER, J., MAURY, R.C., THONON, P., GIRAD, D.R. and MARCHAL, M. (1982). Clinopyroxene compositions as a method of identification of the magmatic affinities of paleo-volcanic series. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 59, 139-154.
- LIU, J.G. (1974). Stability relations of andradite - quartz in the system Ca - Fe - Si - O - H. *Am. Mineral.*, 59, 1016 - 1025.
- LIU, J.G. and ERNST, W.G. (1979). Ocean ridge metamorphism of the East Taiwan ophiolite. *Contr. Mineral. Petrol.*, 68, 335 - 348.
- LIU, J.G., KIM, H.S. and MARUYAMA, S. (1983). Prehnite - epidote equilibria and their petrologic applications. *J. Petrol.*, 24, 321 - 342.
- MARAKIS, G. (1972). Rodingites in serpentinites of central and south Euboea island, Greece.-*Ann. Geol. Pays Hellen.*, 24, 242-246.
- MANNING, P.G. and TRICKER, M.J. (1975). Optical - absorption and Mossbauer spectral studies of iron titanium site - populations in vesuvianites. *Can. Mineral.*, 13, 259 - 265.
- MCCONNELL, D. (1939). Note on the chemical similarity of idocrase and certain garnets. *Am. Mineral.*, 24, 62 - 63.
- MORIMOTO, N., FABRIES, J., FERGUSON, A.K., GINZBURG, I.V., ROSS, M., SEIFERT, F.A., ZUSSMAN, J., AOKI, K. and GOTTARDI, G. (1988). Nomenclature of pyroxenes. *Am. Mineral.*, 73, 1123-1133.
- OLESCH, M. (1978). Vesuvianite (idocrase) stability in the system $\text{CaO} - \text{MgO} - \text{Al}_2\text{O}_3 - \text{SiO}_2 - \text{H}_2\text{O}$ up to 5 kbar. *Abstr. papers presented at IMA Xth Gen. Meet. Novos.*, 2, 177.
- ORTOLEVA, P., MERINO, E., MOORE, C. and CHADAM, J. (1987). Geochemical self - organisation I: Reaction-transport feedbacks and modelling approach. *Am. J. Sci.*, 287, 979 - 1007.
- PAPIKE, J.J., CAMERON, K.L. and BALDWIN, K. (1974). Amphiboles and pyroxenes: characterization of other than quadrilateral components and estimates of ferric iron from microprobe data. *Geol. Soc. Am. Abstr. with Progr.*, 6.
- RICE, J.M. (1983). Metamorphism of rodingites: Part I. Phase relations in a portion of the system $\text{CaO} - \text{MgO} - \text{Al}_2\text{O}_3 - \text{SiO}_2 - \text{CO}_2 - \text{H}_2\text{O}$. *Am. J. Sci.*, 283 - A, 121 - 150.
- ROY, D.M. and ROY, R. (1957). System $\text{CaO} - \text{Al}_2\text{O}_3 - \text{SiO}_2 - \text{H}_2\text{O}$. VI. The

- grossularite - $3\text{CaO} \cdot \text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$ join. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 68, 1788 - 1789.
- ROY, D.M. and ROY, R. (1960). Crystalline solubility and zeolitic behaviour in garnet phases in the system $\text{CaO} - \text{Al}_2\text{O}_3 - \text{SiO}_2 - \text{H}_2\text{O}$. *Proc. 4th Intern. Symp. Chem. Cement, Washington*, 307 - 314.
- SAPOUNTZIS, E. (1972). An occurrence of rodingite in the area of south Olympus (Greece). - *Ann. Geol. Pays Hellen.*, 24, 515 - 526.
- SCHANDL, E.S., O'HANLEY, D.S. and WICKS, F.J. (1989). Rodingites in serpentized ultramafic rocks of the Abitibi Greenstone Belt, Ontario. *Can. Mineral.*, 27, 579 - 591.
- SCHWEITZER, E.L., PAPIKE, J.J. and BENICE, A.E. (1979). Statistical analysis of clinopyroxene from deep - sea basalts. *Am. Mineral.*, 64, 501 - 513.
- THAYER, T.P. (1963). Flow - layering in alpine peridotite - gabbro complexes. *Mineral. Soc. Am., sp. pap.*, 1, 55 - 61.
- TRACY, R.J. ROBINSON, P. and THOMPSON, A.B. (1976). Garnet composition and zoning in the determination of temperature and pressure metamorphism, central Massachusetts. *Am. Mineral.* 61, 762 - 775.
- ΤΣΙΚΟΥΡΑΣ, Β. (1992) Οι οφιολίθοι της νήσου Σαμοθράκης: Διερεύνηση των Γεωλογικών, Πετρολογικών και Γεωχημικών χαρακτηριστικών των οφιολίθων και των συνδεόμενων με αυτούς γειτονικών τους εμφανίσεων. *Διδ. Διατρ., Παν. Πατρών*, 475.
- ΤΣΙΚΟΥΡΑΣ, Β. and HATZIPANAGIOTOU, Κ. (1994). Geological evolution of Samothraki island (N. Aegean, Greece) - An incomplete ophiolitic sequence in the Circum - Rhodope zone. *Geologica Balcanica* (in press).
- ΤΣΙΚΟΥΡΑΣ, Β., ΠΕ - ΠΙΠΕΡ, Γ. and HATZIPANAGIOTOU, Κ. (1990). A new date for an ophiolite of the northeastern margin of the Vardar zone, Samothraki, Greece. *N. Jb. Miner. Mh.*, H11, 512 - 527.
- WENNER, D.B. (1979). Hydrogen, oxygen and carbon isotopic evidence for the origin of rodingites in serpentized ultramafic rocks. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 43, 603 - 614.
- WILSON, A.D. (1955). A new method for the determination of ferrous iron in rocks and minerals. *Bull. Geol. Surv. G.B.*, 9, 56 - 58.
- WOODSWORTH, G.J. (1977). Homogenization of zoned garnets from pelitic schists. *Can. Mineral.*, 15, 230 - 242.
- YARDLEY, B.W.D., ROCHELLE, C.A., BARNICOAT, A.C. and LLOYD, G.E. (1991). Oscillatory zoning in metamorphic minerals: an indicator of infiltration metasomatism. *Min. Mag.*, 55, 357 - 365.
- YODER, H.S. (1950). Stability relations of grossularite. *J. Geol.*, 58, 221 - 253.