

<b>Πρακτικά</b>		<b>3ου Συνεδρίου</b>		<b>Μάϊος 1986</b>	
Δελτ. Ελλ. Γεωλ. Εταιρ.	Τομ.	σελ.	Αθήνα		
Bull. Geol. Soe. Greece	XX/3	231-241	1988		
	Vol.	pag.	Athens		

## ΣΕΙΣΜΟΤΕΚΤΟΝΙΚΗ ΑΠΕΙΚΟΝΙΣΗ ΤΟΥ ΕΛΛΗΝΙΚΟΥ ΧΩΡΟΥ

Δ. ΠΑΠΑΣΤΑΜΑΤΙΟΥ\*, Ν. ΜΟΥΓΙΑΡΗΣ\*\*

### Ι. ΕΙΣΑΓΩΓΗ.

Το σεισμοτεκτονικό πρόβλημα ανάγεται στην σύνδεση των πεδίων σεισμικής μετατόπισης και τεκτονικής παραμόρφωσης. Η σεισμική μετατόπιση είναι αναγκαία συνθήκη για την γένεση σεισμών. Το τεκτονικό πεδίο παραμόρφωσης περιλαμβάνει τόσο τις σεισμικές μετατοπίσεις πάνω σε ρήγματα όσο και πλαστικές παραμορφώσεις γεωλογικών υλικών χωρίς σεισμική δραστηριότητα. Επιλύσεις του σεισμοτεκτονικού προβλήματος δίνουν την δυναμική συνιστώσα της σύγχρονης παραμόρφωσης του γηινού φλοιού και θεμελιώνουν την ορθολογική αντιμετώπιση της σεισμικής επικινδυνότητας.

Το σεισμοτεκτονικό πρόβλημα στον ελληνικό χώρο έχει γίνει το αντικείμενο εντονής προσπάθειας στους τομείς σεισμολογίας, γεωλογίας, γεωφυσικής και γεωδαισίας. Σεισμολογικές προσπάθειες έχουν βελτιώσει σημαντικά την πληρότητα και την ομοιογένεια υποκεντρικών παραμέτρων και έχουν συγκεντρώσει σημαντικό αριθμό μηχανισμών γένεσης. Πιο πρόσφατα, σεισμολογικές προσπάθειες έχουν στραφεί στην εκτίμηση φυσικών παραμέτρων που περιγράφουν την σεισμική πηγή, ανοίγοντας τον δρόμο στο ποσοτικό προσδιορισμό της σεισμικής μετατόπισης. Παράλληλες γεωλογικές προσπάθειες έχουν συμπληρώσει τους σεισμολογικούς και γεωφυσικούς προσδιορισμούς με ειδικές μετρήσεις προσφάτων τεκτονικών παραμορφώσεων στο ύπαιθρο.

Στην παρουσίαση αυτή γίνεται σύγκριση του πεδίου σεισμικών μετατοπίσεων με το πεδίο τεκτονικών παραμορφώσεων. Το πεδίο των σεισμικών μετατοπίσεων υπολογίζεται από την χαρτογράφηση σεισμολογικών ζωνών με τεκτονική ενότητα. (λατζηδημητρίου, 1984).

\* Ειδικός Σύμβουλος (Τεχν.Σεισμολογία) ΙΓΜΕ

\*\* Σεισμο-γεωλόγος ΙΓΜΕ.

Η σύγκριση των δύο πεδίων στηρίζεται στην περιγραφή του τεκτονικού πεδίου από τους Le Pichon & Angelier (1981). Η περιγραφή αυτή επιλέγει γιατί είναι ποσοτική στον Αιγαιακό χώρο και κλίνει με συζήτηση των αποτελεσμάτων της ποσοτικής σύγκρισης των δύο πεδίων.

#### ΤΟ ΤΕΚΤΟΝΙΚΟ ΠΕΔΙΟ ΠΑΡΑΜΟΡΦΩΣΕΩΝ.

Ο Αιγαιακός χώρος αποτελεί τμήμα μιάς ζώνης έντονης τεκτονικής παραμόρφωσης και γι' αυτό προσφέρθηκε για την επαλήθευση της θεωρίας των τεκτονικών πλακών. Τα αρχικά στοιχεία σε αυτή την προσπάθεια ήταν η διάταξη στο χώρο των σεισμικών πηγών και των μηχανισμών γένεσης. Με βάση τα στοιχεία αυτά και την ευρύτερη κινηματική των τεκτονικών πλακών καθορίστηκαν στον Ελληνικό χώρο δύο οριακές συνθήκες, η δεξιόστροφη κίνηση του ρήγματος Β.Ανατολίας και η κατάδυση της Αφρικανικής πλάκας κάτω από την Αιγαιακή λιθόσφαιρα. Προσπάθεια να συγκερασθούν οι δύο αυτές συνθήκες προσέκρουσε σε σοβαρά προβλήματα γεωλογίας και γεωδυναμικής. Το βασικό γεωλογικό πρόβλημα προέκυψε από την αδυναμία αναγνώρισης διατμητικής ζώνης με ικανότητα να απορροφήσει την παραμόρφωση του ρήγματος Β.Ανατολίας. Προβλήματα γεωδυναμικής προέκυψαν στην προσπάθεια κατανόησης των βαθυτέρων διεργασιών, που είναι απαραίτητες για να εξηγήσουν την παραμόρφωση του γήινου φλοιού κάτω από τον Αιγαιακό χώρο. Το τελευταίο πρόβλημα, αν και πολύ σημαντικό στην αποδοχή των θεωριών των πλακών, μπορεί να παρακαμφθεί με την φαινομενική αλλά συνεπή κινηματική διατύπωση.

Σεισμολογικά, γεωφυσικά και γεωλογικά στοιχεία επιφανείας συνδνάστηκαν σε μία αριθμητική απεικόνιση τεκτονικής παραμόρφωσης από τους Le Pichon & Angelier 1981. Στην απεικόνιση αυτή διακρίνονται οι οριακές συνθήκες γύρω από τον χώρο του Αιγαίου προστίθεται όμως μία σημαντική συνιστώσα εφεκτισμού αντίθετα στην παραδοχή των παραμορφώτων τεκτονικών πλακών. Η συνιστώσα αυτή είναι συμβιβαστή με τα πάχη του γήινου φλοιού, όπως έχουν καθορισθεί από γεωφυσικές έρευνες και ερμηνεύει την επιφανειακή ρηγμάτωση μέχρι και το εξωτε-

ρικό Αιγαιακό τόξο. Μέ βάση την μεταβολή των ορίων του Αιγαιακού χώρου στα τελευταία 13 εκ. υπολογίστηκε το πεδίο παραμόρφωσης μέσα σε αυτό τον χώρο. Τα αποτελέσματα της ανάλυσης μεταφέρονται στο Σχ.1 με την μορφή τροχιών έκτασης/συμπίεσης σε ορθογωνικό πλέγμα. Το παραμορφωμένο πεδίο στηρίζεται σε ομοιογένεια του υλικού του φλοιού και στην ελευθερία παραμόρφωσης στην επιφάνεια επαφής με τον μανδύα.

Από την παραμόρφωση του αρχικά κανονικού πλέγματος στην μορφή που φαίνεται στο Σχ.1. έχουν υπολογισθεί μέσες τιμές παραμόρφωσης για τις περιοχές που διαγράφονται με διακεκομμένες γραμμές στο ίδιο σχήμα. Οι παραμορφώσεις αναφέρονται στα τελευταία 13 εκ. χρόνια και είναι αντιπροσωπευτική του μέσου ρυθμού παραμόρφωσης μέσα σ'αυτή τη περίοδο.

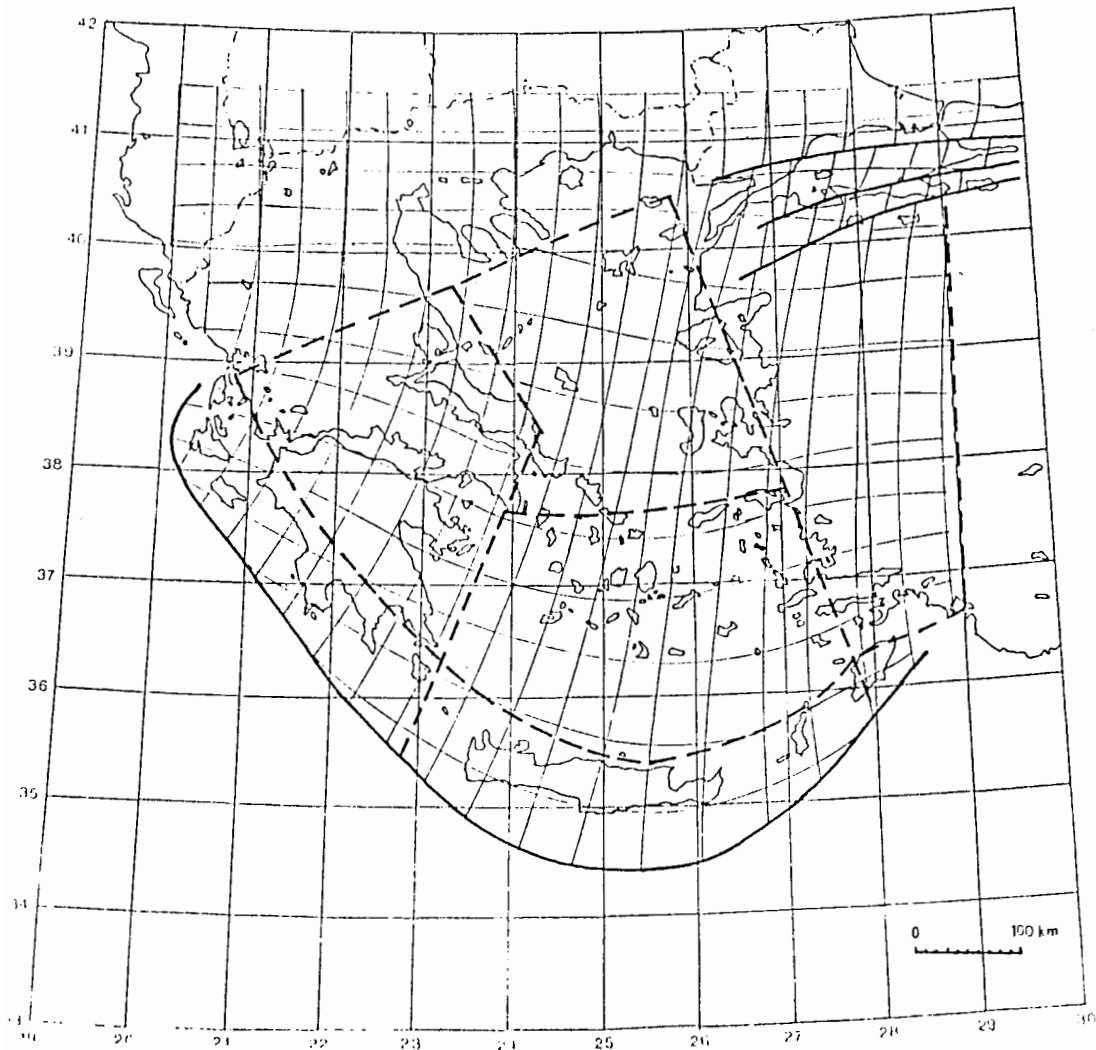
#### ΠΕΔΙΟ ΣΕΙΣΜΙΚΩΝ ΜΕΤΑΤΟΠΙΣΕΩΝ

Σεισμολογικοί προσδιορισμοί μηχανισμού γένεσης συνδέουν τα δυναμικά χαρακτηριστικά έκλυσης σεισμικής ενέργειας με το γεωλογικό αίτιο, στην σεισμική πηγή. Τα δυναμικά χαρακτηριστικά καταγράφονται από σειсмоγράφους και η ανάλυση των σειсмоγραφημάτων δίνει τα πιθανά επίπεδα θραύσης καθώς και την παραμόρφωση πάνω σε αυτά τα επίπεδα. Ο τελικός προσδιορισμός της σεισμικής μετατόπισης γίνεται από σεισμολογικές και γεωλογικές παρατηρήσεις κοντά στη σεισμική πηγή.

Η διατύπωση στη σεισμική μετατόπιση πάνω σε επίπεδη επιφάνεια θραύσης και παράλληλα στο διάνυσμα ολίσθησης οδηγεί στην σχέση:

$$M_0 = G \cdot u \cdot A \quad (1)$$

επειν	$M_0$	σεισμική ροπή
	$G$	μέγιστο διάγραμμα στο σεισμολογικό χώρο
	$u$	σεισμική μετατόπιση
	$A$	σεισμική έκταση



Λχ. 1

Γενικά, ο προσδιορισμός της σεισμικής ροπής γίνεται με φασματική ανάλυση ή ανάλυση της μορφής του κύματος, που δεν περιλαμβάνονται στους συνήθεις υπολογισμούς σεισμολογικών παραμέτρων. Από περιπτώσεις, που έχουν προσδιορισθεί σεισμικές ροπές έχει προκύψει γραμμική λογαριθμική σχέση μεταξύ της  $M_0$  και του μεγέθους  $M_s$ . Μία τέτοια στατιστική σχέση έχει προσδιορισθεί στον ελληνικό χώρο (Kiritazi et al

$$\log M_0 = 17.66 + 1.21 M_s \quad (2)$$

Σε γενικές καρτεσιανές συντεταγμένες η σχέση παίρνει την τανυστική μορφή :

$$M_{ij} = \sigma V_0 \Delta \epsilon_{ij} \quad (3)$$

όπου  $\Delta \epsilon_{ij}$  τανυστής παραμόρφωσης  
 $V_0$  αρχικός καταστατικός όγκος

και η οποία μπορεί να απλοποιηθεί στην μονομετρική μορφή:

$$M_0 = f \Delta \epsilon G V_0 \quad (4)$$

όπου ο συντελεστής  $f$  παίρνει χαρακτηριστικές τιμές για διάφορες εντατικές καταστάσεις. Τρεις τέτοιες χαρακτηριστικές τιμές δίνονται στον Πίνακα 1.

ΧΑΡΑΚΤΗΡΙΣΤΙΚΕΣ ΤΙΜΕΣ ΤΟΥ ΣΥΝΤΕΛΕΣΤΗ ΠΑΡΑΜΟΡΦΩΣΗΣ  $f$   
 ΓΙΑ ΤΙΣ ΑΝΤΙΣΤΟΙΧΕΣ ΠΑΡΑΜΟΡΦΩΣΕΙΣ  $\Delta \epsilon_{ij}$

Α.	$\Delta \epsilon_{yy}$	$\Delta \epsilon_{xy}$ 1.66
	—	
Β.	2	—
Γ.	4	4

Σε αντίθεση με τα σεισμικά μεγέθη οι σεισμικές ροπές  $M_0$  είναι αθροίσιμες και μετά από ολοκλήρωση στον χώρο των ουχνοτήτων επανάληψης (Keinlar, 1979)/δίνουν τον ρυθμό έκλυσης σεισμικής ροπής στην μονάδα του χρόνου και του χώρου.

$$M_0 = \frac{\alpha_c}{f-L} M_{0,1}^{(1-L)} \quad (5)$$

όπου  $M_{0,1}$  είναι η μέγιστη ροπή που αναμένεται από ένα σεισμικό επεισόδιο στην συγκεκριμένη ζώνη τεκτονικής παραμόρφωσης.

$b_c$  Είναι ο συντελεστής κατανομής σε ένα πληθυσμό σεισμικών ροπών.

$\alpha_0$  Είναι η αθροιστική συχνότητα εμφάνισης σεισμών με  $M_0 \geq \alpha$

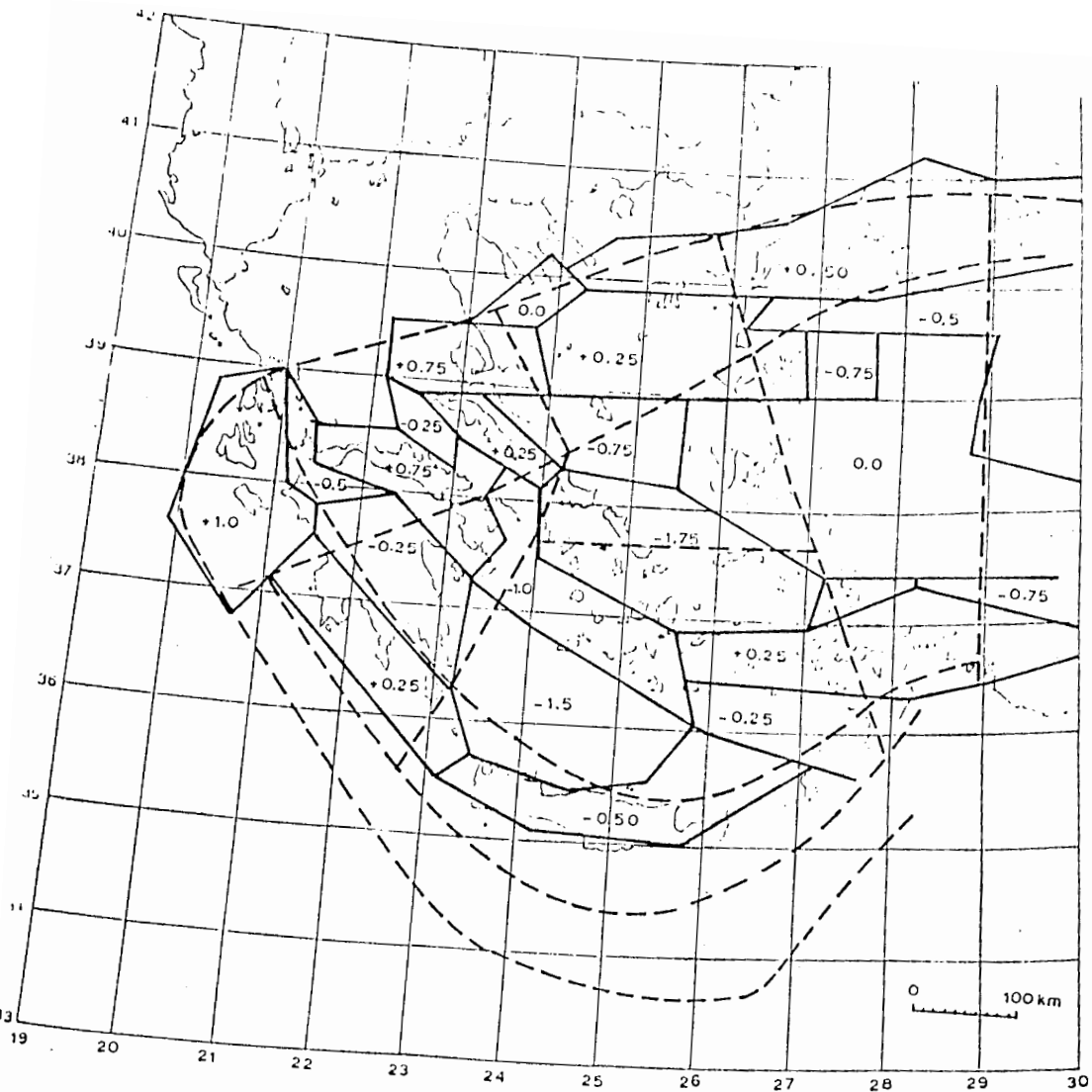
Με βάση τις σχέσεις (2), (3) και (5) προσδιορίστηκαν ρυθμοί σεισμικής μετατόπισης για τις 50 ζώνες που έχουν προταθεί από τον Χατζηδημητρίου (1984). Τα αποτελέσματα για τις ζώνες που περιέχονται στον Αιγαιακό χώρο παρουσιάζονται στο Σχ.2. Τα αποτελέσματα δίνονται σε διαφορές των λογαρίθμων της μέσης σεισμικής μετατόπισης από τη μέση παραμόρφωση του τεκτονικού πεδίου.

Οι σεισμολογικοί προσδιορισμοί έγιναν σε δύο στάδια.

Στο πρώτο στάδιο προσδιορίστηκαν οι ρυθμοί έκλυσης σεισμικής ροπής ενώ στο δεύτερο στάδιο εκτιμήθηκαν ρυθμοί σεισμικής μετατόπισης. Στο δεύτερο στάδιο έγιναν παραδοχές ως προς την γεωμετρία της σεισμικής μετατόπισης. Γενικά, το σειсмоγενές πάχος του φλοιού πάρθηκε 15 χιλ. ενώ για τον συντελεστή παραμόρφωσης χρησιμοποιήθηκε η τιμή  $f=2$ . Στο Σχ. 2 δίνονται μόνο οι ζώνες εφελκυστική παραμόρφωσης. Η διάκριση σε εντατικές καταστάσεις εφελκυσμός και συμπίεσης είναι ασαφής κατά μήκος του Αιγαιακού τόξου όπου εμφανίζεται επαλληλία με την καταδυομένη Αφρικανική πλάκα.

Ακόμη, σημαντική ασάφεια χαρακτηρίζει τον προσδιορισμό του μεγιστου μεγέθους. Στους υπολογισμούς έγιναν δέκτες οι μεγαλύτερες τιμές του Χατζηδημητρίου (1984), που βασίζονται σε εκτίμηση των ιστορικών δεδομένων.

Οποσδήποτε, το μέγιστο μέγεθος είναι μία από τις παραμέτρους που απαιτούν γεωλογικά στοιχεία για τον προσδιορισμό τους.



Σχ. 2

## ΣΥΖΗΤΗΣΗ

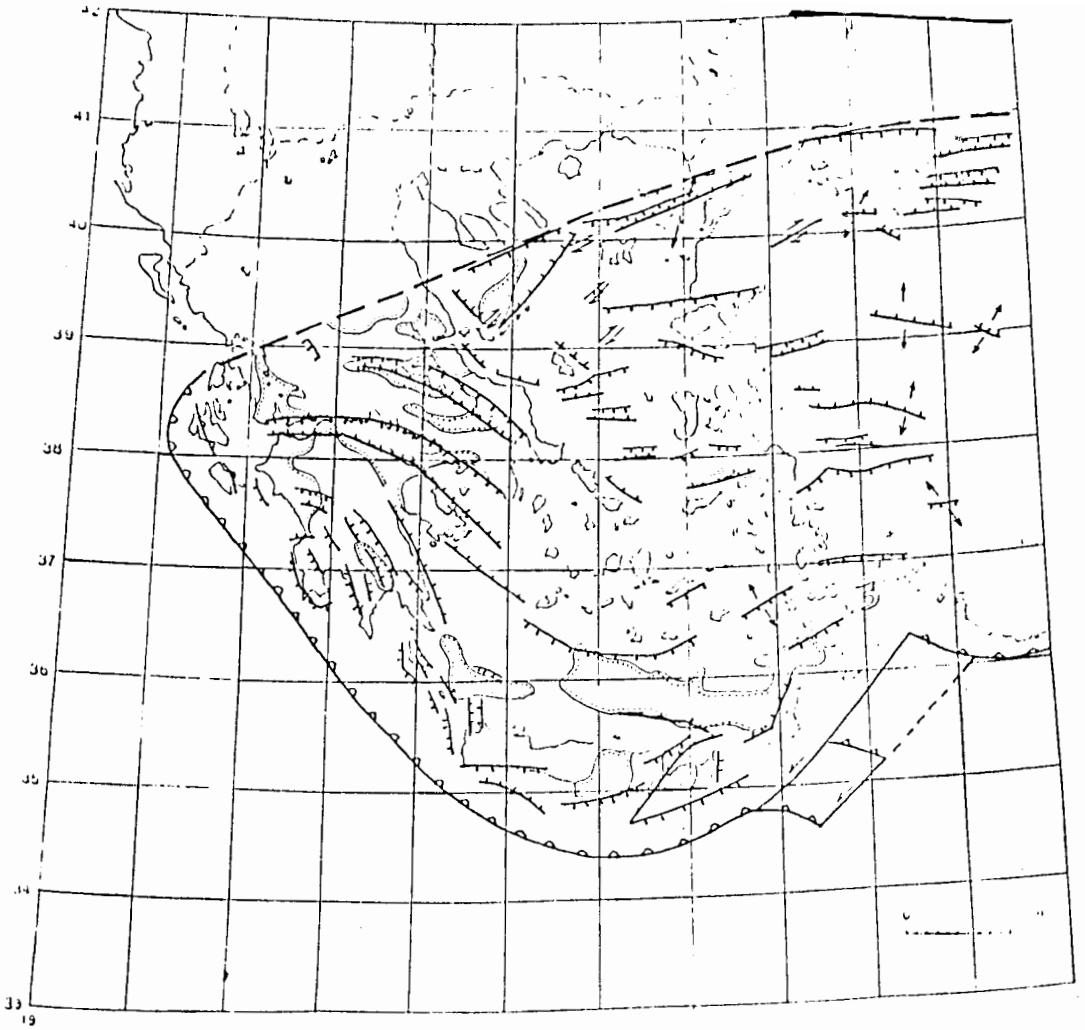
Η χαρτογράφηση και η σύγκριση των δύο πεδίων, της σεισμικής μετάπτωσης και της τεκτονικής παραμόρφωσης, έγιναν με απλοποιημένες παραδοχές. Έτσι τα αποτελέσματα θα πρέπει να θεωρηθούν ενδεικτικά τάξης μεγέθους.

Η ανάλυση μικρότερης τάξης διαφόρων απαιτεί πιά ενιατικό πρόγραμμα σειμοτεκτονικής έρευνας. Εδώ θα πρέπει να σημειωθεί ότι μικρότερης τάξης διάφορες μπορεί να έχουν πολύ σοβαρές επιπτώσεις στον προσδιορισμό σεισμικής επικινδυνότητας.

Η σύγκριση των δύο πεδίων στο Σχ.2 δείχνει ότι κατά μέσο όρο η σεισμική μετατόπιση παρακολουθεί την τεκτονική παραμόρφωση στον Αιγαϊακό χώρο. Ολοκλήρωση της σεισμικής μετατόπισης στην διατμητική ζώνη του ρήγματος Β Ανατολίας δίνει παραμόρφωση της τάξης του 1 εκ/χρ, σε συμφωνία με ανεξάρτητους προσδιορισμούς αυτού του ανύσματος. Ολοκλήρωση στην ζώνη κατά μήκος του εξωτερικού τόξου (που δεν δίνεται στο Σχ.2 σε όλο της το πλάτος) δίνει πάλι παραμόρφωση της τάξης του 1 εκ/χρ, και θα μπορούσε να αποδοθεί στην αργή σύγκλιση της Αφρικανικής και της Ευρωασιατικής πλάκας. Μέσα στον Αιγαϊακό χώρο η σεισμική μετατόπιση συγκεντρώνεται σε ζώνες. Η συγκέντρωση αυτή μπορεί να αποδοθεί σε έντονες ασυνέχειες του φλοιού, όπως φαίνεται στο Σχ.3. Παρόλα αυτά, είναι αξιοσημείωτο ότι σε υποπεριοχές του χώρου αυτού όπως το Κρητικό Πέλαγος, όπου εμφανίζονται ρηξιγένεση και το ελάχιστο πάχος φλοιού η σεισμική μετατόπιση είναι ελάχιστη.

Ιδιαίτερα εμφανής είναι μία πλατειά ζώνη σεισμικής μετατόπισης παράλληλα στο βόρειο τμήμα του πεδίου παραμόρφωσης του Σχ.2. Η ζώνη αυτή μπορεί να αποδοθεί στην εξέλιξη της διατμητικής παραμόρφωσης του ρήγματος Β.Ανατολίας μέσα στον Αιγαϊακό χώρο. Στο θαλάσσιο τμήμα του βόρειου Αιγαίου η ζώνη αυτή χαρακτηρίζεται από σημαντικές κατακόρυφες τεκτονικές κινήσεις, ενώ οι μηχανισμοί γένεσης δείχνουν οριζόντια συνιστώσα. Στο δυτικό της κομμάτι η ζώνη χαρακτη-





ρίζεται από έντονα κανονικά ρήγματα ξηράς (Ευβοϊκός-Μαλιακός, Κορινθιακός Κόλπος κλπ). Οι έντονες αυτές διαρρήξεις έχουν την κινηματική ικανότητα να διαβιβάσουν διάτμηση, όπως σκιαγραφείται στον Πίνακα I (περίπτωση Γ). Ο κινηματικός αυτός μηχανισμός είναι πολύ γνώριμος στους μηχανικούς. Στον υπολογισμό δομικών στοιχείων σε διάτμηση η δημιουργία ελκυστικών ρωγμών υπό γωνία περίπου  $45^{\circ}$  αποφεύγεται με την τοποθέτηση λοξού οπλισμού. Οι κινηματικοί περιορισμοί αυτού του μηχανισμού μελετήθηκαν για μεγάλες παραμορφώσεις από τους *Meekeweitz-Jackson (1983)* με συγκεκριμένη εφαρμογή στην διατμητική ζώνη του βόρειου Αιγαίου. Ολοκλήρωση της σεισμικής μετατόπισης με συντελεστή παραμόρφωσης που αυξάνεται προς τα δυτικά από 1 σε 4 δίνει ρυθμούς παραμόρφωσης της τάξης του I εκ/χρ, δηλ. της ίδιας τάξης που προσδιορίστηκε στη δυτική κατάληξη του ρήγματος Β. Ανατολίας.

Μεγάλη απόκλιση μεταξύ των πεδίων σεισμικής μετατόπισης και τεκτονικής παραμόρφωσης προσφέρει σοβαρότερο επιχειρημα για την μακρόχρονη συγκέντρωση της σεισμοτεκτονικής δραστηριότητας στη αντίστοιχες ζώνες. Γειτονικές ζώνες με μικρή απόκλιση σεισμικής μετατόπισης (ή μικρή απόκλιση σεισμικής μετατόπισης από την μέση τεκτονική παραμόρφωση) μπορεί να χαρακτηρίζονται από μετανάστευση σεισμοτεκτονικής δραστηριότητας που δεν έχει αποτυπωθεί στη σεισμική ιστορία.

Το σημαντικότερο ίσως συμπέρασμα αυτής της παρουσίασης είναι ότι ενθαρύνει την ποσοτική επαλληλία των πεδίων σεισμικής μετατόπισης και τεκτονικής παραμόρφωσης. Η επαλληλία αυτή προϋποθέτει την συγκέντρωση και την ανάλυση ποσοτικών στοιχείων που απαιτούνται για τον προσδιορισμό του ρυθμού τόσο της σεισμικής όσο και της τεκτονικής παραμόρφωσης.

. ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ

Kiratzi A A et al, Seismic source-parameter relations for earthquakes in Greece.

Le Pichon X & J Angelier, 1981, the Aegean Sea, Phil Trans R Soc London, 300: 357-372.

McKenzie D, 1978, Active tectonics of the Alpine-himalayan belt: the Aegean Sea and surrounding regions, Geoph J R astr Soc, 55: 217-254.

McKenzie D & J Jackson, 1983, The relationship between strain rates, crustal thickening, paleomagnetism, finite strain and fault movements within a deforming zone, Earth & Planet. Sci Lett, 65: 182-202.

Molnar P, 1979, Earthquake recurrence intervals and plate tectonics, Bull Seism Soc Amc, 69: 115-133.

Molnar P, 1987, Average regional strain due to slip on numerous faults of different orientations, JGR, 88(B8):6430

Papazachos et al, 1984, Seismic faults in the Aegean area, Tectonophysics, 106: 71-85.

Χατζηδημητρίου Η Μ, 1984, Σεισμογόνοι χώροι και σεισμικές πηγές στον χώρο του Αιγαίου και στις γύρω περιοχές, Διδακτορική Διατριβή, ΑΠΘ.