

Δελτ. Ελλ. Γεωλ. Εταιρ.	Τομ.	σελ.	Αθήνα
Bull. Geol. Soc. Greece	XIX	9-44	1987
	Vol.	pag.	Athens

## ΣΤΑΤΙΚΕΣ ΚΑΙ ΔΥΝΑΜΙΚΕΣ ΙΔΙΟΤΗΤΕΣ ΤΗΣ ΛΙΘΟΣΦΑΙΡΑΣ ΣΤΟΝ ΕΥΡΥΤΕΡΟ ΧΩΡΟ ΤΟΥ ΑΙΓΑΙΟΥ ΚΑΙ ΣΤΗΝ ΑΝΑΤΟΛΙΚΗ ΜΕΣΟΓΕΙΟ

Β. Κ. ΠΑΠΑΖΑΧΟΣ, Δ. Γ. ΠΑΝΑΓΙΩΤΟΠΟΥΛΟΣ, Α. Χ. ΡΟΚΚΑ  
Ε. Μ. ΣΚΟΡΔΥΛΗΣ & Π. Μ. ΧΑΤΖΗΔΗΜΗΤΡΙΟΥ\*

### ΠΕΡΙΛΗΨΗ

Γίνεται ανασκόπηση των γεωφυσικών ιδιοτήτων, οι οποίες περιγράφουν τις στατικές και δυναμικές ιδιότητες της λιθόσφαιρας στην ευρύτερη περιοχή του Αιγαίου και στην ανατολική Μεσόγειο. Συγκεκριμένα, επιχειρείται ανασκόπηση της έρευνας που έχει γίνει κατά τα τελευταία είκοσι κυρίως χρόνια πάνω στα θέματα που αφορούν τη δομή του φλοιού, το πεδίο βαρύτητας, το γεωμαγνητικό πεδίο, τη ροή θερμότητας, την απόσβεση των σεισμικών κυμάτων, το μαγματισμό και τη μεταλλογένεση, την κατανομή της σεισμικής δράσης και το πεδίο των τάσεων. Αναφέρονται συνοπτικά οι προσπάθειες που έχουν γίνει για να ερμηνευτούν οι ιδιότητες αυτές με απλά γεωδυναμικά μοντέλα. Συμπεραίνεται ότι αν και η γνώση που έχει αποκτηθεί μέχρι σήμερα σχετικά με το αντικείμενο αυτό είναι αξιόλογη, απαιτούνται περισσότερα και ακριβέστερα γεωφυσικά και γεωλογικά δεδομένα για την κατανόηση σε ικανοποιητικό βαθμό των γεωτεκτονικών διαδικασιών βάθους στο χώρο αυτό.

### ABSTRACT

The main geophysical properties which describe the static and the dynamic properties of the lithosphere in the broad Aegean area and eastern Mediterranean are reviewed. In particular, the research which has been done during the last twenty years on such subjects as the crustal structure, the gravity and geoma-

\* Εργαστήριο Γεωφυσικής, Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης.

gnetic field, the heat flow, the attenuation of seismic waves, the magmatism and associated ore deposits, the distribution of the earthquake foci and the stress field, is reviewed. A brief description of the geodynamic models which have been proposed to interpret these properties is attempted. Although our knowledge on the deep tectonics of the area has been much increased during the last years, research based on new more accurate geophysical and geological data must be carried out for a better understanding of the deep tectonic processes in this area.

## 1. ΕΙΣΑΓΩΓΗ

Για την ερμηνεία των γεωτεκτονικών φαινομένων αναπτύχθηκε κατά τα τελευταία είκοσι χρόνια η θεωρία των λιθόσφαιρικών πλακών. Σύμφωνα με τη θεωρία αυτή ολόκληρη η Γη καλύπτεται από ένα δύσκαμπτο επιφανειακό στρώμα πάχους 80Km περίπου (φλοιός της Γης και μέρος του πάνω μανδύα) το οποίο λέγεται λιθόσφαιρα. Αυτή δεν είναι συνεχής αλλά χωρίζεται από δύο συστήματα ζωνών διάρρηξης σε ορισμένο αριθμό λιθοσφαιρικών πλακών οι οποίες πραγματοποιούν σχετικές κινήσεις πάνω στο εύκαμπτο (παχύρευστο) στρώμα που βρίσκεται κάτω από τη λιθόσφαιρα (στο μανδύα της Γης) και λέγεται ασθενόσφαιρα.

Τα σπουδαιότερα γεωτεκτονικά φαινόμενα, τα οποία παρατηρούνται στην επιφάνεια της Γης συμβαίνουν πάνω στα δύο συστήματα ζωνών διάρρηξης του φλοιού της Γης: το σύστημα των μεσο-ωκεανίων ράχων και το ηπειρωτικό σύστημα ζωνών διάρρηξης.

Οι μεσοωκεάνιες ράχες είναι εξάρσεις του ωκεάνιου φλοιού που διασχίζουν τον Ατλαντικό ωκεανό από βορρά προς νότο και τον Ινδικό και Ειρηνικό κατά τη νοτιοδυτική - βορειοανατολική διεύθυνση και σε ορισμένα μέρη το "ύψος" τους από τον πυθμένα της θάλασσας υπερβαίνει τα 3000m. Το σύστημα αυτό διάρρηξης διασχίζει και ηπειρωτικές περιοχές όπως την ανατολική Αφρική και τη δυτική βόρεια ακτή της Αμερικής. Στο σύστημα των μεσο-ωκεάνιων ράχων έχουν τις εστίες τους μόνο επιφα-

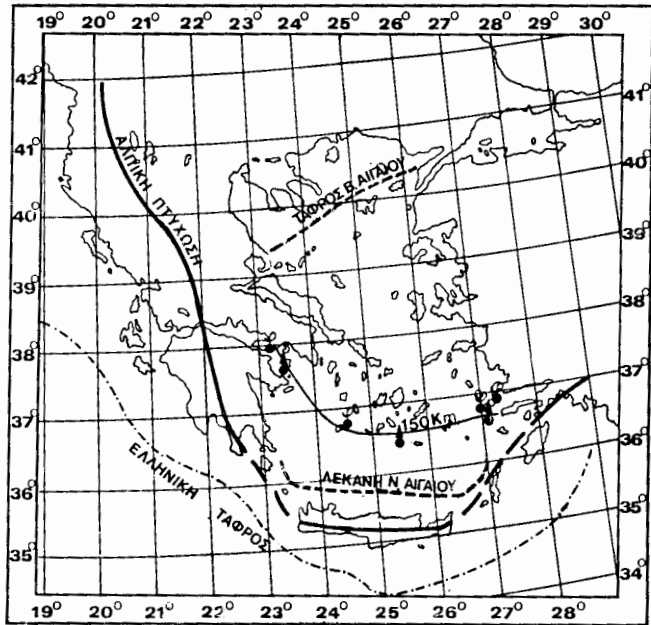
νειακοί σεισμοί ( $h < 60\text{km}$ ). Οι λιθοσφαιρικές πλάκες δημιουργούνται (γεννιούνται) ζτις μεσο-ωκεάνιες ράχες από θερμό υλικό που βγαίνει από τον μανδύα της Γης το οποίο ψύχεται και σχηματίζει, συμμετρικά κάθε ράχης, δύο λιθοσφαιρικές πλάκες οι οποίες αποκλίνουν.

Το ηπειρωτικό σύστημα ζωνών διάρρηξης αποτελείται απο την Ευρασιατική - Μελανησιακή ζώνη (Γιβραλτάρ - Άλπεις - Βαλκάνια - Περσία - Ιμαλάια - Βιρμανία - Ινδονησία - Νησιά Σολωμόντα - Νέα Ζηλανδία) και από την Περιειρηνική ζώνη (περιβάλλει τον Ειρηνικό μέ εξαίρεση τις περιοχές κοντά στις ακτές της βόρειας Αμερικής). Στο σύστημα αυτό βρίσκονται όλες οι νέες οροσειρές, τα νησιωτικά τόξα, που αποτελούν χαρακτηριστικό γνώρισμα αυτού του συστήματος, τα ανδσειτικά ηφαίστεια, όλες σχεδόν οι εστίες των σεισμών βάθους ( $h \geq 300\text{km}$ ) και οι περισσότερες εστίες των επιφανειακών σεισμών. Στο ηπειρωτικό σύστημα διάρρηξης οι λιθοσφαιρικές πλάκες συγκλίνουν και η μία από τις δύο πλάκες (η ωκεάνια που είναι πυκνότερη) βυθίζεται πλάγια κάτω από την άλλη μέσα στο θερμό υλικό του μανδύα όπου τελικά καταστρέφεται (διαλύεται), (Παπαζάχος 1973b).

Ο Ελληνικός χώρος βρίσκεται στη Μεσογειακή - Μελανησιακή ζώνη του ηπειρωτικού συστήματος διάρρηξης. Βασικό τεκτονικό γνώρισμα του Ελληνικού χώρου αποτελεί το Ελληνικό τόξο. Το σχήμα (1) δείχνει χάρτη του Ελληνικού τόξου και των γύρω περιοχών στον οποίο φαίνονται οι θέσεις των ηφαιστείων (κύκλοι μέ βέλος) και των φουμαρόλων (κύκλοι με "φ"), η διεύθυνση του άξονα της Αλπικής πτύχωσης και ο άξονας της Ελληνικής τάφρου. Στον ίδιο χάρτη έχει χαραχθεί καμπύλη που παριστάνει τη διανομή εστιακών βαθών σεισμών ενδιαμέσου βάθους. Η καμπύλη αυτή συνδέει επίκεντρα σεισμών των οποίων το μέσο εστιακό βάθος είναι 150km.

Μορφολογικά χαρακτηριστικά τεκτονικής σημασίας σχετιζόμενα με το χώρο του Αιγαίου είναι από τα νότια προς τα βόρεια η Μεσογειακή ράχη, το Ελληνικό τόξο και η δομή του βόρειου Αιγαίου.

Η Μεσογειακή ράχη ή Ελληνική εξωτερική ράχη είναι ένα κύρτωμα του φλοιού της ανατολικής Μεσογείου παράλληλο προς το Ελληνικό τόξο.



Σχ. 1.- Τά κύρια γεωμορφολογικά στοιχεία τεκτονικής προέλευσης στον ευρύτερο χώρο του Αιγαίου. Η ισοβαθής των 150km (εστίες σεισμών ενδιάμεσου βάθους) η οποία σχεδόν συμπίπτει με το ηφαιστειακό τόξο του νότιου Αιγαίου δείχνεται επίσης (Παπαζάχος 1984).

Μεταξύ της Μεσογειακής ράχης και του Ελληνικού τόξου υπάρχει ένα σύστημα τάφρων που καλείται Ε λ λ η ν ι κ ή τ ά φ ρ ο ς. Τό μέγιστο βάθος φθάνει τα 5000m.

Το Ε λ λ η ν ι κ ό τό ξ ο αποτελείται από το εξωτερικό ιζηματογενές τόξο, το οποίο ενώνει τις Δυναρικές Άλπεις και τις Τουρκικές Ταυρίδες, και το εσωτερικό ηφαιστειακό τόξο που βρίσκεται σε μία μέση απόσταση 120km από το ιζηματογενές. Μεταξύ του ιζηματογενούς και του ηφαιστειακού τόξου υπάρχει η θαλάσσια λεκάνη που λέγεται Κρητικό πέλαγος με μέγιστο βάθος 2000m.

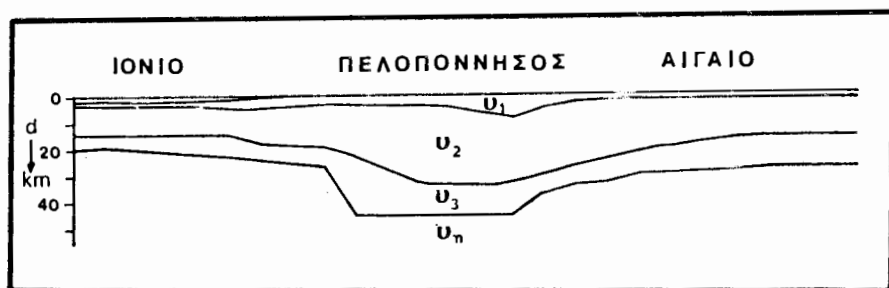
Ένα ενδιαφέρον μορφολογικό χαρακτηριστικό στο βόρειο τμήμα της περιοχής είναι η τάφρος του βόρειου Αιγαίου με μέγιστο βάθος 1500m περίπου.

## 2. ΔΟΜΗ ΤΗΣ ΛΙΘΟΣΦΑΙΡΑΣ

Η κατανομή των γεωφυσικών παραμέτρων (πυκνότητα, ελαστικές σταθερές, ταχύτητα σεισμικών κυμάτων, κλπ) στο φλοιό της Γης και αμέσως κάτω απ' αυτόν στον πάνω μανδύα καθορίζουν τη δομή της λιθόσφαιρας.

Έρευνα πάνω στη δομή του φλοιού στο Αιγαίο και τις γύρω περιοχές με την εφαρμογή διαφόρων γεωφυσικών μεθόδων (σεισμικής διάθλασης, σκέδασης των επιφανειακών κυμάτων, βαρυτομετρικής), ιδιαίτερα κατά την τελευταία εικοσαετία, έχει γίνει από διάφορους ερευνητές (Paparazachos et al 1966, 1967a, b, Paparazachos 1969, Compinnakis 1967, Makris 1973, 1975, 1976, 1977, 1978a, b, Makris and Veis 1977, Makris and Müller 1977, Makris et al 1977, Παναγιωτόπουλος και Παπαζάχος 1983, 1984).

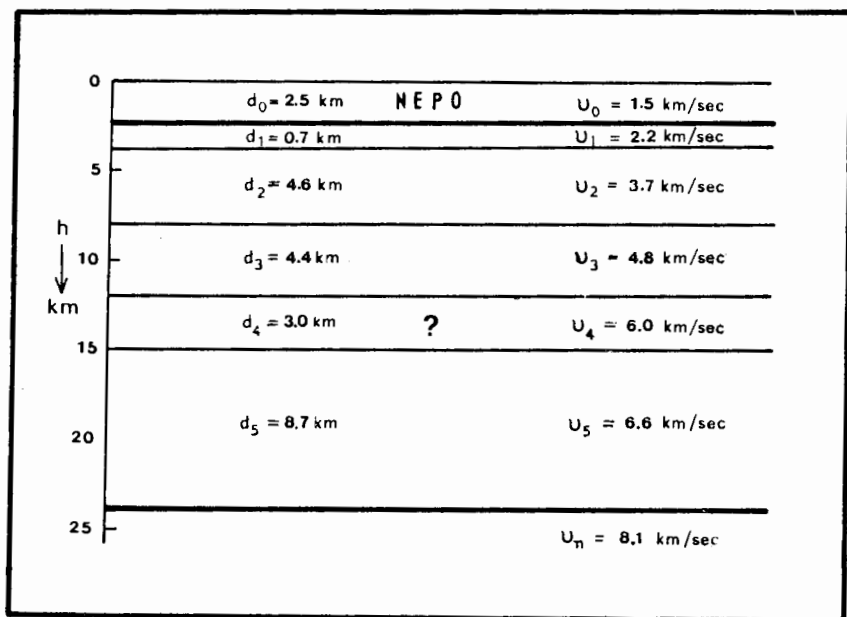
Η έρευνα αυτή έδειξε ότι το πάχος του φλοιού στην περιοχή του Αιγαίου κυμαίνεται μεταξύ 20 και 34km. Πρόκειται για ηπειρωτικό φλοιό με μέσο πάχος ιζηματογενούς στρώματος ίσο με 2km και ταχύτητα επιμήκων κυμάτων 2,8 - 4,0 km/sec, με γρανιτικό στρώμα πάχους 16km και τυπική τιμή ταχύτητας 6,0 km/sec, με βασαλτικό στρώμα 11km και τυπική ταχύτητα 6,6 km/sec. Η ταχύτητα των επιμήκων κυμάτων αμέσως κάτω από το φλοιό στον πάνω μανδύα είναι μικρή (7,7 - 7,9 km/sec). Αντίθετα το πάχος του φλοιού στην οροσειρά των Διναρίδων - Ελληνίδων είναι της τάξης των 45km, με ιζηματογενές στρώμα πάχους 5km, γρανιτικό 24km και βασαλτικό 16km. Το σχήμα (2)



Σχ. 2.- Δομή του φλοιού στον ελληνικό χώρο κατά μήκος τομής που έχει νοτιοδυτική - βορειοανατολική διεύθυνση. Η ταχύτητες των επιμήκων κυμάτων στο ιζηματογενές στρώμα, στο γρανιτικό, στο βασαλτικό και αμέσως κάτω από το φλοιό έχουν στην περιοχή τιμές  $u_1=2,5-5,3$  km/sec,  $u_2=6,0-6,4$  km/sec,  $u_3=6,2-7,1$  km/sec και  $7,7-7,9$  km/sec, αντιστοίχα (Makris 1977).

δείχνει τομή του φλοιού από το Ιόνιο προς το Αιγαίο (ΝΔ-ΒΑ) όπου φαίνονται τα τρία στρώματα και δίνονται τα όρια των τιμών των ταχυτήτων των επιμήκων κυμάτων για κάθε στρώμα (Makris 1977).

Αξιόλογη ερευνητική προσπάθεια έχει γίνει και για τον καθορισμό της δομής του φλοιού της ανατολικής Μεσογείου (Gaskell and Swallow 1953, Gaskell et al 1958, Ewing and Ewing 1959, Moskalenko 1965, 1966, 1974, Ryan et al 1966, Payo 1967, 1969, 1975, 1976, Ryan and Ewing 1967, Papazachos 1969, Ryan 1969, Lort 1971, 1972a, b, 1973, 1977, Lort et al 1974, Comninakis and Papazachos 1976, Makris et al 1983).



Σχ. 3.- Δομή του φλοιού της Ανατολικής Μεσογείου ( Comninakis and Papazachos 1976 ) .

Παρότι δεν υπάρχει πλήρης συμφωνία μεταξύ των επιστημόνων για τη δομή της ανατολικής Μεσογείου η επικρατέστερη άποψη είναι ότι ο φλοιός αυτός έχει ωκεάνια δομή με ιζηματογενές στρώμα μεγάλου πάχους (-10km) το οποίο βρίσκεται πάνω στο βασάλτικο στρώμα πάχους 9km περίπου. Ορισμένοι ερευνητές θεωρούν πιθανή την ύπαρξη γρανιτικού στρώματος το οποίο είναι προέκταση του αντίστοιχου στρώματος της Αφρικανικής λιθοσφαιρικής

πλάκας (Moskalenko 1966, Makris et al 1983). Το σχ.(3) δείχνει το πιθανότερο μοντέλο της δομής της ανατολικής Μεσογείου (Compi - nakis and Papazachos 1976).

Το μέσο πάχος της λιθόσφαιρας στην ευρύτερη περιοχή του Αιγαίου και στην ανατολική Μεσόγειο είναι της τάξης των 90km (Papazachos 1969).

### 3. ΤΟ ΠΕΔΙΟ ΒΑΡΥΤΗΤΑΣ ΣΤΟ ΧΩΡΟ ΤΟΥ ΑΙΓΑΙΟΥ ΚΑΙ ΣΤΗΝ ΑΝΑΤΟΛΙΚΗ ΜΕΣΟΓΕΙΟ

Οι πρώτες μετρήσεις της έντασης του βαρυτικού πεδίου στη Μεσόγειο έγιναν πριν από 50 περίπου χρόνια (Vening Meinesz 1932). Συστηματικές μετρήσεις και μελέτες έγιναν από διάφορους ερευνητές (Cassinis and de Pisa 1935, Cassinis 1941, Cooper et al 1952, Bruyn 1955, Harrison 1955, Girdler and Harrison 1957, Gass and Mason-Smith 1963, Allan et al 1964, Fleicher 1964, Worzel 1965, Gass 1968, Rabinowitz and Ryan 1970, Woodside and Bowin 1970, Allan and Morelli 1971, Lort 1971, Makris 1972, 1973, 1975, 1976, 1977, 1978b, Finetti and Morelli 1973, Makris et al 1977, Makris and Müller 1977, Morelli et al 1975a,b, Riad et al 1981, Brooks and Kiriakidis 1983, Le Pichon et al 1984).

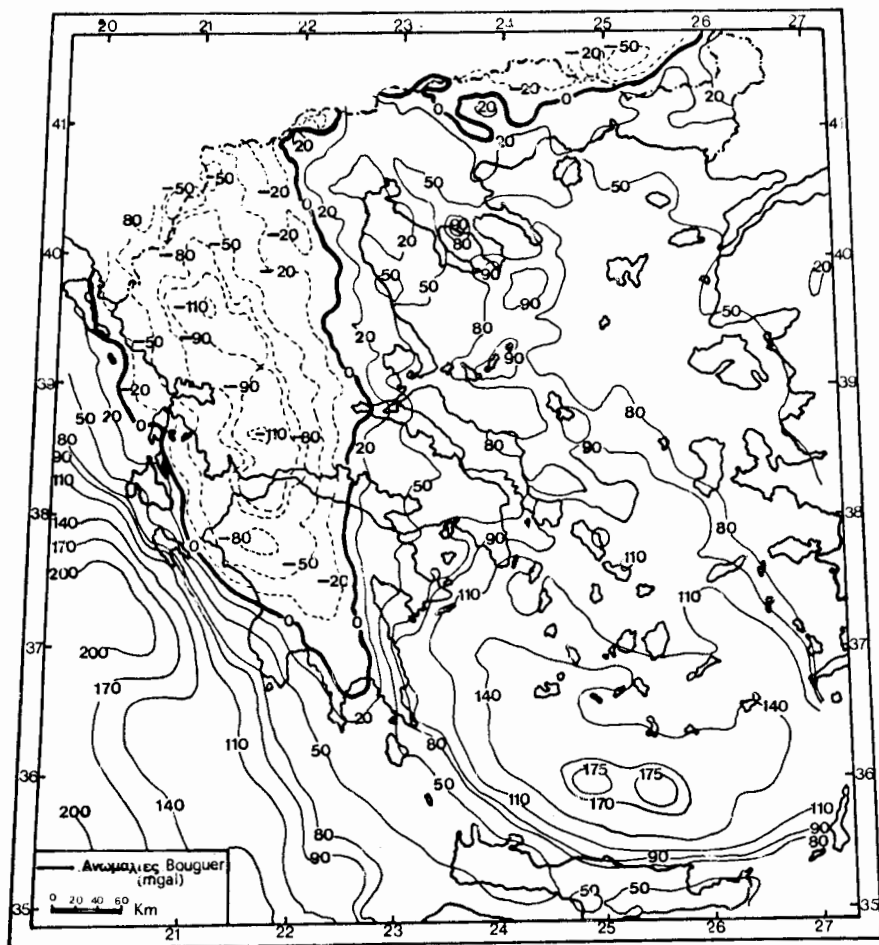
Χαμηλές τιμές της έντασης της βαρύτητας χαρακτηρίζουν το μεγαλύτερο μέρος της ανατολικής Μεσογείου που βρίσκεται έξω από το Ελληνικό τόξο. Το πιο χαρακτηριστικό γνώρισμα του πεδίου βαρύτητας στην ανατολική Μεσόγειο είναι οι δύο ζώνες αρνητικών ανωμαλιών ελεύθερου αέρα οι οποίες ακολουθούν την Ελληνική τάφρο και τη Μεσογειακή ράχη. Οι ελάχιστες τιμές των ανωμαλιών αυτών είναι  $-230\text{mgal}$  και  $-250\text{mgal}$ , αντίστοιχα.

Θετικές ανωμαλίες ελεύθερου αέρα παρατηρήθηκαν στο Αιγαίο, (εσωτερικό μέρος του τόξου), την Κύπρο, τον κόνο του Νείλου και σε μία περιοχή του Ιονίου πελάγους.

Οι βαρυτομετρικές ανωμαλίες Bouguer είναι θετικές στο Αιγαίο και στην ανατολική Ελλάδα και αρνητικές (μέχρι  $-110\text{mgal}$ ) στη δυτική Ελλάδα κατά μήκος των Ελληνίδων οροσειρών. Οι μεγαλύτερες θετικές ανωμαλίες Bouguer (μέχρι  $+175\text{mgal}$ ) έχουν παρατηρηθεί στο Κρητικό πέλαγος.

Στο εξωτερικό μέρος του Ελληνικού τόξου (ανατολική Μεσόγειος) οι ανωμαλίες Bouguer είναι θετικές (μέχρι  $+180\text{mgal}$ )

αλλά όχι τόσο θετικές όσο στη δυτική Μεσόγειο και γενικά σε ωκεάνιες περιοχές. Στο σχήμα (4) φαίνεται χάρτης βαρυτομετρικών



Σχ. 4.- Χάρτης ανωμαλιών Bouguer στον ελληνικό χώρο (έπό χάρτη του ΓΓΜΕ 1983, που εκπονήθηκε από τον Ι.Μακρή).

ανωμαλιών Bouguer του οποίου τα στοιχεία λήφθηκαν από χάρτη του ΓΓΜΕ (1985) που εκπόνησε ο Ι. Μακρής. Οι αρνητικές ανωμαλίες εμφανίζονται στην ηπειρωτική Ελλάδα κατά μήκος των Ελληνίδων οροσειρών και σε ένα τμήμα της βορειοανατολικής Ελλάδας, ενώ οι θετικές ανωμαλίες εμφανίζονται στο Αιγαίο με μέγιστες τιμές στο νότιο Αιγαίο.



Οι ισοστατικές ανωμαλίες είναι θετικές στο εσωτερικό μέρος του τόξου και αρνητικές στο εξωτερικό μέρος του τόξου. Η μεγαλύτερη θετική ανωμαλία είναι της τάξης των +120mgal. Μία απότομη μεταβολή των ανωμαλιών αυτών βρίσκεται στο ανατολικότερο τμήμα του τόξου, στα Δωδεκάνησα. Η ανωμαλία μεταβάλλεται από +80mgal σε -40mgal σε μία απόσταση 50km. Η απότομη αυτή μεταβολή της ανωμαλίας βρίσκεται στο σημείο όπου η ζώνη των σεισμών ενδιαμέσου βάθους αποκτά τη μέγιστη κλίση ( $\sim 50^\circ$ ).

#### 4. ΤΟ ΓΕΩΜΑΓΝΗΤΙΚΟ ΠΕΔΙΟ ΣΤΟ ΑΙΓΑΙΟ ΚΑΙ ΣΤΗΝ ΑΝΑΤΟΛΙΚΗ ΜΕΣΟΓΕΙΟ.

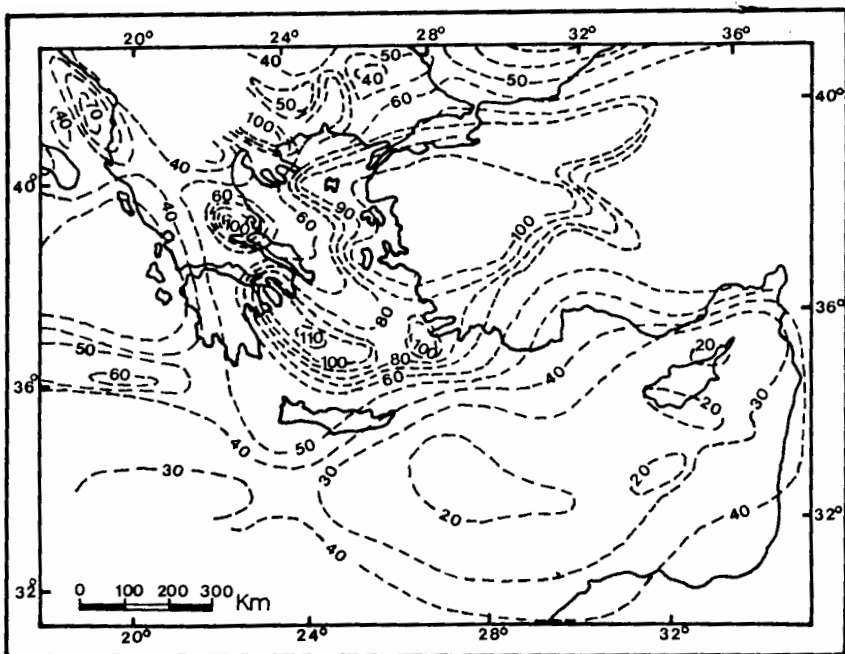
Έρευνα πάνω στο γεωμαγνητικό πεδίο του Αιγαίου και της ανατολικής Μεσογείου έχει γίνει από αρκετούς ερευνητές (Allan et al 1964, Vogt and Higgs 1969, Allan and Morelli 1971, Makris 1972, 1973, 1975, 1976, 1977, 1978b, Finetti and Morelli 1973, Needham et al 1973, Morelli et al 1975 a, b, Makris and Müller 1977, Brooks and Kiria-kidis 1983, LePichon et al 1984).

Η έρευνα αυτή έδειξε ότι η ένταση του γεωμαγνητικού πεδίου στο μεγαλύτερο μέρος της ανατολικής Μεσογείου δεν παρουσιάζει αξιόλογες μεταβολές εκτός από την κανονική μεταβολή με το γεωμαγνητικό πλάτος. Χαρακτηριστικό γνώρισμα του πεδίου είναι η ύπαρξη μίας εκτεταμένης ζώνης όπου τα μαγνητικά πλάτη που μετρήθηκαν είναι μικρά (50γ). Αυτό το σχεδόν αδιατάρακτο μαγνητικό τμήμα της ανατολικής Μεσογείου περιλαμβάνει την Μεσογειακή ράχη και την Ελληνική τάφρο, δηλαδή το τμήμα αυτό σχεδόν συμπίπτει με τη ζώνη αρνητικών ανωμαλιών ελεύθερου αέρα.

Μη κανονικές μεταβολές παρατηρήθηκαν στο Αιγαίο, στην Κύπρο και σε μία περιοχή που βρίσκεται νοτιοανατολικά της Σικελίας. Οι μαγνητικές ανωμαλίες του Αιγαίου παρουσιάζουν κατανομή κατά μήκος ευθειών οι οποίες έχουν ΒΑ-ΝΔ διεύθυνση. Οι περισσότερο έντονες μαγνητικές ανωμαλίες στο Αιγαίο εμφανίζονται στο βόρειο τμήμα κατά μήκος της τάφρου του βόρειου Αιγαίου.

#### 5. ΡΟΗ ΘΕΡΜΟΤΗΤΑΣ ΣΤΗ ΜΕΣΟΓΕΙΟ ΚΑΙ ΤΟ ΑΙΓΑΙΟ

Μετρήσεις της ροής θερμότητας από το εσωτερικό της Γης σε διάφο-



Σχ. 5.- Καμπύλες ίσης ροής θερμότητας (σε  $mW/m^2$ ) στον ευρύτερο χώρο του Αιγαίου και την ανατολική Μεσόγειο. (Çermak and Rybach edit., 1979).

ρα μέρη της ανατολικής και της δυτικής Μεσογείου (Erickson 1970, Ryan et al 1971, Çermak et al 1976, Erickson et al 1977, Morgan 1979) έδειξαν ότι υπάρχει σημαντική διαφορά ανάμεσα στα δύο αυτά τμήματα της Μεσογείου. Η ανά μονάδα χρόνο και μονάδα επιφάνειας μέση ροή θερμότητας από το εσωτερικό της Γης στην ανατολική Μεσόγειο είναι ίση περίπου με το μισό της αντίστοιχης ροής θερμότητας στη δυτική Μεσόγειο. Έτσι, οι μέσες τιμές για τις διάφορες περιοχές στην ανατολική Μεσόγειο, που βρίσκονται έξω από το Ελληνικό τόξο, είναι όλες σχεδόν ίσες με 1,0 HFU οι δε τυπικές αποκλίσεις από τις μέσες τιμές είναι μικρές και ίσες περίπου με 0,2 HFU. Αντίστοιχα, οι μέσες τιμές για τις διάφορες περιοχές στη δυτική Μεσόγειο βρέθηκαν όλες σχεδόν ίσες με 1,83 HFU, οι δε τυπικές αποκλίσεις είναι 0,66 HFU.

Μετρήσεις της ροής θερμότητας από το εσωτερικό της Γης που έχουν γίνει επίσης και στον ευρύτερο χώρο του Αιγαίου (Birch and Halunen 1966, Haenel 1970, Jongasma 1974, Φυτίκας 1977, Fytikas and Kōlios 1979, Le Pichon et al 1984), έδειξαν ότι οι τιμές ροής θερμότητας στην Ελληνική τάφρο είναι χαμηλές γεγονός που ενισχύει την άποψη ότι το υλικό της λιθόσφαιρας που βρίσκεται στο κυρτό μέρος του Ελληνικού τόξου βυθίζεται πλάγια κάτω από το Αιγαίο με συνέπεια τη συμπίεση των ισόθερμων καμπύλων μέσα στο μανδύα. Υψηλότερες τιμές ροής θερμότητας παρατηρούνται γενικά στο εσωτερικό μέρος του Αιγαίου και ιδιαίτερα κατά μήκος του ενεργού ηφαιστειακού τόξου του νότιου Αιγαίου. Επίσης στο βόρειο Αιγαίο παρατηρούνται υψηλές τιμές ροής θερμότητας ( $> 2 \text{ HFU}$ ) που συνδέονται με τις έντονες μαγνητικές ανωμαλίες κατά μήκος της λεκάνης του βόρειου Αιγαίου.

Τό σχήμα (5) παριστάνει τις καμπύλες ίσης ροής θερμότητας (σε  $\text{mWm}^{-2}$ ) στον ευρύτερο χώρο του Αιγαίου και της ανατολικής Μεσογείου (Čermak and Rybach, edit., 1979).

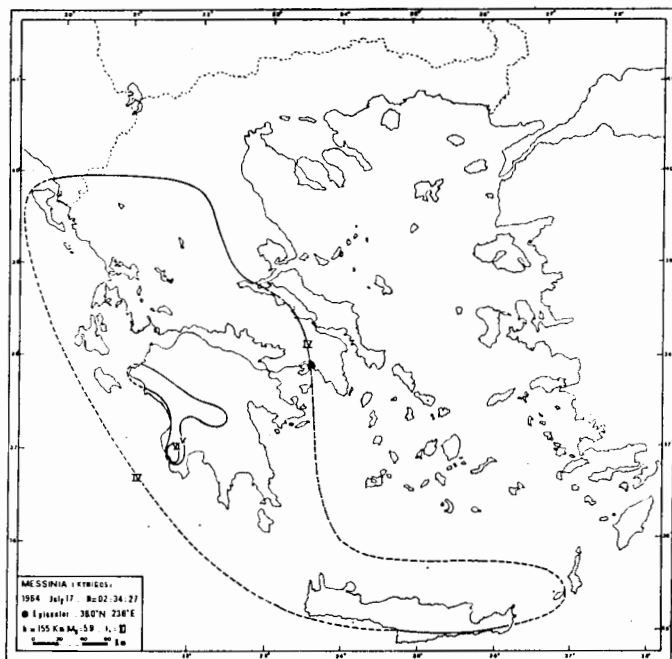
## 6. ΑΠΟΣΒΕΣΗ ΤΩΝ ΣΕΙΣΜΙΚΩΝ ΚΥΜΑΤΩΝ

Με την απόσβεση των σεισμικών κυμάτων στον ελληνικό χώρο ασχολήθηκαν διάφοροι ερευνητές (Parazachos and Comninakis 1971, Agarwal et al 1976, Gregersen 1977, Parazachos et al 1982, Delibasis 1982). Τα συμπεράσματα των παραπάνω ερευνητών συνοψίζονται στα εξής:

Τα σεισμικά κύματα σεισμών ενδιάμεσου βάθους που γίνονται στο Ελληνικό τόξο παθαίνουν ισχυρή απόσβεση όταν διαδίδονται προς το εσωτερικό μέρος του τόξου. Αντίθετα, η απόσβεσή τους είναι πολύ μικρότερη κατά τη διάδοσή τους προς το εξωτερικό μέρος του τόξου. Αυτό οφείλεται στο γεγονός ότι κατά τη διάδοσή τους προς το εσωτερικό μέρος του τόξου ο δρόμος διάδοσής τους βρίσκεται μέσα στο τμήμα του πάνω μανδύα, που βρίσκεται πάνω από την καταβυθιζόμενη πλάκα και κάτω από το φλοιό του Αιγαίου, όπου το υλικό έχει μεγάλο συντελεστή απόσβεσης λόγω μεγάλης θερμοκρασίας. Αντίθετα, ο δρόμος διάδοσης προς το εξωτερικό μέρος του τόξου βρίσκεται μέσα στη καταβυθιζόμενη λιθόσφαιρα η οποία έχει μικρό συντελεστή απόσβεσης επειδή είναι σχετικά ψυχρή.

Η απόσβεση αυτή των σεισμικών κυμάτων έχει μεγάλη επίδραση στη μορφή των ισόσειστων καμπύλων για τους σεισμούς ενδιάμεσου βάθους. Μεγάλοι σεισμοί

ενδιαμέσου βάθους με επίκεντρα στην περιοχή της Ελλάδας, γίνονται αισθητοί σε αποστάσεις μέχρι 1000km σε περιοχές της Μεσογείου (για παράδειγμα, στην Ιταλία, Αίγυπτο, Κύπρο) αλλά δεν γίνονται αισθητοί σε μικρές σχετικά αποστάσεις στην εσωτερική πλευρά του τόξου του Αιγαίου. Τό σχήμα (6) δείχνει τις ισόσειστες για μία



Σχ. 6.- Ισόσειστες του σεισμού ενδιαμέσου βάθους ( $h = 155\text{km}$ ) της 17 Ιουλίου 1964 ( $M = 5.9$ ). (Papazachos et al 1982).

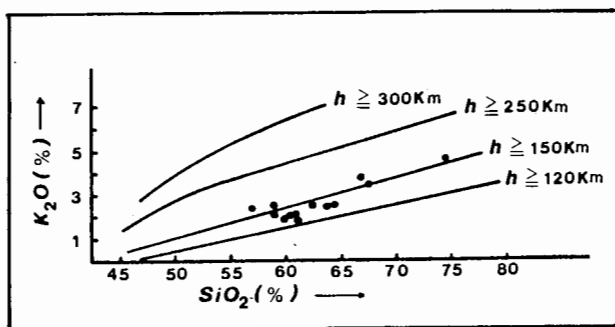
τέτοια περίπτωση οποία αφορά το σεισμό της 17ης Ιουλίου, 1964 που ενώ το επίκεντρο του ήταν στην Αττική, η πλειόσειστη περιοχή βρισκόταν στη Μεσσηνία.

Ο Παπαζάχος και οι συνεργάτες του (1982), χρησιμοποιώντας τους χάρτες ισοσειστών καμπύλων για σεισμούς του παρόντα αιώνα υπολόγισαν το συντελεστή απόσβεσης των εντάσεων για τις 19 σεισμικές ζώνες στις οποίες ο Ελληνικός χώρος έχει χωριστεί (Papazachos, 1980). Η τιμή του συντελεστή αυτού αυξάνεται από τις εξωτερικές προς τις εσωτερικές ζώνες.

## 7. ΜΑΓΜΑΤΙΣΜΟΣ, ΜΕΤΑΛΛΟΓΕΝΕΣΗ ΚΑΙ ΤΕΚΤΟΝΙΚΗ ΒΑΘΟΥΣ ΣΤΟ ΧΩΡΟ ΤΟΥ ΑΙΓΑΙΟΥ

Πάνω στο αντικείμενο αυτό εργάστηκαν διάφοροι ερευνητές (Nicholls 1971, Ninkovich and Hays 1971, 1972, Pe and Piper 1972, Pe 1973, Barberi et al 1974, Boccaletti et al 1974, Vilminot and Robert 1974, Blot 1976, Puchelt et al 1977, Πη και Πανάγος 1976, Φυτίκας 1977, Panagos et al 1978, Bellon et al 1979, Παπαδόπουλος 1982).

Τα συμπεράσματα των παραπάνω ερευνητών συνοψίζονται στα εξής: Στο νότιο Αιγαίο ο μαγματισμός είναι γενικά ασβεσταλκαλικός. Η ασβεσταλκαλικότητα των λαβών ελαττώνεται από το εξωτερικό (κυρτό) μέρος του Ελληνικού τόξου προς το εσωτερικό (κοίλο) μέρος του τόξου. Αυτό βρίσκεται σε συμφωνία και με τα νησιωτικά τόξα του



Σχ. 7.- Μεταβολή των εκατοστιαίων τιμών του  $K_2O$  σε συνάρτηση με τις τιμές του  $SiO_2$  πάνω σε τέσσερες ισοβαθείς σεισμικές καμπύλες σε τόξα του Ινδοειρηνικού. Οι μαύροι μικροί κύκλοι αφορούν παρατηρήσεις του νότιου Αιγαίου (Παπαδόπουλος 1982).

Ινδοειρηνικού. Στο σχήμα (7) δείχνεται η μεταβολή των τιμών του  $K_2O$  σε συνάρτηση με το  $SiO_2$  για τους ηφαιστίτες του Ν. Αιγαίου (Παπαδόπουλος 1982). Στο ίδιο σχήμα έχουν χαραχθεί οι ισοβαθείς σεισμικές καμπύλες των τόξων του Ινδοειρηνικού. Παρατηρούμε ότι τα σημεία προβάλλονται πάνω στην ισοβαθή καμπύλη των 150 km, παρατήρηση που βρίσκεται σε εντυπωσιακή συμφωνία με την κατανομή των σειμών ενδιάμεσου βάθους στο νότιο Αιγαίο (Parazachos and Cominakakis 1971).

Τα ενεργά ηφαίστεια του νότιου Αιγαίου κατανέμονται σε μία τοξοειδή ζώνη στο εσωτερικό μέρος του τόξου (σχ. 1). Η τοξοειδής αυτή ζώνη βρίσκεται πάνω από την ισοβαθή καμπύλη των 150km της ζώνης Benioff.

Στο βόρειο Αιγαίο η εικόνα είναι περισσότερο συγκεχυμένη. Ο μαγματισμός είναι ασβεσταλκαλικός αλλά σχετίζεται με τεκτονική βάθους παλαιότερων εποχών, σε αντίθεση με το νότιο Αιγαίο όπου ο μαγματισμός σχετίζεται με την ενεργό ζώνη κατάδυσης.

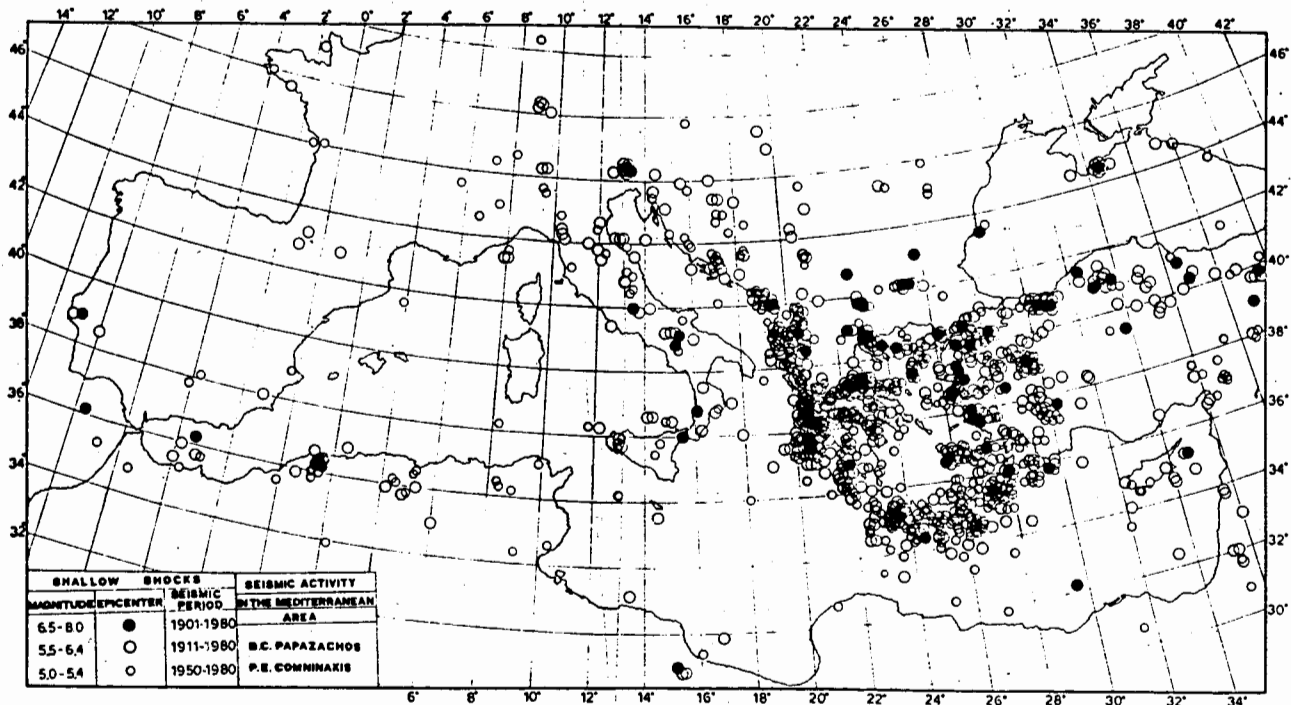
Συσχέτιση μεταξύ της μεταλλογένεσης και της τεκτονικής βάθους στον Ελληνικό χώρο έχει γίνει από ορισμένους ερευνητές (Τσουτρέλης και Χιώτης 1973, Parazachos and Paradoroulos 1977).

Φαίνεται ότι ορισμένα κοιτάσματα στον ελληνικό χώρο έχουν σχέση με τη τεκτονική βάθους, όπως τα κοιτάσματα σιδήρου, μαγγανίου, μικτών θειούχων, χαλκού και μολυβδενίου. Οι Parazachos και Paradoroulos (1977) έδειξαν ότι υπάρχει άμεση σχέση μεταξύ της γεωγραφικής κατανομής των κοιτασμάτων αυτών και των δύο ζωνών σεισμών βάθους της περιοχής του Αιγαίου. Στο νότιο Αιγαίο εμφανίσεις των κοιτασμάτων αυτών έχουμε σε μία περιοχή που βρίσκεται πάνω από την ενεργή ζώνη Benioff ενώ στο βόρειο Αιγαίο η ζώνη των κοιτασμάτων αυτών βρίσκεται πάνω από μία πιθανή παλαιοζώνη Benioff και την προς τα βόρεια προέκτασή της.

## 8. ΚΑΤΑΝΟΜΗ ΣΕΙΣΜΙΚΗΣ ΔΡΑΣΗΣ

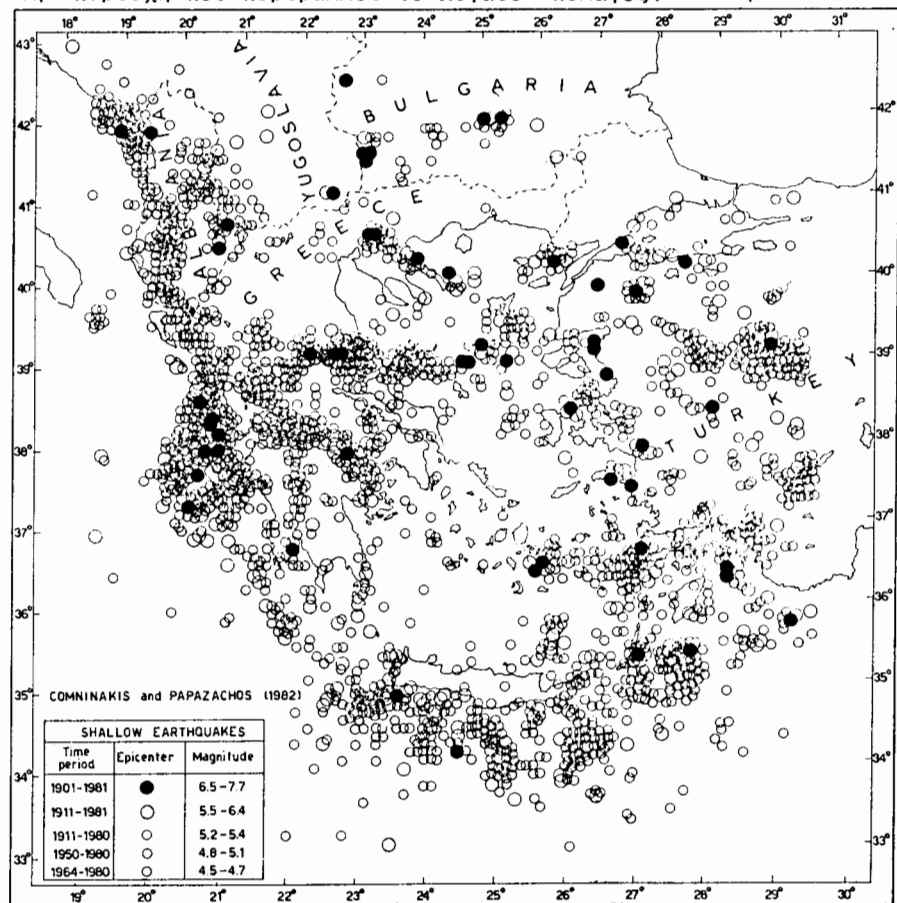
Πολλές μελέτες έχουν δημοσιευθεί για την γεωγραφική και κατακόρυφη διανομή των σεισμικών εστιών στον χώρο της Μεσογείου και ειδικότερα στον ελληνικό χώρο (Schmidt 1879, De Ballore 1900, Sieberg 1932, Peterschmitt 1956, Γαλανόπουλος 1953, 1967, 1968, 1973, Karnik 1969, Compinakis and Parazachos 1972, 1978, 1980, 1982, Payo 1972, Παπαζάχος 1973α, 1974, 1980, Makropoulos 1978, Makropoulos and Burton 1981, Parazachos and Compinakis 1982).

Στο σχήμα (8) βλέπουμε την γεωγραφική κατανομή των επικέντρων επιφανειακών σεισμών που έγιναν στην περιοχή της Μεσογείου κατά τη χρονική περίοδο από 1901 - 1980 και έχουν μέγεθος  $M \geq 5.0$  (Parazachos and Compinakis 1980). Παρατηρούμε ότι η σεισμική δράση είναι πολύ ψηλότερη στην ανατολική από τη δυτική Μεσόγειο. Ψηλή σεισμική δράση εμφανίζεται κατά μήκος



Σχ. 8.- Κατανομή επικέντρων επιφανειακών σεισμών στη Μεσόγειο και τις γύρω περιοχές (Papazachos and Comminakis 1981)  
Ψηφιακή Βιβλιοθήκη "Θεόφραστος" - Τμήμα Γεωλογίας, Α.Π.Θ.

των ακτών της ανατολικής Μεσογείου. Η μεγαλύτερη Ώραση εμφανίζεται στην περιοχή που περιβάλλει το Αιγαίο πέλαγος.

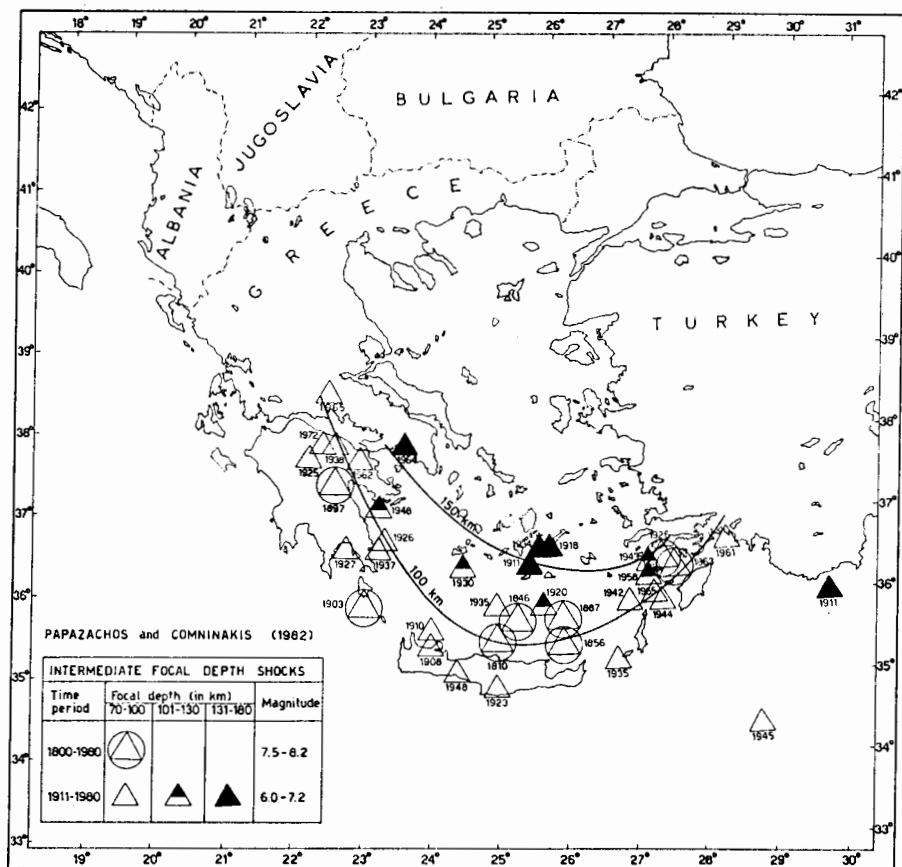


Σχ. 9.- Κατανομή επικέντρων επιφανειακών σεισμών στο χώρο του Αιγαίου και των γύρω περιοχών κατά την περίοδο 1901 - 1981 (Conninakis and Papazachos 1982).

Στο χάρτη του σχήματος (9) φαίνεται η κατανομή των επικέντρων επιφανειακών σεισμών ( $h < 60\text{km}$ ) οι οποίοι έγιναν στον Ελληνικό χώρο και τις γύρω περιοχές ( $33^{\circ}\text{N} - 43^{\circ}\text{N}$ ,  $18^{\circ}\text{E} - 30^{\circ}\text{E}$ ) κατά τη διάρκεια του παρόντα αιώνα (1901 - 1980) (Conninakis and Papazachos 1982). Βλέπουμε ότι οι επιφανειακοί σεισμοί δεν κατανέμονται τυχαία στο χώρο αυτό, αλλά κατά μήκος ορισμένων ζωνών. Τα επίκεντρα των επιφανειακών σεισμών παρουσιάζουν τη μέγιστη συγκέντρω-



ση κατά μήκος του Ελληνικού τόξου. Στο βόρειο μέρος ακολουθούν την Σερβομακεδονική ζώνη, ενώ στο κεντρικό Αιγαίο η πυκνότητά τους εί-



Σχ. 10.- Κατανομή επικέντρων σειμών ενδιάμεσου βάθους στο χώρο του Αιγαίου και των γύρω περιοχών κατά την περίοδο 1800-1980 (Papazachos and Comminakis 1982).

και ελάχιστη και η περιοχή καλείται "ασεισμικό πλατώ". Ο Papazachos (1980) διέκρινε 19 ζώνες και καθόρισε το ρυθμό σεισμικότητας (αριθμό σειμών με  $M \geq 4,5$  ανά  $10000 \text{ km}^2$ ) σε κάθε μία από αυτές. Έτσι για τη ζώνη των Ιόνιων νησιών, που έχει τη μεγαλύτερη σεισμικότητα, βρέθηκε ρυθμός 1,9, για τη ζώνη του Πατραϊκού - Κορινθιακού - Σαρωνικού 1,6, για τη Σερβομακεδονική ζώνη 0,3 κλπ.

Ο χάρτης του σχήματος (10) δείχνει την κατανομή των επικέντρων -

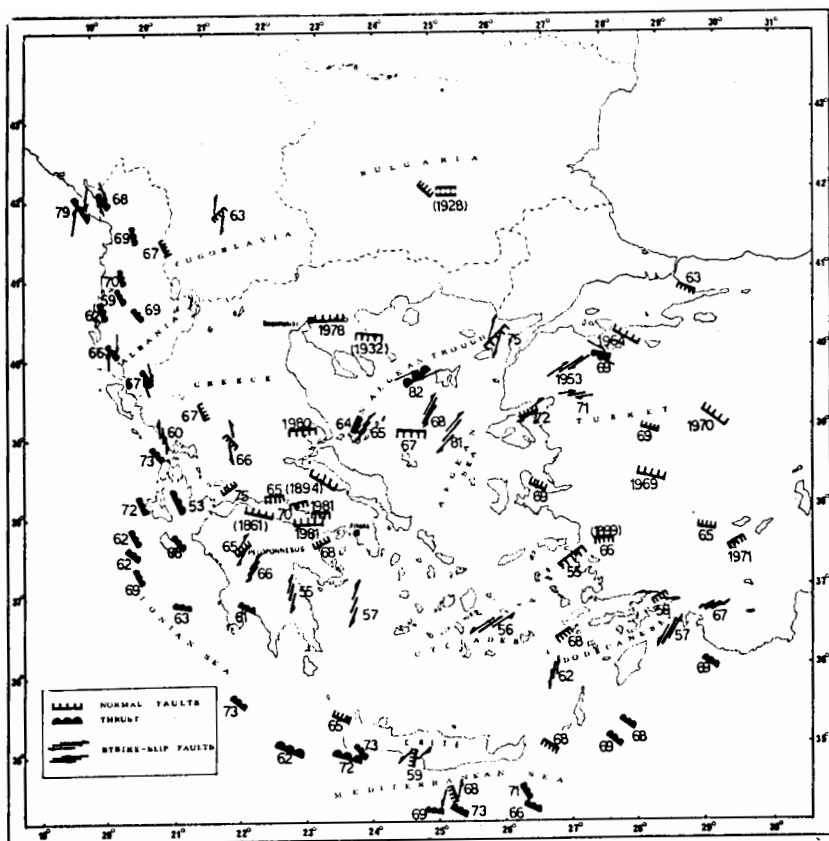
ντρων σεισμών ενδιαμέσου βάθους, που έγιναν στον Ελληνικό χώρο και τις γύρω περιοχές κατά την διάρκεια των δύο τελευταίων αιώνων (1800-1980), (Papazachos and Comninakis 1982). Στο σχήμα αυτό έχουν χαρτογραφηθεί όλοι οι σεισμοί ενδιαμέσου βάθους, που έχουν  $M \geq 7,5$  και έγιναν μεταξύ 1800 και 1980 και όλοι οι σεισμοί ενδιαμέσου βάθους που έχουν  $M \geq 6,0$  και έγιναν μεταξύ 1911 και 1980. Παρατηρούμε ότι τα εστιακά βάθη αυξάνουν σαφώς από το κυρτό (Μεσόγειο) προς το κοίλο (Αιγαίο) μέρος του Ελληνικού τόξου. Οι εστίες των σεισμών αυτών βρίσκονται πάνω σε μία ζώνη Benjioff που έχει αμφιθεατρικό σχήμα και κλίνει από τη Μεσόγειο προς το Αιγαίο, με μία μέση κλίση  $35^\circ$ . Η ζώνη αυτή βρίσκεται σε συμφωνία με την κατάδυση της λιθόσφαιρας της ανατολικής Μεσογείου κάτω από την λιθόσφαιρα του Αιγαίου κατά μήκος του Ελληνικού τόξου.

## 9. ΠΕΔΙΟ ΤΕΚΤΟΝΙΚΩΝ ΤΑΣΕΩΝ ΚΑΙ ΕΙΔΗ ΡΗΓΜΑΤΩΝ

Ο καθορισμός του πεδίου των τάσεων και των ρηγμάτων που είναι συνέπεια της ενεργού τεκτονικής βασίζεται κυρίως στους μηχανισμούς γένεσης των μεγάλων σεισμών οι οποίοι έγιναν στον Ελληνικό χώρο κατά τα τελευταία τριάντα χρόνια περίπου. Προσπάθεια καθορισμού των μηχανισμών γένεσης των σεισμών και συνεπώς του πεδίου των τάσεων και του είδους των ρηγμάτων έχει γίνει από διάφορους ερευνητές (Hodgson and Cock 1955, Παπαζάχος 1961, 1974, 1976, 1977, Scheidegger 1964, Petrescu et al 1967, Canitez and Ucer 1967, Παπαζάχος και Γιαννακόπουλος 1968, Δελήμπασης 1968, Παπαζάχος και Δελήμπασης 1969, McKenzie 1970, 1972, 1978, Papazachos and Comninakis 1971, Lopez and Udias 1972, Comninakis and Papazachos 1972, 1977, Delibasis and Drakopoulos 1974, Drakopoulos and Delibasis 1974, Ritsema 1974, Papazachos et al 1979, 1980, 1981, 1983a, b, 1984a, b, c, Rocca et al 1984, Karakaisis et al 1984).

Τα αποτελέσματα των ερευνών αυτών πάνω σε μηχανισμούς γένεσης επιφανειακών σεισμών οδήγησαν στο συμπέρασμα ότι ο χώρος του Αιγαίου και των γύρω περιοχών μπορεί να χωρισθεί σε δύο μεγάλες περιοχές στη μία από τις οποίες ασκούνται οριζόντιες τάσεις (δυνάμεις) συμπίεσης και συνεπώς δημιουργούνται ανάστροφα ρήγματα και στην άλλη ασκούνται οριζόντιες τάσεις (δυνάμεις) εφελκυσμού και δημιουργούνται κανονικά (βαρύτητας) ρήγματα.

Στο σχήμα (11) φαίνεται ο χάρτης των σεισμικών ρηγμάτων στο χώ-



Σχ. 11. Χάρτης σεισμικών ρηγμάτων στο χώρο του Αιγαίου και τις γύρω περιοχές . Οι αριθμοί κοντά στα ρήγματα δείχνουν το έτος γένεσης ή τα δύο τελευταία ψηφία του έτους γένεσης του αντίστοιχου σεισμού (Parazachos et al 1984b).

ρο του Αιγαίου και τις γύρω περιοχές (Parazachos et al 1984b). Οι αριθμοί κοντά στα ρήγματα δείχνουν το έτος γένεσης ή τα δύο τελευταία ψηφία του έτους γένεσης του αντίστοιχου σεισμού.

Η περιοχή στην οποία επικρατούν τάσεις συμπίεσης με συνέπεια να δημιουργούνται ανάστροφα ρήγματα είναι η περιοχή που καλύπτει τον εξωτερικό χώρο και ακολουθεί τη γραμμή Γιουγκοσλαβικές ακτές της Αδριατικής-δυτική Αλβανία-δυτική Ελλάδα-Ιόνια νησιά-Ελληνική τάφρος ( νοτιοδυτικά Πελοποννήσου-νότια Κρήτης νότια Ρόδου)-νότι-

ες ακτές Τουρκίας (σχήμα 11). Η οριζόντια τάση συμπίεσης στην περιοχή αυτή είναι γενικά κάθετη προς τις ακτές ενώ τα αντίστοιχα ανάστροφα ρήγματα κλίνουν κατά κανόνα από το εξωτερικό μέρος (Ιόνιο - ανατολική Μεσόγειος) προς το εσωτερικό μέρος (ευρύτερη περιοχή του Αιγαίου) και η διάρρηξη στα ρήγματα αυτά βρίσκεται σε συμφωνία με την πλάγια κατάδυση της λιθόσφαιρας της ανατολικής Μεσογείου κάτω από τη λιθόσφαιρα του ευρύτερου χώρου του Αιγαίου κατά μία βόρεια-βορειοανατολική ( BBA ) κατεύθυνση.

Οριζόντιες τάσεις εφελκυσμού, οι οποίες έχουν διεύθυνση βορρά-νότου ( BN ) και κανονικά ρήγματα τα οποία έχουν διάφορες διευθύνσεις επικρατούν γενικά στο εσωτερικό μέρος της περιοχής, δηλαδή , στον ευρύτερο χώρο του Αιγαίου (Αιγαίο, ηπειρωτική Ελλάδα με εξαίρεση το δυτικό τμήμα, ανατολική Αλβανία και Γιουγκοσλαβία, Βουλγαρία, Τουρκία). Είναι ενδιαφέρον το ότι, αν και τα ρήγματα στον ευρύτερο χώρο του Αιγαίου έχουν διάφορους προσανατολισμούς, οι διευθύνσεις διαρρήξεων (ολισθήσεων) πάνω στα ρήγματα αυτά έχουν σχεδόν σταθερό προσανατολισμό κατά την διεύθυνση βορρά-νότου, ιδιότητα η οποία βρίσκεται σε συμφωνία με την άποψη ότι η λιθόσφαιρα του Αιγαίου επεκτείνεται (διαστέλλεται) κατά την ίδια διεύθυνση. Εξαίρεση παρατηρείται μόνο στην περιοχή της λεκάνης του βόρειου Αιγαίου και της βόρειας Τουρκίας (ρήγμα Ανατόλιας) όπου επικρατούν δεξιόστροφα ρήγματα διεύθυνσης με μικρή κανονική ή ανάστροφη συνιστώσα (σχήμα 11).

Οι μηχανισμοί γένεσης των σεισμών ενδιαμέσου βάθους στο γότιο Αιγαίο δείχνουν ότι οι σεισμοί αυτοί προκαλούνται από ανάστροφα ρήγματα αποτέλεσμα που βρίσκεται σε συμφωνία με την κατάδυση της λιθόσφαιρας της ανατολικής Μεσογείου κάτω από την λιθόσφαιρα του Αιγαίου κατά μήκος του Ελληνικού τόξου.

## 10. ΕΡΜΗΝΕΙΑ ΤΩΝ ΙΔΙΟΤΗΤΩΝ ΤΗΣ ΛΙΘΟΣΦΑΙΡΑΣ

Μετά την ανάπτυξη της θεωρίας των λιθοσφαιρικών πλακών έχουν γίνει πολλές προσπάθειες να ερμηνευτούν οι ιδιότητες του ευρύτερου χώρου του Αιγαίου, που αναπτύχθηκαν στα προηγούμενα κεφάλαια, σύμφωνα με τη θεωρία αυτή. Διάφορα μοντέλα έχουν προταθεί τα οποία χρονολογικά έχουν ως εξής:

Οι Papazachos και Comninakis (1969) βρήκαν ότι οι εστίες των σεισμών ενδιαμέσου βάθους στο νότιο Αιγαίο βρίσκονται σε μία αμφιθεατρι-

κή επιφάνεια που βυθίζεται με γωνία  $40^\circ$  κάτω από το νησιωτικό τόξο του νότιου Αιγαίου, και είπαν ότι αυτή πιθανώς να είναι ζώνη Benioff μίας καταδυόμενης λιθοσφαιρικής πλάκας.

Ο Caruto και οι συνεργάτες του (1970) χρησιμοποίησαν σεισμολογικά δεδομένα, τις ανωμαλίες βαρύτητας, στοιχεία ηφαιστειότητας και ορισμένα στοιχεία που αφορούν τη ροή θερμότητας για να καταλήξουν στο συμπέρασμα ότι η Αφρικανική πλάκα βυθίζεται κάτω από την Ευρασιατική πλάκα με μία γωνία περίπου  $35^\circ$  στο χώρο του Αιγαίου.

Ο Ritsema (1970) πέρνοντας υπόψη τη κατανομή των σεισμικών εστιών, τους μηχανισμούς γένεσης των σεισμών, ανωμαλίες χρόνων διαδρομής των Ρ κυμάτων, βαρυτικά δεδομένα και σεισμικές τομές του Ryan και των συνεργατών του (1971) κατέληξε στο συμπέρασμα ότι η λιθόσφαιρα της λεκάνης της Μεσογείου καταβυθίζεται με μία διεύθυνση ΔΒΔ κάτω από την Τυρρηνική θάλασσα. Την περιοχή του Αιγαίου και της Τουρκίας την θεωρεί σαν μία ενιαία λιθοσφαιρική πλάκα που κινείται με διεύθυνση Α-Δ έως ΒΑ-ΝΔ και συγκρούεται με την πλάκα του Ιονίου πελάγους. Η χερσόνησος της Βαλκανικής πέζεται από τα δυτικά από το τόξο της Καλαβρίας και από τα ανατολικά από την Τουρκική πλάκα με συνέπεια τη δημιουργία των οροσειρών των Καρπαθίων και των Άλπεων στα βόρεια. Επίσης, ο ίδιος ερευνητής πιστεύει ότι το κλειδί για τη κατανόηση της κατανομής των λεκανών και οροσειρών στη Μεσόγειο βρίσκεται στη παραδοχή ενός πεδίου τάσεων και σχετικών κινήσεων τόξων και πλακών σε μία διεύθυνση Α-Δ. Η κίνηση των πλακών δεν είναι ο μόνος ενεργός παράγοντας στην περιοχή. Παθητική ολίσηση λόγω βαρύτητας και ροή υλικού του μανδύα στον ασθenoσφαιρικό δίαυλο ( στρώμα μικρών ταχυτήτων στον πάνω μανδύα ) είναι πιθανό να παίζουν σημαντικό ρόλο.

Ο McKenzie (1970) χρησιμοποιώντας την κατανομή επικέντρων πρόσφατων σεισμών και μηχανισμούς γένεσης κατέληξε στο συμπέρασμα ότι υπάρχει μία πλάκα του Αιγαίου που κινείται σχετικά με την Αφρικανική πλάκα, και στην περιοχή του τόξου του Αιγαίου η πλάκα αυτή επωθείται πάνω στον ωκεάνιο φλοιό της Ανατολικής Μεσογείου. Την ταχύτητα της κατάδυσης την υπολόγισε σε  $2,8 \text{ cm/yr}$ .

Οι Parazachos και Comninakis (1971), βασιζόμενοι σε όλα τα γεωφυσικά, γεωλογικά και γεωμορφολογικά χαρακτηριστικά του χώρου του νότιου Αιγαίου έδωσαν το εξής μοντέλο σύμφωνα με τη θεωρία των λιθοσφαιρικών πλακών:

Η Αφρικανική πλάκα βυθίζεται κάτω από την Ευρασιατική λιθοσφαιρική πλάκα στο χώρο του τόξου του Αιγαίου μέσα στο μανδύα. Η μέση γωνία βύθισης της Αφρικανικής λιθόσφαιρας στην περιοχή του Αιγαίου είναι  $30^\circ$ , ίση με τη μέση γωνία βύθισης της σεισμικής ζώνης Benioff των σεισμών ενδιάμεσου βάθους. Η σεισμική δραστηριότητα κατά μήκος των σεισμικών ζωνών επιφανειακών σεισμών μπορεί να αποδοθεί στη σύγκρουση της Αφρικανικής και της Ευρασιατικής πλάκας. Το πάχος της λιθόσφαιρας είναι περίπου 90 Km όπως προκύπτει από τις ταχύτητες φάσης των κυμάτων Rayleigh (Parazachos 1969). Αποτέλεσμα της αλληλεπίδρασης των δύο πλακών είναι ότι δημιουργούνται οριζόντιες πλευρικές δυνάμεις που δρουν κάθετα στο τόξο και πιθανώς στο βορειοδυτικό του τμήμα. Αυτό εξηγεί τη δημιουργία ρηγμάτων από εφελκυστικές δυνάμεις, την κύρτωση του τόξου και το κυκλικό του σχήμα. Οι θετικές ανωμαλίες βαρύτητας στο εσωτερικό τμήμα του τόξου μπορούν να αποδοθούν στη ψυχρή και επομένως πυκνή λιθοσφαιρική πλάκα που βυθίζεται μέσα στο μανδύα. Επίσης η ανωμαλία αυτή μπορεί μερικώς να προκαλείται από τη διείδυση πυκνού και θερμού μανδουακού υλικού μέσα στο φλοιό. Αυτή η διείδυση είναι υπεύθυνη και για την ηφαιστειότητα στην περιοχή. Η ύπαρξη ασθενοσφαιρικού υλικού σε μικρό βάθος κάτω από την περιοχή του Αιγαίου είναι υπεύθυνη για την ισχυρή απόσβεση των σεισμικών κυμάτων σεισμών ενδιάμεσου βάθους όταν αυτά διαδίδονται στο εσωτερικό τμήμα του τόξου. Το μέσο μήκος της βυθιζόμενης λιθοσφαιρικής πλάκας υπολογίζεται σε 250 Km. Με τη παραδοχή ότι η βύθιση της πλάκας άρχισε 10myr πριν, η μέση ταχύτητα καταβύθισης υπολογίζεται σε 2,5 cm/yr.

Ο McKenzie (1972) συμπλήρωσε το μοντέλο που είχε δώσει ο ίδιος προηγουμένα. Διακρίνει σαν κύριες λιθοσφαιρικές πλάκες στην περιοχή τις πλάκες της Αφρικής, της Αραβίας και της Ευρασίας. Στο χώρο του Αιγαίου διακρίνει τις μικροπλάκες του Αιγαίου και της Τουρκίας. Η καταβύθιση κατά μήκος του Ελληνικού τόξου προέκυψε από τη μετατόπιση κατά 300 Km της πλάκας του Αιγαίου προς τα νοτιοδυτικά. Αυτή η κίνηση ήταν αποτέλεσμα της προς τα βόρεια σύγκρουσης της Αραβικής πλάκας με την Ευρασία. Η τουρκική πλάκα συμπιέζεται, μετακινείται προς τα δυτικά και υποχρεώνει την πλάκα του Αιγαίου να μετακινηθεί προς τα νοτιοδυτικά όπου υπάρχει ωκεάνιος φλοιός ο οποίος έχει τη δυνατότητα να καταβυθιστεί κάτω από αυτήν. Την ταχύτητα καταβύθισης της Αφρικανικής λιθόσφαιρας κατά μήκος του ελληνικού τόξου την υπολόγισε σε 3,5 cm/yr χωρίς να τη θεωρεί σταθερή.

Ο Parazachos (1974), βασιζόμενος στη κατανομή των επικέντρων, σε

μηχανισμούς γένεσης σεισμών και στη κατανομή των τάσεων, χώρισε τη περιοχή της ανατολικής Μεσογείου σε δέκα τμήματα για τα οποία καθόρισε τη διεύθυνση της κίνησης. Ένα από αυτά είναι η πλάκα του Αιγαίου που ορίζεται από τα δυτικά, νότια και νοτιοανατολικά από τη σεισμική ζώνη που ακολουθεί το ελληνικό τόξο και βυθίζεται στο κόιλο μέρος του τόξου με μιά μέση γωνία  $35^{\circ}$ . Το μήκος αυτής της ζώνης Benioff είναι 300 Km περίπου. Τα βόρεια και ανατολικά όρια ορίζονται από ζώνες εφελκυστικών δυνάμεων. Η κίνησή τους σχετικά με την Αφρική έχει ΝΝΔ διεύθυνση και ταχύτητα  $3\text{cm/yr}$ .

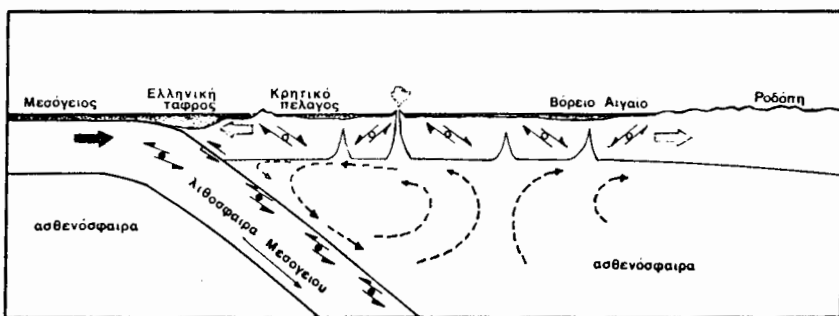
Ο Makris (1976) με βάση βαρυτικά και σεισμικά δεδομένα υποστήριξε ότι κάτω από τη περιοχή του Αιγαίου ανέρχεται θερμό υλικό του μανδύα. Η άνοδος αυτή προκλήθηκε από τη σχετική κίνηση μεταξύ της Αφρικής και της Ευρώπης και τη καταβύθιση της λιθόσφαιρας μέσα στην ασθενόσφαιρα. Η άνοδος του θερμού μανδουακού υλικού ανάγκασε τη περιοχή του Αιγαίου να υπερυψωθεί πάνω από την επιφάνεια της θάλασσας κατά τα τελευταία 10 myr, και τις θαλάσσιες περιοχές στην ελληνική τάφρο να βυθιστούν στη σημερινή τους θέση.

Ο Papazachos (1976), για να εξηγήσει τις συμπιεστικές τάσεις που παρατηρούνται στο βόρειο Αιγαίο και ορισμένους σεισμούς ενδιάμεσου βάθους που γίνονται στην περιοχή είπε ότι υπάρχει πιθανώς μια αμφιθεατρική ζώνη Benioff που βυθίζεται στην περιοχή των συμπιεστικών δυνάμεων από τα νότια, ανατολικά και πιθανώς δυτικά, με μία μέση γωνία  $30^{\circ}$ . Καθώς ο παλιός πυκνός ωκεάνιος φλοιός βυθίζεται στο μανδύα, η γειτονική λιθόσφαιρα κινείται για να γεμίσει το κενό με αποτέλεσμα να σπάει σε πολλά κομμάτια και έτσι να δημιουργούνται οι εφελκυστικές τάσεις που παρατηρούνται στη περιοχή.

Οι Stride και συνεργάτες (1977) χώρισαν τη περιοχή της ανατολικής Μεσογείου σε διάφορα γεωσύγκλινα με βάση τα τεκτονικά και μορφολογικά γνωρίσματα της περιοχής. Η περιοχή χωρίζεται στα εξής γεωσύγκλινα από τα βόρεια (εσωτερικές ζώνες) προς τα νότια (εξωτερικές ζώνες): α) Το Αιγαίο με τα ανδειςτικά ηφαίστεια είναι η εσωτερική θαλάσσια λεκάνη με χαρακτηριστικά εφελκυσμού, β) Το Ελληνικό τόξο είναι η ευγεωαντικλινική ράχη με επωθήσεις, γ) η Ελληνική τάφρος είναι το ευγεωσύγκλινο με εμφανίσεις επιπέδων επώθησης, δ) Η Ελληνική εξωτερική ράχη είναι η ράχη μειογεωαντίκλινου με κύρτωση λόγω συμπίεσης, ε) η τάφρος νοτιότερα είναι το μεσογεωσύγκλινο από την αρχική συμπίεση. Η ορογένεση καθώς και η μετατόπιση των Ελ-

ληνίδων από τα βόρεια προς τα νότια συνεχίζεται. Σαν αίτιο της κίνησης των πλακών στη περιδιάχη θεωρούν ανερχόμενα ρεύματα μεταφοράς από το μανδύα που βρίσκονται στα βόρεια του τόξου. Έτσι, αντί να υπάρχουν ζώνες καταβύθισης πλακών από τα νότια προς τα βόρεια, λόγω της κίνησης του παγκόσμιου συστήματος λιθοσφαιρικών πλακών, δέχονται επώθηση από τα βόρεια προς τα νότια, που προκαλείται από μία σειρά τοπικών ανερχόμενων ρευμάτων μεταφοράς, και μία πιθανή μικρή αριστερόστροφη περιστροφή της Αφρικής.

Ο McKenzie (1978) παρατηρεί ότι λόγω της επέκτασης του Αιγαίου το πάχος του φλοιού είναι περίπου το μισό από το πάχος του φλοιού στην ηπειρωτική Ελλάδα και την Τουρκία. Η διαδικασία αυτή προκαλείται από αντικατάσταση του κάτω τμήματος της λιθόσφαιρας από θερμό υλικό του μανδύα. Η διαδικασία της αντικατάστασης αυτής είναι διαφορετική από αυτή των μεσοωκεανίων ράχων γιατί δεν έχουμε τη γένεση νέου φλοιού. Στη βορειοδυτική Ελλάδα και Αλβανία προτείνει ότι σχετικά ψυχρές μάζες της λιθόσφαιρας (blobs) βυθίζονται μέσα στο μανδύα. Οι μάζες αυτές μπορεί να είναι αρκετά θερμές ώστε να επιτρέπουν την πλαστική παραμόρφωση των πετρωμάτων και τη μη γένεση σεισμών ενδιάμεσου βάθους. Υποστηρίζει δε ότι μόνο η τεκτονική των πλακών δεν μπορεί να εξηγήσει ικανοποιητικά την ενεργό τεκτονική της περιοχής.



Σχ. 12.- Γεωδυναμικό μοντέλο του χώρου του Αιγαίου και των γύρω περιοχών (Parazachos and Cominakis 1978).

Οι Parazachos και Cominakis (1978) κατέληξαν σε ένα μοντέλο για τη περιοχή του Αιγαίου που αποτελείται από τη λιθόσφαιρα της Μεσογείου, που αποτελεί τμήμα της Αφρικανικής λιθοσφαιρικής πλάκας, από τη λιθόσφαιρα της περιοχής του Αιγαίου και από τη περιοχή μεγάλου συντελεστή απόσβεσης όπου κυκλοφορούν ρεύματα μεταφοράς και βρίσκεται μεταξύ των δύο αυτών λιθοσφαιρών (σχήμα 12). Λόγω της



προς τα βόρεια κίνησης της Αφρικανικής λιθοσφαιρικής πλάκας το μπροστινό της ωκεάνιο τμήμα βυθίζεται κάτω από την Ευρασιατική πλάκα με ταχύτητα 2,5 cm/year, με αποτέλεσμα την γένεση σεισμών από συμπιεστικές δυνάμεις κατά μήκος του κυρτού μέρους του Ελληνικού τόξου και τη δημιουργία της Μεσογειακής ράχης. Το συμπιεστικό πεδίο των τάσεων που δημιουργήθηκε από τη κίνηση αυτή έχει διαταραχθεί και έγινε παντού κάθετο προς το τόξο. Αυτό μπορεί να δημιουργήθηκε από την ενεργό προς τα έξω κίνηση του νότιου Αιγαίου. Η θερμότητα που παράγεται λόγω τριβής στη βυθιζόμενη πάνω επιφάνεια της Μεσογειακής λιθοσφαιρικής πλάκας και οι υδροδυναμικές δυνάμεις που προκαλούνται από τη καταβύθιση, δημιουργούν ρεύματα μεταφοράς στο χώρο της ασθενόσφαιρας που βρίσκεται μεταξύ της βυθιζόμενης λιθόσφαιρας και της λιθόσφαιρας του Αιγαίου, με αποτέλεσμα την προς τα πάνω κίνηση θερμού υλικού. Το θερμό υλικό είναι υπεύθυνο για την ισχυρή απόσβεση των μικρής περιόδου σεισμικών κυμάτων καθώς και την ελάττωση της ταχύτητας των σεισμικών κυμάτων σχετικά με τη ταχύτητα αυτών στη λιθόσφαιρα. Αυτά τα ρεύματα μεταφοράς εξασκούν οριζόντιες δυνάμεις στο πυθμένα της λιθόσφαιρας του Αιγαίου με συνέπεια να διαστέλλεται, να σπάει και να διεισδύει θερμό υλικό. Αυτό έχει σαν αποτέλεσμα την ηφαιστειακή δραστηριότητα, την υψηλή ροή θερμότητας, τις γεωμαγνητικές ανωμαλίες, τη βύθιση του φλοιού του Αιγαίου και τη γένεση μέσα στο φλοιό του Αιγαίου σεισμών που οφείλονται σε τάσεις εφελκυσμού (κανονικά ρήγματα). Δευτερεύοντα ρεύματα μεταφοράς δημιουργούν τις εφελκυστικές ιδιότητες στο βόρειο Αιγαίο. Η γένεση μικρών σεισμών ενδιάμεσου βάθους στο βόρειο Αιγαίο μπορεί να αποδοθεί στα υπολείμματα μίας παλιάς λιθοσφαιρικής πλάκας που αφομοιώνονται από το υλικό του μανδύα και η τάφος του βόρειου Αιγαίου μπορεί να θεωρηθεί σαν υπόλειμμα μίας παλιάς περιθωριακής θάλασσας.

Οι LePichon και Angelier (1979) κάνουν ποσοτική εκτίμηση της σχετικής κίνησης μεταξύ του Ελληνικού τόξου και του φλοιού της Μεσογείου. Το μοντέλο τους στηρίζεται στην υπόθεση ότι η πλάκα του Αιγαίου περιστράφηκε κατά 30° προς τα ΝΔ γύρω από ένα πόλο με συντεταγμένες 40°N και 18°E. Η κίνηση αυτή έγινε κατά τη διάρκεια των τελευταίων 13 myr. Η ταχύτητα της καταβύθισης υπολογίστηκε σε 2cm/yr και 4,5 cm/yr στο δυτικό και ανατολικό τμήμα του τόξου, αντίστοιχα. Η κίνηση του Ελληνικού τόξου σε σχέση με την Αφρική είναι αποτέλεσμα τριών διαδικασιών: της προς τα βόρεια κίνησης της Αφρικής σε σχέση με την Ευρώπη, της επέκτασης του Αιγαίου και της προς δυσμάς κίνησης της Τουρκίας. Για την επέκταση του Αιγαίου θεωρούν υπεύθυνες δύο ει-

δών βαρυτικές δυνάμεις: τη δύναμη βαρύτητας που δρά μέσα στο ίδιο το Αιγαίο και οφείλεται στην υπερυψωμένη μορφολογία του Αιγαίου σε σχέση με τη Μεσόγειο και τη δύναμη βαρύτητας που δρά μέσα στη καταβυθιζόμενη πλάκα και οφείλεται στη μεγαλύτερη πυκνότητα της πλάκας από το υλικό του μανδύα.

Ο Rotstein (1983) πρότεινε ένα μοντέλο το οποίο στηρίζεται στη παραδοχή ότι το Αιγαίο και η Τουρκία αποτελούν τμήματα μιας λιθοσφαιρικής πλάκας η οποία περιστρέφεται αριστερόστροφα. Η περιστροφή αυτή συνοδεύεται με επώθηση της πλάκας Αιγαίου-Τουρκίας πάνω από την Αφρικανική πλάκα. Η Αφρικανική λιθόσφαιρα που καταβυθίζεται κοντά στην Κρήτη κινείται προς τα βορειοανατολικά κατά τη διεύθυνση του ανατολικού τμήματος του Ελληνικού τόξου. Η κίνηση όμως αυτή δεν είναι ανεμπόδιστη και το τμήμα της Αφρικανικής λιθόσφαιρας που έχει καταβυθίσει συγκρούεται με την ηπειρωτική λιθόσφαιρα της Τουρκίας. Ο συνδυασμός της κίνησης κατά μήκος του ρήγματος της Ανατόλιας και της εμπόδισης της καταβύθισης στη νοτιοδυτική Τουρκία έχει σαν αποτέλεσμα την περιστροφή του Αιγαίου με πόλο περιστροφής τη περιοχή όπου εμποδίζεται η καταβύθιση, συγκεκριμένα βόρεια από τη Ρόδο. Αποτέλεσμα όλων αυτών είναι η λιθόσφαιρα του Αιγαίου να επεκτείνεται. Η επέκταση αυτή είναι ο μηχανισμός που επιτρέπει τη κίνηση αυτών των τεμαχίων της περιοχής του Αιγαίου όταν η κίνησή τους σαν στερεά δύσκαμπτα κομμάτια δεν είναι δυνατή.

Συμπερασματικά μπορούμε να πούμε, ότι οι γνώσεις μας σχετικά με την τεκτονική βάθους του χώρου του Αιγαίου και της ανατολικής Μεσογείου έχουν αυξηθεί σημαντικά κατά τα τελευταία είκοσι χρόνια. Όμως, η τεκτονική βάθους της περιοχής αυτής είναι πολύπλοκη και χρειάζονται περισσότερα και ακριβέστερα γεωφυσικά και γεωλογικά δεδομένα για να οδηγηθούμε σε μία ικανοποιητική θεωρία για την τεκτονική βάθους της περιοχής.

#### ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ

- Agarwal, N., Jacoby, W.R. and Berckhemer, H., 1976. Teleseismic P-wave travel time residuals and deep structure of the Aegean region. "Tectonophysics", 31, 33-57.
- Allan, T.D., Charnock, H. and Morelli, C., 1964. Magnetic, Gravity and Depth surveys in the Mediterranean and Red sea. "Nature", 204, 1245-1248.
- Allan, T.D. and Morelli, C., 1971. A geophysical study of the Mediterranean sea. "Boll. Geof. Teor. ed Appl." 13, 99-142.

Ψηφιακή Βιβλιοθήκη "Θεόφραστος" - Τμήμα Γεωλογίας, Α.Π.Θ.

- Barberi, F., Innocenti, F., Marinelli, G. and Mazzuoli, R., 1974.** Vulcanismo e tettonica a placche: Esempi nell'area Mediterranea. " Istituto di Mineralogia e Petrografia, Pisa ", 327-356.
- Bellon, H., Jarrige, J.J. and Sorel D., 1979.** Les activités magmatiques égéennes de l'oligocène à nos jours et leurs cadres géodynamiques, Données nouvelles et synthèse." Revue de Geologic dynamique et de Geographie Physique ", 21, 41-55.
- Birch, F.S. and Halunen, A.J., 1966.** Heat flow measurements in the Atlantic ocean, Mediterranean sea, and Red sea. " J.Geoph. Res.", 71, 538-586.
- Blot, C., 1976.** Volcanisme et sismicite dans le arc Tyrrhenian et Aegean, Correlations et prevision de ces phenomen. " Proc. Int.Congr. on thermal waters, geothermal energy and vulcanism of the Mediterranean area, Athens, 1976", 3, 12-26.
- Boccaletti, M., Maneti, P. and Peccerillo, A., 1974.** The Balcanides as an instance of Back-Arc thrust belt: Possible relation with the Hellenides. " Geol. Soc. Am. Bull. ", 85, 1077-1084.
- Brooks, M. and Kiriakidis, L., 1983.** A geophysical investigation of the subsurface structure of some ophiolitic masses along the eastern margin of the Vardar zone, northern Greece. ( manuscript).
- Bruyn, J.W., 1955.** Isogam maps of Europe and north Africa. " Geophys. Pros.", 3, 1-14.
- Canitez, N. and Ucer, S.B., 1967.** A computer determination for the fault plane solution in and near Anatolia. " Tectonophysics ", 4, p. 235.
- Caputo, M., Panza, G.F. and Postpischl, D., 1970.** Deep structure of the Mediterranean Basin. " J. Geoph. Res. ", 75, 4919-4923.
- Cassinis, G., 1941.** La crociera gravimetrica del R.sommergibile " Des Geneys", anno 1935." Rend. Acad. d'Italia ", 12, 5, VII, 11.
- Cassinis, G. and de Pisa, M., 1935.** La crociera gravimetrica del R.sommerigibile " Vettor Risani ", anno 1931. " Ann. Idrografici ", Genova, V, XIII.
- Čermak, V., Hurtig, E., Kutas, R.I., Loddo, M., Lubimova, E.A., Mongelli, F., Morgan, P., Smirnov, V.B. and Tezcan, A.K., 1976.** Heat flow map of southern Europe and the Mediterranean region. " Proc. Int. Congr. on thermal waters, geothermal energy and vulcanism of the Mediterranean area, Athens, 1976 ", 1, 114-123.
- Čermak, V. and Rybach, L., (editors), 1979.** Terrestrial Heat Flow in Europe." Inter-Union Commission of Geodynamics ", Sci.Rep.58, Springer Verlag, pp. 328.
- Cominakis, P.E., 1967.** Travel time curves of shallow earthquakes in Greece. "Nat. Obs. Athens, Seism. Inst. ", Sci.Prog.Rep., No. 8.

- Comninakis, P.E. and Papazachos, B.C., 1972. Seismicity of the eastern Mediterranean and some tectonic features of the Mediterranean ridge. " Bull. Geol. Soc. Am.", 83, 1093-1102.
- Comninakis, P.E. and Papazachos, B.C., 1976. A note on the crustal structure of the eastern Mediterranean. " Ann. Geofis. ", 29, 59-63.
- Comninakis, P.E. and Papazachos, B.C., 1977. Properties of the main seismic zone in northern Greece and surrounding area " Proc.Res.Conf. on Intra - Continental Earthquakes, Ohrid, 1977 " , 173-188.
- Comninakis, P.E. and Papazachos, B.C., 1978. A catalogue of earthquakes in the Mediterranean and the surrounding area for the period 1901-1975. " Publication of the Geophysical Laboratory, University of Thessaloniki ", 5, 1-96.
- Comninakis, P.E. and Papazachos, B.C., 1980. Space and time distribution of the intermediate focal depth earthquakes in the Hellenic arc. " Tectonophysics " , 70, T35-T47.
- Comninakis, P.E. and Papazachos, B.C., 1982. A catalogue of earthquakes in Greece and the surrounding area for the period 1901-1980. " Publication of the Geophysical Laboratory, University of Thessaloniki ", 6, 1-146.
- Cooper, R.I.B., Harrison, J.C. and Willmore, P.L., 1952. Gravity measurements in the eastern Mediterranean. " Phil. Trans. Roy. Soc. London " , A, 244, 533-559.
- De Ballore, Montessus, 1900. La Grecia sismica. " Boll.Soc.Sismol. Italiana " , 6-115.
- Δελήμπασης, Ν.Δ., 1968. Μηχανισμός γένεσης σεισμών ενδιάμεσου βάθους του Ελληνικού χώρου και διανομή των εντάσεων αυτών. " Διδακτορική διατριβή, Πανεπιστήμιο Αθηνών " , 105 σελ.
- Delibasis, N.D., 1982. Seismic wave attenuation in the upper mantle beneath the Aegean region. " Pure and Applied Geoph. " , 120, 820-839.
- Delibasis, N.D. and Drakopoulos, J.K., 1974. Focal mechanism of earthquakes in the north Aegean sea, 1965-1968, and related problems. " Proc. XIII Gen. Assem. Eur. Seismol. Comm., Brassov. 1972 " , 10, 149-167.
- Drakopoulos, J.K. and Delibasis, N.D., 1974. On the mechanism of some earthquakes in the area of western Greece and the stress producing them. " Proc. XIII Gen. Assem. Eur. Seismol. Comm., Brassov 1972 " , 10, 169-192.
- Erickson, A.J., 1970. The measurement and interpretation of heat flow in the Mediterranean and Black Sea. " Ph. D. Thesis, Massachusetts Institute of Technology " , pp. 272.
- Erickson, A.J., Simmons, G. and Ryan, W.B.F., 1977. Review of heat flow data from the Mediterranean and Aegean seas. " Proc. Int. Symp. on the structural

history of the Mediterranean basins, Split 1976 " . Editions Technip, 319-331, Paris.

- Ewing, J. and Ewing, M., 1959. Seismic refraction measurements in the Atlantic ocean basins, in the Mediterranean sea, on the mid-Atlantic ridge, and in the Norwegian sea " Bull. Geol. Soc. Am.", 70, 291-305.
- Finetti, I. and Morelli, C., 1973. Geophysical exploration of the Mediterranean sea. " Boll.Geof. Teor. ed Appl. " XV, 60, 263-341.
- Fleischer, U., 1964. Schwerestörungen im östlichen Mittelmeer nach Messungen mit einem Askania-Seegravimeter. " Deut.Hydrogr.Zh. " , 17.
- Φυτίκας, Μ., 1977. Γεωλογική και γεωθερμική μελέτη της νήσου Μήλου. " Διδακτορική διατριβή, Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης " , 228 σελ.
- Fytikas, M. and Kolios, N.P., 1979. Preliminary Heat Flow Map of Greece. In : "Terrestrial Heat Flow in Europe " , V. Čermak and L.Rybach ( edit. ) , Springer-Verlag,197-205.
- Galanopoulos,A.G.,1953. On the intermediate earthquakes in Greece. "Bull.Seism. Soc.Am.",43,159-178.
- Galanopoulos,A.G., 1967. The seismotectonic regime in Greece. "Ann.di Geofis.", xx,1,109-119.
- Galanopoulos,A.G., 1968. The earthquake activity in the physiographic provinces of the eastern Mediterranean sea. "Ann.Geol.Pays Hellen.", 21, 178-208.
- Γαλανόπουλος, Α.Γ., 1973. Επί της διαφοράς του σημερινού πεδίου τάσεων στα δύο Ελληνικά σεισμικά κέντρα. "Ann. Geol. Pays Hellen. ", 25, 350-372.
- Gaskell, T.F. and Swallow, J.C., 1953. Seismic refraction experiments in the Indian ocean and in the Mediterranean sea." Nature ", 172, 535-537.
- Gaskell, T.F., Hill, M.N. and Swallow, J.C., 1958. Seismic measurements made by H.M.S. Challenger in the Atlantic,Pacific,and Indian oceans, and Mediterranean sea, 1950-1953. " Phil. Trans. Roy. Soc. London ", A,251,28-33.
- Gass, I.G., 1968. Is the Troodos massif of Cyprus a fragment of Mesozoic ocean floor? " Nature " , 220, 39-42.
- Gass, I.G. and Masson-Smith, D., 1963. The geology and gravity anomalies of the Troodos massif,Cyprus. " Phil. Trans. Roy. Soc. London ",A,255,417-467.
- Girdler, R.W. and Harrison, J.C., 1957. Submarine gravity measurements in the Atlantic ocean,Indian ocean, Red sea and Mediterranean sea. " Phil. Trans. Roy. Soc. London ", A, 239, 202-213.
- Gregersen, S., 1977. P-wave time travel residuals caused by a dipping plate in the Aegean arc in Greece. " Tectonophysics " , 37, 83-93.

- Haenel, R., 1970. Report 1 on the geothermal investigations in Greece carried out by the Bundesanstalt für Bodenforschung Hannover, pp. 12.
- Harrison, J.C., 1955. An interpretation of gravity anomalies in the eastern Mediterranean. " Phil. Trans. Roy. Soc. London ", A, 248.
- Hodson, J.H. and Cock, J.I., 1955. Direction of faulting in the Greek earth - quakes of August 9-13, 1953. " Ann. Geol. Pays Hellen. ", 8, 29-47.
- Jongsma, D., 1974. Heat flow in the Aegean sea. " Geophys. J. R. astr. Soc. ", 37, 337-346.
- Karakaisis, G.F., Karakostas, B.G., Papadimitriou, E.E. and Papazachos, B.C., 1984. Focal properties of the 1979 Monte Negro (SW.Yougoslavia) seismic sequence. ( submitted for publication ).
- Karnik, V., 1969. Seismicity of the European area. Part I, D.Reidel,Dordrecht, pp.364.
- LePichon, X. and Angelier, J., 1979. The Hellenic arc and Trench system : a key to the neotectonic evolution of the eastern Mediterranean area. " Tectonophysics ", 60, 1-42.
- LePichon, X., Lyberis, N. and Alvarez, F., 1984. The north Aegean trough : Part 2, subsidence. " J. Geol. Soc. London ". ( in press ) .
- Lopez Arroyo, A. and Udias, A., 1972. Aftershock sequences and focal parameters of the February 28, earthquake of the Azores-Gibraltar fracture zone. " Bull. Seism. Soc. Am. ", 62, 699-720.
- Lort, J.M., 1971. The tectonics of the eastern Mediterranean : A geophysical review. " Rev. Geoph. Space Phys. ", 9, 189-216.
- Lort, J.M., 1972a. Seismic refraction studies in the eastern Mediterranean . " XXIIIe Congr. Ass. Plen. de la CIESM, Athens , 1972 ".
- Lort, J.M., 1972b. The crustal structure of the eastern Mediterranean. " Ph.D. Thesis, University of Cambridge ", pp.117.
- Lort, J.M., 1973. Summary of seismic studies in the eastern Mediterranean. " Bull. Geol. Soc. Greece ", 10, 99-108.
- Lort, J.M., 1977. Geophysics of the Mediterranean sea basins. In : "Ocean Basins and Margins ", vol.4A, (Eastern Mediterranean), Plenum Press, New York, 151-213.
- Lort, J.M., Limont, W.Q. and Gray, F., 1974. Preliminary seismic studies in the eastern Mediterranean. " Earth and Planet. Sci. Let. ", 21, 355-366.
- Makris, J., 1972. Gravity and magnetic measurements on Peloponnesus,Attica and Kithera and their preliminary interpretation. " XXIIIe Congr. Ass. Plen. de la CIESM , Athens , 1972 ".

- Makris, J.**, 1973. Some geophysical aspects of the evolution of the Hellenides. " Bull. Geol. Soc. Greece ", 10, 206-213.
- Makris, J.**, 1975. Crustal structure of the Aegean sea and the Hellenides obtained from geophysical surveys. " J. Geophys. ", 41, 441-443.
- Makris, J.**, 1976. A dynamic model of the Hellenic arc deduced from geophysical data. " Tectonophysics ", 36, 339-346.
- Makris, J.**, 1977. Geophysical investigation of the Hellenides. " Geophys. Einzelschr., Hamburger ", 34, pp.124.
- Makris, J.**, 1978a. The crust and upper mantle of the Aegean region from deep seismic soundings. " Tectonophysics ", 46, 269-284.
- Makris, J.**, 1978b. A geophysical study of Greece based on deep seismic sounding, gravity and magnetics. In : H.Closs, D.Roeder, and K.Schmidt (Editors), "Alps, Apennines, Hellenides", Inter Union Comm. Geodyn., Sci. Rep., 38, 392-401.
- Makris, J. and Möller, L.**, 1977. Geophysical studies of the Chalkidiki ophiolites and their tectonic implications. " Proc. VI Coll. Geol. Aegean Region, Athens, 1977 ", 2, 623-643.
- Makris, J. and Vees, R.**, 1977. Crustal structure of the Aegean sea and the islands Evia and Crete, Greece, obtained by refractiional seismic experiments. " J. Geophys. ", 42, 329-341.
- Makris, J., Weigel, W. and Koschyk, K.**, 1977. Seismic studies in the Cretan sea. 3. Crustal models of the Cretan sea deduced from refraction seismic measurements and gravity data. " Meteor. Forschungsergeb. Reihe C. ", 27, 31-43.
- Makris, J., Abraham, Z.B., Behle, A., Ginzburg, A., Giese, P., Steinmetz, L., Whitmarsh, R.B. and Eleftheriou, S.**, 1983. Seismic refraction profiles between Cyprus and Israel and their interpretation. " Geophys. J. R. astr. Soc. ", 75, 575-591.
- Makropoulos, K.C.**, 1978. The statistics of large earthquake magnitude and an evaluation of Greek seismicity. " Ph.D. Thesis, University of Edinburgh ", pp.193.
- Makropoulos, K.C. and Burton, P.W.**, 1981. A catalogue of seismicity in Greece and adjacent areas. " Geophys. J. R. astr. Soc. ", 65, 741-762.
- McKenzie, D.P.**, 1970. The plate tectonics of the Mediterranean region. " Nature ", 226, 239-243.
- McKenzie, D.P.**, 1972. Active tectonics of the Mediterranean region. " Geophys. J. R. astr. Soc. ", 30, 109-185.
- McKenzie, D.P.**, 1978. Active tectonics of the Alpine-Himalayan belt : the Aegean

- sea and surrounding regions. " Geophys. J. R. astr. Soc. ", 55, 217-254.
- Morelli, C., Gantar, C. and Pisani, M., 1975a. Bathymetry, gravity and magnetism in the strait of Sicily and in the Ionian sea. " Boll. Geof. Teor. ed Appl. ", XVII, 65.
- Morelli, C., Pisani, M. and Gantar, C., 1975b. Geophysical studies in the Aegean sea and in the eastern Mediterranean. " Boll. Geof. Teor. ed Appl. ", XVIII, 66, 127-167.
- Morgan, P., 1979. Cyprus heat flow with comments on the thermal regime of the eastern Mediterranean. In : " Terrestrial Heat Flow in Europe ", V. Čermak and L. Rybach (edit.), Springer-Verlag, 144-151.
- Moskalenko, V.N., 1965. Study of the sedimentary series of the Mediterranean sea by seismic methods. In : " Basic Features of the Geological Structure of the Hydrological Regime and Biology of the Mediterranean Sea ", L.M. Fomin (edit.), Moscow, pp.224.
- Moskalenko, V.N., 1966. New data on the structure of the sedimentary strata and basement in the Levant sea. " Oceanology ", 6, 828-836.
- Moskalenko, V.N., 1974. Crustal structure in the deep trough of the Levant sea. " Geotectonics ", 4, 225-229, ( English transl. ).
- Needham, D., LePichon, X., Melguen, M., Pautot, G., Renard, V., Avedik, F. and Carre, D., 1973. North Aegean trough : 1972 Jean Charcot cruise. " Bull. Geol. Soc. Greece ", 10, 152-153.
- Nicholls, A.I., 1971. Santorini volcano Greece : Tectonic and petrochemical relationships with volcanics of the Aegean region. " Tectonophysics ", 11, 377-385.
- Ninkovich, D. and Hays, J.D., 1971. Tectonic setting of Mediterranean volcanoes. " Acta of the 1st Int. Sci. Congr. on the volcano of Thera, Athens", 111-131.
- Ninkovich, D. and Hays, J.D., 1972. Mediterranean island arcs and origin of high potash volcanoes. " Earth. Planet. Sci. Lett. ", 16, 331-345.
- Παναγιωτόπουλος, Δ.Γ. και Παπαζάχος, Β.Κ., 1983. Δομή του φλοιού στον ευρύτερο χώρο του Αιγαίου και της ανατολικής Μεσογείου. " Πρακτικά 1ου Γεωλογικού Συνεδρίου, Αθήνα, 1983 " .
- Panagiotopoulos, D.G. and Papazachos, B.C., 1984. Travel times of Pn waves in the Aegean and surrounding area. ( submitted for publication ) .
- Panagos, A.G., Pe, G.G. and Varnavas, S.P., 1978. The volcanic rocks of Strymonikon - Metamorphosis, Central Macedonia, Greece. " Chem. Erde ", 37, 50-61.
- Πεπιδόπουλος, Γ., 1982. Συμβολή στη μελέτη της ενεργού τεκτονικής βάθους του ευρύτερου χώρου του Αιγαίου. " Διδακτορική Διατριβή, Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης ", 176 σελ.



- Παπαζάχος, Β.Κ., 1961. Συμβολή στην έρευνα επί του μηχανισμού γένεσης των σεισμών της Ελλάδας. " Διδακτορική Διατριβή , Πανεπιστήμιο Αθηνών ", 75 σελ.
- Papazachos, B.C., 1969. Phase velocities of Rayleigh waves in southeastern Europe and eastern Mediterranean sea. " Pure and Applied Geoph.", 75, 47-55.
- Papazachos, B.C., 1973a. Distribution of seismic foci in the Mediterranean and surrounding area and its tectonic implication. " Geophys. J. R. Astr. Soc. ", 33, 421-430.
- Παπαζάχος, Β.Κ., 1973b. Η Νέα Παγκόσμια Τεκτονική. " Δελτ. Επιστ. Ομ. Ερευν. Διαστ. ", 2, 1, 3-21.
- Papazachos, B.C., 1974. Seismotectonics of the eastern Mediterranean area." Eng. Seism. and Earth Eng. ", J.S.Solnes (edit.), Noordhoff, Leiden, 1-32.
- Papazachos, B.C., 1976. Seismotectonics of the Northern Aegean area. " Tectonophysics ", 33, 199-209.
- Papazachos, B.C., 1977. A lithospheric model to interpret focal properties of intermediate and shallow shocks in central Greece. " Pure and Applied Geoph. ", 115, 655-666.
- Papazachos, B.C., 1980. Seismicity rates and long term earthquake prediction in the Aegean area. " Quat. Geod. ", 3, 171-190.
- Παπαζάχος, Β.Κ., 1984. Τεκτονική βάθους και σεισμικότητα του Ελληνικού χώρου. " Πρακτικά Συνεδρίου, Σεισμοί και Κατασκευές, Αθήνα, 1984 ", 1, 207-227.
- Papazachos, B.C., Cominakis, P.E. and Drakopoulos, J.K., 1966. Preliminary results of an investigation of the crustal structure in southeastern Europe. " Bull. Seism. Soc. Am. ", 56, 1241-1263.
- Papazachos, B.C., Polatou, M. and Mandalos, N., 1967a. Dispersion of surface waves recorded in Athens. " Pure and Applied Geoph. ", 67, 95-106.
- Papazachos, B.C., Zavlanos, M. and Vasiliou, A., 1967b. Dispersion of surface waves in the region of Greece. " Int. Assoc. Seism. Phys. Earth's Inter.", ( abstr. ), 15, 178-179.
- Παπαζάχος, Β.Κ. και Γιαννακόπουλος, Π.Α., 1968. Το πεδίο των τεκτονικών τάσεων σε πολύ ενεργές σεισμικά περιοχές της Γης. " Δελτίο ΓΥΣ, Αθήνα ", 93, 1-13.
- Papazachos, B.C. and Cominakis, P.E., 1969. Geophysical features of the Greek island arc and eastern Mediterranean ridge. " Com. Ren. des Séances de la Conference Reunie à Madrid ", 16, 74-75.
- Papazachos, B.C. and Delibasis, N.D., 1969. Tectonic stress field and seismic faulting in the area of Greece. " Tectonophysics ", 7, 3, 231-255.
- Papazachos, B.C. and Cominakis, P.E., 1971. Geophysical and tectonic features of the Aegean arc. " J. Geoph. Res. ", 76, 35, 8517-8533.

- Papazachos, B.C. and Papadopoulos, G.A., 1977. Deep tectonics and associated ore deposits in the Aegean area. "Proc. VI Coll. Geol. Aegean region, Athens, 1977 ", 3, 1071-1080.
- Papazachos, B.C. and Comninakis, P.E., 1978. Geotectonic significance of the deep seismic zones in the Aegean area. "Thera and the Aegean World, The Second International Scientific Congress ", 1, 121-129.
- Papazachos, B.C., Moudrakis, D.M., Psilovicos, A. and Leventakis, G., 1979. Surface fault traces and fault plane solutions of the May-June 1978 major shocks in the Thessaloniki area. "Tectonophysics ", 53, 171-183.
- Papazachos, B.C., Moudrakis, D.M., Psilovicos, A. and Leventakis, G., 1980. Focal properties of the 1978 earthquakes in the Thessaloniki area. "Bulg. Geoph. J. ", 6, 72-80.
- Papazachos, B.C. and Comninakis, P.E., 1981. Seismic activity of the Mediterranean area for the period 1901-1980. (map).
- Papazachos, B.C., Comninakis, P.E., Moudrakis, D.M. and Pavlides, S.B., 1981. Preliminary results of an investigation of the February-March 1981 Alkyonides gulf earthquakes. "Proc. Int. Symp. Hell. Arc Trench, Athens, 1981 ", 74-87.
- Papazachos, B.C. and Comninakis, P.E., 1982. A catalogue of historical earthquakes in Greece and surrounding area for the period 479 B.C. - 1900 A.D. "Publication of the Geophysical Laboratory, University of Thessaloniki ", 6, 1-24.
- Papazachos, B.C., Comninakis, P.E., Hatzidimitriou, P.M., Kiriakidis, E.C., Kiratzi, A.A., Panagiotopoulos, D.G., Papadimitriou, E.E., Papaioannou, Ch.A., Pavlides, S.B. and Tzanis, E.P., 1982. Atlas of isoseismal maps for earthquakes in Greece, 1901-1981. "Publication of the Geophysical Laboratory, University of Thessaloniki ", 4, 1-120.
- Papazachos, B.C., Kiratzi, A.A. and Papaioannou, Ch.A., 1983a. Stress patterns determined by fault plane solutions in the Aegean area. "Proc. XVIII Gen. Ass. Europ. Seism. Com., Leeds, 1982 ", 352-364.
- Papazachos, B.C., Panagiotopoulos, D.G., Tsapanos, T.M., Moudrakis, D.M. and Dimopoulos, G.Ch., 1983b. A study of the 1980 summer seismic sequence in the Magnesia region of central Greece. "Geoph. J. R. astr. Soc. ", 75, 155-168.
- Papazachos, B.C., Comninakis, P.E., Papadimitriou, E.E. and Scordilis, E.M., 1984a. Properties of the February-March 1981 seismic sequence in the Alkyonides gulf of central Greece. "Annales Geophysicae ". (in press).

- Papazachos, B.C., Kiratzi, A.A., Hatzidimitriou, P.M. and Rocca, A.Ch., 1984b. Seismic faults in the Aegean area. " Tectonophysics ". ( in press ) .
- Papazachos, B.C., Kiratzi, A.A., Voidomatis, Ph. and Papaioannou, Ch.A., 1984c. A study of the December 1981-January 1982 seismic activity in northern Aegean sea. " Boll. Geof. Teor. ed Appl. ". ( in press ) .
- Payo, G., 1967. Crustal structure of the Mediterranean sea by surface waves, Part I : Group velocity. " Bull. Seism. Soc. Am. ", 57, 151-172.
- Payo, G., 1969. Crustal structure of the Mediterranean sea, Part II : phase velocity and travel time. " Bull. Seism. Soc. Am. ", 59, 23-42.
- Payo, G., 1972. Crust-mantle velocities in the Iberian peninsula and tectonic implications of the seismicity in this area. " Geoph. J. R. astr. Soc.", 30, 85-99.
- Payo, G., 1975. Estructura, sismicidad y tectonica del Mar Mediterraneo. " Inst. Geograf. y Catastral, Madrid, Spec. Publ. ", pp.39.
- Payo, G., 1976. Surface wave and seismotectonic studies in the Mediterranean area. " Pure and Applied Geoph. ", 114, 791-796.
- Pe, G., 1973. Petrology and geochemistry of volcanic rocks of Aegina. " Bull. Volcan. ", 37, 491-514.
- Pe, G.G. and Piper, D.J.W., 1972. Vulcanism at subduction zones : the Aegean area. " Δελτ. Ελλ. Γεωλ. Ετ. ", 8, 133-144.
- Πη, Γ.Γ. και Πανάγος, Α., 1976. Συγκριτική γεωχημική έρευνα των λαβών του βόρειου Ευβοϊκού. " Δελτ. Ελλ. Γεωλ. Ετ. ", 12, 95-133.
- Peterschmitt, E., 1956. Quelques données nouvelles sur les seismes profonds de la mer Tyrrhénienne. " Ann. di Geofis. ", 9, 3, p.305.
- Petrescu, G., Peterschmitt, E., Radu, C., Purcaru, G. and Lascu, St., 1967. Fault plane solutions and stress pattern in the foci of deep earthquakes in Europe. " Rev. Roum. Geol. Geophys. et Geogr. Serie de Geophysique ", 11, 1, 15-37.
- Puchelt, H., Murad, E. and Hubbertin, H.W., 1977. Geochemical and petrological studies of lavas, pyroclastica and associated xenoliths from the Christriana island, Aegean sea. " N. Jb. Min. Abh. ", 131, 140-155.
- Rabinowitz, R.D. and Ryan, W.B.P., 1970. Gravity anomalies and crustal shortening in the eastern Mediterranean. " Tectonophysics ", 10, 585-608.
- Riad, S., Refai, E. and Chalib, M., 1981. Bouguer anomalies and crustal structure in the eastern Mediterranean. " Tectonophysics ", 71, 253-266.
- Ritsemā, A.R., 1970. Notes on plate tectonics and arc movements in the Mediterranean region. " Proc. XIIe Ass. Gen. Comm. Seism. Européenne, Luxembourg 1970 ", 22-26.

- Ritsema, A.R., 1974. The earthquake mechanisms of the Balcan region. " Royal Netherl. Meteor. Inst.-", Sci. Rep. 74-4, 1-36.
- Rocca, A.Ch., Karakaisis, G.F., Karakostas, B.G., Kiratzi.A.A., Scordilis, E.M. and Papazachos, B.C., 1984. Focal properties of the 1983 northern Aegean trough seismic sequence. (submitted for publication).
- Rotstein, Y., 1983. Tectonics of the Aegean block : rotation, side arc collision and crustal extension . ( manuscript ) .
- Ryan, W.B.F., 1969. The floors of the Mediterranean. Part I : Structure and evolution. Part II : The stratigraphy of the eastern Mediterranean. " Ph.D. Thesis, Columbia University ".
- Ryan, W.B.F. and Ewing, M., 1967. The distribution and deformation of the sediments of the eastern Mediterranean. " Trans. Am. Geophys. Union ", 48, p.142.
- Ryan, W.B.F., Ewing, M. and Ewing, J.I., 1966. Diapirism in the sedimentary basins of the Mediterranean sea. " Trans. Am. Geophys. Union ", (abstr.), 47, 120.
- Ryan, W.B.F., Stanley, D.J., Hersey, J.B., Fahlquist, D.A. and Allan, T.D., 1971. The tectonics and geology of the Mediterranean sea. " The Sea ", Maxwell, A., (editor), 4 (II), John Willey and Sons, 387-492.
- Scheidegger, A.E., 1964. The tectonic stress and tectonic motion direction in Europe and western Asia as calculated from earthquake fault plane solutions. " Bull. Seism.Soc. Am." , 54, 5, 1519-1528.
- Schmidt, J., 1879. Studien über Erdbeben. 2nd Aufl., Leipzig.
- Sieberg, A., 1932. Untersuchungen über erdbeben und bruchschollenbau im östlichen Mittelmeergebiet. " Denkschriften der med naturw. Ges. zu Jena " , 18, Band., 2, Liet.
- Stride, A.H., Belderson, R.H. and Kenyon, N.H., 1977. Evolving miogeanticlines of the east Mediterranean ( Hellenic, Calabrian and Cyprus Outer Ridges). "Phil. Trans. R.Soc. London " , 284, 255-285.
- Τσουτρέλλης, Χ. και Χιώτης, Ε., 1973. Εισαγωγή στη θεωρία των λιθοσφαιρικών πλακών. " Μεταλλεολογικά και Μεταλλουργικά Χρονικά " , 23-40.
- Vening Meinesz, F.A., 1932. Gravity expeditions at sea. " Vol. I, The expeditions , the computations and the results ".
- Vilmot, J.C. and Robert, U., 1974. A propos des relations entre le volcanisme et la tectonique en Mer Egée. " Com. Ren. Acad.Sci.", 278, 2099-2102.
- Vogt, P. and Higgs, P., 1969. An aeromagnetic survey of the eastern Mediterranean sea and its interpretation. " Earth Planet. Sci. Lett. " , 5, 439-448.
- Woodside, J. and Bowin, C., 1970. Cravity anomalies and inferred crustal structure in the eastern Mediterranean sea. " Geol.Soc.Am.Bull.", 81, 1107-1122.
- Worzel, J.L., 1965. Pendulum Gravity measurements at sea: 1936-1959. Wiley, New York, pp.421.