

Αελτ. Ελλ. Γεωλ. Εταιρ.	Τομ. XXIII/2	σελ. 531-544	Αθήνα 1989
Bull. Geol. Soc. Greece	Vol.	pag.	Athens

## Ο ΜΕΣΟΖΩΪΚΟΣ ΒΑΣΙΚΟΣ ΜΑΓΜΑΤΙΣΜΟΣ ΤΗΣ ΠΑΙΟΝΙΑΣ

Ε. ΔΑΒΗ, Γ. ΜΙΓΚΙΡΟΥ, Α. ΤΣΑΓΚΑΛΙΔΗ, Α. ΠΑΥΛΟΠΟΥΛΟΥ

### ΣΥΝΟΨΗ

Στην περιοχή της Παιονίας ο βασικός ηφαιστειακός και υποηφαίστειακός μεσοζωϊκός μαγματισμός είναι αυτόχθονος και εντάσσεται στον εν γένει οφιολιθικό. Συνδέεται με ασυνεχείς ενεργές περιθωριακές λεκάνες, ΒΒΑ-ΝΝΑ διευθύνσεως, και διακρίνεται σε δύο κυρίως τύπους T1 και T2 με κύριες εκδηλώσεις τους στις περιοχές Γευγελής-Σιθωνίας και Χορτιάτη-Λοπρη Βρύσης, αντίστοιχα. Ο τύπος T1 αντιστοιχεί σε βασάλτες μεσοωκεάνιας ράχης και νησιωτικού τόξου με ανοιχτές μεταξύ τους τάσεις επικαλύψεως ενώ ο τύπος T2 εμφανίζει χαρακτηριστικά νησιωτικού τόξου με τάσεις προς μαγματισμό μεταξύ-πλακών.

### RESUME

Dans la région de Péonie (Macédoine Centrale, Grèce) le magmatisme basique (volcanique et subvolcanique) d'âge mésozoïque est autochtone et relié au cortège ophiolithique. Ce magmatisme est en corrélation avec des bassins actifs marginaux, de direction NN0-SSE, et on distingue deux types T1 et T2 qui ont leurs manifestations principales dans les régions de Gevgéli-Sithonia pour le premier et Chortiatiss-Aspri Vrissi pour le deuxième. Le type T1 correspond à des basaltes de ride océanique et d'arc insulaire à tendance de superposition entre eux, tandis que le type T2 montre un caractère type arc insulaire à tendance du magmatisme intraplaque.

### ΕΙΣΑΓΩΓΗ

Η εργασία αναφέρεται στα βασικής συστάσεως ηφαιστειακά και υποηφαιστειακά πετρώματα, μεσοζωϊκής ηλικίας, που απαντώνται στην Κεντρική Μακεδονία.

Γεωτεκτονικά ο χώρος αυτός αποτελεί το ανατολικό τμήμα της ζώνης Αξιού (Σχ. 1).

Ο Αξιός, που βρίσκεται μεταξύ της Πελαγονικής ζώνης και της Σερβομακεδονικής μάζας, χωρίστηκε από τον Mercier (1966), με βάση τις λιθοστρωματογραφικές του ακολουθίες και την παρουσία των οφιολιθικών πετρωμάτων, στις ακόλουθες περιοχές αξονικής διευθύνσεως ΒΒΑ-ΝΝΑ (από τα ανατολικά προς τα δυτικά): α. Ζώνη Παιονίας, β. Υποζώνη Ηροπαιονίας, γ. Ζώνη Πάικου και δ. Ζώνη Αλμωπίας.

Ο Kockel (1980) χωρίζει τη ζώνη του Αξιού από τα ανατολικά προς τα δυτικά σε: α. Περιροδοπικό τόξο, β. "Slip" μάζα Αξιού, γ. Ενότητα Γευγελής, δ. Ενότητα Πάικου και ε. Ενότητα Αλμωπίας. Τα α, β και γ ο ίδιος συγγραφέας τα εντάσσει στη ζώνη Παιονίας.

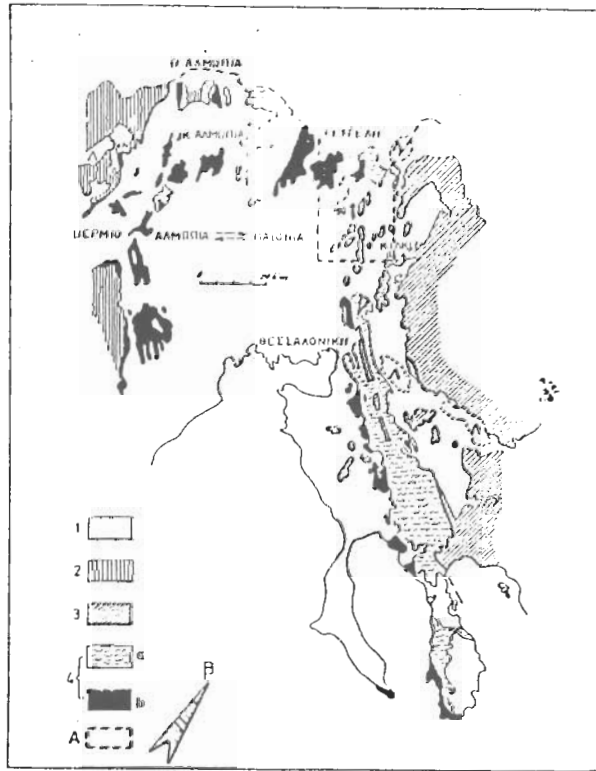
Ο Bébien et al. (1986) την περιοχή του Πάικου την εντάσσει στο Εσωτερικό Ελληνικό Οφιολιθικό Τόξο (Innermost Hellenic Ophiolite Belt, IMOB) της Βόρειας Ελλάδας, που περιέχει τα ασυνεχή οφιολιθικά συμπλέγματα της περιοχής Γευγελής και της Χαλκιδικής.

Ο Μιγκίρος (in prep., rep. in Migiros & Galcos, 1987) αναφέρει ότι μια μεγάλη εγκάρσια ρηγματογόνος ζώνη, ΒΑ και Α διευθύνσεως, που συνδέεται δυτικά με την περιοχή του Βερμίου, εξαφανίζεται κατά

το Μεσοζωικό το Πάικο, ενώ η Αλωπία ενοποιείται με την Παιονία. Βόρεια της ρηγματογόνου αυτής ζώνης, η Κεντρική Αλωπία και η περιοχή Γευγελής βρίσκονται σε παράλληλη γεωτεκτονική θέση, διαχωριζόμενες από το Πάικο.

Η υπό μελέτη περιοχή καλύπτει κυρίως το χώρο που βρίσκεται ΒΔ και Δ του Κιλκίς, μέχρι τον Αξιό ποταμό προς δυμάς, και τα ελληνογιουγκοσλαβικά σύνορα προς βορά (Σχ. 1).

Στη συνέχεια αναλύεται με συντομία η γεωλογική δομή της περιοχής και μελετάται η γεωχημεία των βασικών ηφαιστειακών και υποηφαιστειακών πετρωμάτων που απαντώνται τόσο στην κύρια περιοχή μελέτης όσο και στην ευρύτερη περιοχή Παιονίας [Παιονία και Ηροπαιονία/ Mercier (1966), και Παιονία/Kockel (1980)]



Σχ. 1. Γεωτεκτονικός χάρτης της ζώνης Αξιού.  
 1. Μεταϊουρασιακοί σχηματισμοί και γρανιτικές διεισδύσεις.  
 2. Παλαιοζωικό-Τριαδικό-Ιουραϊκό; (Παλαιοζωικό-Τριαδικό-Ιουραϊκό?).  
 3. Σερβομακεδονική μάζα.  
 4. Αξιός (Vardar): α. Ιζηματογενείς και ηφαιστειοίζηματογενείς σχηματισμοί (Πέρμιο-Τριαδικό-Ιουραϊκό). β. Οφιολιθικοί σχηματισμοί.  
 Α. Κύρια περιοχή μελέτης.  
 Fig. 1. Carte géotectonique de la zone d' Axios (Vardar).  
 1. Formations postjurassiques et intrusions granitiques.  
 2. Formations paléozoïques-Trias-Jurassique(?).  
 3. Massif serbo-macedonien.  
 4. Axios (Vardar): a. Formations sédimentaires et volcanosédimentaires (Pérmien-Trias-Jurassique). b. Complexe ophiolitique. A.  
 A. Localisation de la région étudiée.

## ΓΕΩΛΟΓΙΑ

Στην περιοχή της Παιονίας, εκτός από τα μεταλλικά ιζημάτα και τα, κατά θέσεις, όξινα ηφαιστειακά και υποηφαιστειακά πετρώματα απαντώνται αόλη κατά το πλείστον περιμετριάδικες-ιουραϊκές σειρές σχηματισμών ιζηματογενούς και ηφαιστειοίζηματογενούς προελεύσεως, μεσοζωικοί οφιολιθικοί σχηματισμοί (κυρίως βασικά ηφαιστειακά και υποηφαιστειακά πετρώματα) και τέλος γρανιτικές διεισδύσεις (Σχ. 1 και 2). Στην όλη δομή της περιοχής παρεμβάλλονται κατά θέσεις ιζηματογενείς και ηφαιστειοίζηματογενείς σειρές σχηματισμών κατωλιγοκαινικής-ανωπαλαιολιθικής ηλικίας, οι οποίες έχουν επηρεασθεί από την αλπική συμπιεστική φάση τεκτονισμού.

Ο Kockel (1979, 1980, et al. 1977) δυτικότερα της Σερβομακεδονικής μάζας (σειρές Βερτίσκου και Εξαμίλιου) διέκρινε τις μεσοζωικές κυρίως ενότητες Ντεβέ Κοράν-Δουμπίων και Άσπρης Βρύσης και την ομάδα Σβούλας. Ο Mercier (1966) στην ανατολική περιοχή της Παιονίας διέκρινε την ηφαιστειοίζηματογενή σειρά Ακρίτα-Μεταλλικού, στην κεντρική την ενότητα Μεγάλης Στέρνας-Λεβεντοχωρίου, που θεωρείται ανάλογη της ομάδας Σβούλας του Kockel, και στη δυτική την ενότητα Βαφετοχωρίου.

Αναλυτικότερα, στην περιοχή της Παιονίας με βάση κυρίως τη λιθοστρωματογραφία, είναι δυνατό να διακριθούν:

α. Περμετριάδικό: Είναι κυρίως ηφαιστειοίζηματογενείς και ιζηματογενείς σειρές σχηματισμών, που αποτελούνται από μεταρρολίθους, χαλαζιακούς σχιστολίθους, χαλαζίτες, μετατόφφους, καθώς και από αρκόζες, κροκαλοπαγή και λιγότερους ρυολίθους, αντίστοιχα. Χαρακτηριστικό τους αποτελούν οι συχνές πλευρικές μεταβάσεις.

β. Μέσο-Ανωτριάδικό: Πρόκειται κυρίως για ασβεστολίθους και δολομίτες, που υπέρκειται των περμετριάδικων σχηματισμών.

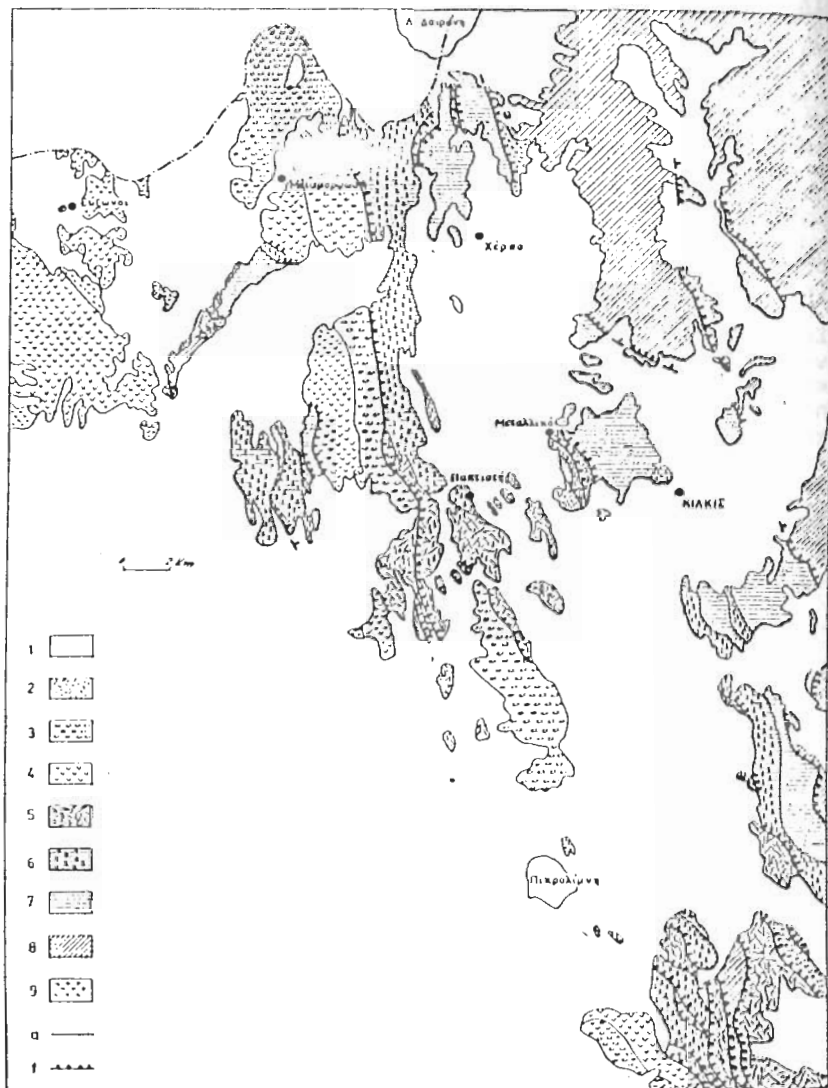
γ. Κάτω-Μεσοϊουραϊκό: Εκφράζεται με φλυσοειδείς και ασβεστολιθικές σειρές σχηματισμών. Οι πρώτες αποτελούνται από φυλλίτες, φαμίτες, αργιλικούς σχιστολίθους, καθώς και από παρεμβολές βασικών πετρωμάτων (κυρίως διαβάσες και ανδεσίτες έως ανδεσιτικούς βασάλτες). Κατά θέσεις (ανώτερα μέλη της ομάδας Σβούλας κατά Kockel) απαντώνται φαμιτικοί και κλαστικοί ασβεστόλιθοι, μικρολαιυποπαγή καθώς και ασβεστιτικοί σχιστολίθοι και χαλαζιακοί φαμίτες. Η ηλικία τους φθάνει μέχρι το κατώτερο Άνω Ιουραϊκό.

δ. Οφιολιθικοί σχηματισμοί (μεσοζωικός βασικός μαγματισμός):

Πρόκειται κυρίως για διαβασικές (κυρίως γαββροί, μικρογαββροί και δολερίτες) και βασαλτικές (ρεύματα, μαξιλαροειδείς λάβες και φλέβες) μάζες, που περιβάλλονται παράλληλα προς τον άξονα με διεύθυνση ΒΒΔ-ΝΝΑ, μεταξύ των προαναφερθέντων ηφαιστειοίζη-

ματογενών και ιζηματογενών σχηματισμών. Κατά θέσεις διαπιστώνεται η παρουσία οφιολιθικών σειρών από υπερβασικά (χαρτζβουργίτες, δουνίτες και χρωμίτες) των περιοχών Μεταμόρφωσης Θεσσαλονίκης και δυτικής Χαλκιδικής (Junz et al. 1981) και σωρευτικά πετρώματα (γάββροί και δολερίτες) των περιοχών Γευγελής και Μεταμόρφωσης Θεσσαλονίκης (Bébian et al., 1987). Τεκτονικά "mélanges" από υπερβασικά πετρώματα και αμφιβολίτες, μικρού εύρους έχουν παρατηρηθεί μέσα στις βασαλτικές κυρίως μάζες κατά μήκος τεκτονικών ζωνών συμπίεσης με διεύθυνση ΒΒΔ-ΝΝΑ.

ε. Ανωϊουραϊκό-Κάτω Κρητιδικό: πρόκειται για μολασσικούς σχηματισμούς, που αποτελούνται από φαμίτες, κροκαλοπαγή, πηλίτες και κλαστικούς ασβεστολίθους. Υπέρκειται κατά κανόνα των οφιολιθικών σχηματισμών, με παρεμβολές κατά θέσεις λαπεριτικού ορίζοντα.



Σχ. 2. Γεωλογικός χάρτης κυριότερης περιοχής, Κιλκίς. 1. Μεταλλικοί σχηματισμοί-αποθέσεις. 2. Σχηματισμοί Αν. Ηνωμένου-Κατ. Ολιγόκαινου. 3. Μολασσικοί σχηματισμοί (Ανωτ. Ιουρασικό-Κατ. Κρητιδικό). 4. Οφιολιθικοί σχηματισμοί. 5. Φλυσχοειδείς και ανθρακικοί σχηματισμοί (Κατ.-Μέσο Ιουρασικό). 6. Ανθρακικοί σχηματισμοί (Μέσο-Ανωτ. Τριαδικό). 7. Ηφαιστειογενείς και ιζηματογενείς σχηματισμοί (Περμο-τριαδικό). 8. Γενύσσιοι Βερτίσκου. 9. Μεσοζωϊκές γρανιτικές διεισδύσεις. α. Γεωλογικό όριο, γ. Εφίπνευση.

Fig. 2. Carte géologique de la région de Kilkis. 1. Formations-dépôts postalpins. 2. Formations Eocène sup.-Oligocène inf. 3. Formations molassiques (Jurassique sup.-Crétacé inf.). 4. Cortège ophiolitique. Formations flyschoides et carbonatées (Jurassique inf.-moyen). 6. Formations carbonatées (Trias moyen-sup.). 7. Formations sédimentaires et volcanosédimentaires (Permo-Trias). 8. Cneis de Vertiskos. 9. Intrusions granitiques mésozoïques. α. Contour géologique, γ. Chevauchement.

Όλοι οι σχηματισμοί που προαναφέρθηκαν, στη μεγαλύτερη έκτασή τους, βρίσκονται σε τεκτονική σχέση μεταξύ τους (εφίπνευσεις και ανώστροφα ρήγματα). Η τεκτονική αυτή σχέση έχει προέλθει από συμπίεστικές φάσεις τεκτονισμού, ΛΒΑ ώθησης, με παράλληλη συρρίκνωση των σχηματισμών. Γενικά, είναι δυνατό να διακριθούν δύο φάσεις (Vergelly, 1977): η μία κατά το τέλος του Ιουρασικού και η άλλη μετά το Ηώκαινο.

#### ΠΕΤΡΟΓΡΑΦΙΑ-ΓΕΩΧΗΜΕΙΑ

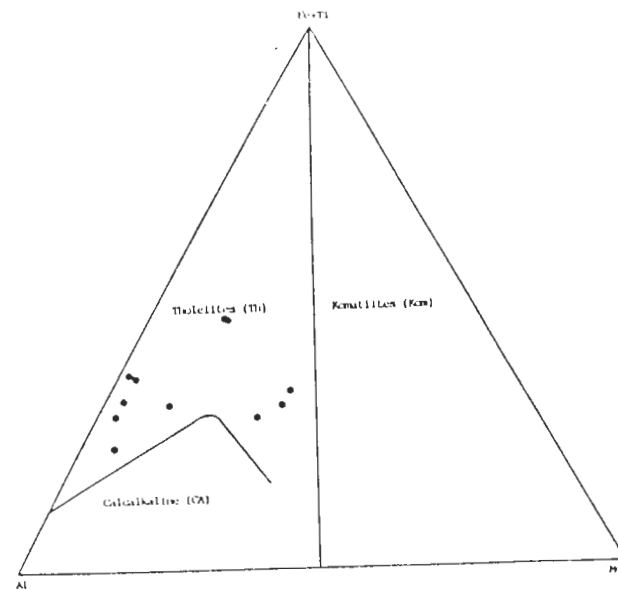
Η πετρογραφική μελέτη βασικών λαβών από την κύρια περιοχή μελέτης (ΒΔ και Δ του Κιλκίς), έδειξε ότι πρόκειται για δύο κύριες ομάδες (τύπους) πετρωμάτων T1 και T2.

Η ομάδα T1 περιλαμβάνει βασάλτιες με ενδιάμεσο ιστό. Στην ορυκτολογική τους σύσταση συμμετέχουν πλαγιόκλαστα, χλωρίτης, επίδοτο σε μικρούς κόκκους και συχνά αβεστίτης.

Η ομάδα T2 περιλαμβάνει βασάλτιες έως ανδρσιτικούς βασάλτιες. Ο ιστός τους είναι ποροφυροειδής με φαινοκρυστάλλους πλαγιόκλαστων και σπανιότερα επίδοτου, συχνά συγκεντρωμένο σε νησίδες μέσα σε μάζα από μικρότερους κρυστάλλους με ενδιάμεσο ιστό. Στην ορυκτολογική τους σύσταση συμμετέχουν πλαγιόκλαστα, χλωρίτης, επίδοτο, αβεστίτης και σερικίτης, που προέρχεται από τη σερικιτίωση των αστρίων.

Από τα δείγματα που μελετήθηκαν στο μικροσκόπιο, επελέγησαν τα περισσότερο αντιπροσωπευτικά, για αναλύσεις κυρίων στοιχείων και ιχνοστοιχείων (Πίνακας 1).

Από το διάγραμμα του Jensen (1976) Al-Fe+Ti-Mg (Σχ. 3) διαπιστώνεται ότι τα πετρώματα που αναλύθηκαν έχουν θολειτική σύσταση και διαφοροποιούνται σε πτωχά, ενδιάμεσα και πλούσια σε μαγνήσιο μέλη.



Σχ. 3. Διάγραμμα Al-Fe+Ti-Mg (Jensen, 1976) των βασάλτων από την περιοχή Δ και ΒΔ του Κιλκίς. (Th: περιοχή θολειτική, CA: περιοχή ασβεστοαλκαλική).

Fig. 3. Diagramme Al-Fe+Ti-Mg (Jensen, 1976) des basaltes de la région Δ et NO de Kilkis. (Th, domaine tholeiitique, CA: domaine calcalkalin).

ΠΙΝΑΚΑΣ 1

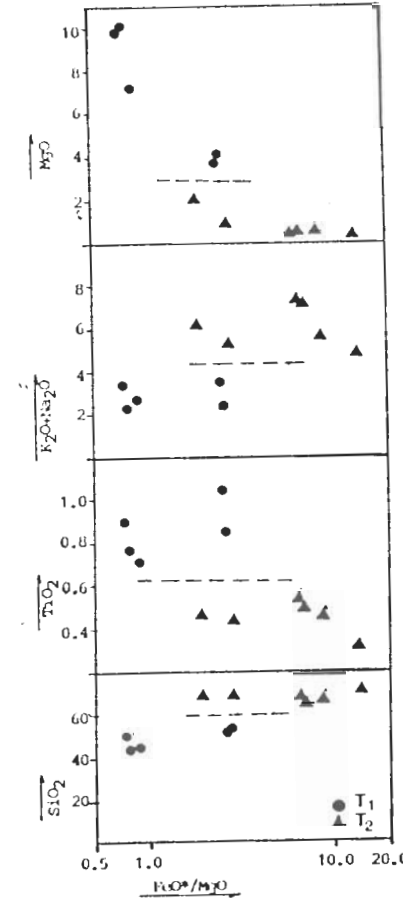
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
SiO <sub>2</sub>	46.40	50.38	45.95	51.23	53.66	71.09	68.12	67.69	68.29	67.95	67.09
TiO <sub>2</sub>	0.73	0.90	0.78	1.21	0.64	0.35	0.44	0.48	0.55	0.52	0.56
AlO <sub>3</sub>	14.23	15.25	14.56	14.39	14.77	13.17	15.42	13.70	14.88	14.24	13.43
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3.53	5.03	5.71	4.47	5.33	4.12	2.10	2.12	2.93	1.85	3.05
FeO	2.31	2.70	3.06	6.12	5.89	1.23	1.14	2.60	1.21	2.65	2.11
MnO	0.00	0.07	0.11	0.09	0.13	0.01	0.02	0.04	0.05	0.05	0.08
MgO	7.38	9.84	10.16	3.87	4.03	0.33	1.05	2.25	0.57	0.60	0.59
CaO	12.26	4.53	7.90	5.56	6.29	2.62	3.95	1.59	1.22	1.36	2.70
Na <sub>2</sub> O	1.46	1.37	1.15	3.39	2.19	4.65	3.86	3.01	3.59	3.78	5.00
K <sub>2</sub> O	1.39	2.09	1.07	0.10	0.03	0.07	1.18	3.00	3.78	3.51	0.55
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.10	0.13	0.11	0.09	0.05	0.07	0.09	0.08	0.11	0.10	0.12
+H <sub>2</sub> O	3.95	6.46	6.27	0.87	6.49	1.97	2.24	2.73	2.11	2.08	2.27
-H <sub>2</sub> O	0.13	0.75	0.89	0.32	0.07	0.09	0.16	0.09	0.11	0.13	0.13
CO <sub>2</sub>	5.11	0.13	1.44	8.17	0.00	0.02	0.03	0.04	0.00	0.11	1.87
	98.85	99.63	99.15	99.68	99.77	99.79	99.60	99.42	99.40	98.93	99.55

ΙΧΝΟΣΤΟΙΧΕΙΑ

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
Cr	315	374	519	24	27	14	18	20	11	12	12
V	146	162	234	323	319	8	5	24	31	30	24
Y	18	17	20	25	23	38	38	25	26	41	29
Zr	40	71	60	68	40	105	189	136	165	168	144

Η γεωχημική συγκριτική μελέτη τους όσον αφορά τα κύρια στοιχεία, έδειξε ότι πρόκειται για δύο κύριες ομάδες (τύπους) βασικών λαβών T1 και T2, οι οποίες αντιστοιχούν σε αυτές της πετρογραφικής έρευνας (Σχ. 4).

Η ομάδα T2 παρουσιάζει σημαντικά αυξημένο πυρίτιο έναντι του πυριτίου της ομάδας T1, στην οποία διαπιστώνονται οι συνηθισμένες τιμές που εμφανίζονται στους βασάλτες. Το TiO<sub>2</sub> στην ομάδα T1 κυμαίνεται από 0,73-1,21%, ενώ στην T2 είναι χαμηλότερο με τιμές 0,35-0,56%. Το Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> δεν παρουσιάζει διαφορές μεταξύ των δύο τύπων. Αντίθετα, οι τιμές του FeO\* (ολικός σίδηρος ως Fe<sup>+2</sup>) και κυρίως του MgO είναι σημαντικά μεγαλύτερες στην ομάδα T1 από,τι στην T2. Οι τιμές των αλκαλίων (K<sub>2</sub>O+Na<sub>2</sub>O) είναι σημαντικά υψηλότερες στην T2. Για την ερμηνεία προελεύσεως των μαγμάτων, τα οποία έδωσαν τους



Σχ. 4. Διάγραμμα των κυρίων στοιχείων των βασάλτων της περιοχής Δ και ΒΔ του Κιλκίς. T1 και T2 τύποι βασικών λαβών.

Fig. 4. Diagramme des éléments majeurs des basaltes de la région O et NO de Kilkis. T1 et T2 types des laves basiques.

δύο αυτούς τύπους: βασαλιτών, έγιναν ακόμη τα διαγράμματα  $TiO_2-Zr$  (Pearce, 1980),  $Zr/Y-Zr$  (Pearce and Norry, 1979) και  $Cr-Y$  (Pearce, 1980).

Στο διάγραμμα  $TiO_2-Zr$  (Σχ. 5α) τα μέλη της ομάδας T1 καταλαμβάνουν το χώρο των βασαλιτών μεσοκεάνιας ράχης (MORB) με τάση προς βασάλτες νησιωτικού τόξου (AL), ενώ η ομάδα T2 φαίνεται ότι διαφοροποιείται πλήρως και βρίσκεται στο χώρο των βασαλιτών νησιωτικού τόξου (AL).

Στο διάγραμμα  $Zr/Y-Zr$  (Σχ. 6α) ο τύπος T1 καταλαμβάνει το χώρο των βασαλιτών ωκεάνιας προελεύσεως (Ocean-floor basalts) με τάση προς θολεΐτες νησιωτικού τόξου (Island-arc tholeiites), ενώ ο τύπος T2 διαφοροποιείται πλήρως στο χώρο των βασαλιτών μεταξύ-πλακών (Within-plate basalts).

Στο διάγραμμα  $Cr-Y$  (Σχ. 7α) η ομάδα T2 βρίσκεται και πάλι στο χώρο μεταξύ-πλακών (WPL), ενώ η T1 απαντάται στο χώρο των βασαλιτών μεσοκεάνιας ράχης (MORB) με διαφοροποίηση ορισμένων μελών της σε βασάλτες νησιωτικού τόξου (AL).

Από τα παραπάνω συμπερασματικά διαπιστώνεται ότι τα πετρώματα της ομάδας T1 εκφράζουν κυρίως βασάλτες μεσοκεάνιας ράχης με τάση προς βασάλτες νησιωτικού τόξου, ενώ τα πετρώματα της ομάδας T2 ανταποκρίνονται κυρίως σε βασάλτες μεταξύ-πλακών με τάση προς αυτούς νησιωτικού τόξου.

Η σύγκριση των βασαλιτών που αναλύθηκαν με αντίστοιχα ηφαιστειακά και υποηφαιστειακά πετρώματα (κυρίως βασάλτες, ανδεσιτικούς βασάλτες, ανδεσίτες και διαβάσες), τα οποία απαντώνται στην Παιονία με βάση χημικές αναλύσεις που χρησιμοποιήθηκαν από εργασίες άλλων ερευνητών (Rémy et al., 1983, Bébien et Cagny, 1980, Bébien et al., 1986, Haenel et al., 1987, Bébien et al., 1987, Jung and Mussalam, 1985, Mussalam and Jung, 1986), οδήγησε στα ακόλουθα συμπεράσματα:

Στην περιοχή της Παιονίας απαντώνται δύο κύριοι τύποι βασικού μαγματισμού. Ο τύπος T1, με κύριες εκδηλώσεις του στις περιοχές Γευγελής και Σιθωνίας, και ο τύπος T2, με κύριες εκδηλώσεις του στις περιοχές Χορτιάτη και Άσπρης Βρύσης. Χαρακτηριστικό του μαγματισμού T2 αποτελεί κυρίως η υψηλή περιεκτικότητα των βασικών πετρωμάτων σε  $SiO_2$  (52-71%)

#### Ο μαγματισμός T1

Από το διάγραμμα  $TiO_2-Zr$  (Σχ. 5b) προκύπτει ότι πρόκειται για βασικό μαγματισμό νησιωτικού τόξου και μεσοκεάνιας ράχης, με αμοιβαία μεταξύ τους τάση επικάλυψης

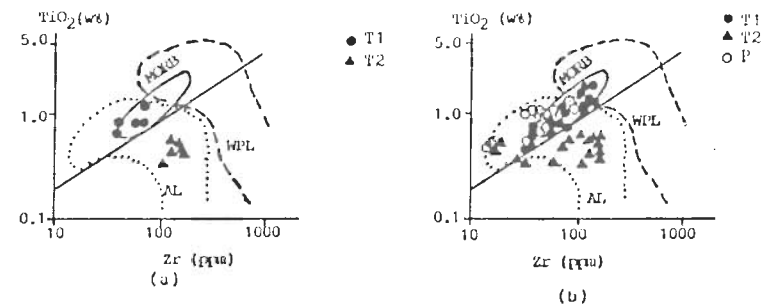
Στα διαγράμματα  $Zr/Y-Zr$  (Σχ. 6b) και  $Cr-Y$  (Σχ. 7b) διακρίνεται και πάλι η ίδια προέλευση μαγμάτων. Επιπλέον διαπιστώνεται μία μικρή τάση διαφοροποίησης από μαγματισμό μεσοκεάνιας ράχης σε μαγματισμό μεταξύ-πλακών.

#### Ο μαγματισμός T2

Από το διάγραμμα  $TiO_2-Zr$  (Σχ. 5b) συμπεραίνεται ότι πρόκειται για βασικό μαγματισμό νησιωτικού τόξου. Συγκριτικές παρατηρήσεις έδειξαν ότι η μείωση του  $Zr$  στον τύπο είναι συνάρτηση της μείωσης του  $SiO_2$  με κατά μέσο όρο σταθερές τιμές  $TiO_2$ .

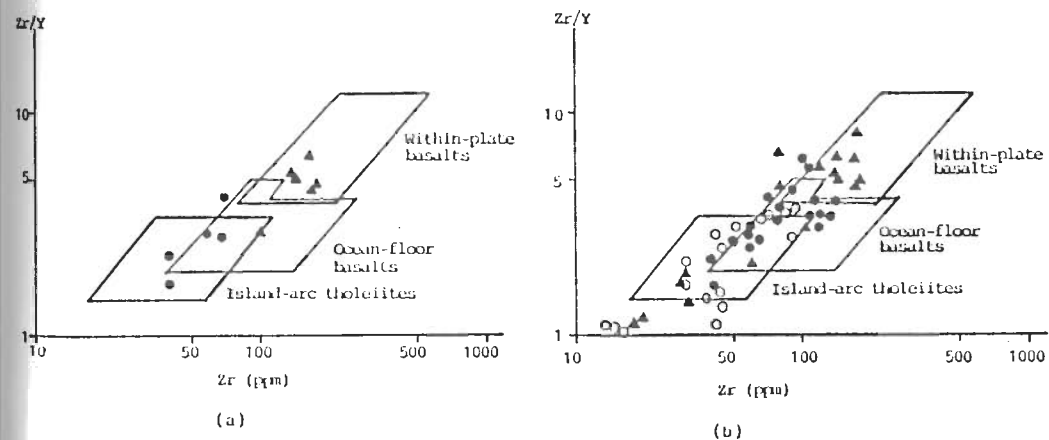
Στο διάγραμμα  $Zr/Y-Zr$  (Σχ. 6b) διαπιστώνεται διαφοροποίηση του μαγματισμού. Ο μαγματισμός του Χορτιάτη ανταποκρίνεται σε μαγματισμό μεταξύ-πλακών ενώ ο μαγματισμός της Άσπρης Βρύσης τοποθετείται στο μεγαλύτερο μέρος του στο μαγματισμό νησιωτικού τόξου.

Από το διάγραμμα  $Cr-Y$  (Σχ. 7b) συμπεραίνεται ακόμη ότι πρόκειται για μαγματισμό νησιωτικού τόξου, με τάσεις διαφοροποίησης προς μαγματισμό μεταξύ-πλακών. Αξιοσημείωτη είναι η πολύ μεγαλύτερη



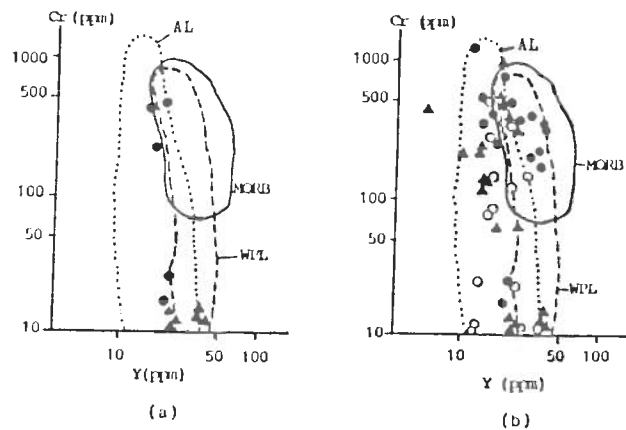
Σχ. 5. Διάγραμμα  $TiO_2-Zr$  (Pearce, 1980):  
 α: Βασάλτες από την περιοχή Δ και ΒΔ του Κιλκίς.  
 β: Βασικά ηφαιστειακά και υποηφαιστειακά πετρώματα της Παιονίας.  
 T1 και T2: τύποι βασικού μαγματισμού της Παιονίας.  
 P: Βασικός μαγματισμός του Πάικου.

Fig. 5. Diagramme  $TiO_2-Zr$  (Pearce, 1980):  
 α: Basaltes de la région Δ et ΝΔ de Kilkis.  
 β: Roches basiques volcaniques et subvolcaniques de Pionias.  
 T1 et T2: Types du magmatisme basique de Pionias.  
 P: Magmatisme basique du Païkon.



Σχ. 6. Διάγραμμα  $Zr/Y-Zr$  (Pearce and Norry, 1979):  
 α: Βασάλτες από την περιοχή Δ και ΒΔ του Κιλκίς.  
 β: Βασικά ηφαιστειακά και υποηφαιστειακά πετρώματα της Παιονίας.  
 Συμβολισμοί όπως και στο Σχ. 5).

Fig. 6. Diagramme  $Zr/Y-Zr$  (Pearce and Norry, 1979):  
 α: Basaltes de la région Δ et ΝΔ de Kilkis.  
 β: Roches basiques volcaniques et subvolcaniques de Pionias.  
 Légende comme au Fig. 5.



Σχ. 7. Διάγραμμα Cr-Y (Pearce, 1980):  
 α: Βασάλτες από την περιοχή Δ και ΒΔ του Κιλκίς.  
 β: Βασικά και υποηφαιστειακά πετρώματα της Παιονίας.  
 Συμβολισμοί όπως στο Σχ. 5.

Fig. 7. Diagramme Cr-Y (Pearce, 1980):  
 α: Basaltes de la région Δ et NO de Kilikis.  
 β: Roches basiques volcaniques et subvolcaniques de Paeonias.  
 Légende comme au Fig. 5.

περιεκτικότητα σε Cr (ppm) του μαγματισμού της Άσπρης Βρύσης από αυτή του Χορτιάτη.

#### ΣΥΖΗΤΗΣΗ-ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ

Η μελέτη της λιθοστρωματογραφίας και τεκτονικής των σχηματισμών που συμμετέχουν στη γεωλογική δομή της Παιονίας σε συνδυασμό με την πετρογραφική και κυρίως γεωχημική μελέτη του βασικού μαγματισμού (ηφαιστειακού και υποηφαιστειακού), ο οποίος απαντάται στην περιοχή αυτή, οδήγησε στα ακόλουθα συμπεράσματα:

Οι περιτριβιαδικοί σχηματισμοί (ηφαιστειοϊζηματογενείς και ιζηματογενείς), με συχνές πλευρικές μεταβάσεις, καθώς και οι υπερκείμενοι τους ανωτριβιαδικοί (αβεστούλιθοι και δολομίτες), με συχνές φασικές μεταβολές, παρά τον έντονο διαμελισμό τους, διαμορφώνουν την εικόνα μιας υπό διαφοροποίηση λεκάνης, BBA-NNA διεύθυνσης στο χώρο της Παιονίας τουλάχιστον από το Τριαδικό. Η θέση και ανάπτυξη των κατωμεσοϊουρασικών σχηματισμών (φλυσχοειδών και ανθρακικών), σε σχέση προς τους παλαιότερους σχηματισμούς και σε συνδυασμό με την παρουσία των οφιολιθικών σχηματισμών, μαρτυρεί ότι με την έναρξη του Ιουρασικού η περιοχή της Παιονίας είχε αρχίσει να διαμορφώνεται σε υβάματα (ανθρακική ιζηματογένεση), σε ενεργά ηπειρωτικά περιθώρια (φλυσχοειδής ιζηματογένεση) και σε ενεργές περιθωριακές λεκάνες (βασικός μαγματισμός).

Οι Mercier et al. (1975), συνδέουν τους σχηματισμούς της Παιονίας με μία ενεργή, κατά το Ιουρασικό, ηπειρωτική λεκάνη.

Η διαμόρφωση της περιοχής γινόταν με ρήγματα κύριας διεύθυνσης BBA-NNA και με δευτερεύοντα BA-NA διεύθυνσης.

Η μελέτη των ρημάτων αυτών στο χώρο της κύριας περιοχής μελέτης έδειξε ότι τα BBA-NNA ρήγματα, κατά την περίοδο τουλάχιστον του κατώτερου-μέσου Ιουρασικού, ήταν ρήγματα εφελκυσμού, ενώ τα BA-NA, τα οποία είναι νεότερα, ήταν τόσο εφελκυσμού, όσο και εφαιπτομε-

Οι Bébien et Gagny (1978) και οι Jung and Mussalam (1985) αναφέρουν ότι δομικές παρατηρήσεις στις περιοχές Γευγελής και Χαλκιδικής αντίστοιχα, διαπιστώνουν διεύθυνση των περιοχών με ΔBA-ANA διεύθυνση.

Ο Wilcox and al. (1973) αναφέρει ότι εφαιπτομενικές κινήσεις δείχνουν ότι η μεγάλη και μικρή συμπύκνωση ήταν αντίστοιχα κατά τη BBA-NNA και BBA-NNA διεύθυνση.

Οι Jung and Mussalam (1985) αναφέρουν ότι στη Σιθωνία το παλαιό άνοιγμα είχε διεύθυνση B27°Α, γεγονός που σημαίνει διεύθυνση με BA-NA κατεύθυνση. Επισημαίνουν επίσης, ότι το γεγονός αυτό έρχεται σε αντίθεση με τα τεκτονικά δεδομένα της περιοχής όπου από κοινού, εκταστικές και συμπιεστικές δυνάμεις έχουν εμφανιστεί από το Παλαιοζωϊκό με μια BA-NA διεύθυνση. Σημαντικό ρόλο στις συμπιεστικές τάσεις που εκδηλώνονταν στο χώρο της Παιονίας, κατά την περίοδο του εφελκυσμού, διαδραμάτισε η παρουσία της Σερβομακεδονικής μάζας που ενεργούσε ως κρατονική περιοχή σε συνδυασμό με την όλη στρέψη της με άξονα την περιοχή του Στρυμόνα (Mիրiтoς in prep.).

Ο βασικός μαγματισμός που εκδηλώνεται με την έναρξη του Ιουρασικού κυρίως στις ενεργές περιθωριακές λεκάνες και σε μικρότερη έκταση στα ενεργά περιθώρια, παρουσιάζει αξονική ανάπτυξη BBA-NNA διεύθυνσης, η οποία είναι παράλληλη με τα κύρια ρήγματα.

Οι ενεργές περιθωριακές λεκάνες, αν κρίνουμε από την παρουσία των φλυσχοειδών σειρών και των ενδιάμεσων παρεμβολών των προϊουρασικών σχηματισμών, δεν πρέπει να ήταν συνεχείς στο χώρο της Παιονίας.

Η γεωχημική μελέτη του βασικού μαγματισμού (ηφαιστειακού-υποηφαιστειακού) της Παιονίας έδειξε ότι αυτός εντάσσεται εξ ολοκλήρου στον εν γένει οφιολιθικό. Οι Bébien et al. (1987) διακρίνουν τον μαγματισμό σε οφιολιθικό και μη οφιολιθικό με βάση κυρίως την κωνική του τιτανίου (αμινο- ή ιαπιτιανιώδες).

Οι Jung and Mussalam (1985) διακρίνουν το μαγματισμό του Χορτιάτη από τον οφιολιθικό μαγματισμό της Χαλκιδικής.

Οι δύο τύποι, T1 και T2, που διακρίθηκαν στο βασικό μαγματισμό της Παιονίας, σε συνδυασμό με τη γεωτεκτονική κατανομή τους (Γευγελή-Σιθωνία και Άσπρη Βρύση-Χορτιάτης), δείχνουν ότι ο τύπος T1 συνδέεται με βαθύτερο μαγματισμό αντίστοιχο μεσοωκεάνιας ράχης και νησιωτικού τόξου, με αμοιβαίες μεταξύ τους τάσεις. Ο T2 εμφανίζει χαρακτηριστικά νησιωτικού τόξου, με τάσεις προς μαγματισμό μεταξύ-πλακών.

Είναι φανερό επίσης ότι ο μαγματισμός τύπου T2 βρίσκεται πλησιέστερα στα ενεργά περιθώρια, γι' αυτό και παρουσιάζει υψηλότερες τιμές πυριτίου.

Η παρουσιάζομενη διαφοροποίηση μεταξύ Χορτιάτη και Άσπρης Βρύσης, σε ό,τι αφορά την περιεκτικότητα σε χρώμιο καθώς και τον εντονότερο χαρακτήρα νησιωτικού τόξου στην Άσπρη Βρύση και περισσότερο μεταξύ-πλακών στο Χορτιάτη, οφείλεται στη διαφορετική γεωτεκτονική τους θέση.

Ο μαγματισμός του Χορτιάτη βρίσκεται υψηλότερα και αναπτύσσεται στα περιθώρια της Παιονίας προς το Βερτίσκο, ενώ της Άσπρης Βρύσης είναι βαθύτερος, συνδεδεμένος με ενδολεκάνιες διαμορφώσεις.

Η σύγκριση του βασικού μαγματισμού της Παιονίας με αυτόν του Πάικου (Δάβη κ.ά. 1988, Bébien et al., 1987, Σχ. 5b, 6b, και 7b), δείχνει ότι αυτός του Πάικου παρουσιάζει ομοιότητες με τον εν γένει βασικό οφιολιθικό μαγματισμό της Παιονίας, γεγονός που συνηγορεί στη διαμόρφωση γεωτεκτονικά του Πάικου κατά την κάτω-μεσοϊουρασική περίοδο, ως περιθωρίου των ενεργών λεκανών της Γευγελής (ανατολικότερα) και της κεντρικής Αλμωπίας (δυτικότερα, Σχ. 1).

Η απουσία βασικών μαγματικών πετρωμάτων στα ανώτερα μέλη των φλυοχρειδών σειρών ανωιουρασικής ηλικίας, σε συνδυασμό με την παρουσία των μολασσικών σχηματισμών, ανωιουρασικής κατακρητιδικής ηλικίας, βεβαιώνουν ότι την περίοδο αυτή ο βασικός μαγματισμός στην Παιονία είχε σταματήσει.

Κατά τους Jung and Mussalim (1985) η γένεση και τοποθέτηση των αυτοχθόνων περιδοτιών-γαββρονοριτών της Χαλκιδικής είναι δυνατό να δικαιολογηθεί με την παρουσία κατακερματισμένων ζωνών ΒΔ διευθύνσης, που απαντώνται από τη Χαλκιδική στη μεταξύ Θεσσαλονίκης και Μεταμορφώσεως περιοχή, γεγονός που δίνει μία εξήγηση ηπειρωτικού τύπου οφιολίθων. Παρόμοια θέση παίρνουν και οι Bébien et al. (1986). Η ηλικία τοποθέτησής τους είναι μεσοιουρασική (ραδιοχρονολόγηση K/Ar 160 εκατ. χρόνια, Jung et al. 1981)

Κατά την άποψή μας σημαντικός παράγοντας στην τοποθέτηση των υπερβασικών πετρωμάτων κατά μία διεύθυνση ΒΒΔ-ΝΝΑ, από τη Χαλκιδική προς τη Θεσσαλονίκη, αποτελεί η παρουσία της Σερβομακεδονικής μάζας, παράλληλα και πλησίον της οποίας αναπτύσσονται τα εν λόγω πετρώματα.

#### ΠΕΡΙΛΗΨΗ

Η εργασία αυτή αναφέρεται στα βασικής συστάσεως ηφαιστειακά και υποηφαιστειακά πετρώματα μεσοζωικής ηλικίας τα οποία απαντώνται στην Κεντρική Μακεδονία. Ο χώρος αυτός ανήκει στην Παιονία που αποτελεί το ανατολικό γεωτεκτονικά διαμορφωμένο τμήμα της ζώνης του Αξιού.

Στη γεωλογική δομή της Παιονίας εκτός από τους μεταλπικούς σχηματισμούς, λαμβάνουν μέρος και οι ακόλουθοι:

α. Ηφαιστειοίζηματογενείς και ιζηματογενείς σχηματισμοί, περμιο-τριαδικής ηλικίας.

β. Ανθρακικοί σχηματισμοί μέσο-ανωτριάδικής ηλικίας.

γ. Φλυοχρειδείς και ανθρακικοί σχηματισμοί κατω-μεσοιουρασικής ηλικίας.

δ. Οφιολίθοι (μεσοζωικός βασικός μαγματισμός).

ε. Μολασσικά ιζήματα ανωιουρασικής-κατακρητιδικής ηλικίας.

Οι προαναφερθέντες σχηματισμοί στη μεγαλύτερη έκτασή τους βρίσκονται σε τεκτονική σχέση (εμφικλύσεις και αναστροφή ρήγματα).

Η πετρογραφική και κυρίως η γεωχημική μελέτη του βασικού μεσοζωικού μαγματισμού, αποδεικνύει ότι διακρίνεται σε δύο κυρίως τύπους T1 και T2, που εντάσσονται στον εν γένει οφιολιθικό μαγματισμό.

Ο μαγματισμός αυτός στην περιοχή της Παιονίας συνδέεται με ασυνεχείς ενεργούς περιθωριακές λεκάνες, ΒΒΔ-ΝΝΑ διευθύνσης, οι οποίες διαμορφώθηκαν κατά την κάτω-μεσοιουρασική περίοδο.

Ο τύπος T1 με κύριες εκδηλώσεις στις περιοχές Γευγελής και Σιθωνίας, ανταποκρίνεται σε βασάλτες μεσοκεάνιας ράχης και ησιωτικού τόξου, με αμοιβαίες μεταξύ τους τάσεις επικαλύψεως.

Ο τύπος T2 με κύριες εκδηλώσεις στις περιοχές Χορτιάτη και Άσπρης Βρύσης εμφανίζει χαρακτήρα ησιωτικού τόξου προς μαγματισμό μεταξύ-πλακών.

#### CONCLUSIONS

Cet article présente les résultats de l'étude des roches basiques "volcaniques et subvolcaniques" d'âge mésozoïque situées en Macédoine Centrale (Grèce). Ce domaine fait partie de la région de Péonie, laquelle se trouve à l'Est de la zone d'Axios (Vardar).

La structure géologique de Péonie, sans tenant compte les formations post-alpines, comporte les membres suivants:

a. Formations volcanosédimentaires et sédimentaires d'âge Permo-Trias.

b. Formations carbonatées d'âge Trias sup.

c. Formations flyschoides et carbonatées d'âge Jurassique inférieur-moyen.

d. Ophiolites (magmatisme basique mésozoïque).

e. Sédiments molassiques d'âge Jurassique sup. à Crétacé inf.

Les relations des ces formations entre eux sont de nature tectonique (chevauchements et failles inverses). L'étude pétrographique, et surtout les analyses géochimiques montrent que le magmatisme mésozoïque basique est distingué en deux types: T1 et T2.

Le premier type T1, localisé surtout dans les régions de Guévguéli et Sithonia, correspond aux basaltes des rides médio-océaniques et arcs insulaires à tendance d'interférence mutuelle.

Le second type T2, localisé surtout à Chortiatis et Aspri Vrissi, montre un magmatisme du type arc insulaire à tendance intraplaque.

Le magmatisme de Péonie est corrélié à des bassins actifs marginaux discontinus de direction NNO-SSE. Ces bassins ont été individualisés pendant la période Jurassique inférieur à moyen.

#### ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ

BEBIEN, J. et GAGNY, CL. 1978: Influence des phénomènes de décrochement sur l'organisation du magmatisme dans l'association ophiolites-granites de Guévguéli (Zone du Vardar, Macédoine grecque). Paris, Académie des Sciences, Comptes Rendus, 286, p. 815-818.

BEBIEN, J. et GAGNY, CL. 1980: Différenciation des magmas ophiolitiques: L'exemple du cortège de Guévguéli. "Ophiolites", Symposium Cyprus, p. 351-359.

BEBIEN, J., DUBOIS, R. et GAUTHIER, A. 1986: Example of ensialic ophiolites emplaced in a wrench zone: Innermost Hellenic ophiolite belt (Greek Macedonia). Geology, 14, p. 1016-1019.

BEBIEN, J. BAROZ, F. CAPEDEI, S. et VENTURELLI, G. 1987: Magmatismes basiques associés à l'ouverture d'un bassin marginal dans les Hellénides internes au Jurassique. Ophioliti, 12 (1), p. 53-70.

ΔΑΒΗ, Ε., JUNG, D., ΤΣΑΓΚΑΛΙΔΗΣ, Α. και ΠΑΥΛΟΠΟΥΛΟΣ, Α. 1988: Οι οπιλίτες-κερατοφύρες του Ηάικου. Ορυκτός Πλούτος, τεύχος 53.

HAENEL-REMY, S. et BEBIEN, J. 1987: Basaltes et dolerites riches en magnésium dans l'association ignée de Guévguéli (Macédoine Grecque): Les témoins d'une évolution depuis des tholéiites abyssales jusqu'à des basaltes continentaux? Ophioliti, 12(1), p. 91-106.

JENSEN, S. 1976: A new cation plot for classifying subalkalic volcanic rocks. Ontario Dept. Mines, Misc., Paper 66, p. 22.

- JUNG, D., MUSSALLAM, K., BURGATH, K., KOCKEL, F., MOHR, M. and RASCHKA, H. 1981.: Ultramafic and related rocks of Chalkidiki. Proc. Int. Symp. Meta. Maf. Ultramaf. Complexes (Athens), 3, p. 24-42.
- JUNG, D. and MUSSALLAM, K. 1985: The Sithonia ophiolite: a fossil oceanic crust. *Ophioliti*, 10(2/3), p. 329-342.
- KOCKEL, F., MOLLAT, H. and WALTHER, T.H. 1977: Erläuterungen zur geologischen Karte des Chalkidiki und angrenzender Gebiete 1:100.000 (Nordgriechenland). Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe, (Hannover), p. 1195.
- KOCKEL, F. 1979: Die Vardar-Zone. Unveröffentlichtes, Manuscript.
- KOCKEL, F. 1980: Regionale geologische Stellung einiger Ophiolith-Komplexe in Griechenland. Final report on project NTS-61-, Bundesanst. f. Geowiss. u. Rohst., Hannover, vol. 2, part 1, p. 1-12.
- MERCIER, J. 1966: Etudes géologiques des zones internes des Hellénides en Macédoine Centrale (Grèce). II-Contribution à l'étude du métamorphisme et de l'évolution magmatique des zones internes des Hellénides. Thèse, Paris et Ann. Géol. Pays Helléniques, (1), 20, p. 1-792.
- MERCIER, J., VERGELY, P. et BEBIEN, J. 1975: Les ophiolites helléniques "obstruées" au Jurassique supérieur sont-elles les vestiges d'un océan Téthysien ou d'une mer marginale péri-européenne?. Soc. Géol. de France, CRS des Séances, p. 108-112.
- MIGIROS, G. et GALEOS, A. 1987: An ophiolite tectonic window in the Northern Almopia area, Northern Greece. Inter. Con. "Troodos 87".
- MIGIROS, G. (in preparation): The mesozoic tectonism related to the internal Hellenides ophiolites.
- MUSSALLAM, K. and JUNG, D. 1986: Petrology and Geotectonic significance of salic rocks preceding ophiolites in the Eastern Vardar zone, Greece. *TMPM Tschermaks Min. Petr. Mitt.*, 35, p. 217-242
- PEARCE, J.A. and NORRY, M.J. 1979: Petrogenetic implications of Ti, Zr, V and Nb variations in volcanic rocks. *Miner. Petrol.*, 69, p. 33-47.
- PEARCE, J.A. 1980: Geochemical evidence for the genesis and eruptive setting of lavas from Tehtyan ophiolites. In: A. Panayiotou (Ed.), Proc. Inter. Ophiolite Symposium, Cyprus 1979, p. 261-272.
- REMY, P., BEBIEN, J., CAPEDEI, S. et VENTURELLI, G. 1983: Découverte d'andésites riches en magnésium parmi des formations d'âge jurassique probable dans les Hellénides internes (Grèce). *C. R. Acad. Sc. Paris*, 297, p. 347-350.
- VERGELY, P. 1977: Ophiolites et phases tectoniques superposées dans les Hellénides. VI Coll. Geol. Aegean Region, 3, p. 1293-1302.
- WILCOX, R.E., HARDING, T.P. and SEELY, D.R. 1973: Basic wrench tectonics in the Vardar zone, Greece. *Geological Magazine*, 90, p. 74-96.