

ΓΕΩΛΟΓΙΑ.— Μια συμβολή στη γνώση τῆς προέλευσης τῶν νεογενῶν - τεταρτογενῶν ἠφαιστειακῶν πετρωμάτων τοῦ Ἑλληνικοῦ χώρου, ὑπὸ Δημ. Α. Κισκύρα καὶ Ἄθαν. Παπαγιαννοπούλου-Οἰκονόμου*, διὰ τοῦ Ἀκαδημαϊκοῦ κ. Λουκᾶ Μουσοῦλου

ABSTRACT

Neogene-Quaternary calc-alkaline lavas in Greece have been derived from an, originally, basaltic magma, mixed later and before the main orogenesis with crust materials, because of melting of the eugeosyncline's bottom when it was entered into the asthenosphere. Partochemical similarity of calc-alkaline lavas to acid microlitic rocks of ophiolites may be explained by the assumption that both magmas, from which the mentioned rocks have been derived, contained basaltic ingredients, but in differend percentage. The lack of a contact metamorphosis around the ophiolitic rocks may be attributed to intrusion of plastic magma, due to the hydration of its mafic ingredients (serpentinization).

A. ΕΙΣΑΓΩΓΗ

Στὴν Ἑλλάδα ἀπαντοῦν πολλοὶ τύποι ἠφαιστειακῶν πετρωμάτων ἀπὸ τὰ πιὸ ὄξινα (ρυόλιθοι) ἕως τὰ πιὸ βασικά (βασάλτες). Γιὰ τὴν προέλευση τῶν ἠφαιστειακῶν πετρωμάτων ἔχουν διατυπωθεῖ πολλές ἀπόψεις, ὅλες τους ὅμως ἔχουν τὸ κοινὸ σημεῖο, ὅτι δέχονται ὡς σπουδαιότερη αἰτία γιὰ τὴν ἐμφάνιση τῆς μεγάλης ποικιλίας τέτοιων πετρωμάτων τὴ διαφοροποίηση μάγματος μὲ κλασματικὴ κρυστάλλωση. Ἔτσι, πρῶτα σχηματίσθηκαν τὰ βασικά πετρώματα, κατόπιν τὰ ἐνδιάμεσα καὶ τελευταῖα τὰ ὄξινα (Bowen 1928, Barth 1939).

Στὸν ἑλληνικὸ χῶρο πρῶτος ὁ Sonder (1924) θεώρησε μερικὰ ἠφαιστειακὰ πετρώματα, ὅπως τοὺς περλιῖτες, λιπαρῖτες καὶ ὀψιδιανούς τῆς Μήλου, ὡς ὑπολείμματα διαφοροποίησης μάγματος μὲ κλασματικὴ κρυστάλλωση. Τὴν ἀποψη αὐτὴ δέχτηκε καὶ ὁ Paraskevopoulos (1956) γιὰ νὰ ἐξηγήσει τὴν ἐμφάνιση παρόμοιων πετρωμάτων σὲ ἄλλες περιοχὲς τοῦ ἑλληνικοῦ χώρου καὶ κατέληξε στὸ συμπέρασμα ὅτι στὶς πρῶτες ἐκρήξεις τὸ μάγμα εἶχε διοριτικὴ ἕως χαλαζιοδιοριτικὴ σύσταση, δίνοντας ἀνδεσιτικά ἕως δακιτικά πετρώματα.

Ὁ Nicholls (1971 σ. 107) ἀπὸ τὴν παρουσία γαββρικῶν ἐγκλεισμάτων στὶς λάβες Σαντορίνης (Ἀκρωτήρι) καὶ τὴν ἐκεῖ παρουσία βασαλτῶν ἐξάγει τὸ συμπέρασμα, ὅτι τὸ μητρικὸ πέτρωμα τῶν παλιῶν λαβῶν τῆς Σαντορίνης ἦταν βασάλτης

* DEM. A. KISKYRAS AND ATH. PAPAYANNOPOULOU-ECONOMOU, A contribution to the knowledge of the origin of the Neogene - Quaternary volcanic rocks in Greece.

πλούσιος σε Al_2O_3 . Το μάγμα αυτό ήταν (Nicholls 1978, 118) έλαφρά πλούσιο σε Mg, Ni και Cr και προερχόταν από μερική τήξη περιδοτιτικού μανδύα. Βασαλτική σύσταση με άφθονία Al_2O_3 θεωρήθηκε (Pe και Piper 1972) ότι είχε και το μητρικό πέτρωμα των λαβών της περιοχής Μεθάνων, Πόρου και Αΐγινας, που περιέχουν πολλά έγκλεισματα, τα όποια αντιστοιχούν σε βασάλτη πλούσιο σε κεροστίλβη.

Στην παρούσα μελέτη εξετάζεται γενικότερα το θέμα της προέλευσης των νεογενών-τεταρτογενών ήφαιστειακών πετρωμάτων του Έλληνικού χώρου και γίνεται μιὰ προσπάθεια για συσχέτιση των πετρωμάτων αυτών με παλιότερα ήφαιστειακά πετρώματα, όπως τα όφιολιθικά, τόσο από την άποψη χημισμού, όσο και της γεωλογικής τους τοποθέτησης.

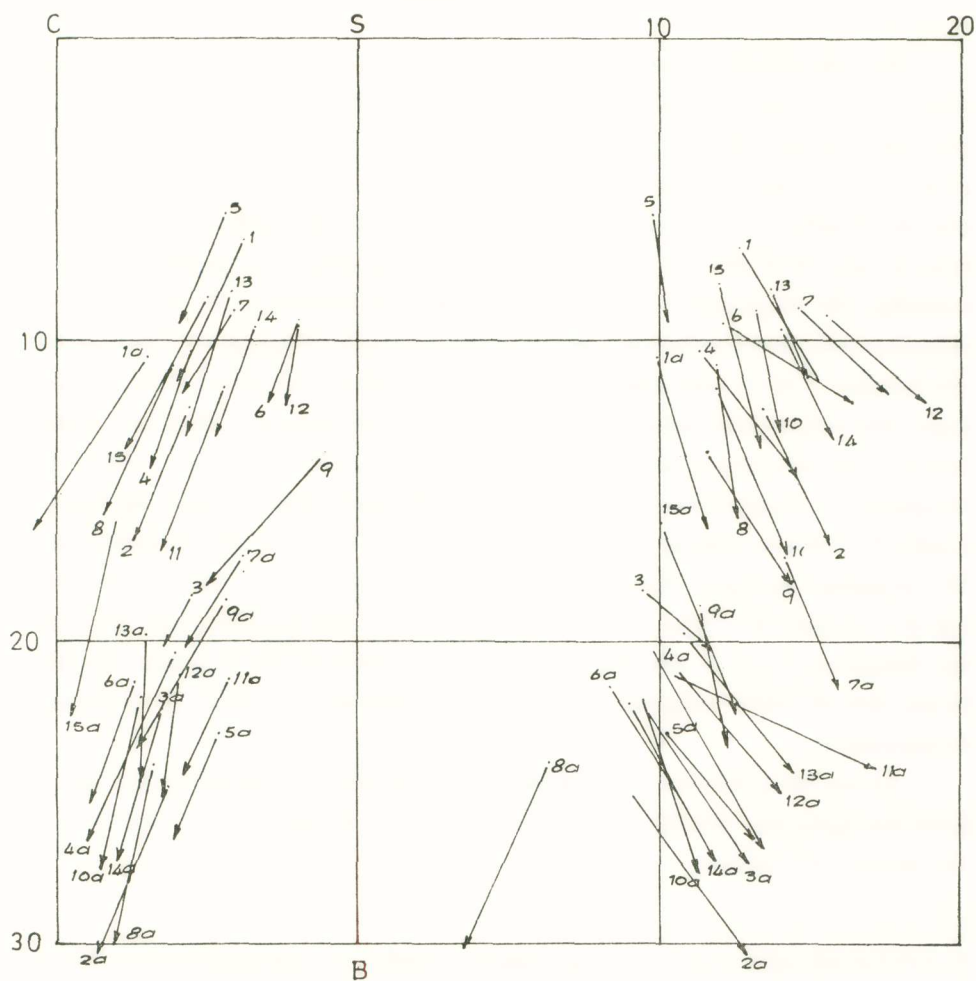
B. ΛΑΒΕΣ ΚΑΙ ΟΜΟΙΟΓΕΝΗ ΕΓΚΛΕΙΣΜΑΤΑ

Ένδιαφέροντα στοιχεία για την παρακολούθηση της πορείας της διαφοροποίησης μάγματος μπορεί να δώσει ή μελέτη των όμοιογενών έγκλεισμάτων, που περιέχονται μέσα σ' αυτές και είχαν στερεοποιηθεί, όταν οί λάβες ήταν ακόμη σε ρευστή κατάσταση. Από τη συγκριτική μελέτη του χημισμού λαβών και όμοιογενών έγκλεισμάτων, που έγινε παλιότερα (Κισκύρας 1964) έχει προκύψει ότι τα έγκλεισματα είναι πλουσιότερα σε MgO και CaO απ' ό,τι οί λάβες και φτωχότερα σε SiO_2 και αλκάλια. Τοῦτο αποδόθηκε στην ταχύτερη άστριοποίηση του δισθενούς άσβεστιου έναντι των μονοσθενών αλκαλίων, νάτριου και κάλιου. Για τον ίδιο λόγο, δηλ. το μεγάλο σθένος των στοιχείων, τα έγκλεισματα είναι πλουσιότερα σε Fe_2O_3 , Al_2O_3 και TiO_2 απ' ό,τι οί λάβες, ενώ ή μεγαλύτερη περιεκτικότητα των έγκλεισμάτων σε Mg απ' ό,τι σε Fe όφείλεται στην μικρότερη ακτίνα ιόντος του πρώτου (0.66) έναντι (0.74) του δεύτερου.

Το μεγάλο ποσοστό CaO στους άστρίους των έγκλεισμάτων φαίνεται στο σχ. 1 (πετροχημικό διάγραμμα κατά Sawarizki) από τις προβολές αυτών άριστερά και σε μεγάλη απόσταση από τον άξονα SB, ενώ στον πίνακα A από τις μεγαλύτερες τιμές του μαγματικού μεγέθους «c» στα έγκλεισματα απ' ό,τι στις αντίστοιχες λάβες. Έξαιρηση αποτελούν το έγκλεισμα N° 7α λάβας από την Ίμβρο, που πιθανώς δέν είναι όμοιογενές έγκλεισμα και το N° 11α, που είναι έναλλογενές έγκλεισμα λάβας από τον όξύλιθο (Εύβοια). Η μεγάλη τιμή του MgO στα έγκλεισματα άναγνωρίζεται από το μεγαλύτερο μήκος της κατακόρυφης συνιστώσας των άνυσμάτων στο δεξιό (ASB) τμήμα του διαγράμματος. Από τις προβολές έξάλλου των έγκλεισμάτων σε χαμηλότερες θέσεις του διαγράμματος διαφαίνεται ότι τα έγκλεισματα αντιστοιχούν σε βασικότερα πετρώματα απ' ό,τι οί λάβες, μέσα στις όποίες βρι-

σκονται. Τοῦτο φαίνεται καί ἀπό τίς μικρές καί συνήθως ἀρνητικές τιμές, πού ἔχει τὸ μαγματικὸ χαρακτηριστικὸ «q» στὰ ἐγκλείσματα, βλ. πίνακα Α. Οἱ ἀρνητικές τιμές τοῦ «q» σημαίνουν ὅτι τὸ ἀσβεστοαλκαλικὸ μάγμα ἔχει μεγάλα περιθώρια γιὰ νὰ ὑποστεῖ καὶ ἄλλες διαφοροποιήσεις, ἀφοῦ δὲν ἔχει ἀκόμα κορεστεῖ σὲ SiO_2 .

Τὸ ὅτι οἱ λάβες τοῦ Αἰγαίου ἔχουν προέρθει ἀπὸ μάγμα, πού ἔχει ὑποστεῖ



Σχ. 1. Πετρογραφικὸ διάγραμμα, μετὰ τὸ σύστημα Sawarizki, νεογενῶν - τετραρτογενῶν λαβῶν (1, 2...) καὶ ὁμοιογενῶν ἐγκλείσμάτων (1α, 2α...).

διαφοροποίηση μετὰ κλασματικὴ κρυστάλλωση, συνάγεται καί ἀπὸ τὸ μεγαλύτερο ποσοστὸ τοῦ κάλιου στὶς λάβες ἀπ' ὅ,τι στὰ ἐγκλείσματά τους. Τὸ κάλιο, πού ἔχει μεγαλύτερη ἀκτίνα ἰόντος (1.33) ἀπ' ὅ,τι τὸ νάτριο (0.97) δεσμεύεται ἀργότερα σὲ πυριτικές ἐνώσεις. Ἔτσι, στὰ ἐγκλείσματα ὑπερτερεῖ τὸ νάτριο, πού στὸ διάγραμμα

τοῦ σχ. 1 ἀναγνωρίζεται ἀπὸ τὴ μικρὴ ἀπόκλιση πρὸς τὰ ἀριστερὰ τῶν ἀνυσμμάτων τοῦ ἀριστεροῦ (CSB) τμήματος τοῦ διαγράμματος καὶ τὶς μεγάλες τιμὲς τῆς παραμέτρου «n» στὸν πίνακα Α, ὅπου

$$n = \frac{100 \text{ Na}_2\text{O}}{\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}}$$

Ἀπὸ τὸν πίνακα Α φαίνεται ὅτι ὁ βαθμὸς διαφοροποίησης τοῦ μάγματος συμβαδίζει μὲ τὴν ἐλάττωση τοῦ ποσοστοῦ τῶν φεμικῶν συστατικῶν (μαγματικὸ στοιχεῖο «h») καὶ τὴν αὔξηση τοῦ ἐλεύθερου SiO_2 καὶ λιγώτερο μὲ τὴ μείωση τῆς βασικότητας τῶν ἀστρίων. Ἔτσι, ἡ λάβα τῆς Σαντορίνης, δείγμα Ν° 5 τοῦ πίνακα Α, εἶναι δακιτοειδής, ἐνῶ τὸ ἔγκλεισμα αὐτῆς, Ν° 5α, εἶναι ἀνδесινικὸς βασάλτης. Ἀντίθετα, ἡ λάβα Ν° 6 ἀπὸ τὴν ἴδια περιοχὴ, ποὺ χαρακτηρίζεται ὡς κεροστιλβικὸς δακιτοειδής, δὲν παρουσιάζει μεγάλη διαφορὰ ἀπὸ τὸ ἔγκλεισμα Ν° 6α, ποὺ εἶναι λαβραδοριτικὸς δακιτοανδесίτης, ἀν καὶ ὑπάρχει μεγάλη διαφορὰ στὴν βασικότητα τῶν ἀστρίων. Γιὰ τὴ λάβα εἶναι $c = 1.9$ καὶ γιὰ τὸ ἔγκλεισμα $c = 7.4$, ἐνῶ οἱ διαφορὲς τῶν μαγματικῶν χαρακτηριστικῶν «h» καὶ «q» μεταξὺ λάβας καὶ ἐγκλείσματος εἶναι μικρότερες ἀπ' ὅ,τι στὰ δείγματα 5 καὶ 5α. Ἀκόμα λιγώτερο ἔχει προχωρήσει ἡ διαφοροποίηση στὸ μάγμα τῶν Μεθάνων, ἀπὸ τὸ ὁποῖο προέρχεται ἡ λάβα Ν° 3 (κεροστιλβικὸς δακιτοειδής) καὶ τὸ ἔγκλεισμα τῆς Ν° 3α (ἀνδесίτης). Τὰ μαγματικὰ στοιχεῖα εἶναι γιὰ τὴ λάβα $b = 18.2$, $c = 5.5$ καὶ $q = 9.6$, ἐνῶ γιὰ τὸ ἔγκλεισμα $b = 22.3$, $c = 7.6$ καὶ $q = -3.1$. Ἀπὸ τὶς θέσεις τῶν προβολῶν τῶν δειγμάτων 3 καὶ 3α στὸ διάγραμμα τοῦ σχ. 1 φαίνεται ὅτι τὸ μάγμα τῶν Μεθάνων, ἀπὸ τὸ ὁποῖο προῆρθαν, θὰ μπόρεσε νὰ ὑποστεῖ καὶ ἄλλη μεταγενέστερη διαφοροποίηση.

Τὰ πιὸ πάνω δείχνουν ὅτι ἡ πετροχημικὴ σύσταση τοῦ μάγματος, ποὺ τροφοδοτεῖ ἓνα ἠφαίστειο, ἀλλάζει στὴ διάρκεια ζωῆς του μὲ τάση νὰ γίνῃ πιὸ ὀξίνη μὲ τὴν πάροδο τοῦ χρόνου.

Γ. ΣΥΓΚΡΙΣΗ ΤΩΝ ἈΣΒΕΣΤΟΑΛΚΑΛΙΚΩΝ ΛΑΒΩΝ ΜΕ ΗΦΑΙΣΤΕΙΑΚΟῦ ΤΥΠΟῦ ΟΦΙΟΛΙΘΙΚΑ ΠΕΤΡΩΜΑΤΑ.

Ὅπως εἶναι γνωστὸ (Steinmann 1927, Kossmat 1937, Kober 1941 ὡς οφιολίθοι χαρακτηρίζονται βασικά καὶ ὑπερβασικά πετρώματα, ποὺ συνδέονται μὲ πρῶμο στάδιο ὀρογενέσεων, (πρωταρχικὸς ἢ γεωσυγκλινῆς μαγματισμὸς τοῦ Stille 1939). Ἀντίθετα, σύμφωνα μὲ τὴ θεωρία τῶν τεκτονικῶν πλακῶν οἱ οφιολίθοι δὲν προέρχονται ἀπὸ διείδυση ἐκρηξιγενοῦς ὑλικοῦ μέσα σὲ ἰζήματα, ἀλλὰ

ΠΙΝΑΞ Α.

Χημισμός λαβών (I) και έγκλεισμάτων (Ia) κατά Ζαωαρισκι

Τόπος	Άρ. βιβλ.	Είδος πετρώματος	α	β	γ	δ	ε	ς	ζ	η	θ
1. Κρομμωνία	32	Βιοσιτ. δακίτης	12.6	6.8	77.0	43.6	35.0	21.4	—	63	26.2
1α. »		Κεροσιλιβ. δακίτης	9.4	10.5	72.6	44.2	45.0	10.8	—	63	1.84
2α. Μετόβι Εύβοιας	33	Άνδесιν. άνδесίτης	13.2	5.5	69.0	45.0	36.7	18.3	—	70	6.4
2α. »		Λαβραδ. »	2.1	6.3	59.8	26.8	41.1	30.1	—	71	— 4.7
3. Μέθανα	4	Κεροστ. δακίτοιδης	9.4	5.5	66.9	65.6	16.0	18.4	—	67	9.6
3α. »		» άνδесίτης	9.6	6.6	61.2	32.9	40.7	26.3	—	73	— 3.1
4. Πόρος	4	Κεροστ. δακίτης	11.3	5.6	72.7	42.8	31.0	26.2	—	73	47.2
4α. »		Πυροξ. άνдесίτης	9.7	6.2	62.7	26.7	41.8	26.5	—	70	— 0.18
5. Άκρωτήρι	16	Δακίτοιδης	9.8	4.3	80.1	64.9	31.5	3.5	—	74	30.7
5α. Σαντορίνης		Άνδесιν. βασάλτης	10.2	4.7	62.1	47.0	28.0	25.0	—	71	— 1.7
6. Άκρωτήρι	16	Κεροστ. δακίτοιδης	12.0	1.9	76.8	44.8	20.5	34.7	—	73	27.5
6α. Σαντορίνης		Λαβραδ. δακίτοιδης	8.4	7.4	62.8	51.6	30.4	17.8	—	83	1.8
7. Τιμβρος	7	Πλαγ. ρυόλιθος	14.5	4.2	72.4	53.6	23.4	22.9	—	59	41.8
7α. »		Άνδесιν. άνдесίτης	14.2	3.8	64.9	51.3	34.6	14.0	—	74	— 3.3
8. Φέρες	19	Βιοστ. άνдесίτης	11.7	6.2	71.4	54.4	41.5	4.0	—	69	13.4
8α. Θράκη		Άνδесίτης	6.4	6.7	62.8	28.0	49.2	—	22.0	82	6.2

ΠΙΝΑΞ Α.

Χημισμός λαβών (I) και ἐγκλεισμάτων (Iα) κατὰ Ζαωαριζκί

Τόπος	Ἄρ. βιβλ.	Εἶδος περιόματος	a	c	b	s	f	m'	c'	a	n	q
9. Ροδόπη	43	Τραχειανδεσίτης	13.2	3.5	13.0	70.3	43.4	34.4	22.2	—	48	10.9
9α. Θράκης		Χαλαζ. δολερίτης	8.9	7.0	18.7	65.4	54.8	38.8	6.4	—	66	6.3
10. Δόμος Κτενᾶ	8	Δακίτοειδής	13.2	4.4	8.9	73.5	61.7	32.4	5.9	—	75	16.4
10α. Σαντορίνης		Βασάλτης	9.5	7.3	21.8	61.4	38.9	46.4	14.7	—	82	— 3.3
11. Ὀξύλιθος	31	Πυροξ. δακίτης	11.9	4.5	11.5	72.0	39.8	42.7	17.5	—	69	15.9
11α. »		Βασαλτ. ἀνδεσίτης	10.4	4.3	21.2	64.1	20.4	25.9	57.7	—	69	— 3.3
12. Ἐκρηξ. 1866		Δακίτοειδής	15.5	2.0	9.4	73.4	52.1	22.2	25.7	—	80	13.8
12α. Σαντορίνης		Βασαλτ. ἀνδεσίτης	10.7	5.7	20.9	62.8	49.8	29.0	21.1	—	85	— 2.0
13. Ἐκρηξ. 1925		Δακίτοειδής	13.7	4.0	8.4	73.9	62.6	25.2	12.2	—	79	61.4
13α. Σαντορίνης		Βυτωβ. λαβραδορίτης	7.1	12.0	19.7	61.1	36.3	36.7	27.0	—	86	— 4.1
14. Νίκη	38	Τραχειανδεσίτης	14.2	3.5	9.7	72.6	56.2	30.8	12.9	—	77	14.1
14α. Σαντορίνης		Ἄνδεσίτης	8.9	7.5	22.0	61.6	38.0	39.2	22.8	—	88	— 2.2
15. Νίσυρος	5	Αἰγιτ. δακίτης	12.0	5.0	8.0	75.0	44.6	44.2	11.2	—	71	21.0
15α. »		ὑπερσθ. ἀνδεσίτης	10.0	8.0	16.0	66.0	31.5	49.2	19.2	—	81	4.0

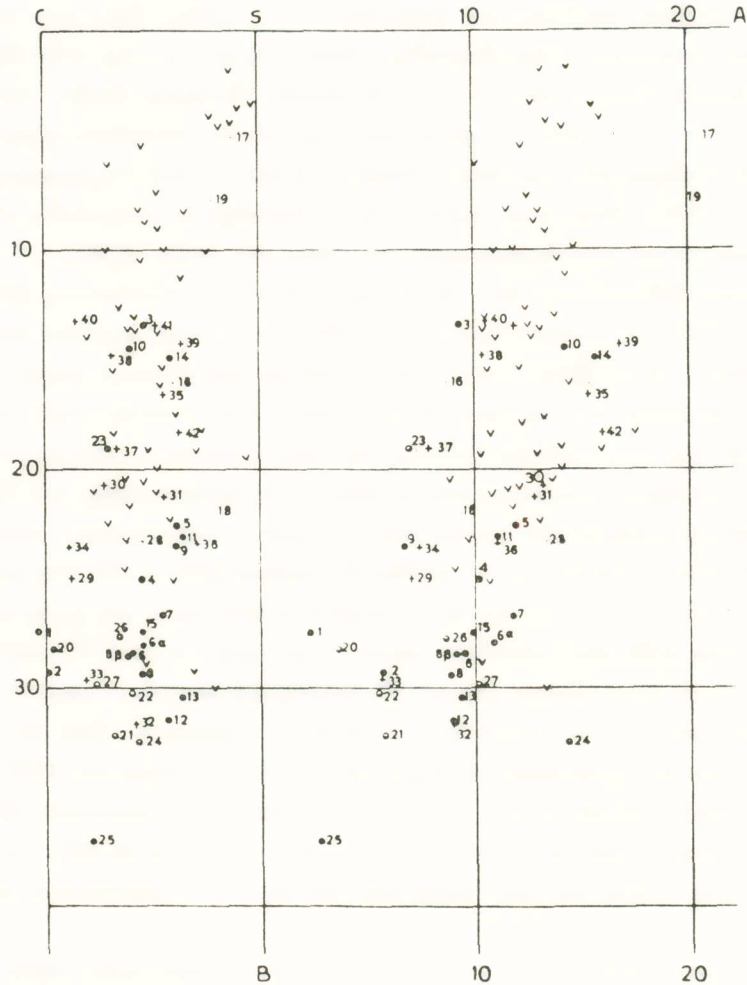
θεωρούνται ως τεμάχια ωκεάνιας πλάκας και άνωτερου μανδύα, που άποσπάστηκαν από κει κατά την σύγκρουση λιθοσφαιρικών πλακών και έπωθήθηκαν πάνω στο όρογενές (Coleman 1972, Moores 1970 *etr.*). Η άποψη όμως αυτή δεν εύσταθεϊ για την Ελλάδα, σε πολλά μέρη της οποίας (Μέθωνα, Πόρος, Κρομμυωνία, Λέσβος κλπ.) συναντώνται όφιόλιθοι και άσβεστοαλκαλικές λάβες, δηλ. στην έσωτερική πλευρά του νησιωτικού τόξου Κάρπαθος - Κάσος - Κρήτη και όχι στην έξωτερική, όπως θα έπρεπε σύμφωνα με τη θεωρία των πλακών (Kiskyras 1978). Άλλα και το γεγονός ότι σε πολλά μέρη της χώρας μας συναντώνται όφιολιθικοί τόφφοι αντίτιθεται στην ύπόθεση των τεκτονικών πλακών (Kiskyras and Papayannopoulou - Economou 1981). Έτσι, είναι προτιμότερο να δεχτούμε ότι οι όφιόλιθοι συνδέονται με το γεωσυγκλινη μαγματισμό κατά την έννοια του Stille (1939).

Άρκετά ενδιαφέρουσα από την άποψη αυτή είναι η διαπίστωση (Παπαγιαννοπούλου 1972) ότι οι άσβεστοαλκαλικές λάβες του Αιγαίου μοιάζουν από πετροχημική άποψη με τα όξινα μικρολιθικά πετρώματα ήφαιστειακού τύπου του όφιολιθικού μεσοζωικού συμπλέγματος στην Ελλάδα, ενώ οι υπαλκαλικές λάβες του Αιγαίου με τους σπιλιτιωθέντες διαβάσεις του ίδιου όφιολιθικού συμπλέγματος. Από το κοινό πετροχημικό διάγραμμα των νεογενών-τεταρτογενών λαβών του Έλληνικού χώρου και των μεσοζωικών όφιολιθικών πετρωμάτων ήφαιστειακού τύπου, σχ. 2 (βλ. και Kiskyras and Papayannopoulou-Economou 1982 σ. 296, Fig. 4) φαίνεται ότι: τα βασικά μέλη και των δυο αυτών ομάδων προβάλλονται στο κάτω τμήμα του διαγράμματος ASB, που έντοπίζεται περίπου γύρω από την τομή της κατακόρυφης γραμμής 10 με την όριζόντια γραμμή 30, δηλαδή στη θέση όπου κατά το σύστημα Sawarizki προβάλλονται πετρώματα με βασαλτική σύσταση. Από τη μετάθεση των προβολών των όφιολιθικών πετρωμάτων προς το άνω τμήμα του ASB-διαγράμματος με σαφή παρέκκλιση προς τα δεξιά συνάγεται ότι τα πετρώματα αυτά έχουν ύποστει διαφοροποίηση με αποτέλεσμα τον εμπλουτισμό τους σε SiO₂, και άλκάλια άκριβώς όπως γίνεται και στην περίπτωση των νεογενών-τεταρτογενών λαβών του Αιγαίου.

Ένα άλλο κοινό χαρακτηριστικό των νεογενών-τεταρτογενών λαβών του Αιγαίου και των μεσοζωικών όφιολιθών ήφαιστειακού τύπου στην Ελλάδα είναι ότι και στις δυο αυτές κατηγορίες πετρωμάτων η διαφοροποίηση γίνεται με εμπλουτισμό του ύπολείμματος σε άλκάλια. Έτσι, και στις δυο περιπτώσεις τα πιό όξινα πετρώματα είναι ύπεραργιλικά (Kiskyras 1983) δηλ. σε μοριακές αναλογίες ισχύει $Al_2O_3 > CaO + Na_2O + K_2O$. Έδώ θα πρέπει να προστεθεϊ ότι στην Όθρυ έχει διαπιστωθεϊ (Μαρίνος 1956 και 1974) διαφοροποίηση όφιολιθικού μάγματος από δουνίτη μέχρι άλκαλικό γρανίτη.

Δ. ΙΧΝΟΣΤΟΙΧΕΙΑ ΑΣΒΕΣΤΟΑΛΚΑΛΙΚΩΝ ΛΑΒΩΝ

Στήν περίπτωση, πού διάφορα ήφαιστειακά πετρώματα έχουν προέρθει από τὸ ἴδιο μητρικὸ μάγμα με κλασματικὴ κρυστάλλωση, θὰ ἔχουν ὅλα τὰ ἴδια ἰχνο-



Σχ. 2. Διάγραμμα, ὅπως στὸ σχ. 1, ἀλλὰ νεογενῶν - τετραρτογενῶν λαβῶν τοῦ Αἰγαίου (με τὸ γράμμα ν) καὶ ὀφιολιθικῶν πετρωμάτων (λευκοὶ κύκλοι ἀντιστοιχοῦν σὲ μικρολιθικά καὶ μαῦροι κύκλοι σὲ σπιλιτικά πετρώματα).

στοιχεῖα, ἀλλὰ σὲ ποσοστά, πού θὰ εἶναι ἀνάλογα με τὸ βαθμὸ διαφοροποίησης σὲ συσχέτισμό με τὴν ἀκτῖνα ἰόντων τῶν στοιχείων. Δηλ. Cr, Ni καὶ Ti θὰ ἐλαττώ-
νονται με τὴν πρόοδο τῆς διαφοροποίησης καὶ συνεπῶς με τὴν αὐξήση τῆς ὀξύτητας
τῶν πετρωμάτων. Ἀντίθετα Rb καὶ Cs θὰ αὐξάνουν.

Σύμφωνα με τὸν πίνακα B, ἡ περιεκτικότητα τῶν ἠφαιστειακῶν πετρωμάτων τῆς Πάτμου καὶ Σαντορίνης σὲ Cr, Ni καὶ V μειώνεται με ἐλάττωση τῆς βασικότητος τῶν πετρωμάτων αὐτῶν. Ἔτσι, οἱ ἀνδρεσίτες εἶναι πλούσιοι σὲ Cr, Ni καὶ V, ἀλλὰ φτωχοὶ σὲ Rb. Τὸ ἀντίθετο συμβαίνει γιὰ τὰ πιὸ ὀξείνα πετρώματα δακίτες καὶ λατιτικούς ἀνδρεσίτες.

Οἱ Murad-Puchelt (1976) διαπίστωσαν ἐπιπλέον ὅτι στὰ ἠφαιστειακὰ πετρώματα τῆς Σαντορίνης τὸ Cr καὶ τὸ Ni αὐξάνουν με αὐξανόμενο Mg καὶ παρουσιάζουν τὶς μεγαλύτερες τιμές στὰ ἐγκλείσματα. Ἡ διαπίστωση αὐτὴ ἐνισχύει τὴν ἄποψη ὅτι ὁ σχηματισμὸς ἀσβεστοαλκαλικῶν πετρωμάτων τῆς Σαντορίνης ὀφείλεται σὲ διαφορισμὸ μάγματος με κλασματικὴ κρυστάλλωση. Ἐνδιαφέρον παρουσιάζουν καὶ οἱ διαφορετικὲς τιμές τῶν ἰσοτόπων στρόντιου $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, πού ἀναγράφονται στὸν πίνακα B. Σχετικὰ με τοὺς ἀνδρεσίτες τῆς Λέσβου ὁ Kelepertsis (1978) νομίζει ὅτι οἱ ὑψηλὲς τιμές τοῦ λόγου αὐτοῦ (0.708) δὲν εὐνοοῦν τὴν ἄποψη ὅτι ἀνδρεσίτες ἔχουν προκύψει ἀπὸ κλασματικὴ κρυστάλλωση βασαλτικοῦ μάγματος ἢ ἀπευθείας ἀπὸ τὸ μανδύα. Πάντως, ὅπως παρατηρεῖ καὶ ἡ Πη-Piper, οἱ ὑψηλὲς τιμές τοῦ λόγου αὐτοῦ μπορεῖ νὰ ὀφείλονται καὶ σὲ ἀφομοίωση σιαλικῶν ὑλικῶν.

Τὸ γεγονός ὅτι καὶ λάβες μιᾶς μικρῆς ἠφαιστειογενοῦς περιοχῆς, ὅπως ἡ Σαντορίνη καὶ μάλιστα ὅλες ἀσβεστοαλκαλικές, πού προέρχονται ἀπὸ τὸν ἴδιο μαγματικὸ θάλαμο, παρουσιάζουν μεγάλες διαφορὲς τοῦ λόγου τῶν ἰσοτόπων στρόντιου, δείχνει ὅτι οἱ διαφορὲς αὐτὲς δὲν μπορεῖ νὰ ἀποδοθοῦν σὲ διαφορετικὴ προέλευση τῶν λαβῶν αὐτῶν. Οἱ διαφορὲς αὐτὲς ἐξηγοῦνται εὐκόλα ἀν δεχτοῦμε ὅτι οἱ λάβες τῆς Σαντορίνης προέρχονται ἀπὸ διαφοροποίηση μάγματος, πού εἶχε ἀπορροφήσει ἰζηματογενῆ ὑλικά ἀπὸ τὸ γεωσύγκλινο τῆς περιοχῆς αὐτῆς. Ὅπως εἶναι γνωστό, ἡ σύσταση τῶν ἰζηματογενῶν πετρωμάτων ποικίλλει πρὸς ὅλες τὶς διευθύνσεις.

Ε. ΣΥΖΗΤΗΣΗ

Εἰδικὰ πειράματα (Yoder 1969) ἔδειξαν ὅτι ἀπὸ τὸ ἴδιο τῆγμα, ἀλλὰ κάτω ἀπὸ διαφορετικὲς συνθῆκες, μποροῦν νὰ προέρθουν διαφορετικὰ ἠφαιστειακὰ πετρώματα π.χ. βασάλτες πλούσιοι σὲ ἀργίλιο κάτω ἀπὸ ἄνδρες συνθῆκες καὶ ἀσβεστοαλκαλικοὶ ἀνδρεσίτες μέχρι ρυόλιθοι κάτω ἀπὸ ὑδαρεῖς συνθῆκες. Τὸ ἴδιο ὑποθέτουμε ὅτι μπορεῖ νὰ γίνεται καὶ στὴ φύση. Στὴν περιοχὴ τοῦ Αἰγαίου π.χ. ἔχουν βρεθεῖ ὅλα τὰ ἠφαιστειακὰ πετρώματα τῆς σειρᾶς «βασάλτης-ρυόλιθος». Ἀπὸ τὴ μελέτη τοῦ χημισμοῦ λαβῶν καὶ ἐγκλεισμάτων διαπιστώθηκε, ὅπως εἶδαμε, ὅτι ἀπὸ τὸ ἴδιο μάγμα ἔχουν προκύψει, με κλασματικὴ κρυστάλλωση, βασάλτης καὶ δακίτης, ἐπίσης ἀνδρεσίτης καὶ δακίτης.

Π Ι Ν Α Κ Σ Β.

Ἰχνοστοιχεῖα ἠφαιστειακῶν πετρωμάτων στῆν Ἑλλάδα.

Τοποθεσία	Πέτρωμα	Cr(ppm)	Ni	V	Rb	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	*Αρ. βιβλ.
Πάτιμος	Χαλαζ. λατίτες	40	10 - 12	50 - 100			40
»	» Οξίνοι	120	~25	100 - 200			
»	Βασάλτες	180	~40	160 - 180			
Λέσβος	» Ανδεσίτης (μ. ὄρος 5 χημ. ἀναλύσ.)	355	74	119	129	0.708	9
Σαντορίνη							
» Ακρωτήρι	Δακίτης	5	10	33δ	79	0.705	38
Παλ. Καμμένη	Λακίτης-ἀνδεσίτης	5	10	25δ	70	0.705	38
Μικρά »	»	5	10	40δ	64	0.727	38
» Αγ. Γεώργιος	»	5	10	45δ	62	0.732	38
Μαυροραχίδι	» Ανδεσιτική λάβα	91	45	200δ	38	0.708	38
»	» τάρφος	353	105	200δ	39	0.736	38
Νίκη » Εκαρξή	Λάβα	8	10	60δ	61	0.713	38
1940 - 1941	» Εγκλεισμα	27	24	290δ	14	0.716	38
Νέα καὶ Παλαιά Καμμένη		4	8.0		66.0 μ. ὄρ.	25 ἀναλ.	39
Θηρασία-Ακρωτήρι Σαντορίνης		14	9.8		60.8 »	12 ἀναλ.	39

Ἐάν δεχθοῦμε τὴν κλασματικὴ κρυστάλλωση ὡς βασικὸ παράγοντα γιὰ τὸ σχηματισμὸ ἠφαιστειακῶν πετρωμάτων διαφορετικοῦ τύπου στὴν περιοχὴ τοῦ Αἰγαίου, τότε, ἐφόσον τὰ ἐγκλείσματα λαβῶν τῆς Σαντορίνης καὶ Σαρωνικοῦ κόλπου, ποὺ ἀποτελοῦν τὰ πιὸ βασικά ὑλικά τοῦ μάγματος, ἀντιστοιχοῦν σὲ βασάλτη πλούσιο σὲ Al_2O_3 , θὰ πρέπει τὸ μάγμα ἀπὸ τὸ ὁποῖο προέρχονται τὰ πετρώματα αὐτὰ (λάβες + ἐγκλείσματα) νὰ ἦταν στὸ σύνολό του λιγότερο βασικὸ ἀπὸ βασάλτη πλούσιο σὲ Al_2O_3 . Τοῦτο ἔρχεται σὲ συμφωνία μὲ τὴν ἄποψη (Κισκύρας 1964) ὅτι οἱ ἀσβεστοαλκαλικὲς λάβες τοῦ Αἰγαίου ἔχουν προέρθει ἀπὸ διαφορισμὸ συνορογενετικοῦ μάγματος, δηλ. μάγματος ποὺ κατὰ τὴν ὀρογένεση εἶχε εἰσχωρήσει σὲ γεωσύγκλινο καὶ ἀφομοιώσει ὑλικά του (H_2O , Ca, Al). Σύμφωνα μὲ τὴν ἄποψη αὐτὴ τὰ τελευταῖα ὑλικά τῆς διαφοροποίησης τοῦ μάγματος, δηλ. οἱ ρυόλιθοι, ἐμπλουτίσθηκαν σὲ ἀλκάλια, πράγμα, ποὺ δὲν ἐξηγεῖ ἡ ἄποψη (Keller 1969 βλ. Augoustithis 1978) ὅτι τὰ ρυολιθικά πετρώματα στὴν Κῶ, Κάλυμνο καὶ Τῆλο εἶναι προϊόντα ἀνάτηξης καὶ ὄχι διαφοροποίησης. Ἀλλὰ καὶ ἡ ἄποψη (Ninkovich-Hays) ὅτι ὁ σχηματισμὸς τῶν καλιούχων πετρωμάτων στὴν Ἑλλάδα ἔχει σχέση μὲ μιὰ ὑποτιθέμενη ὑποπρόελαση (subduction) τῆς Ἀφρικανικῆς πλάκας κάτω ἀπὸ τὸ Αἶγαῖο σὲ βάθη 100 μέχρι 150 χμ., δὲν μπορεῖ νὰ ἐξηγήσει τὴν ἐμφάνιση ἀσβεστοαλκαλικῶν καὶ ἀλκαλικῶν λαβῶν στὸ ἴδιο μέρος.

Ἡ ἄποψη ὅτι τὰ ἠφαιστειακὰ πετρώματα τοῦ Αἰγαίου εἶναι προϊόντα μάγματος, ποὺ ἦρθε ἀπὸ μεγάλη βάρη, ἔρχεται σὲ ἀντίθεση μὲ τὰ ἀποτελέσματα πειραμάτων, ποὺ ἔγιναν γιὰ τὴ γνώση τῶν συνθηκῶν σχηματισμοῦ μαγνητίτη στὰ ὑπαλκαλικά (Osborn et al 1979) καὶ στὰ ἀσβεστοαλκαλικά πετρώματα (Osborn et al 1980). Σύμφωνα μὲ τὰ πειράματα αὐτὰ οἱ ἀσβεστοαλκαλικὲς λάβες τῆς Σαντορίνης περιέχουν μαγνητίτη, στὴ σύσταση τοῦ ὁποῖου μετέχει TiO_2 σὲ μικρὰ ποσοστά, ποὺ ἀντιστοιχοῦν σὲ τεχνητὸ μαγνητίτη, ποὺ σχηματίστηκε σὲ πιέσεις 10 kbar μὲ παρουσία 2% H_2O , δηλ. σὲ βάθος μέχρι 40 km.

Ἐφόσον ἡ διαφοροποίηση συνορογενετικοῦ μάγματος δίνει ἀσβεστοαλκαλικὲς καὶ ὄξινες πλούσιες σὲ ἀλκάλια ἀσβεστοαλκαλικὲς λάβες, θὰ πρέπει νὰ ὑποθέσουμε (Κισκύρας 1964) ὅτι οἱ μὴ ὄξινες ἀλκαλικὲς λάβες, ποὺ βρέθηκαν στὴν περιοχὴ τοῦ Αἰγαίου (στὴ γεωαντικλινῆ Πελαγονικὴ Ζώνη) δὲν προέρχονται ἀπὸ μάγμα, ποὺ εἶχε εἰσχωρήσει σὲ γεωσύγκλινο, ἀλλὰ ἀπὸ μάγμα, ποὺ ἀνέβηκε ἀπευθείας στὴν ἐπιφάνεια ἀπὸ τὴν ἀσθενόσφαιρα. Ἐδῶ θὰ πρέπει νὰ σημειωθεῖ ὅτι γιὰ τὰ ἀλκαλικά πετρώματα τῆς παραλιακῆς Μ. Ἀσίας ἔχει διατυπωθεῖ ἡ γνώμη (Savascin 1981/1982) ὅτι ἔχουν διαφορετικὴ προέλευση ἀπὸ τὰ ἀσβεστοαλκαλικά καὶ μάλιστα ὅτι οἱ ἀλκαλικοὶ βασάλτες ἔχουν προέρθει ἀπὸ τὸ μανδύα. Εἶναι ὅμως πολὺ πιθανὸ νὰ ἔγινε σὲ μερικὲς θέσεις τοῦ Αἰγαίου ἀνάμειξη τῶν δυὸ μαγμάτων, ὀρογενετικοῦ καὶ

βασαλτικοῦ, με τὴ βοήθεια νεώτερων ἐγκαρσίων ρηγμάτων με ἀποτέλεσμα τὴν ἐμφάνιση ὑβριδίων ἠφαιστειακῶν πετρωμάτων. Πετρώματα τοῦ εἴδους αὐτοῦ βρέθηκαν στὴ Λέσβο (Πῆ-Piper 1979 σ. 323).

Μὲ βάση τὴν ἀρχή, ὅτι με τὴν πάροδο τοῦ χρόνου προχωρεῖ κατὰ κανόνα ἡ διαφοροποίηση τοῦ μάγματος, θὰ πρέπει τὰ νεώτερα πετρώματα ἀπὸ τὴ διαφοροποίηση τοῦ μάγματος νὰ εἶναι πλουσιότερα σὲ στοιχεῖα με μεγάλη ἰοντικὴ ἀκτῖνα καὶ φτωχότερα σὲ στοιχεῖα με μικρὴ ἰοντικὴ ἀκτῖνα. Ὅπως φαίνεται ἀπὸ τὸν πίνακα Β, τὰ ἠφαιστειακὰ πετρώματα τῶν Καμμένων Σαντορίνης, πὺ εἶναι νεώτερα ἀπὸ τὰ πετρώματα Θηρασίας καὶ Ἀκρωτήρι Σαντορίνης, περιέχουν 66 ppm Rb, 8 ppm Ni καὶ 4 ppm Cr (μέσος ὅρος 25 ἀναλύσεων) ἐνῶ στὴν δευτέρη περίπτωση ἔχουμε 60,7 ppm Rb καὶ ἀντίστοιχα 9,8 καὶ 14 (μέσος ὅρος 12 ἀναλύσεων). Ἀπὸ τὴν ἀποψη αὐτὴ ἐνδιαφέρον παρουσιάζουν οἱ ὑψηλὲς τιμὲς ρουβίδιου στοὺς ἠφαιστῖτες Θεσσαλίας καὶ Λιχάδων νήσων, πὺ εἶναι 92 ppm Rb γιὰ τὸν Καδιραγᾶ (Πορφυρίωνα) καὶ Ἀχίλλειο (μέσος ὅρος 9 ἀναλύσεων) καὶ 117, 5 ppm Rb γιὰ Λιχάδες καὶ Ἅγιο Ἰωάννη (μέσος ὅρος 7 ἀναλύσεων). Οἱ τιμὲς αὐτὲς γιὰ πετρώματα χαμηλῆς καὶ μέσης βασικότητας θεωροῦνται πολὺ ὑψηλὲς (Πῆ-Πανάγος 1976) ὅταν οἱ ἀντίστοιχες τιμὲς γιὰ τὴ Σαντορίνη εἶναι 42,6 (μ. ὅρος 16 ἀναλ.), τὴν Αἴγινα 533, (μ. ὅρος 3 ἀναλ.) τὰ Μέθανα 40,6 (μ. ὅρος 3 ἀναλ.) καὶ τὴ Νίσυρο 11,7 ppm Rb (μέσος ὅρος 7 ἀναλ.). Ἡ διαφορὰ αὐτὴ μπορεῖ νὰ ἐξηγηθεῖ, ἂν δεχθοῦμε (Κισκύρας 1964, σ. 100) ὅτι οἱ ἀλκαλικὲς λάβες τῆς Πελαγονικῆς ζώνης με μικρὴ περιεκτικότητα σὲ SiO₂ δὲν προέρχονται ἀπὸ συνορογενετικὸ μάγμα, ὅπως στὴν περίπτωση Αἴγινας, Μεθάνων, Σαντορίνης κλπ. Οἱ διαφορὲς τῶν ἠφαιστειακῶν πετρωμάτων Θεσσαλίας, στὸν Καδιραγᾶ (Πορφυρίωνα) π.χ. τὰ πετρώματα εἶναι πλουσιότερα σὲ K, Rb καὶ Fῆ ἀπ' ὅ,τι στὸ Ἀχίλλειο, ἴσως ἀποτελοῦν ἐνδειξὴ ὅτι τὰ ἠφαιστειακὰ πετρώματα Καδιραγᾶ εἶναι νεώτερα ἀπὸ αὐτὰ στὸ Ἀχίλλειο.

Ἄν λάβουμε ὑπόψη ὅτι οἱ βασικὲς λάβες τοῦ Αἰγαίου πετροχημικὰ μοιάζουν με τὰ μικρολιθικὰ πετρώματα ἠφαιστειακοῦ τύπου τοῦ μεσοζωικοῦ ὀφιολιθικοῦ συμπλέγματος στὴν Ἑλλάδα (Παπαγιαννοπούλου 1971 καὶ 1972), ἐνῶ οἱ ὑπαλκαλικὲς λάβες τῆς Θεσσαλίας καὶ Β. Σποράδων με τὰ σπιλιτωμένα ἠφαιστειακὰ πετρώματα τοῦ ὀφιολιθικοῦ συμπλέγματος (Παπαγιαννοπούλου 1972) μποροῦμε νὰ ποῦμε ὅτι οἱ νεογενεῖς-τεταρτογενεῖς ἀσβεστοαλκαλικὲς λάβες τοῦ Αἰγαίου ἔχουν προέρθει ἀπὸ μάγμα, τοῦ ὁποῖου τὰ βασικὰ μέλη μοιάζουν με τὰ ὄξινα μέλη ὀφιολιθικοῦ μάγματος. Ἡ ἀποψη αὐτὴ ἐνισχύεται καὶ ἀπὸ τὴν παρουσία στίς νεογενεῖς-τεταρτογενεῖς λάβες ἰχνοστοιχείων (Cr καὶ Ni) πὺ χαρακτηρίζουν ὀφιολίθους. Τὰ ἰχνοστοιχεῖα αὐτὰ αὐξάνουν μάλιστα με τὴν βασικότητα τῶν λαβῶν καὶ ἐγκλεισιμά-

των. Έτσι απομένει να εξεταστεί, αν μεταξύ των πετρωμάτων αυτών υπάρχουν και άλλες ομοιότητες ή γενετικές σχέσεις.

Από ειδικά πειράματα, που έγιναν (Kushiro and Yoder 1972, 412) βγήκε το συμπέρασμα, ότι άσβεστοαλκαλικό μάγμα μπορεί να σχηματιστεί με άπευθείας μερική τήξη περιδοτική γήινο μανδύα κάτω από ύδαρες συνθήκες. Λίγο αργότερα (1973) ο Kushiro, βασιζόμενος στην παρατήρηση ότι το μάγμα με αύξανόμενη πίεση γίνεται διαδοχικά φτωχότερο σε SiO_2 , συμπεραίνει, ότι μάγματα πλούσια σε SiO_2 και άλκάλια (άσβεστοαλκαλικοί άνδειςίτες) μπορούν να σχηματιστούν από μερική τήξη περιδοτική του άνωτερου μανδύα με παρουσία H_2O , K_2O και Na_2O σε χαμηλές σχετικά πιέσεις γύρω στα 15 Kbar. Αντίθετα, μάγματα πλούσια σε άλκάλια, αλλά φτωχά σε SiO_2 (άλκαλικοί βασάλτες) θά σχηματίστηκαν σε ύψηλές πιέσεις με παρουσία πτητικων. Την άποψη αυτή δέχτηκε και ο Puchelt (1978) που γράφει ότι το μητρικό πέτρωμα των άσβεστοαλκαλικων λαβων της Σαντορίνης ήταν ένας πλούσιος σε άργίλιο βασάλτης, που προερχόταν από μερική τήξη ύλικων του μανδύα κάτω από ύδαρες συνθήκες και άνάλογη πίεση. Ο Roever (1961) άποκλείει τη γένεση βασαλτικού μάγματος από τήξη άστριούχου περιδοτική στον άνωτερο μανδύα, τονίζοντας ότι τέτοιο ύλικό δέν ύπάρχει στον άνωτερο μανδύα.

Τό ότι ύπάρχει σχέση μεταξύ των άσβεστοαλκαλικων λαβων της Σαντορίνης και γενικότερα του Κυκλαδικου τόξου ήφαιστειων με τους όφιόλιθους φαίνεται όχι μόνο από τά γεωχημικά δεδομένα, αλλά και από τό ότι και οι δυό αυτές κατηγορίες πετρωμάτων συναντώνται σε γεωσυγκλινείς ζώνες και πολλές φορές στις ίδιες θέσεις. Τό γεγονός όμως ότι στις θέσεις αυτές άπουσιάζουν βασαλτικά πετρώματα ή έμφανίζονται σε μικρές ποσότητες, όπως π.χ. στην περιοχή των νήσων Λέσβου και Πάτμου, δέν έπιτρέπει να δεχθούμε ότι τά άνδειςιτικά πετρώματα του Αιγαίου έχουν προέρθει από διαφοροποίηση βασαλτικού μάγματος, που είχε προκύψει προηγούμενα από μερική τήξη περιδοτικου μανδύα σύμφωνα με τη θεωρία των τεκτονικων πλακων.

Άλλά και στις γνωστές βασαλτικές περιοχές Κολουμβία, Βραζιλία, Σιβηρία, Ίνδία και Άραβία, όπου παρουσιάζονται τεράστιες ποσότητες βασαλτικού ύλικου, δέν δέχονται (Augustithis 1978) ότι έχουν προέρθει σύμφωνα με αυτή τη θεωρία. Έδω πρόκειται μάλλον για άθρόα άνοδο βασαλτικού ύλικου άπευθείας από την άσθενόσφαιρα στην επιφάνεια, αν λάβουμε ύπόψη ότι τά περισσότερα έγκλείσματα, που βρέθηκαν στους βασάλτες αυτούς, είναι έναλλογενή (xenolites). Αυτά αντιστοιχούν σε τεμαχίδια ύπερβασικου ύλικου, που άποκόπηκαν από τό γήινο μανδύα (Augustithis 1978) κατά την άνοδο του βασαλτικού ύλικου στην επιφάνεια.

Έπίσης δέν μπορούμε να δεχθούμε ότι οι άνδειςιτικές λάβες του Αιγαίου άπο-

τελοῦν τὰ τελευταῖα ὑλικά διαφοροποίησης ὀφιολιθικοῦ μάγματος, ἐφόσον σὲ αὐτὰ ἀντιστοιχοῦν τὰ μικρολιθικά πετρώματα τοῦ ὀφιολιθικοῦ συμπλέγματος, πού εἶναι καὶ τῆς ἴδιας ἡλικίας μὲ τὰ ἄλλα ὀφιολιθικά πετρώματα, δηλ. μεσοζωικά, ἐνῶ οἱ ἀνδρσιτικές λάβες εἶναι πολὺ πιὸ νεώτερες (νεογενεῖς-τεταρτογενεῖς). Ἔτσι, αὐτὸ πού ἀπομένει ὡς πιθανότερο εἶναι ὅτι οἱ ὁμοιότητες, πού διαπιστώθηκαν μεταξὺ τῶν δύο κατηγοριῶν πετρωμάτων, ὀφείλονται στὸ ὅτι τὸ μάγμα, ἀπὸ τὸ ὁποῖο προέρχονται οἱ ἀσβεστοαλκαλικές λάβες, περιεῖχε καὶ αὐτὸ φεμικά ὑλικά ἀπὸ τὴν ἀσθενόσφαιρα, ἀλλὰ σὲ μικρότερα ποσοστὰ ἀπ' ὅ,τι τὸ μάγμα, ἀπὸ τὸ ὁποῖο ἔχουν προέρθει οἱ ὀφιόλιθοι. Στὴν περίπτωση αὐτὴ πρόκειται γιὰ ἀνάμειξη ὑλικῶν τοῦ γήινου μανδύα μὲ σιαλικά ὑλικά τοῦ γήινου φλοιοῦ, χάρη στὴν τήξη ἐνὸς τμήματος τοῦ ὑπόβαθρου τοῦ ἑλληνικοῦ ἀλπικοῦ εὐγεωσύγκλινου, πού εἶχε εἰσχωρήσει στὴν ἀσθενόσφαιρα πρὶν τὴν ὀρογένεση. Τὸ σύνθετο αὐτὸ μάγμα ἀφομοίωσε ἀργότερα, ὅταν κατὰ τὴν ὀρογένεση κλείστηκε στὸ χῶρο τοῦ γεωσύγκλινου καὶ ἰζηματογενῆ ὑλικά.

Ὅπως φαίνεται σὲ ὅλους τοὺς γεωλογικούς χάρτες, ἡ γεωγραφικὴ κατανομὴ τῶν ὀφιολιθικῶν πετρωμάτων στὴν Ἑλλάδα ἀκολουθεῖ τὴ διεύθυνση πού ἔχουν τὰ εὐγεωσύγκλινα, μὲ τὰ ὁποῖα συνδέεται καὶ ἡ ἐμφάνιση ἐκρηξιγενῶν πετρωμάτων. Τὸ ὅτι ἡ ἀποψη αὐτὴ ἔρχεται σὲ ἀντίθεση μὲ τὴ θεωρία τῶν τεκτονικῶν πλακῶν δὲν ἔχει σημασία, ἐφόσον ὅπως εἶναι γνωστὸ (Κισκύρας 1983) ὑπάρχουν πολλὲς ἀντιρρήσεις γιὰ τὴν ἰσχὺ τῆς θεωρίας αὐτῆς στὴν Ἑλλάδα. Εἰδικότερα, γιὰ τοὺς ὀφιόλιθους ὑποστηρίζεται ὅτι δὲν μπορεῖ νὰ τοποθετήθηκαν σὲ ὀρογενετικές αὐλακες, ὡς τεμάχια πού ἀποσπάστηκαν ἀπὸ τὸ γήινο μανδύα κατὰ τὴ σύγκρουση πλακῶν. Αὐτοὶ ἀνήκουν στὸ γεωσυγκλινῆ μαγματισμὸ (Kiskyras and Papayannopoulou-Economou 1981) δηλ. πρόκειται γιὰ προϊόντα μαγματικῆς διεῖσδυσης. Ἡ σπουδαιότερη ἀντίρρηση γιὰ ἀποδοχὴ τῆς ἀποψῆς αὐτῆς εἶναι ὅτι γύρω ἀπὸ τὰ ὀφιολιθικά πετρώματα δὲν παρουσιάζεται ἄλλω μεταμόρφωσης, πού ἔπρεπε νὰ ὑπῆρχε στὴν περίπτωση διεῖσδυσης ρευστοῦ μάγματος μέσα στὰ ἰζήματα. Ἡ ἀντίρρηση ὁμως αὐτὴ παύει νὰ ὑπάρχει, ἂν δεχτοῦμε ὅτι στὶς θέσεις, ὅπου σήμερα βρίσκονται οἱ ὀφιόλιθοι, δὲν ἔγινε διεῖσδυση ρευστοῦ, ἀλλὰ πλαστικοῦ, μάγματος, ὅπως εἰπώθηκε (Kiskyras 1980) γιὰ νὰ ἐξηγηθεῖ ἡ τεκτονικὴ ὁμοφωνία τῶν χρωμιτικῶν σωμάτων τῆς Ρόδου μὲ τὰ ἰζήματα, πού περιβάλλουν τοὺς ὀφιόλιθους. Ἡ πλαστικότητα τῶν ὀφιόλιθων συνδέεται μὲ τὴ σερπεντινίωση τῶν φεμικῶν τους συστατικῶν, πού γίνεται μὲ ἐνυδάτωση αὐτῶν. Γιὰ τὸν ὀλιβίνη π.χ. ἔχουμε $2 \text{Mg}_2\text{SiO}_4 + 2\text{H}_2\text{O} + \text{CO}_2 = \text{H}_4\text{Mg}_3\text{Si}_2\text{O}_9$ (σερπεντίνης) + MgCO_3 . Τοῦτο ἔχει ὡς ἀποτέλεσμα τὴν αὐξηση τοῦ ὄγκου τοῦ ὀφιολιθικοῦ πετρώματος καὶ τὴ δυνατότητα διαπειρισμοῦ του πρὸς τὴν ἐπιφάνεια, ὅπως στὴν περίπτωση τῆς διαπειρικῆς γύψου μὲ τὴν ἐνυδάτωση κοιτασμάτων ἀνυδρίτη (CaSO_4). Ὁ σερπεντίνης λόγω τῆς πλαστικότητάς του συμπερι-

φέρεται ως εύκίνητο ύλικό κατά την όρογένεση και μπορεί να εισχωρήσει και σε ρωγμές άλλων πετρωμάτων. Ένυδάτωση όφιολιθικού μάγματος (σερπεντινίωση) μέσα στα ίζηματα αναφέρεται για την περιοχή τής 'Αργολίδας (Ζέρβας 1972 σ. 97). 'Ο Francis (1981) εξάλλου αναφέρει σερπεντινίωση πετρωμάτων του άνωτερου γήινου μανδύα λόγω έντονης ύδροθερμικής κυκλοφορίας, που γίνεται με κάθοδο θαλάσσιου νερού μέχρι το μανδύα και κατόπιν άνοδο αυτού. 'Η σερπεντινίωση παρουσιάζεται στη σχετικώς ψυχρή και άρχαιότερη πτέρυγα μεταπτώσεων, που τις όνομάζει Serpentinization faults, δηλ. στα περιθώρια τής άρχαιότερης από τις δυό συγκρουόμενες τεκτονικές πλάκες. Έτσι, τα σερπεντινωμένα όφιολιθικά πετρώματα μπορούν κατά την όρογένεση να ύποστουν εύκολα σύνθλιψη και να διεισδύσουν μέσα σε ίζηματα, ακόμα και σε μικρότερες ρωγμές, δίνοντας γένεση στις γνωστές παρείσακτες κοίτες ('Υμηττός κλπ.).

'Απ' όσα ειπώθηκαν προκύπτει ότι οι άσβεστοαλκαλικές λάβες στον Έλληνικό χώρο προέρχονται από μάγμα με λιγότερα φεμικά συστατικά άπ' ό,τι έχει ό περιδοτίτης. 'Υποθέτουμε ότι άρχικά ήταν μαφικό (βασαλτικό) μάγμα του άνωτερου γήινου μανδύα, που αναμειχθηκε με σιαλικά ύλικά του γήινου φλοιού, χάρη στην τήξη ενός τμήματος του ύπόβαθρου του έλληνικού άλπικού εύγεωσύγκλινου, που είχε εισχωρήσει στην άσθενόσφαιρα. Το σύνθετο αυτό μάγμα άφομοίωσε άργότερα, όταν κατά την όρογένεση κλείστηκε στο χώρο του γεωσύγκλινου και ίζηματογενή ύλικά.

ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ

1. Οι νεογενείς-τεταρτογενείς άσβεστοαλκαλικές λάβες στην Ελλάδα δεν προέρχονται από διαφοροποίηση βασαλτικού ύλικού, που είχε νωρίτερα προκύψει από μερική τήξη περιδοτικού μανδύα, αλλά από μάγμα, ανάμεικτο από βασαλτικά ύλικά του γήινου μανδύα και σιαλικά ύλικά ύπόβαθρου εύγεωσύγκλινου, χάρη στην τήξη ενός τμήματός του, που πριν την κύρια όρογένεση είχε εισχωρήσει στην άσθενόσφαιρα.

2. 'Η πετροχημική όμοιότητα, που παρουσιάζουν μερικές βασικές άσβεστοαλκαλικές λάβες προς μικρολιθικά όφιολιθικά πετρώματα, πρέπει να άποδοθεϊ στο ότι και τα δυό μάγματα, από τα όποια προέρχονται τα πετρώματα αυτά, περιείχαν όμοια ύλικά άσθενόσφαιρας, σε διαφορετικά ποσοστά, τα όποια όμως μεταβλήθηκαν κατά την πρόοδο τής διαφοροποίησης του μάγματος, που έδωκε τις λάβες. 'Η παρουσία άσβεστοαλκαλικών λαβών στους ίδιους γεωσυγκλινείς χώρους, αλλά σε διαφορετικές γεωλογικές περιόδους, σημαίνει ότι ό σχηματισμός τών πετρωμάτων αυτών συνδέεται με δύο χρονικώς διαφορετικά και γεωλογικώς ανεξάρτητα συμβάντα,

πράγμα που αντιτίθεται στην εφαρμογή τῆς θεωρίας τῶν τεκτονικῶν πλακῶν στὴν Ἑλλάδα.

3. Ἡ ἄνοδος ὀφιολιθικῶν πετρωμάτων καὶ ἡ τοποθέτησή τους μέσα στὰ ἰζη-
ματα χωρὶς τὴ δημιουργία ἄλλω μεταμόρφωσης γύρω τους μπορεῖ νὰ ἐξηγηθεῖ καὶ
χωρὶς τὴ θεωρία τῶν τεκτονικῶν πλακῶν μὲ διείσδυση ὄχι ρευστοῦ, ἀλλὰ πλαστικοῦ,
ὀφιολιθικοῦ ὕλικοῦ. Τοῦτο γίνεται μὲ ἐνυδάτωση τῶν φεμικῶν συστατικῶν τῶν
ὀφιολίθων (σρπεντινίωση) ποῦ ἔχει ὡς ἀποτέλεσμα τὴν αὐξηση τοῦ ὄγκου τῶν πε-
τρωμάτων αὐτῶν καὶ τὸ διαπείρισμό τους.

SUMMARY

On the basis of petrochemical data it is pointed out that cognate in-
clusions, found in Neogene-Quaternary lavas, are richer in Al_2O_3 , TiO_2 , Fe_2O_3 ,
 MgO and CaO and poorer in SiO_2 , Na_2O and K_2O than the lavas, which means
that, due to differentiation, the residual magma will be enriched in elements
with smaller ionic radii and lower valences. For the same reason cognate in-
clusions are richer in MgO than in FeO . Thus, the fact that Greek lavas contain
cognate inclusions of variable constitution from high alumina basalt to acid
andesite led one to suppose that the magma, from which these lavas have
been derived by fractional crystallization, was less basic than high alumina
basalt. On the other hand, the lack of basaltic lavas in the Greek area, with
exception the Pelagonian zone, is in agreement with the view (Kiskyras 1964)
that calc-alkaline lavas of the Greek area have been not derived by differentia-
tion from a basaltic magma, but from a synorogenic magma, i.e. a magma,
intruded into sediments of geosyncline during the orogenesis and assimilated
sedimentary materials.

In contrast, the SiO_2 -poor alkaline and subalkaline lavas occurring pre-
ferably in the Pelagonian geoanticlinal zone did not derive from a synoro-
genetic magma but from a basaltic magma, transported to the surface through
deep faults in the bottom of foreland and hinterland caused by the action
of convection currents. They are richer in K , Rb and FeO , but poorer in
 Sr and Y than lavas, derived from a synorogenic magma.

On the basis of the petrochemical similarity between the calc-alkaline
lavas of the Aegean area and the acid microlitic rocks of volcanic type of the
Mesozoic ophiolitic complex in Greece on the one hand and the similarity
between subalkaline lavas and spilitic rocks of the same ophiolitic complex

on the other hand, it may be said that calc-alkaline lavas of the Aegean area derived from magma, the basic ingredients of which correspond to acid ingredients of ophiolitic magma. This view is supported by the fact of the presence in the Aegean area's lavas of the trace elements "Cr and Ni" which are characteristic of ophiolitic rocks. The content of these elements increases with the basicity of the lavas and their cognate inclusions. Nevertheless, due to the already lack of basalts in places, where andesites and ophiolites are encountered we do not accept that these lavas are fractional derivatives of basaltic magma which was generated by partial melting of peridotitic mantle.

The geographical distribution of the ophiolites along the Greek geosynclines and the fact that among the ophiolites appear ophiolitic volcanic rocks and tuffs do not favour the view that ophiolites are fragments of oceanic crust and/or slices of mantle emplaced "cold" into orogenic belts. This contrasts with the Plate Tectonics concept, but it does not play a significant role, given that geological and geophysical data contradict the application of this concept in Greece. Besides, the more important argument against the view, that ophiolitic rocks were intruded into geosynclines, was the occurrence of these rocks in sediments without a temperature contact aureoles. But this argument in favour with the Plate Tectonics concept is with no value, if we accept an intrusion of plastic ophiolitic magma into sediments instead of a fluid one, as Kiskyras (1980) has done in order to explain the concordance between chromite bodies and sediments, surrounding the chromites bearing ophiolites of the island of Rhodes. Ophiolites will become plastic by serpentinization, resulting in an increase of their volume due to hydration of them, and further in an upwelling of serpentines of diapiric type, as in the case of the conversion of anhydrite to gypsum, or of an other type, due to tectonic pressures. The occurrence of ophiolitic sills, i.e. serpentine injected between and along beds of sedimentary rocks, may be attributed to tectonic pressures upon plastic serpentine.

Considering all the above, and the large temporal difference between the formation of the above mentioned Mesozoic microlitic rocks, which are derivatives of peridotitic magma, and the formation of the Neogene-Quaternary andesitic lavas, we suggest that the last rocks may be derived from an, originally, mafic magma, which has been mixed with sialic crust's materials of melted geosyncline's bottom when it was entered into the asthenosphere just before the main orogenesis. This composed magma was later, during the

orogenesis, intruded into the geosyncline's area, where it has assimilated new materials now from sedimentary rocks.

ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ

1. S. S. Augustithis, Atlas of the textural patterns of basalts and their genetic significance, Elsevier Co. Amsterdam - Oxford - N. York, 1978.
2. T. F. W. Barth - W. C. Correns - P. Eskola, Die Entstehung der Gesteine Berlin. Verlag Springer, 1939.
3. N. L. Bowen, The evolution of the igneous rocks. Dover Publ. N. York, 1926.
4. E. Davis, Die jungvulkanischen Gesteine von Aegina, Methana und Poros und deren Stellung in Rahmen der Kykladenprovinz. Publ. Vulk. Inst. Friedländer 6. Thesis, Zürich, 1957.
5. — Zur Geologie und Petrographie der Insel Nisyros und Jali (Dodekanes) Prakt. Akad. Athen 42, 235 - 253, 1967.
6. T. J. G. Francis, Serpentinization faults and their role in the tectonics of slow spreading ridges. J.G.R. 86/12, 11616 - 11622, 1981.
7. — G. Georgalas, Beiträge zur kenntnis einiger jungtertiärer. Euptivgesteine der Insel Imbros. Bull. Volc Ser II, T.X., 1-43, 1950.
8. G. Georgalas und J. Papastamatiou, Über den Ausbruch des Santorin-vulkans von 1939 - 1941. Der Ktenas Ausbruch. Bull. Volc. S. II, T. XI, 1951.
9. A. Kelepertsis, Geochemistry of high - K - andesites from Polichnitos Area (Lesbos Island) Greece. Prakt. Acad. Athens 52, 497 - 511, 1978.
10. Δ. Α. Κισκύρας, Μερικές σκέψεις για την ήφαιστειότητα και τεκτονική του Αιγαίου. Δελτ. Έλλ. Γεωλ. Έταιρ. VI, I, 84 - 112, 1964.
11. D. A. Kiskyras, The geotectonic state of the Greek area: Volcanism, Intermediate Earthquakes and Plate Tectonics, Thera and the Aegean World I, 85 - 96 London (1978).
12. — The chromites of the island of Rhodes: A contribution to the study of the Greek chromites from the chemical and geotectonic point of view. Int. Symp. Metall. Maf. Ultramafic complex etc., Athens 1980, October 9 - 11, Vol. 1, 61 - 80, 1981.
13. — and Papayannopoulou - Economou, Ath., Igneous rocks in the Greek area and Plate Tectonics. Symp. Hell. Arc and Trench (H.E.A.T.). Athens 1981, V. 1, 284 - 297 (1981 - 1982).
14. Δ. Α. Κισκύρας, Γεωλογικά και γεωφυσικά στοιχεία κατά της ισχύος της θεωρίας των τεκτονικών πλακών στον ελληνικό χώρο. Πρακτ. Ακαδ. Αθηνών 57, 293 - 308, 1982.
15. D. A. Kiskyras, The genesis of the eruptive peraluminous rocks in Greece and their volcanological significance Prakt. Akad. Athens 58, 1983.
16. C. A. Ktenas, Le groupe d'iles de Santorin. Contribution à l'étude des laves tertiaires et quaternaires de la mer Egée. Pragm. Acad. Athènes 4, 1935.

17. J. K u s h i r o and H. S. Y o d e r, Origin of calc - alkalic peraluminous andesites and dacites. Year Book 71, 411 - 413 Carnegie, Geoph. Inst. Washington 1972.
18. J. K u s h i r o, Pressure effect on the changes of the forsterite-enstatite liquidus boundary with the addition of other cations and the genesis of magmas. Year Book 73, 248 - 251, Carn. Geoph. Inst. Washington 1974.
19. N. L i a t s i k a s, Beiträge zur Kenntnis der jungtertiären Eruptivgesteine in der Umgebung von Fere (West Thrazien). Prakt. Acad. Ath., 13, 314 - 32 und 476 - 481, 1938.
20. G. M a r i n o s, Über Geologie, Petrologie und Metallogenese des Ophiolit komplexes in Ostgriechenland. Berg-Huttenm. Monatsh. 1956, 101, 2p. 34 - 36.
21. Γ. Μ α ρ ί ν ο ς, Γεωλογία τής Ὀρθρουοσ καὶ τὰ θέματα τῶν ὄφειολίθων αὐτῆς. Ann. géol. Pays Hell Athènes, 26, 1974 - 1975, 118 - 148.
22. E. M u r a d and H. P u c h e l t, Petrology of the Christiana Islands, Southern Aegean sea. Intern. Congr. Therm Water, Geoth. Energy and Volcanism of the Mediterranean area, V, III, Athens 1976, 139 - 153.
23. D. N i n k o v i c h, and J. D. H a y s, Tectonic setting of Mediterranean volcanoes, Acta p. 261 - 276, 1971.
24. I. A. N i c h o l l s, Petrology of Santorini Volcano, Cyclades, Greece. Journal of Petrology, 211, 67 - 119, 1971.
25. — Primary basaltic magmas for the Pre-Caldera Volcanic rocks of Santorini. Thera and the Aegean World I, 109 - 120, London 1978.
26. E. F. O s b o r n, Origin of calc - alkali magma series of Santorini volcano type in the light of recent experimental phase equilibrium studies. Inter. Cong. Therm, Water etc. V, III, 154 - 167, Athens 1976.
27. E. F. O s b o r n, E. B. W a t s o n and S. A. R a w s o n, Composition of magnetite in subalkaline volcanic rocks, Year Book 78, 475 - 481 Carn. Geoph. Inst. Washington 1979.
28. E. F. O s b o r n and S. A. R a w s o n, Experimental studies of magnetite in calc-alkaline rocks, Year Book 281 - 285, 1980.
29. Ἄ Θ. Π α π α γ ι α ν ν ο π ο ὕ λ ο υ, Τὰ ἡφαιστειακὰ πετρώματα τῆς περιοχῆς Χρονίων Εὐβοίας Διδακτορική Διατριβὴ 1971.
30. — Πετροχημικαὶ παρατηρήσεις ἐπὶ τῶν νεογενῶν-τεταρτογενῶν λαβῶν Εὐβοίας, Θεσσαλίας καὶ Β. Σποράδων, ὡς καὶ τῶν ἡφαιστειακῶν πετρωμάτων τοῦ ὄφειολιθικοῦ συμπλέγματος. Δελτ. Ἑλλ. Γεωλ. Ἑταιρίας IX/2, 145 - 159, 1972.
31. I. Π α π α σ τ α μ α τ ῖ ο υ, Τὰ ἐναλλογενῆ ἐγκλείσματα τῶν ἡφαιστιτῶν τοῦ Ὀξυλίθου τῆς Εὐβοίας. Πρακτ. Ἀκαδ. Ἀθηνῶν 5, 306 - 313, 1930.
32. — Τὰ νεογενῆ ἡφαιστεία τῆς Κρομμυωνίας, Διατρ. ὑψηγείας, Ἀθῆναι 1937.
33. — Περὶ ἐνὸς νέου μεταλλικοῦ ἡφαιστειακοῦ κέντρου εἰς Εὐβοίαν. Δελτ. Ἑλλ. Γεωλ. Ἑταιρίας 3, 128 - 146, 1956 - 1958.
34. P a r a s k e v o p o u l o s, Über den Chemismus und die provinzialen Verhältnisse der tertiären und quartären Ergussgesteine der ägäischen Raumes und der benachbarten Gebiete. Tschermaks miner. petrogr. Mitteil. Bd. 6, 13 - 72, 1956.

35. G. G. P e e and D. J. W. P i p e r, Volcanism at subduction zones: The Aegean area. Δελτ. Έλλ. Γεωλ. Έταιρίας IX/2, 133 - 144, 1972.
36. Γ. Π η - 'Α θ. Π α ν ά γ ο ς, Συγκριτική γεωχημική έρευνα τών λαβών του βορείου Εύβοϊκου κόλπου. Δελτ. Έλλ. Γεωλ. Έτ. XII/2, 95 - 133, 1976.
37. Γ. Π η - P i p e r, Τά καινοζωικά ήφαιστειακά πετρώματα τής νήσου Λέσβου. Διατριβή ύφηγεσίας Πάτρα 1978.
38. H. P u c h e l t - J. H o e f, Preliminary geochemical and Strontium isotope investigation in Santorin rocks. Congress on the volcano Thera, Acta, 318 - 336, 1971.
39. H. P u c h e l t, Evolution of the volcanics rocks of Santorini. Thera and the Aegean World I, 131 - 146, London 1978.
40. U. R o b e r t, Les roches volcaniques de l'île de Patmos (Dodecanèse - Grèce). Thèse Univ. Paris 1973.
41. W. P. D e R o e v e r, Mantelgesteine und Magmen tiefer Herkunft Fortschr. Min. 39/1, 96 - 107, 1961.
42. M. Y. S a v a s c i n, Late Tertiary extencial tectonics and alkali-basatic magmatism in the West Anatolian coastal zone, Int. Symp. Hell. Arc and Trench (H.E.A.T.) Proceeding II, 183 - 208, Athens 1981.
43. K. S o l d a t o s, Die jungen Vulkanite der griechischen Rhodopen und ihre provinziellen Verhältnisse. Vulkaninstitut Imm. Friedländer No 11. Zürich 1961.
44. R. S o n d e r, Zur geologie und Petrographie der Inselgruppe von Milos. Zt. f. Vulk. 8, 1924.
45. H. S t i l l e, Zur Frage der Herkunft der Magmen, Abh. Preuss. Akad. Wiss. Math. Naturwisskl. No 10, Berlin 1939.
46. S. H. Y o d e r, Calcic Andesites: Experimental data bearing on the origin of their assumed characteristics. Papers Geoph. Labor. Carnegie Inst. Washington No 1542, 1969.
47. — Contemporaneons basaltic and rhyolitic magmas. Papers Geoph. Labor. Washington No 1619, 1973.
48. Σ π. Ζ έ ρ β α ς, Περί τής όφιολιθικής διεισδύσεως έν 'Αργολίδι. Συμβολή εις τήν γεωλογικήν και πετρολογικήν μελέτην τών όφιολίθων. Ann. géol. Pays Hellén. 24,1 - 109, 1972.