

ΓΕΩΛΟΓΙΑ.— Παρατηρήσεις ἐπὶ τῆς ἐξελικτικῆς πορείας τῶν ἑλληνικῶν γεωσυγκλίνων καὶ ἡ ἀπὸ Β πρὸς Ν καθυστέρηση κατὰ τὴν ἄλπικὴ ὀρογένεση, ὑπὸ Δημ. Α. Κισκύρα*, διὰ τοῦ Ἀκαδημαϊκοῦ κ. Λουκᾶ Μουσοῦλου.

ΕΙΣΑΓΩΓΗ

Τὰ πρῶτα ἀξιόλογα στοιχεῖα γιὰ τὴ γεωλογικὴ ἐξέλιξη τοῦ Ἑλληνικοῦ χώρου μᾶς ἔδωκε ἡ χρονολογικὴ σειρὰ τῶν πτυχώσεων καὶ ἐπωθήσεων, πού πρῶτα ἄρχισαν στὴν Ἀνατολικὴ Ἑλλάδα καὶ κατόπιν στὴν Δυτικὴ, ὥστε νὰ παρουσιάζεται μιὰ μετανάστευση τῶν ὀρογενετικῶν φάσεων στὸν κύριον κορμὸ τῆς Ἑλλάδας περίπου ἀπὸ ΒΑ πρὸς ΝΔ (Renz 1940, Aubouin 1960). Τὴν ἴδια ἐξελικτικὴ πορεία ἀκολούθησαν καὶ οἱ ἠπειρογενετικὲς κινήσεις, ὅπως συμπεραίνεται καὶ ἀπὸ τίς θέσεις τῶν βωξίτικῶν κοιτασμάτων, πού γενετικὰ συνδέονται μὲ τίς κινήσεις αὐτές. Οἱ παλιότεροι βωξίτες (προκιμμερίδιοι) π.χ. ὑπερτεροῦν στὴν Α. Ἑλλάδα (Καλλιδρομο, Οἴτη), οἱ μετακιμμερίδιοι μέχρι καὶ ἄνω κρητιδικοὶ (2ος καὶ 3ος ὀρίζοντας) στὸν Ἑλικῶνα, Παρνασσό, Γκιώνα, καὶ οἱ ἠωκαινικοὶ (4ος ὀρίζοντας) στὴ Δυτικὴ Ἑλλάδα (Ναύπακτο, Καϊάφα καὶ Πύλο).

Σὲ προηγούμενη ἐργασία (Kiskyras 1982) πού ἀφορᾷ στὴν ὑποτιθέμενη σύγκρουση τεκτονικῶν πλακῶν στὸ Αἰγαῖο, ἀναφέρεται παρεμπιπτόντως, ὅτι τὸ ἑλληνικὸ ἄλπικὸ γεωσύγκλινο παρουσίασε μιὰ καθυστέρηση στὴν ἐξέλιξή του περίπου ἀπὸ Β πρὸς Ν, ὅπως προκύπτει ἀπὸ τὸ ὅτι ἄργησαν νὰ ἐμφανισθοῦν ὁ φλύσχης καὶ ὁ μαγματισμὸς στὴ Νότια Ἑλλάδα σὲ σύγκριση μὲ τὴ Βόρεια. Στὴν παροῦσα μελέτη ἐξετάζεται τὸ θέμα αὐτὸ ἐμπεριστατωμένα μὲ βάση πολλὰ στοιχεῖα, πού ἀναφέρονται στὸ μαγματισμὸ καὶ τὴν ἠφαιστειότητα μαζί μὲ τὴν ἰζηματογένεση κατὰ μῆκος τῶν ἑλληνικῶν γεωτεκτονικῶν ζωνῶν καὶ ἰδιαίτερα τῆς ζώνης Ὠλονοῦ - Πίνδου, γιὰ τὴν ὁποία ὑπάρχουν ἀρκετὰ στοιχεῖα, τόσο ἀπὸ χρονολογικὴ ὅσο καὶ ἀπὸ ποσοτικὴ ἄποψη.

Α. Μαγματισμὸς καὶ Ἡφαιστειότητα

1. Πρωταρχικὸς μαγματισμὸς

Στὴν Ἑλλάδα ἡ κύρια φάση τοῦ πρωταρχικοῦ μαγματισμοῦ τῆς ἄλπικῆς ὀρογένεσης ὑπὸ τὴν ἔννοια τοῦ Stille (1940) παρουσιάζεται κυρίως στὸ ἄνω Ἰουρα-

* DEM. A. KISKYRAS, Some remarks regarding the evolution process of the Alpine - Greek geosynclines, and its tardiness nearly from N to S.

σικό - κάτω Κρητιδικό με βασικά και περισσότερο με υπερβασικά πετρώματα, που περιορίζονται στις εσωτερικές ζώνες. Στην περιοχή του Βούρινου π.χ. πάνω από τους οφιόλιθους κάθονται έπικλυσιγενείς άσβεστόλιθοι του Κιμμερίδιου, (Μαυρίδης 1978), ενώ στην περιοχή του Καλλίδρομου οί οφιόλιθοι έμφανίζονται πάνω από κιμμερίδιους άσβεστόλιθους (Celet 1962, σ. 95). Ραδιοχρονολογικές μετρήσεις (Hynes et al 1972) σε οφιόλιθους από την Όθρυ έδειξαν ότι τὰ πετρώματα αυτά κρυσταλλώθηκαν τουλάχιστον στο κάτω Κρητιδικό. Έξάλλου, στην ίδια περιοχή κατά το Μαρίνο (1974) υπερτερούν οί τριαδικοί Ιουρασικοί οφιόλιθοι έναντι των άνω κρητιδικών. Στην βιβλιογραφία όμως αναφέρονται τόσο παλιότεροι όσο και νεότεροι οφιόλιθοι. Έτσι, στην Πίνδο διαπιστώθηκαν (Terry 1971) οφιόλιθοι του μέσο-Τριαδικού. Η ίδια ηλικία έχει αποδοθεί σε οφιόλιθους του Πηλίου και Φολεγάνδρου (Davis 1981). Στην Κρήτη έχουν επίσης διαπιστωθεί οφιόλιθοι του Τριαδικού - Ιουρασικού (Bonneau 1973), όπως και άνω κρητιδικοί (Creutzburg - Papastamatiou 1969, Bonneau 1973). Οί ραδιοχρονολογικές όμως μετρήσεις έδειξαν ότι οφιόλιθοι της Κεντρικής Κρήτης είναι μεσοκρητικούς, ενώ της Ανατολικής ήωκαινικοί (Deleloye et al 1977, σ. 129), που σημαίνει νεότερο σιμαϊκό μαγματισμό στο νότιο τμήμα του Έλληνικού άλπικου γεωσύγκλινου. Όπως φαίνεται στον Έλληνικό χώρο ο πρωταρχικός μαγματισμός αναπτύχθηκε μετά το μέσο Τριαδικό.

Η παρατήρηση αυτή έχει ιδιαίτερη σημασία για το λόγο ότι βορειότερα, στη Γιουγκοσλαβία, ή κύρια φάση του πρωταρχικού μαγματισμού άρχισε πολύ νωρίτερα απ' ό,τι στην Ελλάδα, δηλ. στο Βερφένιο - Ανίσιο (Ledebur 1941, Pilger 1941) σταμάτησε στο άνω Τριαδικό και ξανάρχισε στο κάτω Ιουρασικό και συνεχίσθηκε μέχρι το κάτω Κρητιδικό με διαβάσεις, μελαφύρες, γάββρους, κλπ. που είναι γνωστοί με το όνομα «formation diabase — radiolarite (Ciric - Karamata 1960) και άντιστοιχοϋν στην σχιστοκερατολιθική ζώνη με σερπεντίνες, που πρώτος έπισήμανε στην Ελλάδα ο Philippson (1895).

Η υποθαλάσσια βασική ήφαιστειότητα με άνδεσιτες και σπιλιτες έμφανίζεται στην Ελλάδα κατά προτίμηση στο κατώτερο τμήμα του φλύσχη της ζώνης Όλονου-Πίνδου, δηλ. στο Δάνιο (Κισκύρας 1957) στον κρητιδικό-παλαιόκαινο φλύσχη της Έρμιόνης, σε μορφή αύγιτικών άνδεσιτών (Αρανίτης 1963) και γενικότερα στο φλύσχη της Αργολίδας με διαβασικούς τύπους (Ζέρβας 1972). Παρόμοια πετρώματα παρουσιάζονται και στην Κρήτη μέσα στους πλακώδεις άσβεστόλιθους του Μαιστρίχτιου - Παλαιόκαινου (Creutzburg - Papastamatiou 1969, Bonneau 1973). Και στην περίπτωση αυτή της ήφαιστειότητας του φλύσχη ή χώρα μας παρουσίασε καθυστέρηση σε σχέση με τη Γιουγκο-

σλαβία, όπου η βασική ήφαιστειότητα του φλύσχη παρουσιάστηκε στο τέλος του κάτω Κρητιδικού (Ciric - Karamata 1960) ενώ η όξινη με δακίτες και ρυόλιθους στο Μαιστρίχτιο - Δάνιο.

2. Συνορογενετικός σιαλικός πλουτωνισμός

Εδώ πρόκειται για το στάδιο του μαγματισμού, που συνδέεται με την κύρια φάση της όρογένεσης και χαρακτηρίζεται με τη διείσδυση μέσα στα ιζήματα του γεωσύγκλιου ρευστού ύλικού, που έδωσε γένεση σε όξινα πλουτώνεια πετρώματα (γρανίτες, γρανοδιορίτες). Ο πλουτωνισμός αυτός παρουσιάζει καθυστέρηση και έξασθση από τη Βόρεια προς τη Νότια Ελλάδα (Kiskyras 1982). Στη Μακεδονία π.χ. οι γρανίτες της Βροντούς και Ρεντίνας, βόρεια από τις Σέρρες, είναι ήωκαινικοί (Μαράκης 1969, σ. 142) ενώ του Στρατωνίου, που είναι νοτιότερα, ολιγοκαινικοί (Παπαδάκης 1971). Στο Λαύριο όμως ο γρανοδιορίτης της Πλάκας, που ραδιοχρονολογήθηκε με τη μέθοδο K/Ar, έδωσε ηλικία περίπου 10 εκατομμύριων ετών (Μαράκης 1968, σ. 697), που αντιστοιχεί στο άνω Μειόκαινο και έρχεται σε συμφωνία με τις γεωλογικές διαπιστώσεις (Μαρίνος 1971). Της ίδιας ηλικίας είναι και οι γρανοδιορίτες Ίκαρίας, Σερίφου και Μυκόνου (Altherr et al 1977) επίσης της Νάξου (Altherr et al 1977 και Schuiling 1967) όπως και ο μονζονίτης της Κω (Altherr et al 1976). Για τους γρανίτες της Κρήτης δέν υπάρχουν χρονολογικά στοιχεία, αλλά ο γρανίτης της περιοχής Λέντα συνδέεται με νεώτερη όρογενετική φάση (Wurm 1955, Βορέαδης 1961).

Ας σημειωθεί έδω ότι ο αντίστοιχος πλουτωνισμός στη Β Γιουγκοσλαβία παρουσιάστηκε πολύ ένωρίτερα, μεταξύ κάτω και άνω Κρητιδικού (Pilger 1941, σ. 437) και στη Νότια Γιουγκοσλαβία μεταξύ άνω Κρητιδικού και Ήωκαινου (Ciric - Karamata 1960, σ. 379).

3. Έπακόλουθη σιαλική ήφαιστειότητα.

Εφόσον ο συνορογενετικός πλουτωνισμός στη Νότια Ελλάδα παρουσίασε καθυστέρηση σε σύγκριση με τη Β Ελλάδα και Γιουγκοσλαβία, έπόμενο ήταν να συμβεί το ίδιο και για την έπακόλουθη σιαλική ήφαιστειότητα, ή οποία ως γνωστό (Stille 1940) έμφανίζεται μετά την όρογένεση με έπίσης όξινα πετρώματα, αλλά ήφαιστειακού τύπου (άνδεσίτες, δακίτες). Έτσι, τά άνδεσιτικά-δακιτικά πετρώματα της Θράκης θεωρούνται ήωκαινικά-ολιγοκαινικά (Μητσόπουλος - Τρικκαλινός 1937,

Liatsikas 1938) και μεταηωκαινικά έως ολιγοκαινικά, Πίν. Α, χωρίς να αποκλείεται και η συνέχεια τής ήφαιστειότητας σε μεταμειοκαινικούς χρόνους (Ρεντ ζεπέρης 1956, σ. 73). Ο Γεωργαλάς (1925) άλλωστε θεώρησε τους δακίτες τής Ροδόπης πλειοκαινικούς. Νοτιώτερα όμως, κατά μήκος τής ζώνης Ροδόπης, η ήφαιστειότητα έκδηλώθηκε λίγο αργότερα (Όλιγόκαινο - Μειόκαινο). Στην Ίμβρο π.χ. οι ήφαιστίτες (άνδρεσίτες - δακίτες) τοποθετούνται μεταξύ Όλιγόκαινου και μέσο Μειόκαινου (Georgalas 1950). Μειοκαινικής ηλικίας είναι και οι ήφαιστίτες στο ΒΔ άκρο τής Μικρᾶς Ἀσίας (Ketin 1961). Ἀλλά και στα ἄλλα νησιά τοῦ Β Αἰγαίου η ήφαιστειότητα έκδηλώθηκε τὸ Όλιγόκαινο - Μειόκαινο. Στην Αἴμνο π.χ. ἔχουν ἀναγνωρισθεῖ δύο περίοδοι ήφαιστειότητας, μία στα ὄρια Όλιγόκαινου - Μειόκαινου και η ἄλλη στα ὄρια Μειόκαινου - Πλειόκαινου (Papp 1953). Στὸν Ἅγιο Εὐστράτιο παρουσιάσθησαν ἐπίσης δύο φάσεις ήφαιστειότητας, ὅπως προκύπτει ἀπὸ τὴν παρεμβολὴ μεταξύ τῶν ήφαιστειακῶν πετρωμάτων λιγνιτοφόρων μαργῶν με Planorbis (Κισκύρας 1964). Στὴν Λέσβο, ἐκτὸς ἀπὸ τὴν πρώτη περίοδο ήφαιστειότητας, με ἀνδρεσίτες, στα ὄρια Όλιγόκαινου - Μειόκαινου παρουσιάσθησαν και ἄλλες νεώτερες (de Launay, Γ. Πη 1978).

Ἀλλά και οι ήφαιστίτες τής Μακεδονίας π.χ. οι δακίτες τής Ἀλμωπίας (Εἰκ. 1.) θεωροῦνται κάτω-μέσο ἠωκαινικοί, ἐνῶ οι τραχειανδρεσίτες και τραχεῖτες πλειοκαινικοί (Mercier 1973, σ. 712, και 721). Σύμφωνα με παλαιοβοτανικά στοιχεῖα (Chorianopoulou et al 1984), η ήφαιστειότητα στὴν περιοχή αὐτὴ συνεχίσθηκε και στὸ κάτω Πλειόκαινο. Ἀντίθετα, στα νοτιότερα τμήματα τής ἴδιας ζώνης (Ψαθούρα, Σκῦρος, Χίος, Καραμπουρνοῦ) η ήφαιστειότητα έκδηλώθηκε αργότερα. Οι ήφαιστίτες τής Ψαθούρας (ὀλιβινικοί ἀνδρεσίτες) θεωροῦνται μεταπλειοκαινικοί (Ktenas 1928) ἐνῶ η ήφαιστειότητα στὴ Σκῦρο, σύμφωνα με ραδιοχρονολογικὲς μετρήσεις (Fytikas et al 1980), εἶναι νεώτερη ἀπ' ὅ,τι στὸν Ἅγιο Εὐστράτιο και παλιότερη αὐτῆς στὴν Ἀν. Εὐβοία (Ὁξύλιθο και Ὁριὸ Κύμης) ποὺ οι ἀνδρεσίτες-δακίτες τοποθετοῦνται στα ὄρια Μειόκαινου-Πλειοκαινοῦ (Παπασταματίου 1930). Τὰ ήφαιστεια τής Χίου και Καραμπουρνοῦ (Παράλια Μικρᾶς Ἀσίας) με αὐγιτικούς ὀλιβινικούς ἀνδρεσίτες θεωροῦνται μειοκαινικά - πλειοκαινικά (Ketin 1961, Besenecker et al 1971).

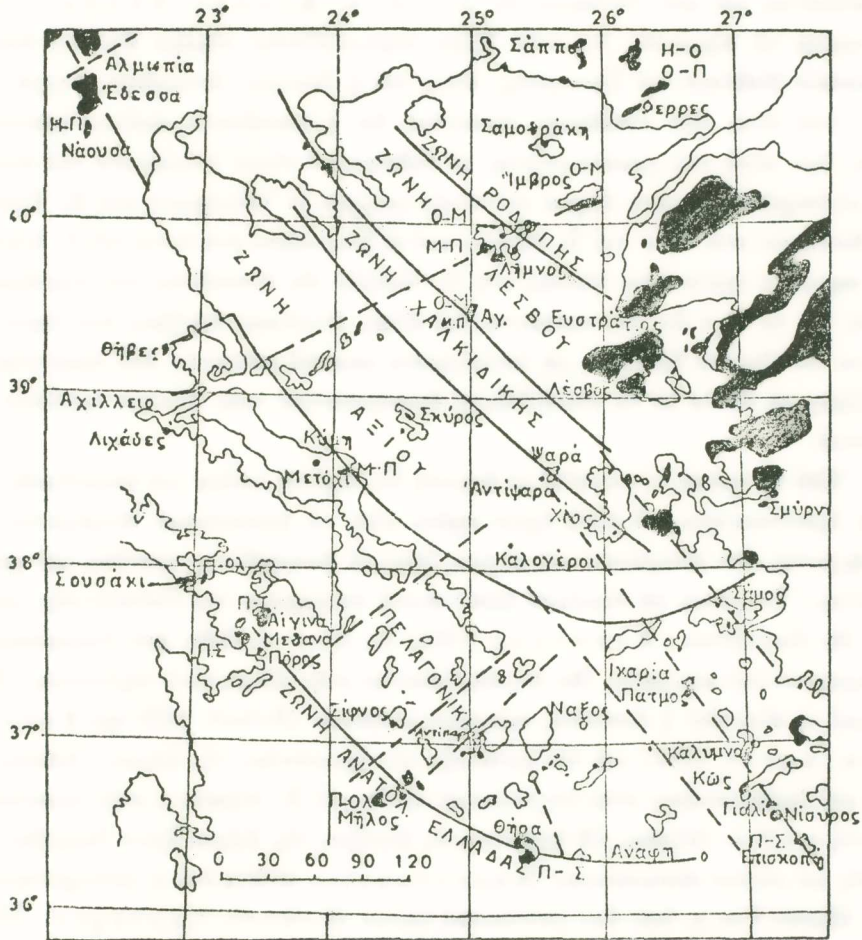
Στὸ ήφαιστειακὸ τόξο τοῦ Νοτ. Αἰγαίου η ήφαιστειότητα εἶναι πολὺ νέα, ἄρχισε τὸ κάτω Πλειόκαινο και συνεχίζεται μέχρι σήμερα. Στὸ Σουσακί (περιοχὴ Κορίνθου) π.χ. η ήφαιστειότητα έκδηλώθηκε στὸ κάτω Πλειόκαινο με δακίτες (Παπασταματίου 1937) ὅπου και σταμάτησε, ἄλλα παρουσιάζεται ἐκεῖ σή-

Π Ι Ν Α Κ Α.

Ἡλικία ἐπακόλουθης σιαλικῆς ἠφαισιτεϊότητος

Γεωλογικὴ περίοδος

Περιοχὴ	Εἶδος πετρώματος	Βιβλιογραφία
Θράκη - Ἐβρος	Ἄνδεις	Μητσόπουλος-Τρικαλινός
»	Ἄνδεις, ρύλιθοι	Ρεντζεπέρης
Ροδόπη	Δακίτες	Georgalas
Ἰμβρος	Ἄνδεις, δακίτες	de Launay, Georgalas
Μακεδ. Ἀλμωπία	Ἄνδεις	Mercier
»	Ρύλιθοι	Mercier, Kockel, Μαράτος,
Λήμνος	Ἄνδεις	Μελιδώνης
Ἄγ. Εὐστράτιος	Ἄνδεις	de Launay, Papp
Λέσβος	Ἄνδ. δακίτ. ρύλιθοι	Κισύρας
Χίος	Δακίτ. ρύλιθοι	de Launay, Πῆ
Αἴγινα, Πόρος	Ἄνδεις, δακίτες	Ktenas
Σουσαμί, Μήλος	Δακίτες, ρύλιθοι	v. Leyden
Μέθανα, Σαντορίνη-	Ἄνδεις, δακίτες -	Παπασταματίου, Sonder
Νίσυρος	ρύλιθοι	Ktenas, Davis
		σήμερα



Εικ. 1. Χάρτης τῶν ἠφαιστειακῶν πετρωμάτων στὴν Ἑλλάδα (μαύρες κηλίδες). Η—0 = Ἡώκαινο — Ὀλιγόκαινο, Ο—Μ = Ὀλιγόκαινο — Μειόκαινο, Ο—Π = Ὀλιγόκαινο — Πλειόκαινο, Μ—Π = Μειόκαινο — Πλειόκαινο, Π—Τ = Πλειόκαινο — Τεταρτογενές, Π—Ολ = Πλειόκαινο — Ὀλόκαινο, Π—Σ = Πλειόκαινο μέχρι Σήμερα.

μερα μεταφαιστειακή ενέργεια (άτμίδες). Στην Αίγινα ή ήφαιστειότητα, που άρχισε στο κάτω Πλειόκαινο με άνδρεσιτικούς τόφφους, συνεχίσθηκε στο Τυρρήνιο με δακίτες, ενώ στα Μέθανα, Μήλο και Σαντορίνη, ή ήφαιστειότητα συνεχίσθηκε με άνδρεσιίτες και στο Όλόκαινο (v. Leyden, Ktenas, Sonder). Έδω θα πρέπει να σημειωθεί ότι στην Μήλο παρουσιάζονται σήμερα άτμίδες, ενώ τα ήφαιστεια Μέθων και Σαντορίνης, όπως και ή Νίσυρος, θεωρούνται ένεργά.

Άπό αυτά, που ειπώθηκαν, προκύπτει ότι ή επακόλουθη σιαλική ήφαιστειότητα, δηλ. αυτή που χαρακτηρίζεται με άνδρεσιτικού τύπου πετρώματα και συνδέεται με επιμήκη ρήγματα, άρχισε σε γενικές γραμμές το Όλιγόκαινο στη Β. Ελλάδα, το Μειόκαινο στα νησιά του Β. Αιγαίου και το Πλειόκαινο στα νησιά του Ν. Αιγαίου. Η παρουσία λαβών νέας ήλικίας στη Β. Ελλάδα δέν αντιτίθεται στο συμπέρασμα αυτό, για το λόγο ότι έδω πρόκειται για άλλες, αλκαλικές, έκρήξεις, που παρουσιάζονται συνήθως σε θαλάμους με ύπολείμματα ρευστού μάγματος από προηγούμενες έκρήξεις, τα όποια με τη συνεχιζόμενη διαφοροποίησή τους γίνονται άργότερα έκρηκτικά.

Έδω θα πρέπει να τονισθεί με έμφαση ότι, εφόσον μιλάμε για επακόλουθη σιαλική ήφαιστειότητα, με αυτή έχουν σχέση μόνο τα ήφαιστειακά πετρώματα, που προέρχονται από συνορογενετικό μάγμα, όπως οι άναφερθέντες γρανίτες και γρανοδιορίτες. Επομένως τα αλκαλικά ήφαιστειακά πετρώματα της Πελαγονικής ζώνης, που δέν θεωρούνται (Κισκύρας 1964) ότι έχουν προέλθει από διαφοροποίηση συνορογενετικού μάγματος, δέν περιλαμβάνονται στην ειδική αυτή περίπτωση. Έτσι μπορεί να εξηγηθεί ή δυσκολία, που παρουσιάσθηκε (Robert 1976 και Robert-Cantagrel 1977) για την κατάταξη των ήφαιστειών της Σάμου, Άλικαρνασσού και Δωδεκανήσου στην όλιγοκαινική ομάδα του Β. Αιγαίου ή στην πλειοτεταρτογενή του Νοτ. Αιγαίου. Οι ήφαιστειακές έκρήξεις της Σάμου έχουν θεωρηθεί νεογενείς και μάλλον πλειοκαινικές (Καραγεωργίου 1946), ενώ οι ραδιοχρονολογήσεις έδωσαν 8 m. y, δηλ. άνω μειοκαινική ήλικία (Robert-Cantagrel 1977). Στην Πάτμο διακρίνονται δυο ήλικίες ήφαιστειότητας, μιá στο Μειόκαινο (Dessio) και ή άλλη στο Πλειόκαινο με ραδιοχρονολογήσεις (Robert-Cantagrel 1977). Το ίδιο ίσχύει και για την Κω, στο άνατολικό της τμήμα παρουσιάσθηκε ήφαιστειότητα στο Μειόκαινο και στο δυτικό της τμήμα στο Πλειόκαινο. Έδω θα πρέπει να σημειωθεί ότι στην Κω, όπως στην Κρομμυονία και Μήλο, παρουσιάζεται σήμερα χαρακτηριστική δραστηριότητα με άτμίδες όχι όμως στην Πάτμο, όπως άλλου (Papadopoulos 1979, σ. 950) άναφέρεται.

Άλλα και άλλα ήφαιστεια της Πελαγονικής ζώνης, όπως αυτά της Θεσσαλίας, θεωρούνται πολú νέα, τεταρτογενή, όπως π.χ. των Θηβών (Φραγκόπουλος 1956)

Ἀχιλλεῖο (Μα ρ ῖ ν ο ς 1958) καὶ Πορφυρίων ἢ Καδιραγᾶ (Γεωργιάδης 1958). Τεταρτογενῆ θεωροῦνται καὶ τὰ ρυολιθικά πετρώματα τῆς Πελαγονικῆς ζώνης, πού συνδέονται μὲ ἐγκάρσια ρήγματα, ὅπως τῆς Ἀντιπάρου, Κῶ, Πάτμου, Σάμου, κλπ. Ἔτσι, ὅπου οἱ ραδιοχρονολογικὲς μετρήσεις ἔγιναν σὲ τέτοια πετρώματα, οἱ ἡλικίες θὰ ἀναφέρονται στὶς νεώτερες ἐκρήξεις καὶ ὄχι στὴν ἑναρξὴ τῆς ἠφαιστειότητος. Ὅπως φαίνεται στὸ χάρτη τῆς Εἰκ. 1, ἡ ἐπακόλουθη σιαλικὴ ἠφαιστειότητα παρουσιάζει μικρότερη ἔκταση στὴ νότια περιοχὴ τοῦ Αἰγαίου ἀπ' ὅ,τι στὴ βόρεια, πράγμα πού εἶχε ὑποπέσει στὴν ἀντίληψη τοῦ Philipps on (1959, IV σ. 390) δηλ. μιὰ ἐξασθένηση περίπου ἀπὸ Β πρὸς Ν.

B. Ἰ ζ η μα τ ο γ ἑ ν ε σ η

Ὅπως ὁ μαγματισμός, ἔτσι καὶ ἡ ἰζηματογένεση παρουσιάζει καθυστέρηση στὴ Νότ. Ἑλλάδα σὲ σύγκριση μὲ τὴ Βόρεια (Kiskyras 1982). Ὁ πρῶτος φλύσχος π.χ. τῆς ζώνης Ὁλονοῦ - Πίνδου (Πίν. Β) στὴν περιοχὴ τῆς Πίνδου τοποθετεῖται στὸ Βαρρέμιο - Ἄπτιο, μὲ βάση τὰ ἀπολιθώματα *Dyctionomus arabicus* καὶ *Orbitolina lenticularis* (Aubouin 1958, σ. 111). Ὁ ἀντίστοιχος φλύσχος στὴν Αἰτωλία θεωρεῖται κενομάνιος, λόγω τῆς παρουσίας τῆς *Orbitolina concava* (Celet, 1962, σ. 272), ἐνῶ στὴν Πελοπόννησο κενομάνιος ἕως μετακενομάνιος, γιὰ τὸ λόγο ὅτι τὰ περιεχόμενα σ' αὐτὸν ἀπολιθώματα τοῦ Κενομάνιου μπορεῖ νὰ ἔχουν μεταφερθεῖ ἐκεῖ ἀπὸ ἄλλοῦ (Dercourt 1964, σ. 176). Νεώτερη ἡλικία τοῦ πρώτου φλύσχη τῆς ζώνης Ὁλονοῦ - Πίνδου στὴν Πελοπόννησο ἀπ' ὅ,τι στὴν Ἠπειρωτικὴ Ἑλλάδα ἀναφέρει καὶ ὁ Τσόφλιας (1969, σ. 588), προσθέτοντας ὅτι ἡ ἡλικία ἄνω Τουρώνιο — κάτω — Κονιάσιο τοῦ πρώτου φλύσχη στὸ Παναχαϊκὸ ἀφορᾷ στὴν κορυφὴ τοῦ σχηματισμοῦ αὐτοῦ. Ὁ Αλεχὸς (1974, σ. 37), δίνει στὸν πρῶτο φλύσχη τῆς Ἠλείας — Τριφυλίας κενομάνιο — τουρώνιο ἡλικία, ἐφόσον ἐκτὸς ἀπὸ τὴν *Orbitolina* περιέχει *Globotrucana helvetica*. Στρώματα πράσινου ψαμμίτη, πού ἀντιστοιχοῦν στὸ ἄνω τμήμα πρώτου φλύσχη τῆς ζώνης Ὁλονοῦ - Πίνδου, εἶχαν διαπιστωθεῖ παλιότερα (Κισκύρας 1938, σ. 11 καὶ 33) καὶ χαρακτηριθεῖ ὡς προανωκρητιδικοὶ πράσινοι ψαμμίτες. Στὴν Ἀνατ. Μεσσηνία ὁ πρῶτος φλύσχος ἀρχίζει σὲ μερικὰ μέρη μὲ τὸ Κενομάνιο, ἀλλοῦ ὅμως μὲ τὸ Τουρώνιο καὶ φθάνει μέχρι τὸ Κονιάσιο, τοπικὰ ὅμως καὶ στὸ Σαντώνιο (Κατσικάτσος 1980, σ. 90).

Τὴν ἐπιβράδυνση τοῦ σχηματισμοῦ τοῦ πρώτου φλύσχη στὴν Αἰτωλία σὲ σχέση μὲ τὸν ἀντίστοιχο σχηματισμὸ στὴν περιοχὴ τῆς Πίνδου θέλει νὰ ἀποδώσει ὁ Celet (1962 σ. 278) στὴν παρεμβολὴ τῆς ζώνης Παρνασσῶ - Γκιώνας μεταξὺ

Π Ι Ν Α Ξ Β.

Ἡλικία τοῦ φλέσχη τῆς ζώνης Ὠλονοῦ - Πίνδου στὴν Ἑλλάδα

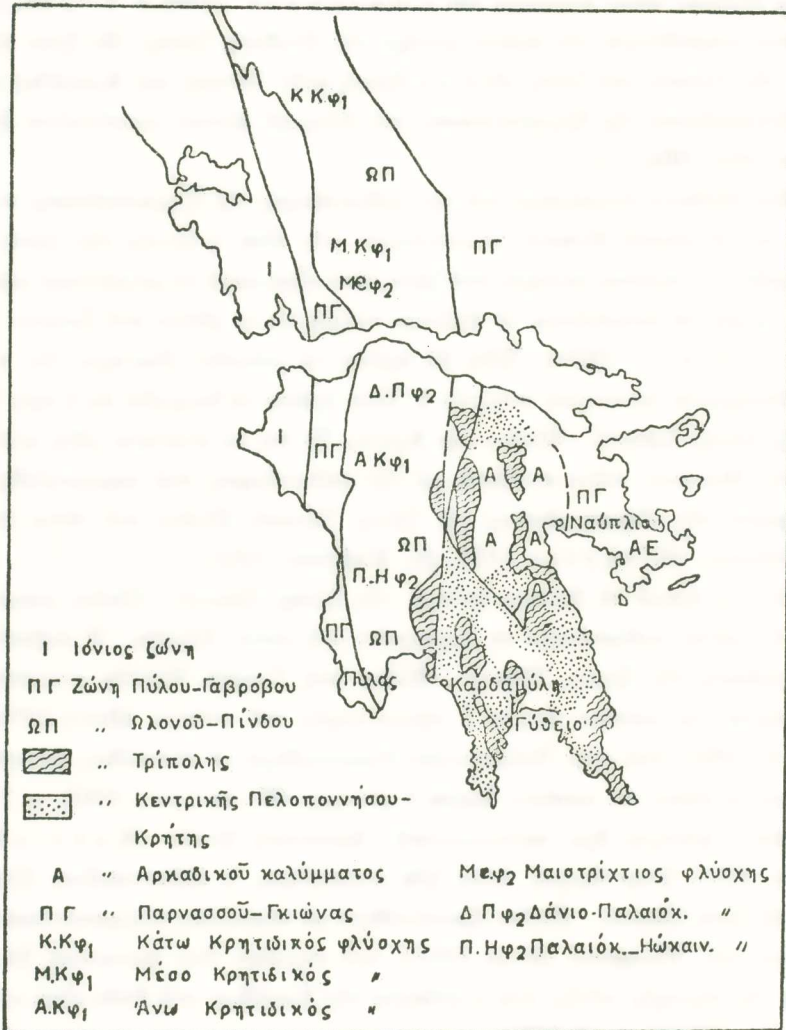
Περιοχή (Πρώτος φλύσχος)	Γεωλογικὴ περίοδος	Βιβλιογραφία
Πίνδος	Τμήμα	Aubouin
Αἰτωλία	Βαρέμιο, Ἄπτιο (Κάτω Κρητιδικό)	Celet
Κεντρικὴ Πελοπόννησος	Κενομάνιο (Μέσο Κρητιδικό)	Dercourt
Ἀχαΐα	Κενομάνιο - Μετακενομάνιο	
	Κενομάνιο - Τουρώνιο	Τσόφλιας
Ἡλεία - Τριφυλία	(Ἄνω Κρητιδικό)	Λαλεχός
Ἄνατ. Μεσσηνία	Κενομάνιο, Τουρώνιο (Α.Κ.)	Κατσιάτσος
Κρήτη (Ἑθιά)	Κενομάνιο, Τουρώνιο, Κονιάσιο	Bonneau-Fleury
(Δεύτερος φλύσχος)	Τουρώνιο, Κονιάσιο, Σαντώνιο	
Σπερὰ Ἑλλάδα	Μαιστρίχτιο	Renz, Aubouin
Βορ. Πελοπόννησος	Δάνιο - Παλαιόκαινο	Κισύρας
Ἄν. Μεσσηνία	Παλαιόκαινο - Ἡώκαινο	Κατσιάτσος
Κρήτη (Ἑθιά, Μαγκασιὰ)	Ἡώκαινο	Renz - Bonneau - Zambetakis
Ρόδος (Κατάβια)	Κάτω Ὀλιγόκαινο	Mutti et al

τῆς Πινδικῆς αὐλακας καὶ τῆς Ἀττικοβοιωτίας, ὥστε τὰ κλαστικὰ ἰζήματα ἀπὸ τὴν Πελαγονικὴ ζώνη νὰ μὴν ἔρχονται ἀπευθείας στὴν Πινδικὴ αὐλακα, ἀλλὰ κά-
νοντας τὸ γύρο τοῦ φράματος, ποὺ δημιούργησε ἐκεῖ ἡ ζώνη Παρνασσοῦ - Γκιώνας.
Πάντως δέχεται, ὅπως ἀργότερα καὶ ὁ D e r c o u r t (1964 σ. 177) ὅτι ἡ ὀρογέ-
νεση, ποὺ τροφοδότησε τὸν πρῶτο φλύσχη τῆς Πινδικῆς ζώνης, δὲν ἦταν σύγχρονη
σὲ ὅλη τὴν Πελαγονικὴ ζώνη, ἀλλὰ πιὸ ὕψιμη στὴν Ἀττικὴ καὶ Κυκλάδες, ποὺ ση-
μαίνει ἐπιβράδυνση τῆς ἰζηματογένεσης στὸ ἐλληνικὸ ἀλπικὸ γεωσύγκλινο ἀπὸ βορ-
ρᾶ πρὸς νότο (Εἰκ. 2).

Ἐνα ἀξιόλογο ἐπιχειρήμα γιὰ τὴν καθυστέρηση τῆς ἰζηματογένεσης στὸ νότιο
τμήμα τοῦ ἐλληνικοῦ ἀλπικοῦ γεωσύγκλινου μᾶς δίνει ἡ ἡλικία τῆς ζώνης Ἐθιάς
στὴν Κρήτη. Ὁ πρῶτος φλύσχος στὴ ζώνη αὐτὴ εἶναι κατὰ τὸ μεγαλύτερο μέρος του-
ρώνιος, χωρὶς νὰ ἀποκλείεται τὸ ἀνώτερο τμήμα του νὰ φθάνει στὸ Σενώνιο (B o n-
n e a u - F l e u r y 1971). Ἐδῶ θὰ πρέπει νὰ τονισθεῖ ἰδιαίτερα, ὅτι σύμφωνα
μὲ τὰ ὑπάρχοντα γεωλογικὰ στοιχεῖα ἡ Ἐθιά πρέπει νὰ θεωρηθεῖ ὡς ἡ πρὸς Ν συνέ-
χεια τῆς ζώνης Ὁλονοῦ - Πίνδου στὴν Κρήτη. Τὸ ὅτι τὰ ἀνώτατα μέλη αὐτῆς φθά-
νουν στὸ Ἡώκαινο, τοῦτο συνδέεται μὲ τὴν καθυστέρηση, ποὺ παρουσιάσθηκε στὴν
ὀλοκλήρωση τῆς ἰζηματογένεσης τῆς ζώνης Ὁλονοῦ Πίνδου στὸ νότιο ἄκρο τοῦ
γεωσύγκλινου. (Kiskyras 1973, βλ. Kiskyras 1982).

Σὲ ὅ,τι ἀφορᾷ τὸ δεύτερο φλύσχη τῆς ζώνης Ὁλονοῦ - Πίνδου μποροῦμε νὰ
ποῦμε ὅτι αὐτὸς καθυστέρησε νὰ ἐμφανισθεῖ στὴ νότια Ἑλλάδα. Ἡ ἀββεστολιθικὴ
ἰζηματογένεση τῆς ζώνης Ὁλονοῦ - Πίνδου στὴ Στερεὰ Ἑλλάδα σταμάτησε στὸ
Μαιστρίχτιο καὶ κατόπιν ἄρχισε ὁ σχηματισμὸς τοῦ φλύσχη (Renz 1955, A u -
h o u i n 1960), ἐνῶ στὴν Πελοπόννησο ἐξακολούθησε μὲ πλακώδεις ἀββεστόλιθους
μέχρι καὶ τὸ Δάνιο καὶ κατόπιν ἄρχισε ὁ φλύσχος (Κι σ κ ῦ ρ α ς 1963, σ. 2). Στὴν
Μεσσηνία ὁ φλύσχος ἔχει παλαιοκαινικὴ - ἡωκαινικὴ ἡλικία (Κ α τ σ ι κ ᾶ τ σ ο ς
1980, σ. 174). Στὴν Κρήτη, ὅπως ἤδη ἀναφέρθηκε, ἡ ἀββεστολιθικὴ ἰζηματογέ-
νεση στὴ ζώνη Ὁλονοῦ - Πίνδου ἐξακολούθησε μὲ πλακώδεις νουμμουλιτικούς ἀββε-
στόλιθους τοῦ Ἡώκαινου (Renz 1955), ποὺ σημαίνει ἄνω ἡωκαινικὴ ἡλικία τοῦ
φλύσχη τῆς περιοχῆς αὐτῆς, ἐνῶ ὁ φλύσχος τῆς Κατάβιας στὴ Ρόδο εἶναι κάτω ὀλι-
γοκαινικός (Mutti et al 1970).

Ἄλλο ἐνδιαφέρον στοιχεῖο γιὰ τὴν καθυστέρηση τῆς ἰζηματογένεσης τῆς ζώ-
νης Ὁλονοῦ - Πίνδου στὰ νότια τμήματά της μᾶς δίνουν οἱ καύσιμοι (βιτουμενιοῦ-
χοι) ἀργιλοσχιστόλιθοι, ποὺ παρουσιάζονται στὴ ζώνη αὐτή. Τὰ πετρώματα αὐτὰ
στὴν Εὐρυτανία (Βίνιανη) καὶ Αἰτωλοακαρνανία (Ἀνάληψη καὶ Προυσσὸ) συναν-
τῶνται μέσα σὲ σχιστῶδες ἀργιλοψαμμιτικὸ πέτρωμα, ποὺ παρεμβάλλεται μεταξὺ
κερατόλιθου (κάτω) καὶ ἀββεστόλιθου τοῦ Μαιστρίχτιου (ἄνω), ἐνῶ στὴν Πελο-



Εἰκ. 2. Χάρτης, πὺ δείχνει τὴν καθυστέρηση τῆς παρουσίας τοῦ 1ου & 2ου φλύσχη στὴ ζώνη Ὀλονοῦ - Πίνδου ἀπὸ, Β πρὸς Ν.

πόννησο (Σουλι 'Αχαΐας και Δίβρη 'Ηλείας) βρίσκονται μεταξύ άσβεστολίθων του Μαιστρίχτιου (κάτω) και φλύσχη (άνω) δηλ. είναι νεώτερα (Κι σ κ ύ ρ α ς 1972).

Θά πρέπει να σημειωθεί έδω ότι ή ζώνη 'Ωλονοῦ - Πίνδου στην 'Αλβανία και Γιουγκοσλαβία, όπου συνεχίζεται ως κάλυμμα Cucali και Budna, αρχίζει με τὸ Βερφένιο (Aubouin 1960 σ. 501), δηλαδή με τὸ κάτω Τριαδικό, ενώ στην 'Ελλάδα βραδύτερα, με τὸ Κάρνιο (άνω Τριαδικό).

Παρόμοια καθυστέρηση παρουσιάζει και ὁ φλύσχης τῆς ζώνης Πύλου - Γαβρόβου, εφόσον στην 'Ελλάδα αρχίζει τὸ άνω 'Ηώκαινο, ενώ στην ὁμολογή της ζώνης στη Γιουγκοσλαβία, τῆ Δαλματική, αρχίζει από τὴν κορυφή του μέσο-'Ηώκαινου (Aubouin 1960, σ. 500). 'Η διαφορά στην ηλικία του φλύσχη θά ἐπεκτείνεται και στην ὑποκείμενη άσβεστολιθική ίζηματογένεση. 'Υπάρχουν ένδειξεις ότι τὸ άσβεστολιθικό δάπεδο τῶν ἠωκαινικῶν βωξιτῶν τῆς Πύλου με Nummulites perforatus και Orbitolites complanatus (Κισκύρας 1958) είναι λίγο νεώτερο, ὄχι μόνο από τὸ δάπεδο τῶν αντίστοιχων βωξιτῶν τῆς Δαλματίας με άλβεολίνες, αλλά και από τὸ δάπεδο τῶν βωξιτῶν του βουνοῦ Κλόκοβα (Ναύπακτος). 'Εντούτοις χρειάζεται λεπτομερής έρευνα τῶν στρωματογραφικῶν ὀριζόντων π.χ. τῶν ἠωκαινικῶν άσβεστολίθων με ἔχινους και στίς δύο περιοχές.

Γ. Μεταμόρφωση

'Ιδιαίτερο ένδιαφέρον για τὴ γνώση τῆς ἐξελικτικῆς πορείας τῶν ἑλληνικῶν γεωσυγκλίσεων και τὴ χρονική της καθυστέρηση από Β πρὸς Ν παρουσιάζουν οί πιο κάτω παρατηρήσεις, που άφοροῦν στην ηλικία τῶν μεταμορφώσεων τῶν πετρωμάτων στην 'Ελλάδα. Για τὴ Μακεδονία π.χ. ή άλπική μεταμόρφωση, που ἔγινε σέ ὑψηλή πίεση και χαμηλή θερμοκρασία, χρονολογεῖται μετακρητιδική, εφόσον παρουσιάζεται μεταμορφωμένος ὁ φλύσχης του άνω Μαιστρίχτιου, αλλά και προ-ὀλιγοκαινική, εφόσον ἔχει παραμείνει άθικτος ὁ μολάσσης του 'Ολιγόκαινου (Mercier 1968, σ. 733). Στην Εῦβοια ή μεταμόρφωση ἔγινε μεταξύ Παλαιόκαινου και άνω 'Ηώκαινου (Katsikatsos 1977), ενώ στην Α. 'Οθρυ στο άνώτατο Κρητιδικό σύμφωνα με Ar/K χρονολογήσεις (Hynes et al 1972) Πίν. Γ.

Στὴ Νάξο ή μεταμόρφωση, που χαρακτηρίζεται από ὑψηλή πίεση και χαμηλή θερμοκρασία, ἄρχισε στο Παλαιογενές και συνεχίσθηκε στο Μειόκαινο (Dürret al 1978, σ. 466). 'Αλλά και στη Σίφνο, ὅπως ἔδειξαν οί K/Ar χρονολογήσεις (Altherr et al 1977), ή μεταμόρφωση ἔγινε στο άνω 'Ηώκαινο. Τῆς ἴδιας περίπου ηλικίας είναι και ή μεταμόρφωση, που ἔχουν ὑποστει μερικά μέλη του ἠωκαινικοῦ φλύσχη τῆς 'Ανάφης (Μελιδώνης 1963, σ.240) με αποτέλεσμα να μετατραποῦν

Π Ι Ν Α Κ Α

Ἡλικία μεταμορφώσεων ΗΡ / L T ὑψηλῶν πιέσεων χαμηλῶν θερμοκρασιῶν

Μακεδονία	Μεταμιαστρίχτιο - Προολιγόκαινο	Mercier
Ἰθρυς	Ἰνώτατο Κρητιδικό	Hynes et al
Εἰβοια	Παλαιόκαινο - Ἰνώ Ἡώκαινο	Katsikatsos
Σάμος - Ἰκαρία	Μετακρητιδικό - Ἰνώκαινο	Dürr et al
Σίφνος - Ἀμοργός	Ἰνώ Ἡώκαινο	Altherr et al
Ἰνάφη	»	Μελιδώνης
Λακωνία - Ἀρκαδία	Ἰολιγόκαινο - Μειόκαινο	Lekkas-Ioakim
Κρήτη	Μειόκαινο	Seidel et al

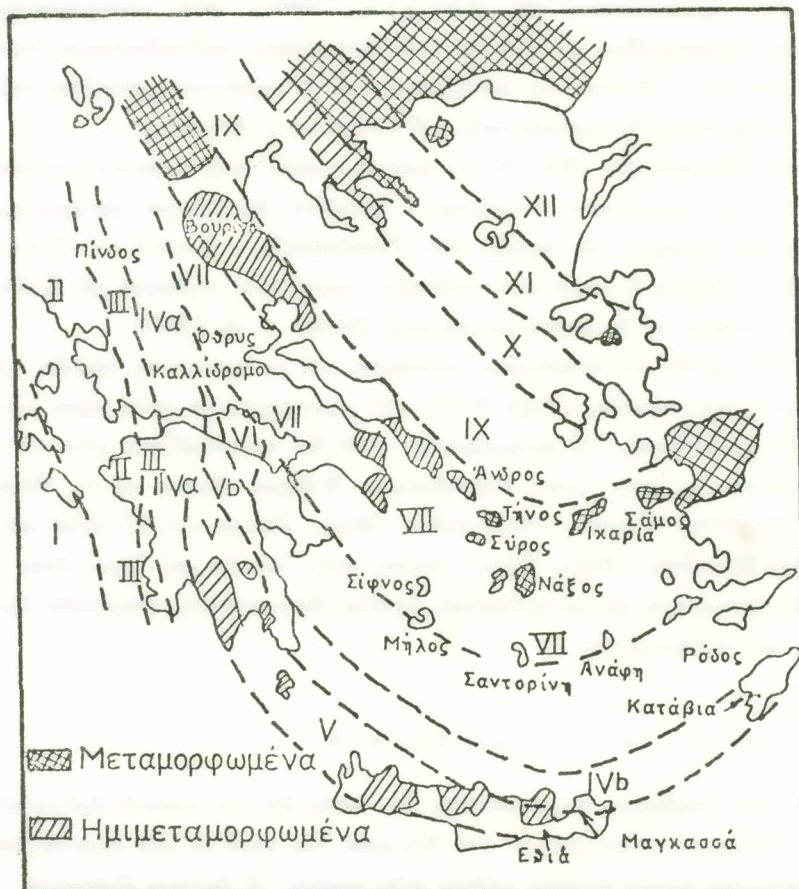
σέ χαλαζιακούς χλωριτικούς (ή σερικιτικούς) φυλλίτες. 'Από μεταμόρφωση ήωκαινικού φλύσχη προέρχονται και οι μεταμορφωμένοι σχιστόλιθοι τής 'Αμοργού (Dürr et al 1978) τής όποίας ή τεκτονική θέση στη ζώνη Παρνασσού - Γκιώνας (Renz 1940, 1955) άμφισβητείται (βλ. Τάταρης 1965). 'Από μεταμόρφωση άνω κρητιδικών άσβεστολίθων με κερατολιθικές ένστρώσεις, πού πιθανότατα έγινε στα όρια 'Ολιγόκαινου - Μειόκαινου, προέρχονται και οι σερικιτικοί χαλαζίτες του φυλλιτικού συστήματος τής Λαυρεωτικής (Κισκύρας άδημος.).

Στην Πελοπόννησο (Εικ. 3), οι μαρμαρυγικοί γλαυκοφανιτικοί σχιστόλιθοι του φυλλιτικού συστήματος Λακωνίας - 'Αρκαδίας θεωρούνται μεταμορφωμένος όλιγοκαινικός φλύσχη τής σειράς των Plattenkalke (Lekkas - Joakim 1981). Στην Κρήτη ή σειρά των φυλλιτών - χαλαζιτών, σύμφωνα με K/Ar χρονολογήσεις πρέπει να θεωρηθεϊ μειοκαινική (Seidel et al 1977).

Σε όλες αυτές τις περιπτώσεις πρόκειται για μεταμόρφωση ύψηλών πιέσεων και χαμηλής θερμοκρασίας (High P/T), πού χαρακτηρίζεται κατά κύριο λόγο από το όρυκτο γλαυκοφανής. 'Η μεταμόρφωση αυτή δέν παρουσιάζεται μόνο στις έξωτερικές ζώνες, π.χ. στην 'Ανατ. Πελοπόννησο - Κύθηρα - Κρήτη και τις Νότιες και Δυτικές Κυκλάδες ('Ανάφη - Φολέγανδρο, Μήλο, Σέριο κ.λ.π.) αλλά και στις έσωτερικές Κυκλάδες (Νάξο, Πάρο), επίσης στην 'Ικαρία και Σάμο, όπου πρόσβαλε και πετρώματα με μεταμόρφωση ύψηλής θερμοκρασίας (παρουσία όρυκτων κυανίτη και σιλλιμανίτη).

Δ. Συζήτηση και Συμπεράσματα

'Απ' όσα ειπώθηκαν συμπεραίνεται ότι, έκτος από τη γνωστή έξελικτική πορεία των έλληνικών γεωσυγκλίσεων από ΒΔ προς ΝΔ, αυτά τα ίδια παρουσίασαν και άλλη έξελικτική πορεία περίπου κάθετα στην πρώτη. 'Η δεύτερη έξελικτική πορεία κατά μήκος των γεωτεκτονικών ζωνών διακρίνεται σαφέστατα στη ζώνη 'Ωλονού - Πίνδου, ή όποία παρουσίασε μία χαρακτηριστική καθυστέρηση στην ιζηματογένεση από Β προς Ν. 'Η άπόθεση άσβεστολιθικών ιζημάτων π.χ. στη Στερεά 'Ελλάδα σταματάει στο Μαιστρίτσιο, ένω στην Πελοπόννησο συνεχίζεται κατά το Δάνιο και Παλαιόκαινο και στην Κρήτη στο 'Ηώκαινο. Τουτό είχε ως αποτέλεσμα και την καθυστέρηση τής εμφάνισης του δεύτερου φλύσχη, πού στην Κρήτη έγινε το Παλαιόκαινο - 'Ηώκαινο και συνεχίσθηκε όλο το 'Ολιγόκαινο. 'Η διαπίστωση έξάλλου τής παρουσίας θαλασσιών μειοκαινικών ιζημάτων ('Ελβέτιου, Τορτώνιου) στην Κρήτη, δηλ. σε περίοδο κατά την όποία ή Πελοπόννησος είχε άναδυθεϊ και έχέρσειε, όπως και ή επίκλυση των ιζημάτων αυτών πάνω στο φλύσχη, δηλώνουν, ότι ή θά-



Είχ. 3. Χάρτης τών έλληνικών γεωτεκτονικών ζωνών με μεταμορφωμένα και ήμιμεταμορφωμένα πετρώματα. V = ζ. Κεντρικής Πελοποννήσου - Κρήτης κάτω από τή ζ. Τρίπολης, VIII = Πελαγονική, ζ., X = ζώνη Χαλκιδικής, XII = μάζα Ροδότης.

λασσα του Μειόκαινου στην περιοχή της Κρήτης δεν είχε εισδύσει εκεί από άλλοι με τη βοήθεια ρηγματών, αλλά ότι προϋπήρχε ως υπόλειμμα θάλασσας του παλαιογενούς γεωσύγκλιου. Το γεγονός λοιπόν ότι η Κρήτη κατά το μέσο Μειόκαινο θαλάσσειε (Χριστοδούλου 1963) αποτελεί σαφώς ένδειξη, ότι η όρογένεση στην περιοχή αυτή καθυστέρησε, πράγμα που επιβεβαιώνεται και από το ότι η πτύχωση των στρωμάτων αυτών έγινε μετά την απόθεση του Ταρτώνιου (νεώτερη φάση της Σταϊρικής όρογένεσης).

Ίδιαίτερη σημασία από γεωτεκτονική άποψη έχει και η εξασθένηση της ιζηματογένεσης του φλύσχη από Β προς Ν. Ο Αιτωλικός φλύσχος π.χ. έχει μεγαλύτερο πάχος απ' ό,τι ο φλύσχος στο Πελοποννησιακό τμήμα της ζώνης Ώλονου - Πίνδου και αυτός μεγαλύτερο πάχος από τον αντίστοιχο φλύσχη της Κρήτης. Έκει μάλιστα ο φλύσχος άρχισε αργότερα στην Άν. Κρήτη απ' ό,τι στην Δυτική και επί πλέον παρουσιάζεται αύξηση του ποσοστού των κλαστικών ύλικών στα ιζήματα της ζώνης Ώλονου - Πίνδου από Δ προς Α, ώστε να γίνεται λόγος για έκφυλισμό της αύλακας Πίνδου στις επί μέρους υποθαλάσσιες λεκάνες του (Φ ο τ ρ ο υ λ ά κ η ς 1980).

Η ελάττωση του πάχους της ζώνης Ώλονου-Πίνδου, όπως και των άλλων γεωτεκτονικών ζωνών από τον Πατραϊκό κόλπο προς την Πελοπόννησο και από εκεί προς την Κρήτη, έχει διαπιστωθεί με γεωφυσικές μεθόδους. Σύμφωνα με το χάρτη των ισοβαθών της ασυνέχειας Mohorovicic (M a k r i s 1973) και το χάρτη άνωμαλίας Bouguer, το έλληνικό τμήμα της λιθόσφαιρας γίνεται προς νότο στενότερο και λεπτότερο.

Η καθυστέρηση της ιζηματογένεσης προς νότο θα παρουσιάσθηκε και σε άλλες ζώνες, όπου όμως δεν αναγνωρίζεται τόσο εύκολα, όπως στη ζώνη Ώλονου-Πίνδου. Έτσι, από την άποψη αυτή δεν θα ήταν άσκοπο να εξετασθεί, μήπως η ζώνη Παρνασσού - Γκιόνας, που για την ύπαρξή της στην Πελοπόννησο έχουν διατυπωθεί (Τ ά τ α ρ η ς - Κ α λ λ έ ρ γ η ς 1964) αντιρρήσεις, παρουσιάζεται εκεί με νεώτερα ιζήματα απ' ό,τι στη Στερεά Ελλάδα, ώστε να θεωρούνται ως στρώματα άλλης ζώνης. Υπενθυμίζεται ότι ο φλύσχος της ζώνης αυτής στην Στερεά Ελλάδα άρχίζει μεταξύ Παλαιόκαινου και Ήώκαινου (Σπηλιάδης 1959). Κάτι παρόμοιο έγινε και για τη ζώνη της Έθιας, η οποία στην Κρήτη παρουσιάζεται με νεώτερα ιζήματα απ' ό,τι η ζώνη Ώλονου - Πίνδου στην Πελοπόννησο. Με την ευκαιρία αυτή άς σημειωθεί ότι η σειρά Μαγκασσά της Κρήτης (B o n n e a u - Z a m b e t a k i s, 1975, Z a m b e t a k i s 1977) ανήκει στο Άρκαδικό κάλυμμα, που έχει ήδη θεωρηθεί (Κ ι σ κ ύ ρ α ς 1963) ως ξεχωριστό κάλυμμα από το κάλυμμα της ζώνης Ώλονου - Πίνδου στην Πελοπόννησο. Αν δεχθούμε ότι η όρο-

γένεση έχει σχέση με την εξέλιξη των γεωσυγκλίσεων, τότε η καθυστέρηση της ώριμησης αυτών στην Ν. Ελλάδα θα έχει ως επακόλουθο την καθυστέρηση της εμφάνισης στην ίδια περιοχή του μαγματισμού και ήφαιστειότητας, που αποτελούν κύρια χαρακτηριστικά κάθε όρογενετικού κύκλου. Η εμφάνιση της άνδρσιτικής ήφαιστειότητας στη Ν. Ελλάδα κατά το Νεογενές, δηλ. αργότερα απ' ό,τι στη Β. Ελλάδα, όπου την ίδια εποχή έδρασε η ρυολιθική ήφαιστειότητα, που αντιστοιχεί στην τελευταία φάση της μετατεκτονικής ήφαιστειότητας (Κι σ κ ύ ρ α ς 1964, K i s k y r a s 1983), μπορεί να θεωρηθεί ως μετάθεση του κέντρου δραστηριότητας του γεωδυναμικού και γεωθερμικού πεδίου του άλπικου Έλληνικού όρογενετικού κύκλου στην ίδια γεωτεκτονική ζώνη από Β. προς Ν.

Η χρονική αυτή μετάθεση του γεωδυναμικού - γεωθερμικού πεδίου από Β. προς Ν. είχε ως συνέπεια την εμφάνιση μεταμορφωμένων πετρωμάτων στην Ν. Ελλάδα νεώτερης ηλικίας απ' ό,τι στην Β. Ελλάδα, όπως και την εμφάνιση μεταμορφωμένων πετρωμάτων στα νότια τμήματα των δυτικών ζωνών του Έλληνικού εύγεωσύγκλιου. π.χ. της ζώνης Τρίπολης (ζ. Κεντρικής Πελοποννήσου - Κρήτης). Τα νότια τμήματα των ζωνών αυτών στρέφονται προς ανατολάς (Είχ. 3) με αποτέλεσμα να βρίσκονται ΝΔ και απέναντι από τις έσωτερικές γεωτεκτονικές ζώνες του έλληνικού εύγεωσύγκλιου π.χ. της Πελαγονικής ζώνης, όπου κατά κανόνα παρουσιάζονται μεταμορφωμένα πετρώματα και να υποστούν συνεπώς την επίδραση του ίδιου γεωδυναμικού και γεωθερμικού πεδίου. Η σύνδεση του μεταμορφισμού των πετρωμάτων με τη χρονική μετάθεση γεωδυναμικού - γεωθερμικού πεδίου προς Ν εξηγεί κάλλιστα την παρουσία στην Ελλάδα μεταμορφωμένων και ήμιμεταμορφωμένων πετρωμάτων μεσοζωϊκής και νεώτερης ηλικίας, Μ α ρ τ ι ν ο ς (1956 - 1960) Ά ν δ ρ ο ν ό π ο υ λ ο ς (1962 -) κ.λπ.

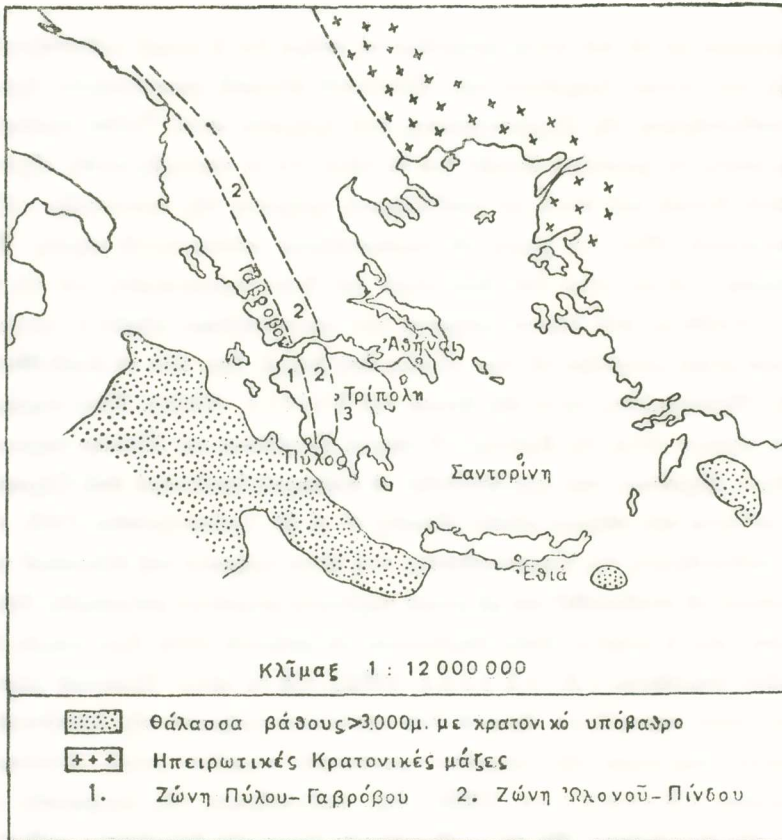
Τα αίτια για την καθυστέρηση της ίζηματογένεσης από Β προς Ν στον έλληνικό χώρο δεν μπορεί να είναι διαφορετικά από εκείνα, που προκάλεσαν την ανάλογη, αλλά έντονότερη, καθυστέρηση από Α προς Δ. Σε προηγούμενη εργασία (K i s k y r a s 1978), έχει αναφερθεί ότι η χρονική μετανάστευση των έλληνικών γεωσυγκλίσεων από Α προς Δ συνδέεται με τη δράση υπογείων ρευμάτων μεταφοράς (convection currents) προς την αυτήν κατεύθυνση. Τουτό γίνεται εύκολα κατανοητό, αν λάβουμε υπόψη ότι τα ρεύματα αυτά όφείλουν τη γένεσή τους στη διαφορά θερμοκρασίας, που δημιουργείται μεταξύ του θερμού υπόβαθρου των ήπειρωτικών μαζών (Αίγαίο - Μικρά Άσία) και του σχετικώς ψυχρού υπόβαθρου του Ίόνιου. Όπως είναι γνωστό (Stille 1949) ό πυθμένας της βαθιάς θάλασσας του Ίόνιου αποτελεί τμήμα της κρατονικής μάζας Gondwanaland. Έτσι η τροφοδότηση του Έλληνικού εύγεωσύγκλιου με χερσαία ύλικά γίνονταν από τις ανατολικά υπάρ-

χουσες ήπειρωτικές μάζες (Είκ. 4). Τοῦτο εἶχε ὡς ἀποτέλεσμα τὴν πλήρωση μὲ ἰζήματα καὶ συνεπῶς τὴν ὠρίμανση πρῶτα τῶν ἀνατολικῶν γεωσυγκλιῶν ἀλλάκων καὶ κατόπιν τῶν δυτικῶν. Ἐδῶ ὀφείλεται τὸ ὅτι οἱ ἀνατολικές ἀύλακες τοῦ ἑλληνικοῦ γεωσύγκλιου πτυχώθησαν ἐνωρίτερα ἀπὸ τὶς δυτικές. Ἡ ζώνη Ὁλονοῦ - Πίνδου, π.χ. πτυχώθηκε μετὰ τὸ Παλαιόκιανο, ἐνῶ ἡ ζώνη Ἀξιῶ τὸ κάτω Κρητιδικό.

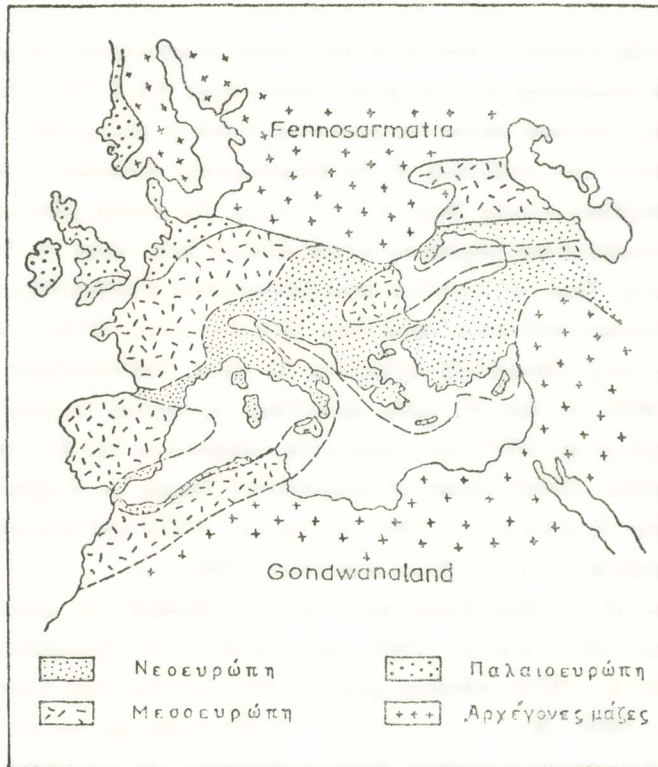
Σύμφωνα μὲ τὰ πιὸ πάνω μποροῦμε νὰ ποῦμε ὅτι ἡ μικρὴ καθυστέρηση στὴν ἀνάπτυξη τῶν νοτιῶν τμημάτων τοῦ Ἑλληνικοῦ ἀλπικοῦ γεωσύγκλιου ἔχει σχέση μὲ τὴν καθυστέρηση τῆς ἰζηματογένεσης στὰ τμήματα αὐτά. Τοῦτο ὀφείλεται στὴ μικρὴ προσκόμιση χερσαίων ὑλικῶν γιὰ τὸ λόγο ὅτι οἱ περιοχές αὐτές εἶχαν πλαισιωθεῖ ἀπὸ δυτικά καὶ νότια μὲ ὑποθαλάσσια τμήματα τῆς κρατονικῆς μάζας τῆς Gondwanaland (Είκ. 5), χωρὶς νὰ παρουσιάζεται κάπου κοντὰ χέρσος. Ἐτσι, ἡ τροφοδότηση γινόταν μόνο ἀπὸ ἀνατολικά καὶ ἦταν περιορισμένη γιὰ τὶς δυτικές ἀύλακες. Ἀντίθετα, στὰ βόρεια τμήματα τῶν γεωσυγκλιῶν αὐτῶν ἡ τροφοδότηση μὲ χερσαῖα ὑλικά μποροῦσε νὰ γίνῃ εὐκόλα ἀπὸ βορρᾶ, δηλ. ἀπὸ τὰ ἀναδυθέντα τμήματα τῆς Μεσοευρώπης κατὰ τὴν ἔννοια τοῦ Stille (1949). Κάτι παρόμοιο γίνεταί καὶ σήμερα νότια τῆς Κρήτης. Οἱ τάφροι Στράβωνα καὶ Πλίνιου παρουσιάζουν μικρὸ πάχος ἰζημάτων, ποῦ ἔχει ἀποδοθεῖ σὲ ἀνεπαρκῆ ἐφοδιασμὸ ἀπὸ ἰζήματα ὅπως καὶ στὴ νεότητα τῶν τάφρων αὐτῶν (Emery et al βλ. Galanopoulos 1968, σ. 179).

Ἡ καθυστέρηση τῆς ἰζηματογένεσης στὰ νότια τμήματα τοῦ ἑλληνικοῦ γεωσύγκλιου μπορεῖ νὰ συνδυασθεῖ καὶ μὲ μικρὴ ταχύτητα ρευμάτων μεταφορᾶς, ὅπως στὴν περίπτωσι, ποῦ ἡ κυψέλη, ὅπου παράγονται τὰ ρεύματα αὐτά, ἔχει μικρὲς διαστάσεις. Τοῦτο ὑποτίθεται (Kiskyras 1982), γιὰ τὸ νότιο Ἑλληνικὸ χῶρο, ὅπου ἡ κυψέλη αὐτὴ περιορίζεται ἀρκετὰ ἀπὸ κρατονικά τμήματα τῆς Condwanaland. Μικρὴ ὅμως ταχύτητα τῶν ρευμάτων μεταφορᾶς σημαίνει μικρὴ ταπείνωσι τοῦ γεωσύγκλιου (Kiskyras 1982), δηλ. καθυστέρηση τῆς ὠρίμανσῆς του καὶ συνεπῶς τῆς ὀρογένεσης. Μὲ τὴν καθυστέρηση ὅμως τῆς ὀρογένεσης καθυστεροῦσε καὶ ἡ ἀνάδυσι τῶν ἀνατολικῶν γεωτεκτονικῶν ζωνῶν, ἀπὸ τὴν διάβρωσι τῶν ὀπίσμων θὰ γίνονταν ἡ τροφοδότησι τῶν δυτικῶν ἀλλάκων τοῦ γεωσύγκλιου μὲ χερσαῖα ὑλικά.

Ὅσα σχετίζονται μὲ τὴν πρακτικὴ σημασία τῆς μελέτης αὐτῆς θὰ ἀνακοινωθοῦν σὲ προσεχῆ ἔργασια.



Εικ. 4. Χάρτης με τὰ κρατονικά τμήματα, που πλαισιώνουν τὸν Ἑλλαδικὸ χῶρο.



Είχ. 5. Χάρτης τών κρατονικών τμημάτων τής ΝΑ Εύρώπης (Stille, 1949).

S U M M A R Y

SOME REMARKS REGARDING THE EVOLUTION PROCESS
OF THE ALPINO-GREEK GEOSYNCLINES, AND ITS TARDINESS
NEARLY FROM N TO S

Out of the known evolution of the Greek geosynclines, characterized by the temporal wandering of these geosynclines from NE to SW (Kiskyras 1978) another, but less intensive, evolution event is perceived. The question is of a tardiness and weakness of the magmatism, volcanism, sedimentation and metamorphism nearly from N to S along the Greek geosynclines.

Initial magmatism begins in South Greece later than in North Greece and Yugoslavia. Thus, in Vourinon area (Macedonia) Kimmeridgian limestones have been transgressed upon ophiolites (Mavridis, 1978) whereas in the Kallidromon area (Mainland) ophiolites lie upon kimmeridgian limestones (Celet, 1962). In the W. Crete ophiolites, according to geochronological data (Deleloye et al, 1977) are Cretaceous, whereas in the E. Crete they are Eocene. Besides, initial phase of magmatism began in Yugoslavia in the Lower Triassic (Ledebur, 1941, Pilger, 1941) and reappeared in the Lower Cretaceous (Ciric-Karamata, 1960).

Granites of N. Macedonia have been confirmed, by geochronological data, Eocene (Marakis, 1969) and those of S. Macedonia Oligocene (Papadakis, 1971) whereas granodiorites of Lavrion Upper Miocene (Marakis 1968, Marinos 1971). Of the same age are also the granodiorites of the islands Seriphos, Ikaria, Mykonos etc (Altherr et al, 1976). On the contrary, synorogeneous plutonism commenced in Yugoslavia earlier, in the Lower to Upper Cretaceous in N. Yugoslavia (Pilger, 1941) and in the Upper Cretaceous to Eocene in S. Yugoslavia.

Such a tardiness is perceptible also in the volcanism of the late orogenic phase in Greece. Thus, in Thrace (Mitzopoulos-Trikkalinos 1937, Liatsikas 1938) and in Macedonia (Mercier, 1973) volcanism commenced in Eocene with andesites and went on in Pliocene with dacites and rhyolites (Georgalas 1925, Rentzeperis 1956, Kockel et al 1966, Maratos 1966, Mercier 1973). In the islands of the Northern Aegean Sea andesitic volcanism began in Oligocene to Miocene (de Launay, Georgalas 1950, Papp 1953, Kiskyras 1964,

Pe 1978, etc) whereas in the islands of the Southern Aegean Sea in Pliocene to Quaternary (K t e n a s 1935, v. L e y d e n 1940, P a p a s t a m a t i o u 1930, etc). The fact that Patmos - Kos volcanism began earlier than in the other islands of the Southern Aegean Sea may be easily explained, if we take into consideration that Neogene - Quaternary volcanism in the Pelagonian zone (Thessaly, Samos, Patmos, Kos) is not orogenic. The question here is not of andesitic lavas, associated with longitudinal tension fractures, but of alkali rich lavas, associated with transverse tension fractures.

Another interest remark about the evolution of the Greek geosynclines is the tardiness and weakness of the sedimentation from N to S (K i s k y r a s 1982). Thus, the first Pindos flysch commenced in North Greece with the Barremian - Aptian (A u b o u i n 1958) whereas in Mainland with the Cenomanian (C e l e t 1962) in Peloponnesus with the Cenomanian - Turonian (D e r c o u r t 1964, T s o f l i a s 1969, L a l e c h o s 1974. K a t s i k a t s o s 1980) and in Crete with the Turonian - Senonian (B o n n e a u - F l e u r y, 1974). The second Pindos flysch started in North Greece with the Maestrichtian (R e n z 1955, A u b o u i n 1960) in Peloponnesus with the Danian (K i s k y r a s, 1963) in Crete with the Eocene (R e n z 1955) and in the island of Rhodes with the Oligocene (M u t t i e t a l, 1976).

The younger metamorphic rocks of Macedonia have been regarded to be of Upper Cretaceous to Eocene age (M e r c i e r, 1968) whereas those of Euboea of Paleocene (K a t s i k a t s o s, 1977). In the Cyclades Islands metamorphism started in Eocene (M e l i d o n i s 1963, A l t h e r r e t a l 1977, D ü r r e t a l 1978) whereas in the Peloponnesus in Postoligocene (L e k k a s - J o a k i m 1981) and in the Crete in Miocene (S e i d e l e t a l, 1977). The occurrence of metamorphic rocks in the S. Greece and those younger than in N. Greece may be attributed to a wandering of the geodynamic and geothermic field from N to S along the same geotectonic zone. On the other hand the appearance of young metamorphic rocks in the southern sections of the Central Peloponnesian - Cretan zone may be connecting with the eastwards turning of this zone in the Southern Greece so that it is situated south of the Pelagonian zone, where the metamorphism is the rule. The question here is of a high - pressure metamorphism which acted not only on the external zones (East Peloponnesus, Kythira and Crete) and on the Southern and Western Cyclades (Anaphi, Pholegandros, Milos, Siphnos etc.) but also on

the Central Cyclades (Paros, Naxos) and on the islands Ikaria and Samos where rocks of high grade of metamorphism occur.

The temporal wandering of the Alpine Greek geosynclines from NE to SW is connected (Kiskyras, 1982) with convection currents, due to temperature differences between the substratum of the eastern continental socle and that under the bottom of the deep Ionian Sea (Gondwanaland). Thus, the supply of these geosynclines with terrestrial materials was possible only from north and east, given that west and south of the Greek area a deep sea dominated during the whole Mesozoic Era. In the same way the tardiness of the evolution process from N to S in the Greek geosynclines may be attributed to insufficient supply of their southern sections with sediments. On the contrary, the northern sections of the Greek geosynclines have been supplied with sediments derived from the erosion of the recently emerged Meso-Europa. This tardiness of sedimentation may be associated also with the smaller velocity of convection currents near to the southern margin of their cell. This signifies a smaller down-buckling of the geosyncline bottom, resulting in a tardiness of the geosyncline maturity and further more in a tardiness of the orogenesis in this area.

The author has in mind to report in another paper on the practical significance of this study.

BIBΛΙΟΓΡΑΦΙΑ

- Altherr, R., Keller, J., Kott, K. Der jungtertiäre Monzonit von Kos und sein Kontakthof (Aegäis, Griechenland). Bull. Soc. Géol. Fr. 18, 403 - 412, 1976.
- Altherr, R., Keller, J., Harre, W., Hönnedorf, A., Kreuzer, H., Lenz, H., Raschka, H., and Wendt, I. Geochronological data on granitic rocks of the Aegean Sea. Preliminary results. Inter. Sympos. on the structural History of the Mediterranean basins, Split Yugoslavia 1976. Edit. Technip., Paris, 317 - 318, 1977.
- Altherr, R., Harre, W., Kreuzer, H., Okrusch, M. und Seidel, E. On the age of the high-pressure metamorphism on Sifnos (Greece). Preliminary report. Int. Symp. Split (1976), 315 - 316, 1977.
- Ανδρονόπουλος, Β. Γεωλογική κατασκευή τῆς Νοτίου Εὐβοίας (Γεωλογία, Πετρολογία, Κοιτασματολογία). Διδακτορική Διατριβή. Γεωλ. Γεωφυσικαὶ Μελέται. ΠΓΕΥ, VII, 104 - 234, 1962.
- Αρανίτης, Σπ. Ἡ γένεσις τῶν ἐκρηξιγενῶν τῆς Ἑρμιονίδος καὶ τὰ μετ' αὐτῆς συνδεόμενα φαινόμενα μεταλλογένεσεως. Ann. géol. pays héll. XIV, 213 - 304, 1963.

- Aubouin, J. Contribution à l'étude géologique de la Grèce septentrionale: les confins de l'Épire et de la Thessalie, Thèse Paris. Ann. géol. pays hellén. X, 1-483, 1958.
- Aubouin, J. Essai sur l'ensemble Italo-dinarique et ses rapports avec l'arc alpin. Bull. Soc. Géol. France 7e série, 487 - 526, 1960.
- Besenecher, H., Dürr, S., Herget, G., Kaufmann, G., Lüdtke, G., Roth, W., Tietze, K. Γεωλογικός χάρτης της 'Ελλάδος. Φύλλον Χίος ΙΓΕΥ 1971.
- Bonneau, M. et J. Fleury. Précisions sur la série d'Ethia (Crète, Grèce): Existence d'un premier flysch mésocrétacé. C. R. Acad. Sc. Paris 272 1840 - 1842, 1971.
- Bonneau, M. Les différents «séries ophiolitiques» de la Crète: une mise au point., C. R. Acad. Sc. 276, 1249 - 1952, 1973.
- Bonneau, M. et Al. Zambetakis. La série de Mangassa de la Crète orientale (Grèce): une klippe d'origine pindique externe C.R. Acad. Sc. 281 Ser. D. 17 - 19, 1975.
- Βορέαδης, Γ. 'Οφειολιθικά συμπλέγματα και ὄξεια μέλη εἰς τὸν ἐλληνικὸν χῶρον. Γεωλογικὴ τοποθέτησις αὐτῶν. Δελτίον 'Ελλ. Γεωλ. 'Εταιρίας IV, 105 - 112, 1959/61.
- Chorianopoulou, P., Galeos, A. and Ioakim, Ch. Pliocene lacustrine sediments in the volcanic succession of Almopias Macedonia, Greece, The Geological Evolution of the Eastern Mediterranean, Blackwell Sc. Publ. Oxford 795 - 806, 1985.
- Celet, P. Contribution à l'étude géologique du Parnass - Kiona et d'une partie des régions méridionales de la Grèce continentale (Thèse Lille 1961). Ann. géol. pays hellén. XIII, 1 - 348, 1962.
- Cirit, Br. et S. Karamata. L'évolution du magmatisme dans le géosynclinal dinarique en Mésozoïque et en Cénozoïque. Bull. Soc. Géol. France (7) 376 - 380, 1960.
- Creutzburg, N. und J. Papastamatiou. Die Etia-Serie des südlichen Mittelkreta und ihre Ophiolitvorkommen. Sitzb. Heidelberger Akad. Wisch. Ab. 1. 1969.
- Davis, E. Zur Geologie und Petrologie der Inseln Nisyros und Jali (Dodecanes). Πρακτ. 'Ακαδ. 'Αθηνῶν 42, 235 - 252, 1967.
- Früher basischer Vulkanismus von Folegandros (Kykladen, Griecenland). Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 61, 203 - 218, 1981.
- Delaloye, M., Economou, C., et S. Skounakis, Ages radiométriques de quelques roches ophiolitiques de l'île de Crète. VI Colloquium on the geology of the Aegean region. Proceeding, I, 129 - 135, 1977.
- Dercourt, J. Contribution à l'étude géologique d'un secteur du Péloponnèse septentrional. Ann. géol. pays hellén. XV, 1 - 414, 1964.
- Dürr, St., Alther, R. Keller, J., Okrusch, M. and Seidel, E. The median Aegean crystalline belt: Stratigraphy, Structure, Metamorphism, Magmatism. In Cloos-Roeder-Schmidt Alps, Apennines Hellenides. Stuttgart, 455 - 477, 1978.

- Fytikas, M., Giuliani, D., Innocenti, F., Marinelli, G. and Mazzuoli, R. Geochronological data on recent magmatism of the Aegean Sea. *Tectonophysics* 31, 729 - 734, 1976.
- Fytikas, M., Giuliani, O., Innocenti, F., Manetti, F., Mazzuoli, R., Peccerillo, A., Villari, L. Neogene volcanism of the Northern and Central Aegean Region. *Ann. géol. pays hellén.* XXX, 1, (1979), 106 - 129, 1980.
- Galanopoulos, A. The earthquake activity in the physiographic provinces of the eastern Mediterranean Sea. *Ann. géol. pays hellén.* XXI, 178 - 209, 1968.
- Georgalas, G. Dacitische Gesteine von der südöstlichen Bergfuss der Rhodope (W. Thrakien). *Centr. f. Min. Abt. A*, 4, 117 - 123, 1925.
- Les volcans des îles Lichades et d'Hagios Ioannis (Kamména Vourla). *Πρακτ. Ἀκαδ. Ἀθηνῶν* 13, 86 - 99, 1938.
 - Contribution à la connaissance des roches éruptives de l'île de Mételin. *Bull. Volcanol. Sér. II. t. IX*, 31 - 63, 1949.
 - Beiträge zur Kenntnis einiger jungtertiärer Eruptivgesteine der Insel Imbros. *Bull. Vol. Sér. II. t. X*, 1 - 43, 1950.
- Γεωργιάδης, Ἀ. Ἐπὶ ἐνὸς νέου ἠφαιστειακοῦ κέντρου εἰς τὴν περιοχὴν Βόλου - Ἀλμυροῦ. *Πρακτ. Ἀκαδ. Ἀθηνῶν* 33, 257 - 269, 1958.
- Griggs, D. A theory of mountain building. *Am. Journ. of Sci.* 611 - 650, 1939.
- Hynes, A., Nisbet, E., Smith, A., Welland, J. and Rex, D. Spreading and emplacement ages of some ophiolites in the Othris region (eastern central Greece). *Zt. d. geol. Ges.* 123, 455 - 468, 1972.
- Καραγεωργίου, Ἐλ. Οἱ ἠφαιστῆται τῆς περιοχῆς Πλατάνου τῆς Νήσου Σάμου. *Διδακ. Διατριβή* 1944. Ἀρχεῖο Σάμου, 1946.
- Κατσικάτσος, Γ. Γεωλογικὴ μελέτη περιοχῆς Βασιλικοῦ - Ἰθώμης Μεσσηνίας. *Γεωλογικὲς καὶ Γεωφυσικὲς Μελέτες, ΙΓΜΕ, Τόμ. XXI*, 1 - 188, 1980.
- Katsikatsos, G. La structure tectonique d'Attique et de l'île d'Eubée. VI Coll. on the geology of the Aegean Region I, 211 - 228, 1977.
- Ketin, I. Über die magmatische Erscheinungen in der Türkei. *Bull. of the Geol. Society of Turkey* VII/2, 1 - 15, 1961.
- Κισκούρας, Δ. Τὰ ἰζηματογενῆ πετρώματα τῆς Μεσσηνίας. *Διδακτ. Διατριβή, Ἀθῆναι*, 1 - 38, 1938.
- Πρωτογενῆ κοιτάσματα μαγγανίου ἐντὸς τῆς ἄνω κρητιδικῆς ἀσβεστολιθικῆς σειρᾶς τῆς ζώνης Ὠλονοῦ - Πίνδου. *Πρακτ. Ἀκαδ. Ἀθηνῶν* 32, 362 - 368, 1957.
 - Οἱ μεσο-ηωκαϊνικοὶ σχηματισμοὶ βωξιτῶν τῆς Πύλου καὶ ὁ ἠχημισμὸς των. *Πρακτ. Ἀκαδ. Ἀθηνῶν* 33, 333 - 342, 1958.
 - Ἐπὶ τῆς γεωτεκτονικῆς καταστάσεως τοῦ Ἑλληνικοῦ χώρου. *Πρακτ. Ἀκαδ. Ἀθηνῶν* 35, 45 - 54, 1960.
 - Τεκτονικὲς ἐρευνες στὴν Πελοπόννησο καὶ ἰδιαιτέρα στὴ ζώνη Ὠλονοῦ-Πίνδου. *Δελτίον Ἑλλ. Γεωλ. Ἐταιρίας*, V, 1 - 21, 1963.
 - Μερικὲς σκέψεις γιὰ τὴν ἠφαιστειότητα καὶ τεκτονικὴ τοῦ Αἰγαίου. *Δελτίον Ἑλλ. Γεωλ. Ἐταιρίας*, VI, 84 - 112, 1964.

- Αί γεωτεκτονικαί ζώναι τῆς ἀλπικῆς ὀρογενέσεως εἰς τὸν Ἑλληνικὸν χῶρον. Δελτ. Ἑλλ. Γεωλ. Ἑταιρίας, IX, 2, 93 - 110, 1972.
- K i s k y r a s, D. The geotectonic state of the Greek area: Volcanism, Intermediate earthquakes and Plate Tectonics. Thera and the Aegean World 1, London, 85 - 96, 1978.
- Some remarks about the concept of the existence of a subduction zone in the eastern Mediterranean. Inter. Symp. on the Hellenic Arc and Trench (H.E.A.T.) Athens, 1981, V. I, 269 - 283, 1982.
- K i s k y r a s, D. and P a p a y a n n o p o u l o u - E c o n o m o u, Ath. Igneous rocks in the Greek area and Plate Tectonics. H.E.A.T. V.I., 284 - 297, 1982.
- K i s k y r a s, D. The genesis of the eruptive peraluminous rocks in Greece and their volcanological significance. Πρακ. Ἀκαδ. Ἀθηνῶν 58, 603 - 631, 1983.
- K o c k e l, F. r. u n d W a l t h e r, W. Der Rhyolith von Strimonikon, sein tektonischer Rahmen und die junge Lagerstättenbildung in seiner Umgebung (Zentral - Mazedonien, Griechenland). Δελτ. Ἑλλ. Γεωλ. Ἑταιρίας VII/1 (1966), 1 - 16, 1968.
- K t e n a s, C. Sur le volcan de Psathoura. Les laves andésitiques à facies basaltique de la mer Égée septentrionale. Πρακτ. Ἀκαδ. Ἀθηνῶν 3, 226 - 250, 1928.
- K t e n a s, C. Le groupe de l'île de Santorin. Contribution à l'étude des laves tertiaires et quaternaires de la mer Égée. Πραγματ. Ἀκαδ. Ἀθηνῶν I, No 4, 1935.
- Λ α λ ε χ ὄ ς, N. Ἡ γεωλογικὴ δομὴ τῆς Κεντροδυτικῆς Πελοποννήσου. Γεωλογικὲς Ἀναγνωρίσεις No 53 ΕΘΙΓΜΕ, Ἀθήνα 1 - 94, 1974.
- L e d e b u r, K. H. v. Stratigraphie und Tektonik Jugoslawiens zwischen Lim und Ibar. NJ. f. Min. Beil. B 85, Abt. B., 463 - 506, 1941.
- L e k k a s, S. p. - I o a k i m, C. h. Données nouvelles sur l'âge des phyllades en Péloponnèse (Grèce). Πρακτ. Ἀκαδ. Ἀθηνῶν 55 350 - 361, (1980).
- v. L e y d e n, R. Der Vulkanismus des Golfes von Aegina und seine Beziehungen zur Tektonik. Vulkaninst. Imm. Friedländer. Zürich, No 1, 1 - 151, 1940.
- M a k r i s, J. Some geophysical aspects of the evolution of the Hellenides. Δελτ. Ἑλλ. Γεωλ. Ἑταιρίας X, 206 - 213, 1973.
- Μ α ρ ά κ η ς, Γ. Παρατηρήσεις ἐπὶ τῆς ἡλικίας τῆς θειούχου μεταλλογενέσεως εἰς τὴν περιοχὴν τῶν Κυκλάδων. Ann. géol. pays hellén. XIX (1968), 695 - 700, 1970.
- Γεωχρονολογήσεις ἐπὶ τῶν γρανιτῶν τῆς Μακεδονίας. Ann. géol. pays hellén. XXI (1969), 121 - 152, 1970.
- Μ α ρ ά τ ο ς, Γ. Τὸ ἠφαίστειον Σήτσι - Κάμεν εἰς τὸ ὄρος Ἀγκιστρον. Δελτ. Ἑλλ. Γεωλ. Ἑταιρίας VII/1 (1966), 92 - 106, 1967.
- M a r i n o s, G. Zur Gliederung Ostgriechenlands in tectonischen Zonen. Geol. Rund. 46, 421 - 426, 1957.
- Μ α ρ ί ν ο ς, Γ. Τὸ ἠφαίστειον τοῦ Ἀχιλλείου Ἀνατολικῆς Ὀρθρουοῦ. Δελτ. Ἑλλ. Γεωλ. Ἑταιρίας III, 64 - 72, 1958.
- Ἐπὶ τῆς ραδιοχρονολογήσεως τῶν πετρωμάτων τῆς Ἑλλάδος. Ann. géol. des pays hellén. XXIII, 175 - 182, 1971.
- Γεωλογία τῆς Ὀρθρουοῦ καὶ θέματα τῶν ὀφιολίθων αὐτῆς. Ann. géol. pays hellén. XXVI (1974), 118 - 148, 1975.

- Μαυρίδης, Άν. Περὶ τῆς ἡλικίας τοῦ ὀφιολιθικοῦ συμπλέγματος Βούρινου (Δυτ. Μακεδονίας). Μεταλλ. Μεταλλουργικὰ Χρονικὰ 36, 23 - 27, 1978.
- Μελιδώνης, Ν., Ἡ γεωλογία τῆς νήσου Ἀνάφης (Στρωματογραφία - Τεκτονική - Πετρολογία - Κοιτασματολογία). Διδακτ. Διατριβή. Γεωλογικαὶ - Γεωφυσικαὶ Μελέται ΙΓΕΥ 8, 61 - 308, 1963.
- Τὸ τόξον τῶν νεοηφαιστειακῶν πετρωμάτων Στρυμονικοῦ - Μεταμορφώσεως (Κεντρ. Μακεδονία). Γεωλογικαὶ Ἀναγνωρίσεις Νο 52, ΙΓΕΥ 1972.
- Mercier, J., Contribution à l'étude du métamorphisme et l'évolution magmatique der zones internes des Hellénides. Ann. géol. pays hellén. XX (1968) B, 597 - 780, 1973.
- Mitropoulos, M. und Trikkalinos, J. Geologische Voruntersuchungen in West Thrazien. Πρακτ. Ἀκαδ. Ἀθηνῶν 12, 89 - 93, 1937.
- Mutti, E., Orombelli, G. and Pozzi, R. Geological studies on the Dodecanese Islands (Aegean Sea). Ann. géol. pays hellén. XXII, 77 - 226, 1970.
- Παπαδάκης, Α. Περὶ τῆς ἡλικίας τῆς γρανιτικῆς διεισδύσεως τοῦ Στρατωνίου - Χαλκιδικῆς. Ann. géol. pays hellén. XXIII, 297 - 300, 1971.
- Papadopoulos, G. Contribution to the study of the Neogene magmatism in the Aegean Sea area. Ann. géol. pays hellén. Tome hors série, f. II, 1979, 943 - 953.
- Παπασταματίου, Ι. Οἱ ἠφαιστῖται τῆς τριτογενεῶς λεκάνης τῆς Κύμης. Διδακτ. Διατριβή, Ἀθῆναι, 1 - 40, 1930.
- Τὰ νεογενῆ ἠφαιστεια τῆς Κρομμυωνίας. Διατρ. ἐπὶ ὑψηλείας. Ἀθῆναι 1937, 1 - 59.
- Papp, A. Erläuterungen zur Geologie der Insel Lemnos. Ann. géol. pays hellén. V, 1 - 25, 1953.
- Πῆ-Ρίπερ, Γ. Τὰ καινοζωϊκὰ ἠφαιστειακὰ πετρώματα τῆς νήσου Λέσβου. Διατρ. ὑψηλείας, 1978.
- Philippson, A l. Zur Pindos Geologie. Verh. K. K. geol. Reichsanst. Wien, 277 - 289, 1895.
- Die griechischen Landschaften. Bd IV. V. Klostermann. Frankfurt/Main. 1959.
- Pilger, A. Paläogeographie und Tektonik Jugoslawiens zwischen der Una und dem Zlatibor - Gebirge. NJ. für Min. etr. Beil. Bd. 85, Abt. B., 383 - 462, 1941.
- Ρεντζεπέρης, Π. Οἱ τριτογενεῖς ἠφαιστῖται τοῦ νομοῦ Ἑβρου. Διδακτορικὴ διατριβή. Θεσσαλονίκη, 1 - 82, 1956.
- Renz, C. Die Tektonik der griechischen Gebirge. Πραγμ. Ἀκαδ. Ἀθηνῶν, Τομ. 8, Ἀθῆναι, 1 - 171, 1940.
- Stratigraphie Griechenlands, ΙΓΕΥ, Ἀθῆναι, 1 - 637, 1955.
- Robert, U. Données nouvelles sur le volcanisme du Sud-Est de la Mer Egée: existence d'un épisode à caractère alcalin. Intern. Congress on Thermal waters, Geothermal En. and Vulcanism of the Mediterranean area. Athens., Vol. 3, 211 - 224, 1976.
- Robert, U. et Cantagrel. Le volcanisme basaltique dans le sud Est de la Mer Egée. Données géochronologiques et relations avec la tectonique. VI Coll. Geol. Aegean Region Proc. V, III, 961 - 967, Athens, 1977.
- Schubert, W. and Seidel, E. Glaukophangesteine aus dem Metamorphikum West-Kretas. Zt d. geol. Ges. 123, 371 - 384, 1972.

- Schuiling, D. - Oosterom, G. The metamorphic Complex on Naxos (Greece) and the Strontium and Barium content of its carbonate rocks. Proc. Kon. Nederl. Acad. Wetensch. B. 70, 165 - 175, 1967.
- Seidel, E., Kreuzer, H. and Harre, W. K/Ar Dates of the Cretan Phyllite - Quartzite Series. VI Coll. on the Geology of the Aegean Region, Athens I, 121 - 127, 1977.
- Sonder, R. Zur Geologie und Petrographie die Inselgruppe von Milos. Zt. f. Vulk. VII, 181 - 237, 1924.
- Σπυλιάρης, Θ. Περὶ τῆς ἡλικίας τοῦ φλύσχου τῆς Ὀροσειρᾶς τῆς Οὔτης. Πρακτ. Ἀκαδ. Ἀθηνῶν 34, 309 - 315, 1959.
- Stille, H. Zur Frage der Herkunft der Magmen. Abh. Preuss. Akad. Wiss. 1939, Berlin, 1940.
- Das Leitmotiv der geotektonischen Erdentwicklung. Deutsch, Akad. Wiss. Berlin, Vorträge und Schriften Heft 32, Berlin 1949.
- Τάταρης, Ἀθ., Καλλέργης, Γ. Γεωλογικαὶ ἐρευναι εἰς τὴν Ἀνατολικὴν Ἀργολίδα — Ἐρμιονίδα καὶ περιοχὴν Ἀγ. Θεοδώρων - Περαιχώρας. Δελτ. Ἑλλ. Γεωλ. Ἐταιρίας VI, 1, 215 - 234, 1964.
- Τάταρης, Ἀθ., Σκέψεις ἐπὶ τῆς γεωτεκτονικῆς τοποθετήσεως τῆς νήσου Ἀμοργοῦ. Δελτ. Ἑλλ. Γεωλ. Ἐταιρίας VI/1, 239 - 247, 1965.
- Τσόφλας, Π., Γεωλογικὴ κατασκευὴ τοῦ βορειοτέρου τμήματος τῆς Πελοποννήσου (Νομοῦ Ἀχαΐας). Ann. géol. pays hellén. XXI (1968), 554 - 651. Ἀθῆναι 1969.
- Φραγκόπουλος, Ι. Πετρολογικὴ μελέτη τῶν λαβῶν τοῦ ἡφαιστείου Ὀηβῶν ἐν Θεσσαλία, Διδακτ. Διατριβή, Ἀθῆναι, 1 - 52, 1956.
- Φυτρουλάκης, Ν. Ἡ γεωλογικὴ δομὴ τῆς Κρήτης. Προβλήματα, παρατηρήσεις καὶ συμπεράσματα. Διατριβὴ ἐπὶ ὕψησεῖα, Ἀθῆναι, 1 - 146, 1980.
- Wurm, A. Geologirische Beobachtungen im Asteroussia - Gebirge auf der Insel Kreta. Δελτίον Ἑλλ. Γεωλ. Ἐταιρίας II (1954), 80 - 85, 1955.