



**ΑΡΙΣΤΟΤΕΛΕΙΟ
ΠΑΝΕΠΙΣΤΗΜΙΟ
ΘΕΣΣΑΛΟΝΙΚΗΣ**

**ΑΡΙΣΤΟΤΕΛΕΙΟ ΠΑΝΕΠΙΣΤΗΜΙΟ
ΘΕΣΣΑΛΟΝΙΚΗΣ**
ΣΧΟΛΗ ΘΕΤΙΚΩΝ ΕΠΙΣΤΗΜΩΝ
ΤΜΗΜΑ ΓΕΩΛΟΓΙΑΣ – ΤΟΜΕΑΣ
ΓΕΩΦΥΣΙΚΗΣ

ΔΙΠΛΩΜΑΤΙΚΗ ΕΡΓΑΣΙΑ

**Χαρακτηριστικά των ισχυρών σεισμών στην
Ελλάδα κατά το διάστημα 1980-2008**

Πεϊτσινή Μαρία

Δεκέμβριος 2010



**ΑΡΙΣΤΟΤΕΛΕΙΟ
ΠΑΝΕΠΙΣΤΗΜΙΟ
ΘΕΣΣΑΛΟΝΙΚΗΣ**

ΑΡΙΣΤΟΤΕΛΕΙΟ ΠΑΝΕΠΙΣΤΗΜΙΟ

ΘΕΣΣΑΛΟΝΙΚΗΣ

ΣΧΟΛΗ ΘΕΤΙΚΩΝ ΕΠΙΣΤΗΜΩΝ

ΤΜΗΜΑ ΓΕΩΛΟΓΙΑΣ – ΤΟΜΕΑΣ

ΓΕΩΦΥΣΙΚΗΣ

ΔΙΠΛΩΜΑΤΙΚΗ ΕΡΓΑΣΙΑ

**Χαρακτηριστικά των ισχυρών σεισμών στην
Ελλάδα κατά το διάστημα 1980-2008**

ΕΣΙΟΙΓ

Πεϊτσίνη Μαρία

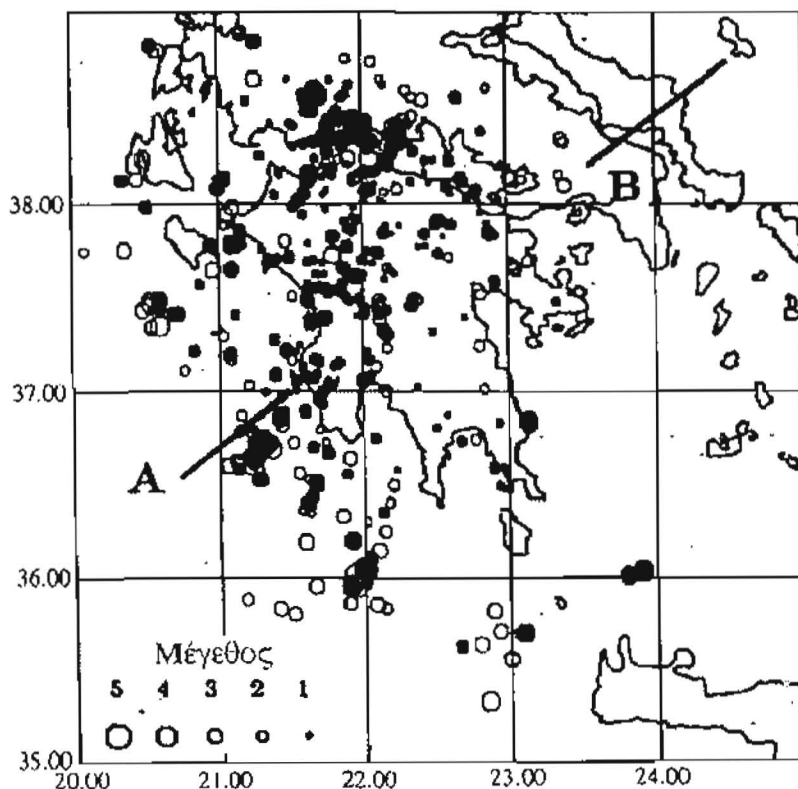
Δεκέμβριος 2010

ΠΕΡΙΕΧΟΜΕΝΑ

1. ΕΙΣΑΓΩΓΗ.....	4
1.2 ΠΙΝΑΚΑΣ ΣΕΙΣΜΩΝ.....	28
2. ΙΣΧΥΡΟΙ ΣΕΙΣΜΟΙ ΑΠΟ ΤΟ 1980-2008	9
2.1 Ο ΣΕΙΣΜΟΣ ΤΗΣ ΜΑΓΝΗΣΙΑΣ (ΙΟΥΛΙΟΣ 1980)	9
2.2 Ο ΣΕΙΣΜΟΣ ΣΤΙΣ ΑΛΚΥΟΝΙΔΕΣ ΝΗΣΟΥΣ (1981)	11
2.3 Ο ΣΕΙΣΜΟΣ ΣΤΗΝ ΚΟΖΑΝΗ (ΜΑΪΟΣ 1995)	13
2.4 Ο ΣΕΙΣΜΟΣ ΣΤΟ ΑΙΓΙΟ (ΙΟΥΝΙΟΣ 1995).....	15
2.5 Ο ΣΕΙΣΜΟΣ ΣΤΗ ΡΟΔΟ (ΙΟΥΛΙΟΣ 1996)	16
2.6 Ο ΣΕΙΣΜΟΣ ΣΤΟΝ ΚΟΛΠΟ ΤΗΣ ΜΕΣΣΗΝΙΑΣ (ΟΚΤΩΒΡΙΟΣ 1997).....	18
2.7 Ο ΣΕΙΣΜΟΣ ΣΤΙΣ ΣΠΟΡΑΔΕΣ (ΝΟΕΜΒΡΙΟΣ 1997)	18
2.8 Ο ΣΕΙΣΜΟΣ ΣΤΗΝ ΣΚΥΡΟ (ΙΟΥΛΙΟΣ 2001).....	19
2.9 Ο ΣΕΙΣΜΟΣ ΣΤΗΝ ΚΑΡΠΑΘΟ (ΙΑΝΟΥΑΡΙΟΣ 2002).....	22
2.10 Ο ΣΕΙΣΜΟΣ ΣΤΗ ΛΕΥΚΑΔΑ (ΑΥΓΟΥΣΤΟΣ 2003)	22
2.11 Ο ΣΕΙΣΜΟΣ ΣΤΑ ΚΥΘΗΡΑ (ΙΑΝΟΥΑΡΙΟΣ 2008)	25
2.12 Ο ΣΕΙΣΜΟΣ ΣΤΗΝ ΠΥΛΟ (ΦΕΒΡΟΥΑΡΙΟΣ 2008)	26
2.13 Ο ΣΕΙΣΜΟΣ ΣΤΗΝ ΠΕΛΟΠΟΝΗΣΟ (ΙΟΥΝΙΟΣ 2008).....	27
3. ΙΣΧΥΡΗ ΣΕΙΣΜΙΚΟΤΗΤΑ.....	28
3.1 ΣΕΙΣΜΙΚΟΤΗΤΑ ΤΗΣ ΕΛΛΑΔΑΣ.....	28
3.1.1 Σεισμικότητα των επιφανειακών σεισμών.....	28
3.1.2 Σεισμικότητα ενδιάμεσου βάθους.....	30
3.2 ΣΕΙΣΜΙΚΟΤΗΤΑ ΕΛΛΗΝΙΚΟΥ ΧΩΡΟΥ.....	31

1.ΕΙΣΑΓΩΓΗ

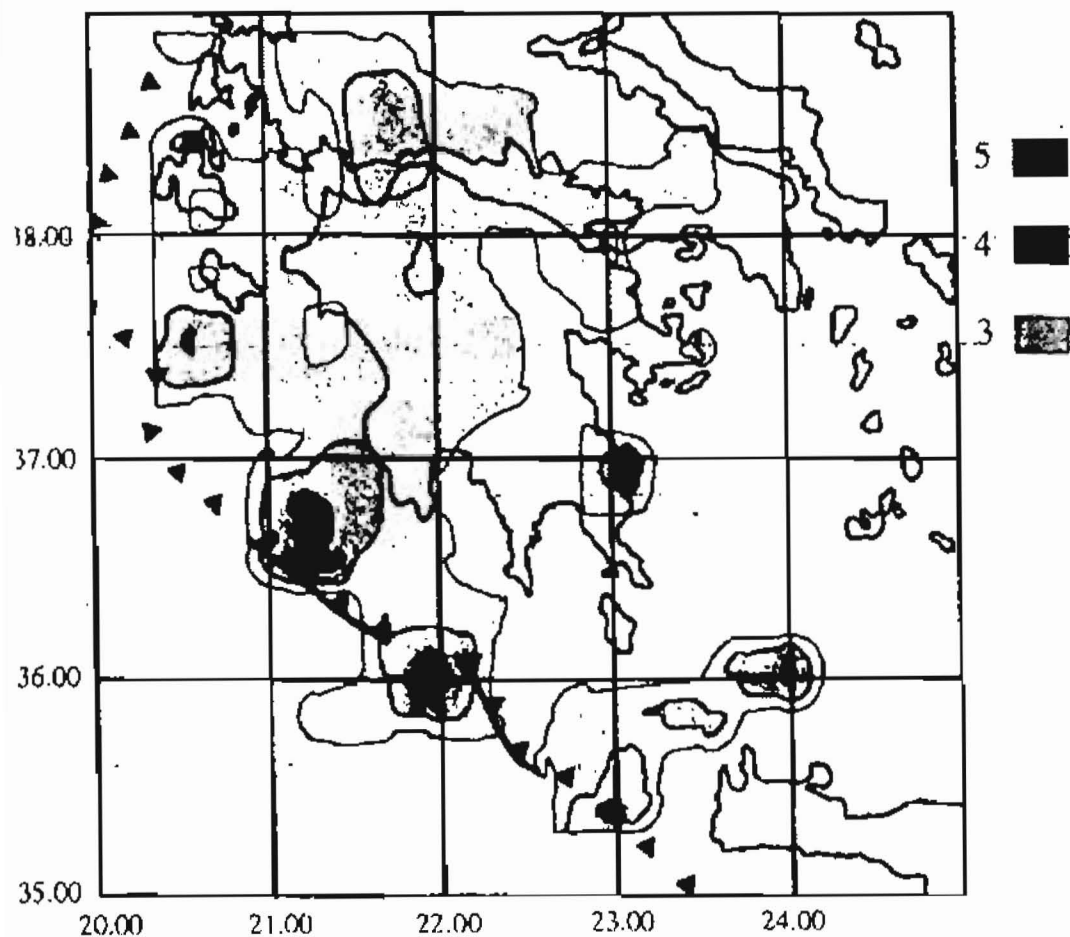
Η δυτική Ελλάδα είναι μια περιοχή που διακρίνεται από την ιδιαίτερα μεγάλη σεισμικότητά της. Το πρώτο μικροσεισμικό πείραμα που κάλυψε την περιοχή της δυτικής Ελλάδας και την Πελοπόννησο έγινε το καλοκαίρι του 1986. Πενήντα και πλέον τον αριθμό σειсмоγράφοι κάλυψαν όλο το χώρο και λειτούργησαν για ένα χρονικό διάστημα δύο μηνών. Τα αποτελέσματα του πειράματος ήταν σημαντικά για τη διερεύνηση του σεισμοτεκτονικού καθεστώτος στην περιοχή και έδειξαν τα ακόλουθα: i) Το ποσό της σεισμικότητας είναι μεγαλύτερο προς τα δυτικά και οριοθετείται από την Ελληνική τάφρο (Σχήμα 1). ii) Η εμφάνιση ενδιάμεσου βάθους σεισμών αρχίζει στην περιοχή της κεντρικής Πελοποννήσου και επεκτείνεται πέραν του Αργολικού κόλπου. Χαρακτηριστική συσσώρευση σεισμών παρατηρείται κατά μήκος της Ελληνικής διαύλου, στην περιοχή όπου συναντώνται ο Πατραϊκός με το σύστημα τάφρων Κορινθιακού-Τριχωνίδας και ανάμεσα στην Πελοπόννησο και την Κρήτη.



Σχήμα 1: Χάρτης σεισμικότητας ο οποίος περιλαμβάνει 671 σεισμούς ανάμεσα στις 6 Ιουνίου 1986 και 17 Ιουλίου 1986. Τα διαφορετικά σύμβολα δείχνουν διαφορετικά βάθη και το μέγεθος των συμβόλων είναι ανάλογο του μεγέθους των σεισμών. Το σχήμα είναι από την εργασία Hatzfeld 1990.

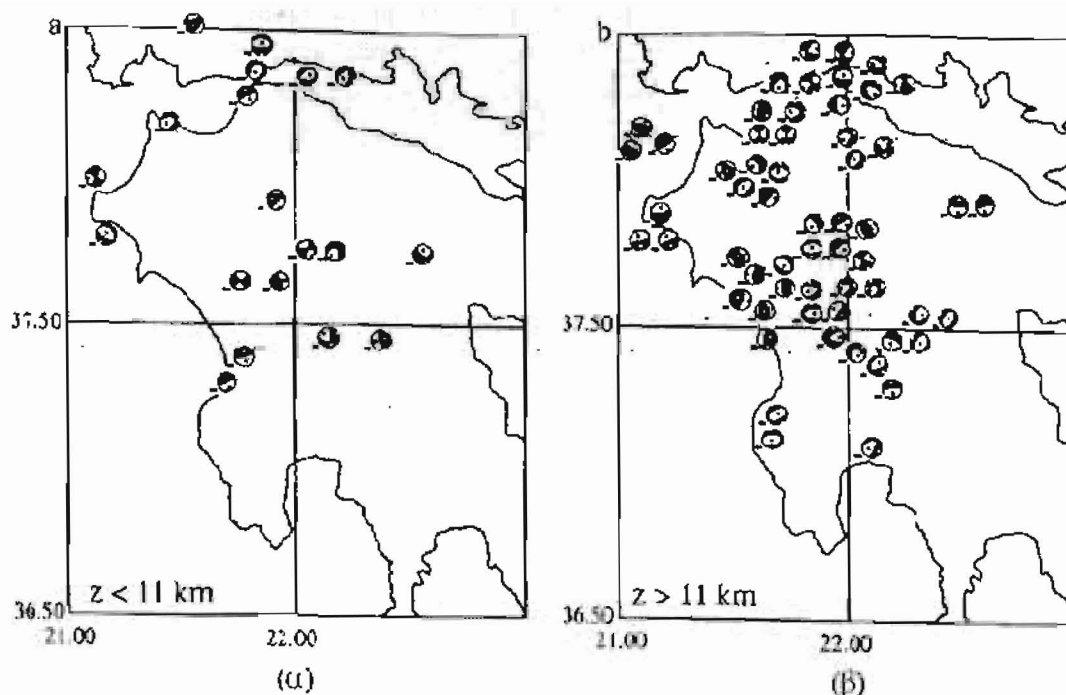
Στο Σχήμα 2 βλέπουμε τη γεωγραφική κατανομή της εκλυόμενης ενέργειας. Παρατηρούμε ότι οι πιο ενεργές ζώνες είναι στο Ιόνιο πέλαγος κατά μήκος της διαύλου και στο στενό των Κυθήρων, όπου ο φλοιός είναι πιθανόν

λεπτότερος. Επίσης παρατηρούμε ότι η δυτική Πελοπόννησος είναι πιο ενεργή από την ανατολική και ιδιαίτερα ενεργή παρουσιάζεται στην περιοχή του Ρίου, ανάμεσα στον κόλπο των Πατρών και τον Κορινθιακό.



Σχήμα 2: Χάρτης της ελκυόμενης ενέργειας στη δυτική Ελλάδα. Οι γραμμοσκιάσεις αντιστοιχούν στο λογάριθμο της ενέργειας. Το σχήμα είναι από την εργασία Hatzfeld 1990.

Στο Σχήμα 3 βλέπουμε επιλύσεις εστιακών μηχανισμών οι οποίες έχουν υπολογιστεί για τη δυτική Ελλάδα. Έχουν χωριστεί ανάλογα με το εστιακό βάθος σε: α) μηχανισμοί για σεισμούς ρηχότερους από 11km β) μηχανισμοί για σεισμούς βαθύτερους από 11km.



Σχήμα 3: Επιλύσεις εστιακών μηχανισμών για την περιοχή της δυτικής Ελλάδας, α) σεισμοί με βάθη μικρότερα από 11 km β) σεισμοί με βάθη μεγαλύτερα από 11 km.

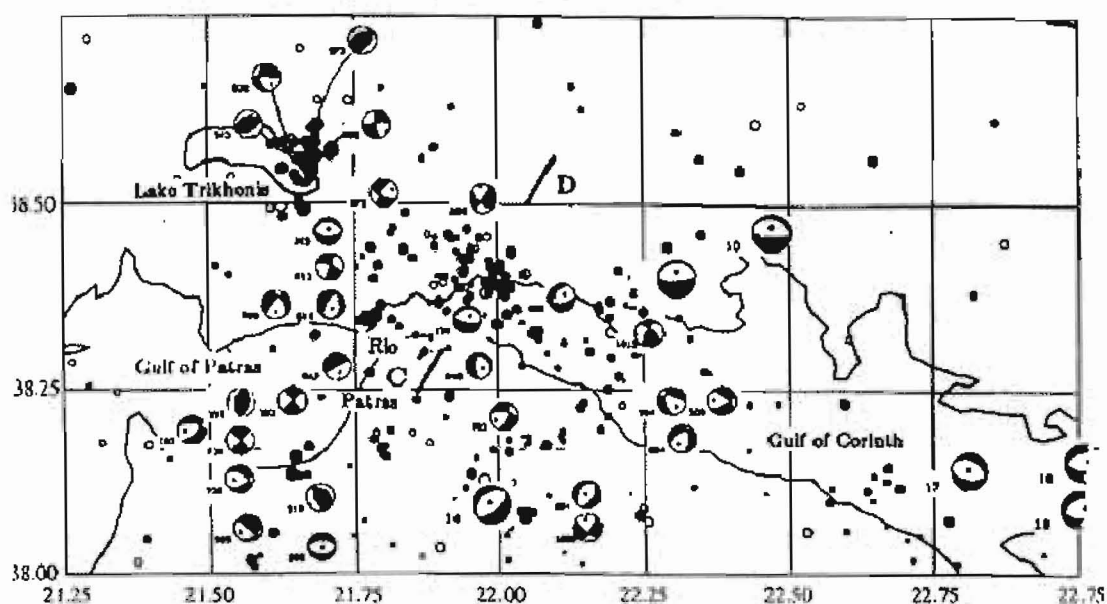
Έτσι παρατηρούμε ότι ανάστροφα ρήγματα παρουσιάζονται στον κόλπο της Κεφαλονιάς και την ΒΔ Πελοπόννησο.

Ρήγματα μετασχηματισμού παρατηρούνται γύρω από το Ρίο, στη βόρεια και κεντρική Πελοπόννησο. Οι εστιακοί μηχανισμοί που δείχνουν οριζόντια κίνηση περιορίζονται ανάμεσα σε ανάστροφα και κανονικά ρήγματα και γενικά δείχνουν Ρ άξονες με διεύθυνση Α-Δ και Τ άξονες με διεύθυνση Β-Ν. Κανονικά ρήγματα παρατηρούνται στο Ρίο και τη Β. Πελοπόννησο, με τους Τ άξονες να διευθύνονται Β-Ν, αλλά και στην κεντρική και νότια Πελοπόννησο με διεύθυνση ΒΔ-ΝΑ.

Στην περιοχή του Ιονίου πελάγους, κατά μήκος της Ελληνικής διαύλου, παρατηρούμε συγκέντρωση της σεισμικής δραστηριότητας σε τρεις περιοχές, στις οποίες παρατηρούμε μια αλλαγή στη διεύθυνση της τάφρου. Η πρώτη βρίσκεται νότια της Ζακύνθου, στην τάφρο της Ζακύνθου, με βάθος 4000 m (Le Queller, 1980). Η δεύτερη περιοχή βρίσκεται βόρεια από την τάφρο του Β. Ματαπά όπου παρατηρείται μια συγκέντρωση των σεισμικών επικέντρων με κατεύθυνση ΒΑ-ΝΔ, παρόμοια με τη διεύθυνση της σχετικής κίνησης ανάμεσα στο Αιγαίο και την Αφρική (Angelier et al., 1982). Σ' αυτήν την περιοχή θεωρείται ότι η σύγκλιση της Αφρικανικής με την Αιγιακή πλάκα αλλάζει, από την καταβύθιση της ωκεάνιας λιθόσφαιρας στα ΝΑ, σε σύγκρουση ανάμεσα σε ηπειρωτικά τμήματα. Άρα οι σεισμοί σ' αυτήν την περιοχή, σχετίζονται με αλλαγή στο μηχανισμό σύγκλισης. Η τρίτη περιοχή

τοποθετείται νότια της Πελοποννήσου, στην περιοχή του όρους Ματαπά, ένα τοπογραφικό ύψωμα ανάμεσα στις τάφρους του Β. και Ν. Ματαπά, το οποίο θεωρείται μια συμπιεστική δομή, η οποία δημιουργήθηκε λόγω της συγκόλλησης ιζημάτων στην ηπειρωτική κατωφέρεια.

Στην περιοχή του Πατραϊκού και του Δ. Κορινθιακού κόλπου, υπάρχουν δύο περιοχές με ιδιαίτερα υψηλή σεισμικότητα (Σχήμα 4). Η πρώτη βρίσκεται ανατολικά από τη λίμνη της Τριχωνίδας, με μια διεύθυνση Β-Ν. Τα βάθη των σεισμών σ' αυτή την περιοχή ποικίλουν από 5-20 km. Οι Hatzfeld et al., γι' αυτήν την περιοχή έχουν υπολογίσει δύο εστιακούς μηχανισμούς οι οποίοι σχετίζονται με ανάστροφη κίνηση και δύο άλλους οι οποίοι δείχνουν οριζόντια κίνηση. Τα αποτελέσματα αυτά έρχονται σε αντίθεση με τις νεοτεκτονικές παρατηρήσεις στην περιοχή (Δούτσος και συνεργάτες, 1991) οι οποίες δείχνουν ότι η λίμνη περιορίζεται από δύο ρήγματα με διεύθυνση Α-Δ.



Σχήμα 4: Σεισμικός χάρτης του Πατραϊκού και Κορινθιακού κόλπου.

Γενικά στη δυτική Ελλάδα, μπορούμε να παρατηρήσουμε 4 διαφορετικές ομάδες μηχανισμών γένεσης.

α) Εστιακοί μηχανισμοί με επίπεδα ρηγμάτων, τα οποία έχουν μικρές κλίσεις. Οι μηχανισμοί αυτοί παρατηρούνται σε ολόκληρη την Πελοπόννησο. Οι περισσότεροι από αυτούς τους μηχανισμούς έχουν ένα επίπεδο ρήγματος με διεύθυνση Α-Δ και το βόρειο τμήμα του να κινείται προς τα κάτω. Δεν υπάρχει κάποιο σαφές μοντέλο το οποίο να εξηγεί αυτού του είδους τους μηχανισμούς. Η μόνη πιθανή ερμηνεία είναι μια πιθανή αποκόλληση ανάμεσα στα επιφανειακά και τα κατώτερα τμήματα του φλοιού.

β) Ανάστροφα ρήγματα τα οποία παρατηρούνται στην περιοχή της Κεφαλονιάς και τη δυτική Πελοπόννησο.

γ) Κανονικά ρήγματα παρατηρούνται από τον Κορινθιακό κόλπο μέχρι το στενό των Κυθήρων.

Επίσης κανονικά ρήγματα παρατηρούνται και στην κεντρική Πελοπόννησο αλλά ο Τ άξονας αλλάζει από Β-Ν σε ΒΔ-ΝΑ. Αυτός ο ΒΔ-ΝΑ προσανατολισμός παρουσιάζεται κοντά στην Πύλο και την Καλαμάτα αλλά και στο στενό των Κυθήρων. Νεοτεκτονικές παρατηρήσεις στην περιοχή δείχνουν αυτήν την μεταβολή στη διεύθυνση του εφελκυσμού, από Β-Ν, βόρεια από την Ολυμπία σε ΒΑ-ΝΔ νότια από το γεωγραφικό πλάτος 37.5° Β. Οι σεισμοί στις παραπάνω περιοχές προσδιορίζονται σε βάθος 4-22 km με τους περισσότερους από αυτούς να συγκεντρώνονται σε βάθη 12 και 18 km.

δ) Ρήγματα με οριζόντιες μετατοπίσεις τα οποία παρατηρούνται στην περιοχή της Τριχωνίδας, με τους Ρ άξονες να έχουν διευθύνσεις ΒΔ-ΝΑ και στον Κορινθιακό κόλπο με Ρ άξονες σε διεύθυνση Α-Δ και Τ άξονες Β-Ν. Νεοτεκτονικές μελέτες στην περιοχή δεν έχουν επιβεβαιώσει οριζόντιες μετατοπίσεις και ούτε παρατηρείται το είδος της σεισμικότητας το οποίο έπρεπε να σχετίζεται με παρόμοιες εκτεταμένες μετατοπίσεις. Συμπεραίνουμε λοιπόν ότι οι μηχανισμοί αυτοί αντιστοιχούν σε μια ζώνη μεταβολής από την περιοχή με κανονικά ρήγματα στην περιοχή με ανάστροφα ρήγματα.

1.2 ΠΙΝΑΚΑΣ ΣΕΙΣΜΩΝ

ΥΥΜΜΔΔ	L (km)	W (km)	L επιφανειακής εκδήλωσης	Δσ (bar)	Mo (dyn-cm) ή (N-m)	u (cm)	μ (dyn-cm ⁻²)
19800709	7	3			8,67*10 ²⁵		
	12	11,5			5,52*10 ²⁵		
	13	14					
	15						
	18						
19810224	17	15,7		8	8,1*10 ²⁵	37	
				21			
19810225	13	70		8	2,7*10 ²⁵	70	
19810403	5		12	7	22*10 ²⁵	18	
19950513	30	10			7,64*10 ²⁵	50	5*10 ¹¹
19950615	9				3,4*10 ¹⁸		
19971013			32				
20010726	32	25		9	8,06*10 ¹⁸	30	
20030814	40	15					
(north)	50	34			1,5*10 ¹⁸		
(south)	40	32			6,5*10 ¹⁷		
20080214				19			

2.ΙΣΧΥΡΟΙ ΣΕΙΣΜΟΙ ΑΠΟ ΤΟ 1980-2008

2.1 Ο ΣΕΙΣΜΟΣ ΤΗΣ ΜΑΓΝΗΣΙΑΣ (ΙΟΥΛΙΟΣ 1980)

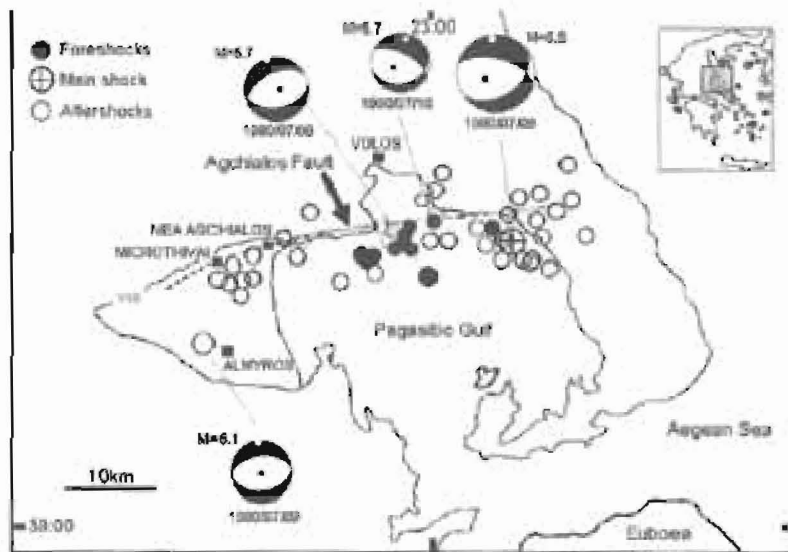
Μεταξύ του 1978 και 1981 τρεις καταστροφικοί σεισμοί με μέγεθος $M=6,0$ 'χτυπούν' την Ελλάδα. Δύο από αυτούς, το 1978 στη Θεσσαλονίκη (Parazachos et al., 1979; Soufleris et al., 1982) και το 1981 στον Κορινθιακό κόλπο (Jackson et al., 1982; Parazachos et al., 1984) χρησιμοποιήθηκαν σαν έδρα για τη μελέτη της ενεργού κανονικής διάρρηξης. Ο τρίτος καταστροφικός σεισμός συνέβη στις 9 Ιουλίου 1980 (UTC 02 hr 11 min) μεγέθους $M=6,5$ στην Κεντρική Ελλάδα σε μια πόλη της Θεσσαλίας, το Βόλο. Το επίκεντρο του σεισμού τοποθετείται στην ανατολική ακτή του Παγασητικού κόλπου (Σχήμα 5).



Σχήμα 5: Επίκεντρα σεισμών (αστεράκια) στη Θεσσαλία από το 1930-1980 (Parazachos and Parazachou, 1997). Το ρήγμα του Αγχιάλου απεικονίζεται με AF. Το σχήμα είναι από την εργασία Drakos et al., 2007.

Ο σεισμός αυτός δεν εξετάσθηκε λεπτομερώς καθώς οι προσεισμοί και οι μετασεισμοί δεν συνδέονται με καθαρά επιφανειακές διαρρήξεις. Επίσης η λεπτομερής μελέτη του σεισμού στο Βόλο ήταν πολύ δύσκολη και περιορίστηκε σ' ένα άρθρο από τους Parazachos et al. (1983). Όσο αφορά τη μορφοτεκτονική εικόνα της περιοχής (Θεσσαλία), παρουσιάζει μια εναλλαγή των ΒΔ παραμορφωμένων δομών, χαμηλές και υψηλές, πεδιάδες και βουνά, τεμνόμενες από ΒΒΔ-ΑΒΑ διεύθυνσης ρήγμα. Οι περισσότερες μορφοτεκτονικές ενότητες, ελέγχονται από τα κύρια ενεργά ρήγματα, τα οποία ξαναδραστηριοποιήθηκαν τον προηγούμενο αιώνα και έτσι δημιουργούνται σεισμικές διαρρήξεις (Ambraseys and Jackson, 1992; Parazachos and Parazachou, 1997).

Ο σεισμός του Βόλου επηρέασε μία από αυτές τις πεδιάδες, την πεδιάδα του Αλμυρού, όπου προκάλεσε την καταστροφή της πόλης του Νέου Αγχιάλου και του Αλμυρού (Σχήμα 6). Το ρήγμα του Αγχιάλου είναι κανονικό ρήγμα ΔΒΔ διεύθυνσης. Τοποθετείται εγκάρσια ως προς τα βουνά Πήλιο, Όσσα και Όλυμπο, τα οποία αποτελούν το δυτικό όριο του Αιγαίου πελάγους και του βόρειου Αιγαίου.



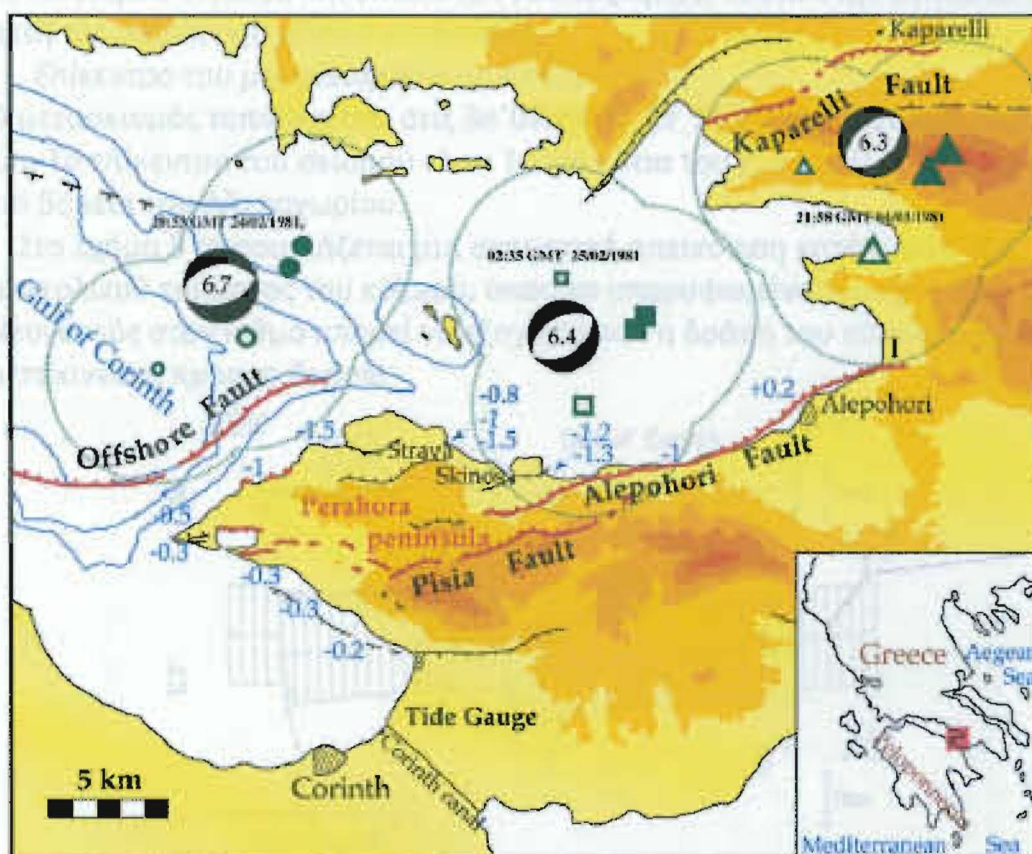
Σχήμα 6 : Κατανομή των επικέντρων του σεισμού το 1980 και το ίχνος του ρήγματος του Αγχιάλου (η γραμμή). (Papazachos et al., 1983; Eleutheriou and Mouyaris, 1981) Το σχήμα είναι από την εργασία Drakos et al., 2007.

Οι σεισμοί του 1980 αποτελούνται από τον κύριο σεισμό ($M_w=6,5$ / 9 Ιουλίου 1980) και από μεγάλους προσεισμούς και μετασεισμούς ($6,1 \leq M_w \leq 5,3$) οι οποίοι είχαν ΔΒΔ διεύθυνση, παρόμοια με αυτή του ρήγματος του Αγχιάλου. Τα ελαστικά μοντέλα των διαθέσιμων γεωλογικών δεδομένων δείχνουν πως ο σεισμός στο Βόλο το 1980 ήταν πιθανόν συνδεδεμένος με δύο κανονικά ρήγματα, με μήκος 13km και 18km. Τα ρήγματα αυτά μπορούν να ταυτιστούν με το βόρειο περιθωριακό ρήγμα του Αλμυρού, τα οποία πιθανόν να ξαναδραστηριοποιήθηκαν κατά τη διάρκεια του κύριου σεισμού ($M_w=6,5$) και του μεγαλύτερου μετασεισμού ($M_w=6,1$). Αυτά τα αποτελέσματα διαμορφώθηκαν με βάση τα διαθέσιμα σεισμολογικά και γεωφυσικά δεδομένα.

Τέλος κάτι ακόμα που προκύπτει από αυτά τα αποτελέσματα είναι πως η ανοιγμένη παραμόρφωση του ρήγματος της βόρειας Ανατόλιας και του βόρειου Αιγαίου τοποθετούνται στο επίπεδο Β-Ν (Hatzfeld et al., 1999) και ανεβάζουν το επίπεδο της ΒΒΔ παραμορφωμένης ακτής (Stiros et al., 1994; Pirazzoli et al., 1996).

2.2 Ο ΣΕΙΣΜΟΣ ΣΤΙΣ ΑΛΚΥΟΝΙΔΕΣ ΝΗΣΟΥΣ (1981)

Κατά το τέλος του Φεβρουαρίου, αρχές Μαρτίου του 1981, στο ανατολικό τμήμα του Κορινθιακού κόλπου πραγματοποιούνται καταστροφικοί σεισμοί. Ο κύριος σεισμός συνέβη στις 24 Φεβρουαρίου 1981 στις 20h53m (UTC) κοντά στα νησιά Αλκυονίδες στον Κορινθιακό κόλπο, 70 km ΔΒΔ της Αθήνας. Το μέγεθος του σεισμού ήταν $M=6,8$. Αρκετές ώρες αργότερα έγινε μεγάλος μετασεισμός μεγέθους $M=6,4$ και στις 4 Μαρτίου ένας ακόμα μεγάλος μετασεισμός ίδιου μεγέθους πραγματοποιείται κοντά στο βόρειο περιθώριο του κόλπου. Αυτοί οι μετασεισμοί προκάλεσαν επιπλέον καταστροφές στις περιοχές που βρίσκονται ανατολικά του epicέντρου του κύριου σεισμού και συνδέονται με επιφανειακή διάρρηξη. Γενικά, οι σεισμοί Φεβρουαρίου-Μαρτίου 1981 κατέστρεψαν περίπου 12.000 σπίτια (Ambraseys and Jackson, 1981).



Σχήμα 7: Τα κύρια ενεργά ρήγματα της περιοχής των σεισμών το 1981 (Jackson et al., 1982; Armijo et al., 1996) και οι τοποθεσίες των epicέντρων των σεισμών (Jackson et al., 1982; Taymaz et al., 1991). Το σχήμα είναι από την εργασία Hubert et al., 1996.

Το πρωί μετά τους σεισμούς στις 24 και 25 Φεβρουαρίου σημειώνεται βόρεια επιφανειακή διάρρηξη στο βόρειο τμήμα του κόλπου, ενώ βόρειες κεκλιμένες διαρρήξεις εμφανίζονται στη νότια πλευρά του κόλπου ως αποτέλεσμα του σεισμού στις 4 Μαρτίου (Jackson et al., 1982). Νεοτεκτονικές

μελέτες έδειξαν πως η επέκταση της κανονικής διάρρηξης ήταν ο επικρατέστερος τρόπος παραμόρφωσης της ανατολικής Ελλάδας και του Αιγαίου μέχρι το Α.Μειόκαινο.

Το Σχήμα 7 δείχνει τα κύρια ενεργά ρήγματα της περιοχής των σεισμών το 1981 (Jackson et al., 1982; Armijo et al., 1996) και τις τοποθεσίες των επικέντρων των σεισμών (Jackson et al., 1982; Taymaz et al., 1991).

Επίκεντρο του κύριου σεισμού στις 24 Φεβρουαρίου.

Ο κύριος σεισμός τοποθετείται στις $38^{\circ}05.75' \text{ N}$, $22^{\circ}53.20' \text{ E}$ σε εστιακό βάθος $10.5 \pm 4 \text{ km}$. Το επίκεντρο του σεισμού είναι 18 km βόρεια της πόλης της Κορίνθου, 8 km ΒΔ της Περαιώρας και 13 km ΒΔ της Πυθίας.

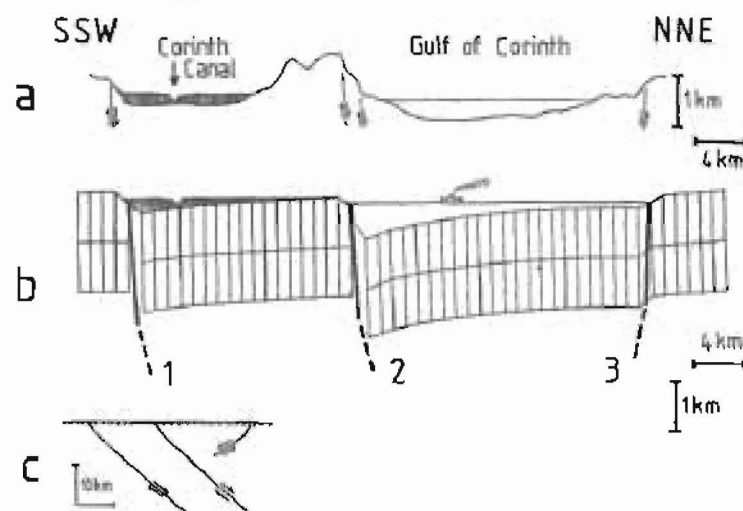
Επίκεντρο του μετασεισμού στις 25 Φεβρουαρίου.

Ο μετασεισμός στις 02:35 UTC στις 25 Φεβρουαρίου τοποθετείται στις $38^{\circ}05.00' \text{ N}$, $23^{\circ}05.00' \text{ E}$ σε εστιακό βάθος 10 km . Το επίκεντρο του μετασεισμού είναι 10 km δυτικά του Αλεποχωρίου, κοντά στην ανατολική ακτή της νότιας ρηξιγενούς επιφάνειας.

Επίκεντρο του μετασεισμού στις 4 Μαρτίου.

Ο μετασεισμός τοποθετείται στις $38^{\circ}07.75' \text{ N}$, $23^{\circ}11.70' \text{ E}$ σε εστιακό βάθος 7 km . Το επίκεντρο του σεισμού είναι 10 km νότια του χωριού Πλατεέα και 7 km βόρεια του Αλεποχωρίου.

Στο Σχήμα 8 παρουσιάζεται μια σχηματική απεικόνιση κατά μήκος του ανατολικού τμήματος του κόλπου, όπου το υπερυψωμένο τέμαχος του Νεογενούς στον Ισθμό μπορεί να εξηγήσει εάν η δράση του κύριου ρήγματος μετακινείται προς το βορρά.

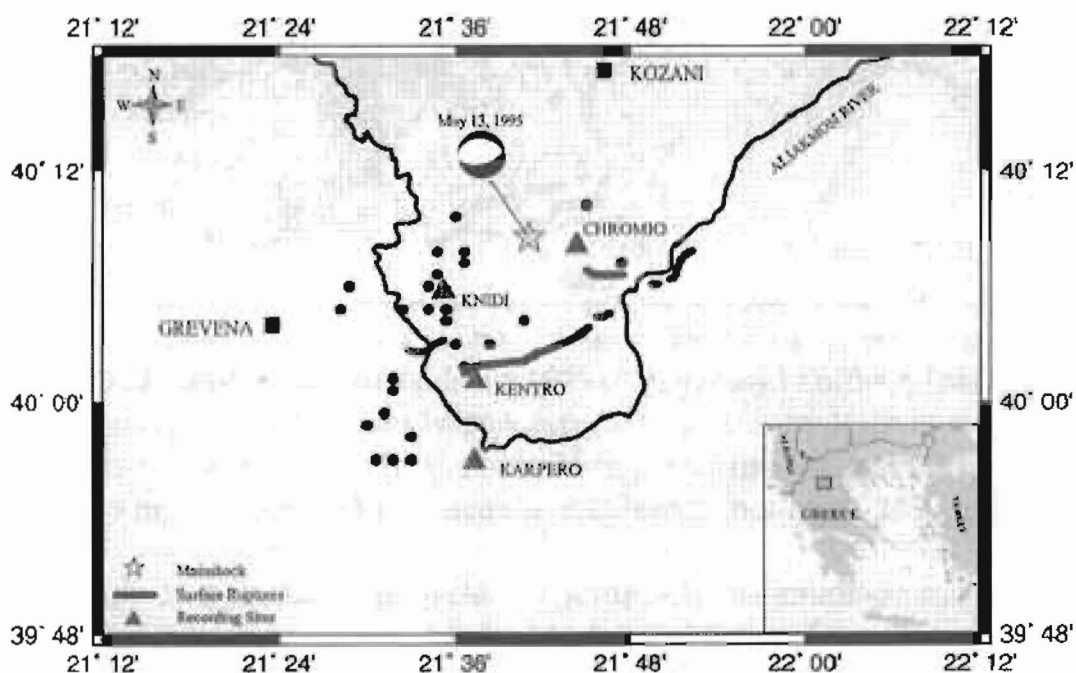


Σχήμα 8: Σχηματική απεικόνιση του ανατολικού τμήματος του Κορινθιακού κόλπου. (α) δείχνει την τοπογραφία βόρεια της Κορίνθου έως το Livadostros με κατακόρυφη 4 ρήγματα. (β) δείχνει την τελική επιφανειακή παραμόρφωση του συστήματος διάρρηξης το οποίο βύθισε την περιοχή κάτω από το επίπεδο της θάλασσας από τη δράση του ρήγματος 1 και μετά υψώθηκε από τη δράση του ρήγματος 2. (γ) δείχνει τη γεωμετρία των ρηγμάτων του Σχήματος β. Το σχήμα είναι από την εργασία Jackson J. et al.,.

2.3 Ο ΣΕΙΣΜΟΣ ΣΤΗΝ ΚΟΖΑΝΗ (ΜΑΪΟΣ 1995)

Το Σάββατο στις 13 Μαΐου 1995 ένας καταστροφικός σεισμός στη ΒΔ Ελλάδα προκάλεσε καταστροφές σε πολλά σπίτια και κυρίως σε δύο μεγάλες πόλεις την Κοζάνη και τα Γρεβενά. Δεν υπήρχαν θύματα παρά μόνο ελάχιστοι τραυματίες, εξαιτίας των προσεισμών μεγέθους $M=3.8-4.5$, οι οποίοι ανάγκασαν τους κατοίκους να εγκαταλείψουν τα σπίτια τους. Το μέγεθος του σεισμού ήταν $M=6.4$.

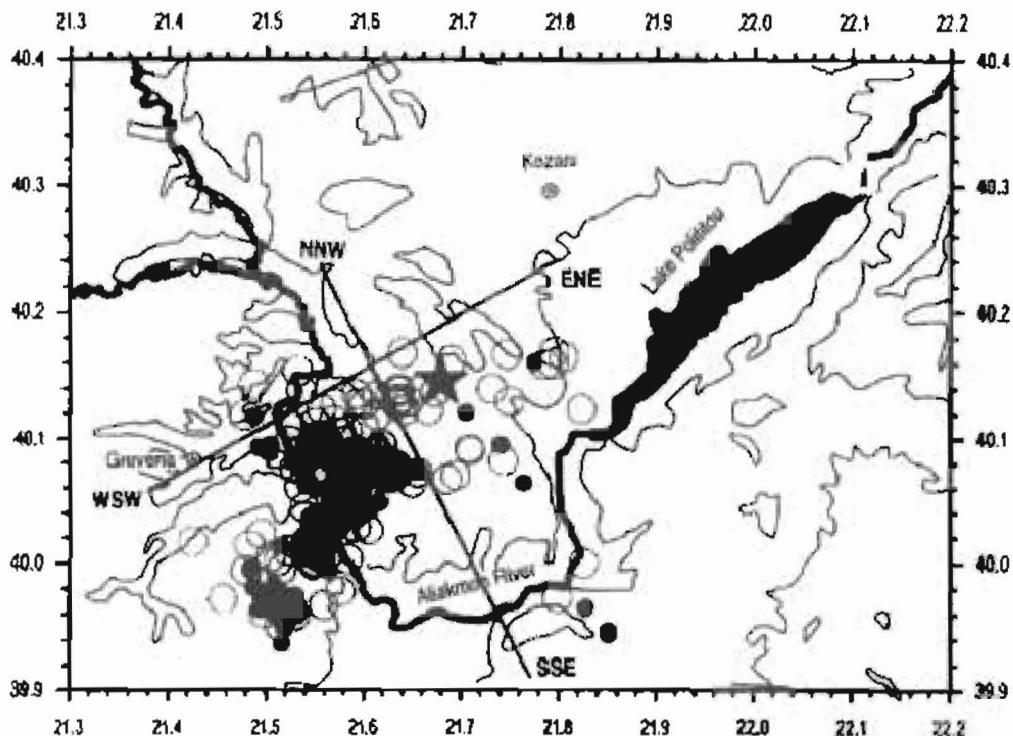
Αυτός ο σεισμός προκάλεσε το ενδιαφέρον πολλών επιστημόνων, καθώς η περιοχή φημιζόταν για τη χαμηλή σεισμικότητά της και όχι για σεισμούς μεγάλου μεγέθους (Parazachos and Parazachou, 1989). Με βάση τις τοποθεσίες των μετασεισμών, το επίπεδο ρήγματος του κύριου σεισμού, το μεγάλο αριθμό των μετασεισμών και την γεωγραφική εξάπλωση των μακροσεισμικών εντάσεων οδηγούμαστε στον εντοπισμό παραμέτρων του ρήγματος για την καλύτερη κατανόηση του σεισμού στην Κοζάνη-Γρεβενά το 1995. Έτσι το ρήγμα είχε μήκος $L=30$ km και πλάτος $w=10$ km. Η διεύθυνση της παράταξης ήταν ABA, της κλίσης BBD και η κύρια μετατόπιση του ρήγματος κατά τη γένεση του σεισμού ήταν $u=50$ cm. Η σεισμική συχνότητα ήταν $M_0=7.64 \cdot 10^{25}$ dyn·cm.



Σχήμα 9 : Το επίκεντρο του κύριου σεισμού της Κοζάνης (αστέρι) και των 27 μετασεισμών (κύκλοι). (Pavlidis et al., 1995). Το σχήμα είναι από την εργασία Roumelioti et al., 1996.

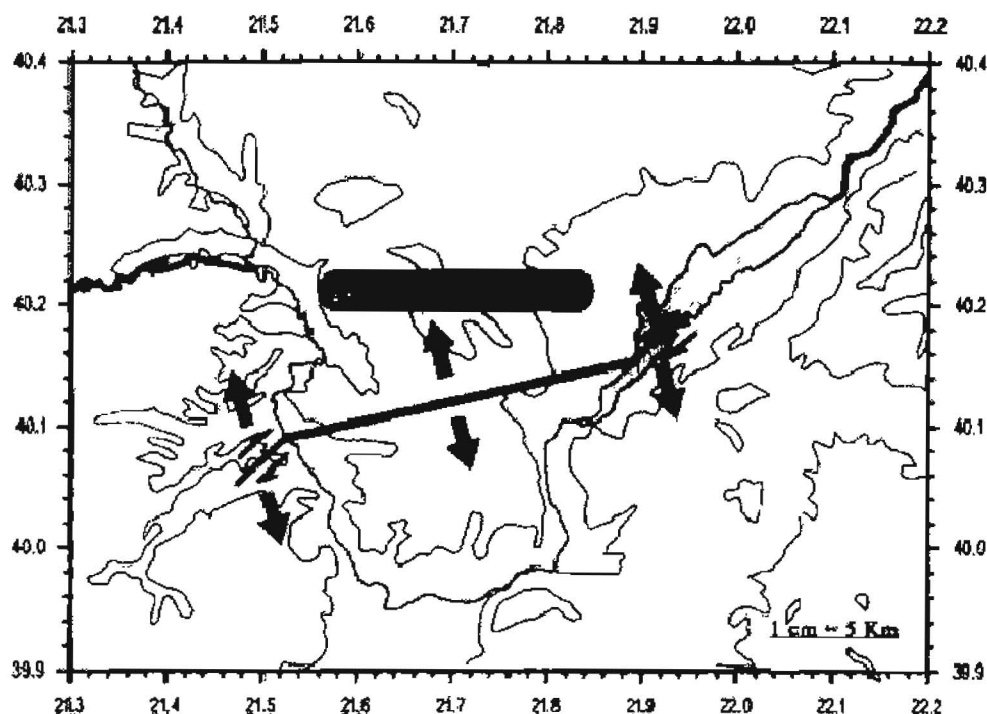
Το επίκεντρο του σεισμού βρίσκεται στο δυτικό τμήμα της Πελαγονικής γεωτεκτονικής ζώνης (Mountrakis, 1986). Νεοτεκτονικές μελέτες (Pavlidis and Mountrakis, 1987; Pavlidis and Simeakis, 1988) έδειξαν ότι στην περιοχή κυριαρχούσε ένα ενεργό νεοτεκτονικό ρήγμα BA-ΝΔ διεύθυνσης. Ένα από

αυτά τα ρήγματα στη Δ. Μακεδονία είναι το ρήγμα του Αλιάκμονα ποταμού. (Σχήμα 9). Το κύριο τμήμα των επικέντρων είχε ABA τάση και κάλυπτε την ίδια περιοχή όπου τα περισσότερα σημαντικά μακροσεισμικά γεγονότα (Parazachos et al., 1995) παρατηρήθηκαν μετά τον κύριο σεισμό. Επίσης είναι σημαντικό να ειπωθεί πως οι μεγαλύτεροι μετασεισμοί και οι δύο μεγαλύτεροι προσεισμοί τοποθετούνται στο δυτικό τμήμα της ρηξιγενούς ζώνης, ενώ η μετασεισμική δράση είναι μάλλον μικρότερη στο ανατολικό τμήμα όπου η τεχνική λίμνη του Πολυφύτου τελειώνει (Σχήμα 10).



Σχήμα 10 : Επικέντρα των σεισμών το 1995 στην περιοχή Κοζάνης-Γρεβενών. Το κύριο συγκρότημα των επικέντρων έχει ANA διεύθυνση. Η μετασεισμική δράση στο τέλος της λίμνης Πολυφύτου είναι μικρότερη στο ανατολικό τμήμα. Το σχήμα είναι από την εργασία B.C.Parazachos et al., 1995.

Στο Σχήμα 11 φαίνεται η ερμηνεία της μεταβολής του επιπέδου του ρήγματος των μετασεισμών από καθαρά κανονική διάρρηξη στο κεντρικό μέρος του ρήγματος με δεξιόστροφη παράταξη κοντά στο τέλος της ζώνης. Η ενεργή τοπική τάση είναι οριζόντια και έχει BBA διεύθυνση, εξαιτίας της κανονικής διάρρηξης στο κεντρικό τμήμα της ρηξιγενούς ζώνης που έχει ABA παράταξη. Αντίθετα, στα δύο άκρα όπου το ρήγμα αλλάζει την παράταξή του σε BA διεύθυνση, η ίδια τάση προκαλεί κανονική διάρρηξη με δεξιόστροφη παράταξη.



Σχήμα 11: Σχηματική αναπαράσταση της ερμηνείας της μεταβολής του επικέντρου του ρήγματος των μετασεισμών. Το σχήμα είναι από την εργασία B.C.Parazachos et al., 1995.

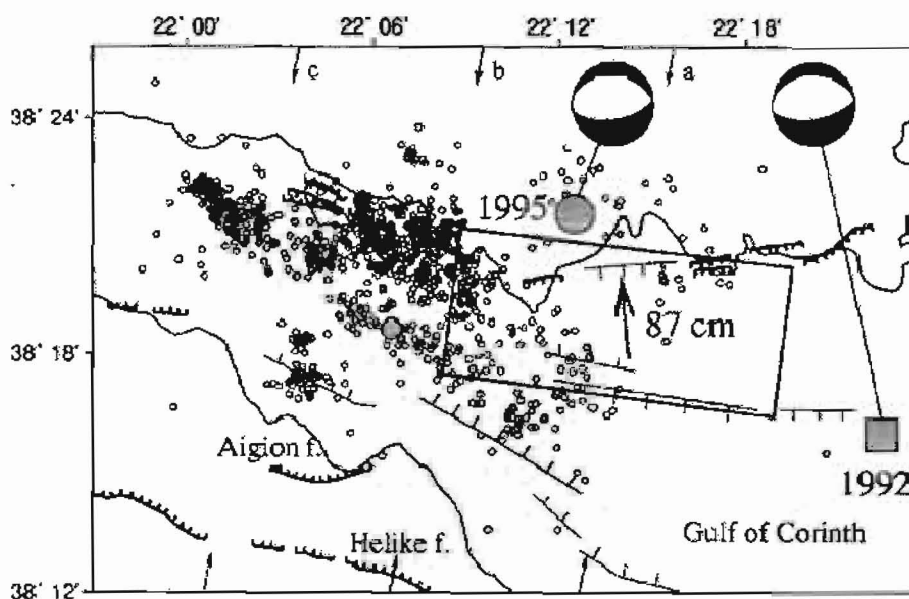
2.4 Ο ΣΕΙΣΜΟΣ ΣΤΟ ΑΙΓΙΟ (ΙΟΥΝΙΟΣ 1995)

Ο Κορινθιακός κόλπος έχει αναγνωρισθεί σαν μια από τις πιο ενεργές ρωγμές με υψηλή σεισμικότητα στο Αιγαίο. Η κανονική του διάρρηξη, το υψηλό επίπεδο σεισμικότητάς του (Parazachos and Parazachos, 1989; Ambraseys, 1990) το καθιστούν αντικείμενο μελέτης.

Στις 15 Ιουνίου 1995, σεισμός μεγέθους $M=6,2$ πραγματοποιήθηκε σε αυτήν την περιοχή, ο οποίος μας έδωσε μια μοναδική ευκαιρία να καταλάβουμε τη σχέση μεταξύ της κανονικής σεισμικής διάρρηξης και της ενεργού δομής κοντά στη βάση του εύθραυστου φλοιού.

Το 1995, ο σεισμός στο Αίγιο 'χτύπησε' το δυτικό τμήμα του Κορινθιακού κόλπου. Αυτό είχε ως αποτέλεσμα την καταστροφή της πόλης του Αιγίου στο νότιο τμήμα του κόλπου και τον θάνατο αρκετών ανθρώπων. Σύμφωνα με το Εθνικό Παρατηρητήριο της Αθήνας ο σεισμός τοποθετείται στις $38,37^\circ$ Β, $22,15^\circ$ Α, δηλαδή 12 km ΒΒΑ του Αιγίου, κάτω από τη βόρεια ακτή του Κορινθιακού κόλπου. Το Harvard (HVR) κάνει λόγο για κανονική διάρρηξη με γωνία κλίσης 45° . Είναι ο μεγαλύτερος σεισμός που έγινε στον κόλπο μετά το 1981 (Jackson et al., 1982).

Το μοντέλο των τηλεσεισμικών κυμάτων μας παρέχει σεισμική ροπή $M_0 = 3,4 \cdot 10^{18}$ N·m. Το μήκος του ρήγματος του σεισμού είναι $L=9$ km.

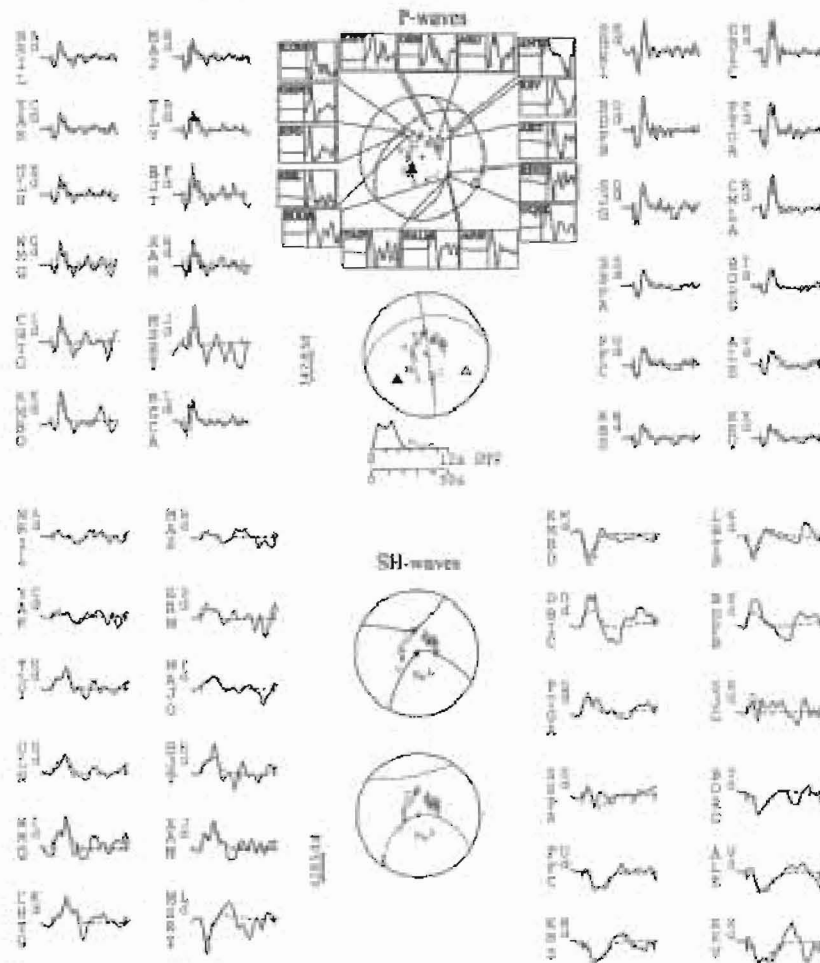


Σχήμα 12 : Ο μεγάλος κύκλος αποτελεί το επίκεντρο του κύριου σεισμού, ενώ οι μικροί κύκλοι αποτελούν τα επίκεντρα των μετασεισμών. Το τετράγωνο είναι το επίκεντρο του σεισμού στο Γαλαξίδι. Υπάρχουν ρήγματα κοντά στην ακτή (Armijo et al., 1996) και μακριά από αυτήν (Papanikolaou et al., 1996). Το σχήμα είναι από την εργασία Β. Papazachos et al.,

2.5 Ο ΣΕΙΣΜΟΣ ΣΤΗ ΡΟΔΟ (ΙΟΥΛΙΟΣ 1996)

Συνέβη στις 20 Ιουλίου 1996 και είχε μέγεθος $M=6,1$. Το επίκεντρο του σεισμού βρίσκεται μεταξύ των νησιών Κάρπαθος και Ρόδος. 24-P κύματα και 24-SH κύματα χρησιμοποιήθηκαν στον εστιακό μηχανισμό, όπου οι αποστάσεις των 16 σταθμών ήταν μικρότερες των 30° . Στο Σχήμα 13 παρατηρούμε πως και στα δύο νησιά υπάρχει κανονική διάρρηξη με σημαντική συνιστώσα παράταξης και με μικρό βάθος 12 km με 13 km αντίστοιχα.

960720 Source A: 9/53/-114/12/1.229E18
Source B: 352/86/-127/13/2.979E17



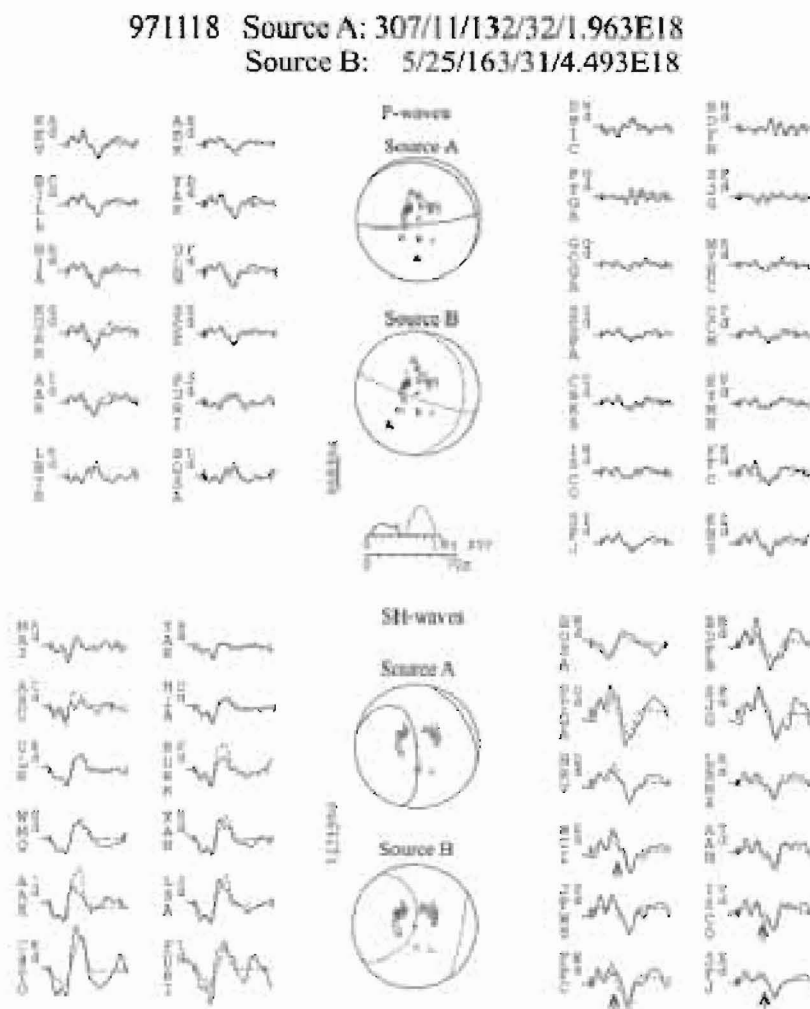
Σχήμα 13: Δύο περιοχές χρησιμοποιούνται για την περιγραφή του σεισμού στη Ρόδο. Οι γραμμές δείχνουν την κίνηση των πόλων στους σταθμούς με επικεντρικές αποστάσεις μικρότερες των 30°. Το σχήμα είναι από την εργασία A. Kiratzi and E. Louvari 2001.

2.6 Ο ΣΕΙΣΜΟΣ ΣΤΟΝ ΚΟΛΠΟ ΤΗΣ ΜΕΣΣΗΝΙΑΣ (ΟΚΤΩΒΡΙΟΣ 1997)

Ο σεισμός αυτός πραγματοποιήθηκε στις 13 Οκτωβρίου 1997 και είχε μέγεθος $M=6,3$. Το επίκεντρό του έφτανε ως τη δυτική Πελοπόννησο, μακριά από την ακτή του κόλπου της Μεσσηνίας.

Οι κυματομορφές των 25-P και 25-SP κυμάτων μας προσφέρουν έναν αντίστροφο μηχανισμό με την περιοχή να βρίσκεται σε βάθος 32 km (Σχήμα 14). Το Harvard CMT μας δίνει τις εξής πληροφορίες: strike 119, dip 70, rake 90, $h=44,2$ km οι οποίες είναι όμοιες με τις ήδη υπάρχουσες (A. Kiratzi, E. Louvari / *Journal of Geodynamics* 36 (2003) 251-274). Ο εστιακός μηχανισμός που παρουσιάστηκε από το Geo Forschungs Zentrum (GFZ) δεν απέχει πολύ από τα ήδη αποτελέσματα και δείχνει βάθος 31 km.

μετατόπισης. Το Harvard CMT μας δίνει τις εξής πληροφορίες: strike 8, dip 31, rake 162, depth 22,9 km.

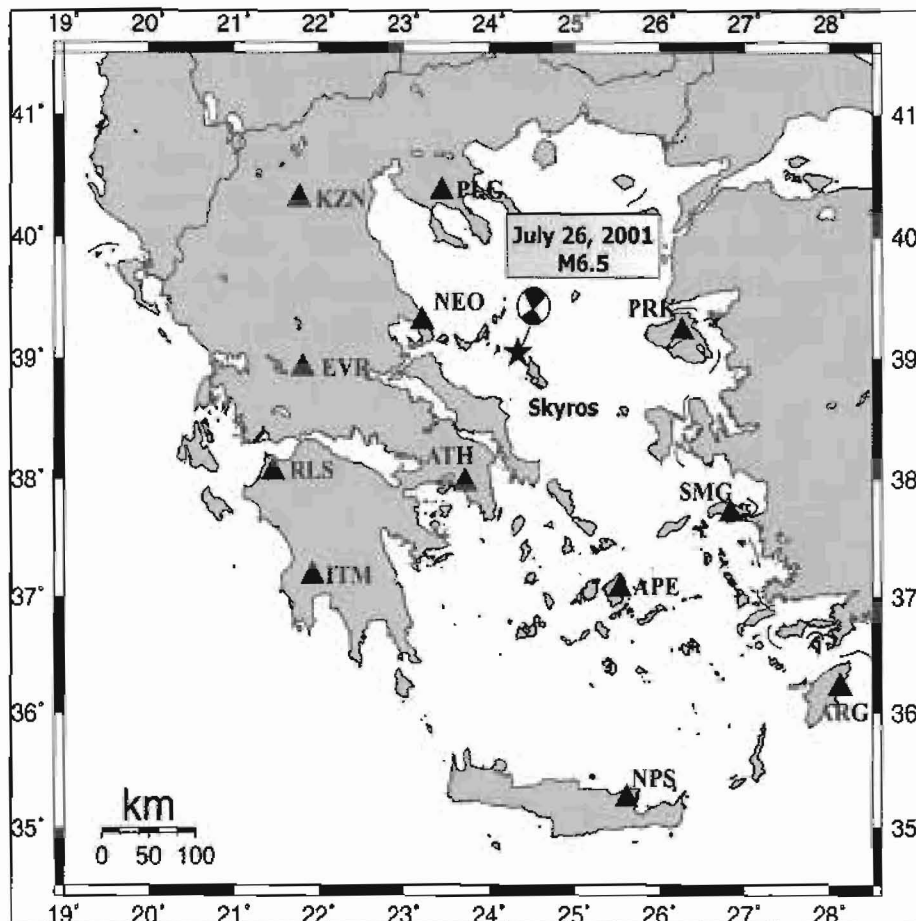


Σχήμα 15: Δύο περιοχές χρησιμοποιούνται για την περιγραφή του σεισμού στις 18 Νοεμβρίου 1997. Οι γραμμές δείχνουν την κίνηση των πόλων στους σταθμούς με επικεντρικές αποστάσεις μικρότερες των 30°. (Parazachos et al., 1997) Το σχήμα είναι από την εργασία A. Kiratzi and E. Louvari 2001.

2.8 Ο ΣΕΙΣΜΟΣ ΣΤΗΝ ΣΚΥΡΟ (ΙΟΥΛΙΟΣ 2001)

Στις 26 Ιουλίου 2001 σεισμός μεγέθους $M=6,5$ έγινε στο Αιγαίο πέλαγος, λίγα χιλιόμετρα ΒΔ της Σκύρου (Σχήμα 16). Παρόλο του μεγάλου του μεγέθους και την επέκτασή του σε ένα μεγάλο τμήμα της περιοχής, δεν προκάλεσε εκτεταμένη καταστροφή, καθώς το επίκεντρό του ήταν τοποθετημένο στη θάλασσα (38.995° N , 24.382° E ; Geophysical Laboratory, Aristotle University of Thessaloniki). Το μοναδικό αποτέλεσμα ήταν η

καταστροφή παλαιών κτιρίων στη Σκύρο. Το επίκεντρο του σεισμού βρίσκεται νότια των Σποράδων στο βόρειο τμήμα του Αιγαίου πελάγους. Σύμφωνα με μελέτες το ρήγμα ήταν οριζόντιας μετατόπισης. Το βάθος του σεισμού ήταν περίπου 13km (Roumelioti et al., 2003). Το μήκος του ρήγματος του σεισμού ήταν $L=32$ km, το πλάτος του $w=25$ km, η πτώση τάσης $\Delta\sigma=9$ bars, η μέση μετατόπιση $u=30$ cm και η σεισμική συχνότητα $M_0=5,9e18$ N·m.



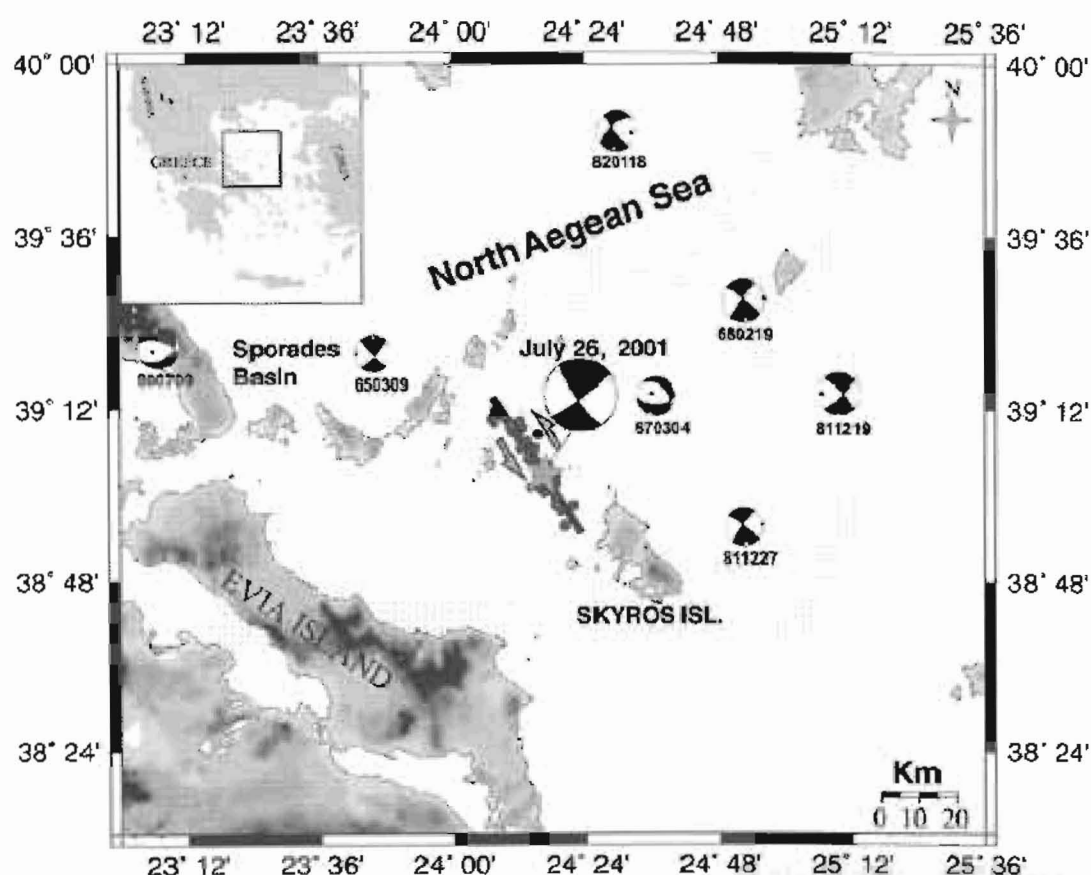
Σχήμα 16 : Επίκεντρο του σεισμού στη Σκύρο στις 26 Ιουλίου 2001 (αστέρι). Το σχήμα είναι από την εργασία Roumelioti et al., 2003.

Για τη μελέτη του σεισμού στη Σκύρο χρησιμοποιήθηκαν τελεσεισμικά δεδομένα από το Global Seismograph Network (GSN). Ο εστιακός μηχανισμός και οι σχετικοί παράμετροι καθορίζονται διαμέσου μιας συγκεκριμένης εφαρμογής δύο διαφορετικών μεθοδολογιών: τελεσεισμικά μοντέλα κυματομορφών (Nabelek, 1984) και επικρατής χρόνος αντιστροφής (Dreger, 2000).

Όσο αφορά τον εστιακό μηχανισμό του σεισμού της Σκύρου, που προέρχεται από τελεσεισμικά μοντέλα κυματομορφών, δίνει σχεδόν πάντα

διάρρηξη οριζόντιας μετατόπισης (plane 1: strike =145°, dip =80°, rake =8°; plane 2 : strike =54°, dip =82°, rake =170°). Παλαιότερες μελέτες (e.g. Papazachos et al., 1984; Rocca et al., 1985; Kiratzi et al., 1991) έδειξαν πως η περιοχή του νότιου Αιγαίου, στην οποία συνέβη ο σεισμός, ελέγχεται τεκτονικά από τη συνέχιση της βόρειας ρηξιγενούς ζώνης της Ανατόλιας στη θάλασσα του Αιγαίου, η οποία είναι καλά γνωστή για τον οριζόντιο χαρακτήρα της. Ωστόσο, τα επίκεντρα των μετασεισμών του σεισμού τον Ιούλιο του 2001 (Melis et al., 2001; Prakatos et al., 2002; Roumelioti et al., 2003) δείχνουν πως το συμβάν στη Σκύρο έγινε κατά μήκος του ΒΔ-ΝΑ επιπέδου του εστιακού μηχανισμού, το οποίο δηλώνει διάρρηξη οριζόντιας μετατόπισης.

Στο Σχήμα 17 απεικονίζεται ο εστιακός μηχανισμός του κύριου σεισμού μαζί με προηγούμενους καθοριστικούς εστιακούς μηχανισμούς σεισμών στην περιοχή (Papazachos et al., 1998 and references therein). Στην ίδια περιοχή φαίνεται η κατανομή των μετασεισμών (Melis et al., 2001). Δείχνει πως το επίπεδο του ρήγματος είναι το ΒΔ-ΝΑ επίπεδο, το οποίο δηλώνει δράση οριζόντιας μετατόπισης.



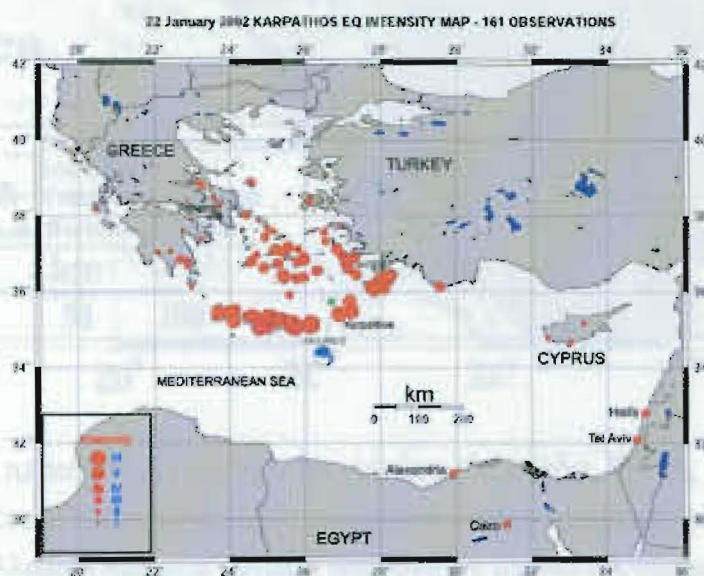
Σχήμα 17: Τοπικός χάρτης που δείχνει τον εστιακό μηχανισμό του κύριου σεισμού στη Σκύρο (Papazachos et al., 1998), την κατανομή των μετασεισμών (Merlis et al., 2001), τον προσανατολισμό του ρήγματος που μετακινείται κατά τη διάρκεια του σεισμού και άλλους προηγούμενους καθοριστικούς

εστιακούς μηχανισμούς. Η ΒΔ-ΝΑ δράση του ρήγματος είναι προφανής. Το σχήμα είναι από την εργασία Roumelioti et al., 2003.

2.9 Ο ΣΕΙΣΜΟΣ ΣΤΗΝ ΚΑΡΠΑΘΟ (ΙΑΝΟΥΑΡΙΟΣ 2002)

Στις 22 Ιανουαρίου 2002, στις 04:53:54.3 UTC, πραγματοποιήθηκε σεισμός ενδιάμεσου βάθους (≈ 100 km) κοντά στην Κάρπαθο (35.56° N, 26.73° E) στο ανατολικό τμήμα του Αιγαίου πελάγους (Σχήμα 18). Το μέγεθος του σεισμού ήταν $M=6,1$ και επηρέασε ένα μεγάλο μέρος της ανατολικής Μεσογείου. Ο σεισμός έγινε αισθητός και σε απομακρυσμένες περιοχές, όπως την Κύπρο, την Αίγυπτο και το Ισραήλ, οι οποίες βρίσκονται σε απόσταση μεγαλύτερη των 100km. Η ασύμμετρη διάδοση της σεισμικής ενέργειας δημιουργήθηκε εξαιτίας των σεισμών ενδιάμεσου βάθους στο Ελληνικό τόξο.

Ο σεισμός της Καρπάθου είναι ο πρώτος μεγάλος σεισμός ενδιάμεσου βάθους στο ελληνικό τόξο, ο οποίος μπορεί να μελετηθεί με βάση τις μακροσεισμικές μελέτες της έντασης. Τα στοιχεία αυτά τα συλλέγουμε από σταθμούς και κέντρα παρατήρησης, που υπάρχουν στην Ελλάδα και την ανατολική Μεσόγειο και τοποθετούνται σε υποκεντρικές αποστάσεις μεγαλύτερες από 900km.



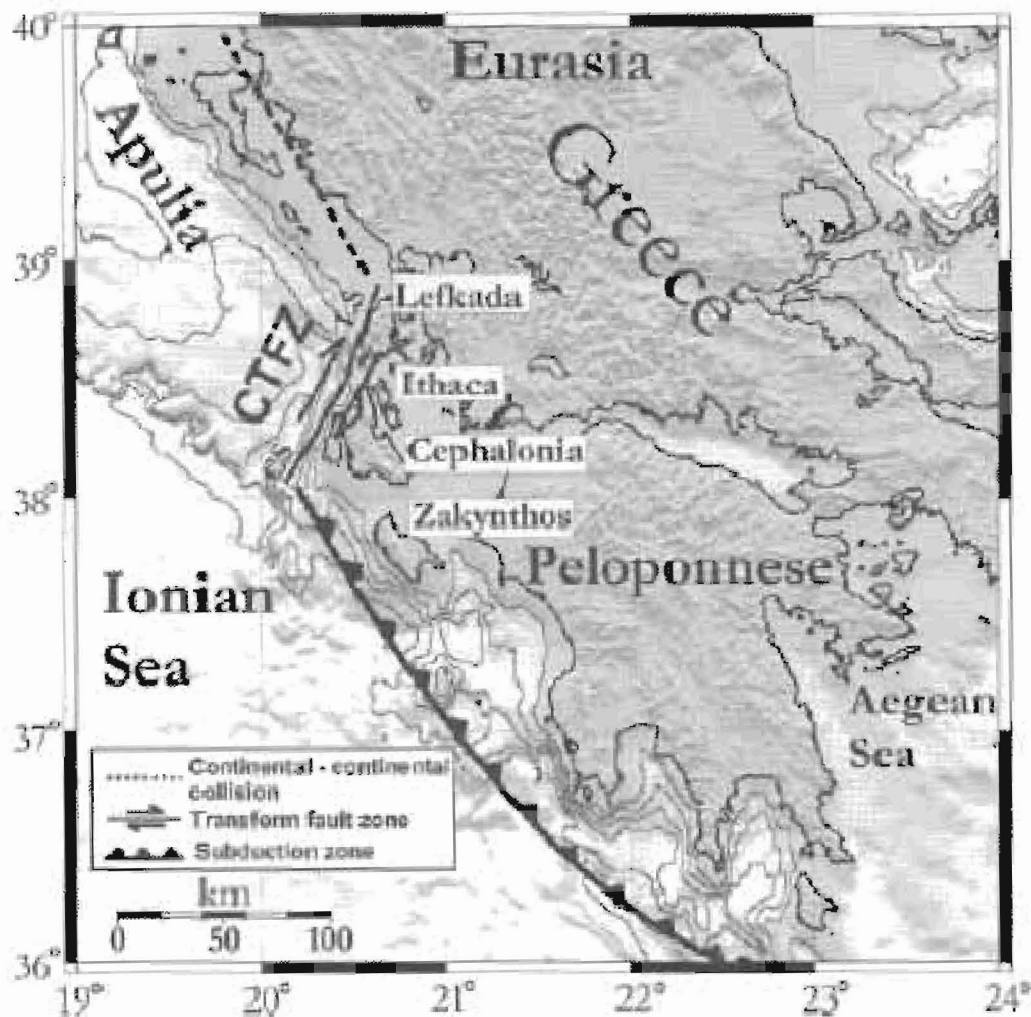
Σχήμα 18 : Χάρτης έντασης των σεισμών.

2.10 Ο ΣΕΙΣΜΟΣ ΣΤΗ ΛΕΥΚΑΔΑ (ΑΥΓΟΥΣΤΟΣ 2003)

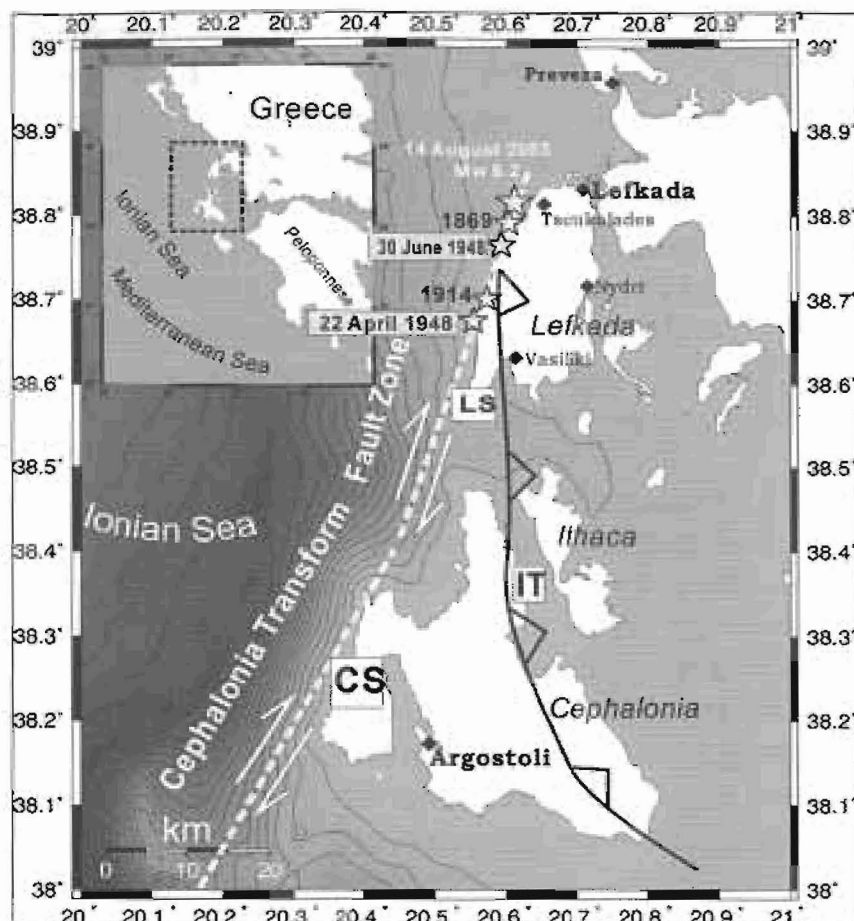
Στις 14 Αυγούστου 2003 σεισμός μεγέθους $M=6,2$ πραγματοποιήθηκε στη δυτική ακτή της Λευκάδας, 10 km μακριά από την πόλη. Το μήκος του ρήγματος του σεισμού ήταν $L=40$ km και το πλάτος $w=15$ km.

Τα νησιά Λευκάδα, Ιθάκη, Κεφαλονιά και Ζάκυνθος είναι οι πιο ενεργές περιοχές με βάση τη σεισμικότητα στο Αιγαίο πέλαγος (Σχήμα 19).

Η περιοχή ζώνης του ρήγματος περιλαμβάνει δύο τμήματα: το τμήμα της Λευκάδας (LS) στα βόρεια και το τμήμα της Κεφαλονιάς (CS) στα νότια (Louvari et al., 1999) (Σχήμα 20).



Σχήμα 19: Η περιοχή των νησιών του Ιονίου (Λευκάδα, Ιθάκη, Κεφαλονιά, Ζάκυνθος). Στα βόρεια η Απουλία μικροπλάκα συγκρούεται με το ηπειρωτικό τμήμα της Ελλάδας και στα νότια η Μεσόγειος βυθίζεται κάτω από τη θάλασσα του Αιγαίου. Το σχήμα είναι από την εργασία Benetatos et al., 2006.



Σχήμα 20: Η περιοχή των Ιονίων νησιών στην Ελλάδα με την μεταμορφική ζώνη διάρρηξης στην Κεφαλονιά (ίχνος γραμμής). CS: τμήμα Κεφαλονιάς, LS: τμήμα Λευκάδας (Louvari et al., 1999). Το επίκεντρο του κύριου σεισμού στις 14/8/2003 και των προηγούμενων κύριων γεγονότων απεικονίζονται στο χάρτη με αστέρι. Το (IT) αποτελεί ανάστροφο ρήγμα του Ιονίου, μια κύρια τεκτονική δομή της περιοχής. Το σχήμα είναι από την εργασία Benetatos et al., 2007.

Ο χαρακτήρας της CTFZ βασίζεται κυρίως στη βαθυμετρία, στις γεωλογικές χαρτογραφήσεις της γης, στις μακροσεισμικές μελέτες, στις γεωδαιτικές μετρήσεις και στις τοπικές σεισμικές μελέτες (Louvari et al., 1999; Kiratzi and Louvari, 2003 and references therein). Το ρήγμα της Κεφαλονιάς απλώνεται στη μεταβατική ζώνη μεταξύ της ηπειρωτικής σύγκρουσης στα βόρεια (Απουλία μικροπλάκα με την Ευρασία) και της ωκεάνιας υποβύθισης στα νότια. Αυτό το κύριο ρήγμα παίζει ένα σημαντικό ρόλο στο γεωδυναμικό μοντέλο του Αιγαίου πελάγους (Mc Kenzie, 1978; Le Pichon and Angelier, 1979; Taymaz et al., 1991; Papadimitriou, 1993, 2002; Papazachos and Kiratzi, 1996; Kreemer and Chamot-Rooke, 2004).

Κατά τη διάρκεια των χρόνων, το νησί της Λευκάδας υπέφερε αρκετές φορές από σεισμούς, το μέγεθος των οποίων ήταν της τάξης 6,0-6,5. Αυτά τα γεγονότα προκάλεσαν παρόμοια γεωτεχνική καταστροφή, όπως την πτώση βράχων, ογκώδεις καθιζήσεις εδαφών, υδροποίηση και πλευρικά ανοίγματα.

Οι καταστροφές αυτές συνήθως συνέβαιναν στη δυτική ακτή (ITSAK, 2003; Papadopoulos et al., 2003).

Ολόκληρη η ρηξιγενής ζώνη διαιρέθηκε σε δύο τεμάχια ρήγματος, εκτεινόμενα ΒΑ-ΝΔ, τα οποία αντιστοιχούν στα δύο κύρια τμήματα της κύριας δόνησης. Χρησιμοποιήθηκε παράταξη 12° , κλίση 81° και γωνία ολίσθησης 174° για το ρήγμα που σχετίζεται με το τέμαχος 1 (δηλαδή το βόρειο τέμαχος), ενώ για το ρήγμα που σχετίζεται με το τέμαχος 2 (δηλαδή το νότιο τέμαχος) χρησιμοποιήθηκε παράταξη 20° , κλίση 63° και γωνία ολίσθησης 179° (Benetatos et al., 2005). Το μήκος του βόρειου τμήματος είναι 50 km και το πλάτος του 34 km. Παρόμοια το μήκος του νότιου τμήματος είναι 40 km και το πλάτος του 32 km.

Τα νησιά του Ιονίου αποτελούν την πιο ενεργή περιοχή με μικρή σεισμικότητα, η οποία συνδέεται έντονα με τη δεξιά-πλευρική οριζόντια μετατόπιση διάρρηξης κατά μήκος του τεμάχους της Κεφαλονιάς (Scordilis et al., 1985; Kiratzi and Langston, 1991) και του τεμάχους της Λευκάδας (Lounvari et al., 1999) από το CTFZ. Η περιοχή, επίσης, χαρακτηρίζεται από έντονη κρυσταλλική παραμόρφωση, η οποία είναι υψηλή σε όλη τη θάλασσα του Αιγαίου και στις τριγύρω περιοχές (Papazachos and Kiratzi, 1996). Ιστορικές πληροφορίες κατά τη διάρκεια των τεσσάρων τελευταίων αιώνων έδειξαν πως σεισμοί μεγάλου μεγέθους έχουν πραγματοποιηθεί περισσότερο στην Κεφαλονιά ($M_{\max}=7,4$) παρά στη Λευκάδα.

Τα δημοσιευμένα επίκεντρα του κύριου σεισμού διαφέρουν από 5km έως 10km (σε οριζόντιο επίπεδο) και από 8km έως 24km σε βάθος. Για ακριβέστερους υπολογισμούς χρησιμοποιήθηκαν για το βόρειο τμήμα 38.823°N , 20.604°E (relocation of Zahradnik et al., 2000) σε βάθος 10km (Karakostas et al., 2004; Benetatos et al., 2005).

Ύστερα από μελέτες αποδείχθηκε ότι το μήκος της ρηξιγενούς ζώνης, το οποίο είναι μεγαλύτερο από 55km, από την έναρξη της διάρρηξης στα βόρεια έως το τέλος του νότιου τμήματος ολίσθησης, είναι τόσο μεγάλο για να θεωρηθεί ως αποτέλεσμα ενός μόνο σεισμού μεγέθους $M_w=6,2$ (Wells and Coppersmith, 1994; Papazachos and Papazachou, 2003).

Η σεισμική συχνότητα M_0 στο βόρειο και στο νότιο τέμαχος είναι αντίστοιχα $1,5 \cdot 10^{18} \text{ N}\cdot\text{m}$ και $6,5 \cdot 10^{17} \text{ N}\cdot\text{m}$. Τέλος, ο κύριος σεισμός στις 14 Αυγούστου 2003 ξεκίνησε από το βόρειο τμήμα του τεμάχους της Λευκάδας ως ένα τέμαχος κανονικής διάρρηξης ($M_w=5,6$) με διάρκεια 5 λεπτών.

2.11 Ο ΣΕΙΣΜΟΣ ΣΤΑ ΚΥΘΗΡΑ (ΙΑΝΟΥΑΡΙΟΣ 2008)

Στις 8 Ιανουαρίου 2006 προκλήθηκε σεισμός στα Κύθηρα από τη σύσπαση της βυθιζόμενης Αφρικανικής πλάκας που είχε ως αποτέλεσμα την ανάπτυξη δυνάμεων συμπίεσης στην περιοχή των Κυθήρων. Το μέγεθος του σεισμού ήταν $M=6,7$.

2.12 Ο ΣΕΙΣΜΟΣ ΣΤΗΝ ΠΥΛΟ (ΦΕΒΡΟΥΑΡΙΟΣ 2008)

Στις 14 Φεβρουαρίου 2008, 30 km δυτικά των Ελληνικών ακτών ένας δυνατός σεισμός έπληξε το βορειότερο τμήμα της Ελλάδας καθώς και το Κάιρο (Αίγυπτο) και την Καλαβρία (Β. Ιταλία). Το επίκεντρο του σεισμού βρίσκεται δυτικά της χερσονήσου της Πελοποννήσου σε βάθος 30 km και πάνω σε ανάστροφο ρήγμα. Το μέγεθος του σεισμού είναι της τάξης των 6,6-6,9 και συγκεκριμένα είναι $M=6,7$.



Σχήμα 21 : Εστιακοί μηχανισμοί σεισμών μεγέθους $M \geq 6.0$ (Kiritzi and Louvari, 2003; Kiritzi et al., 2007). Επίκεντρα σεισμών στις 14 και 20 Φεβρουαρίου 2008 φαίνεται στο ορθογώνιο. Το σχήμα είναι από την εργασία Benetatos C. et al., 2005.

Μετά από δύο ώρες συνέβη δεύτερος σεισμός στο ίδιο επίκεντρο και στο ίδιο βάθος (33 km). Ο σεισμός πραγματοποιείται στο δυτικό τμήμα της Ελληνικής τάφρου, στην αρχή του Μεσσηνιακού κόλπου (Σχήμα 21). Αυτή η τοποθέτηση εξηγείται με βάση την υποβύθιση της Αφρικανικής πλάκας κάτω από το φλοιό του Αιγαίου κατά μήκος της Ελληνικής τάφρου.

Κατά μήκος της τάφρου, δημιουργούνται παραμορφώσεις εξαιτίας των ανάστροφων ρηγμάτων, τα οποία ακολουθούν την βαθυμετρική έκφραση από το νησί Zante στα ΒΔ, νότια της Κρήτης και της ακτής στα βόρεια της Τουρκίας (Taymaz et al., 1990; Kiratzi and Louvari, 2003; Benetatos et al., 2004 and references therein).

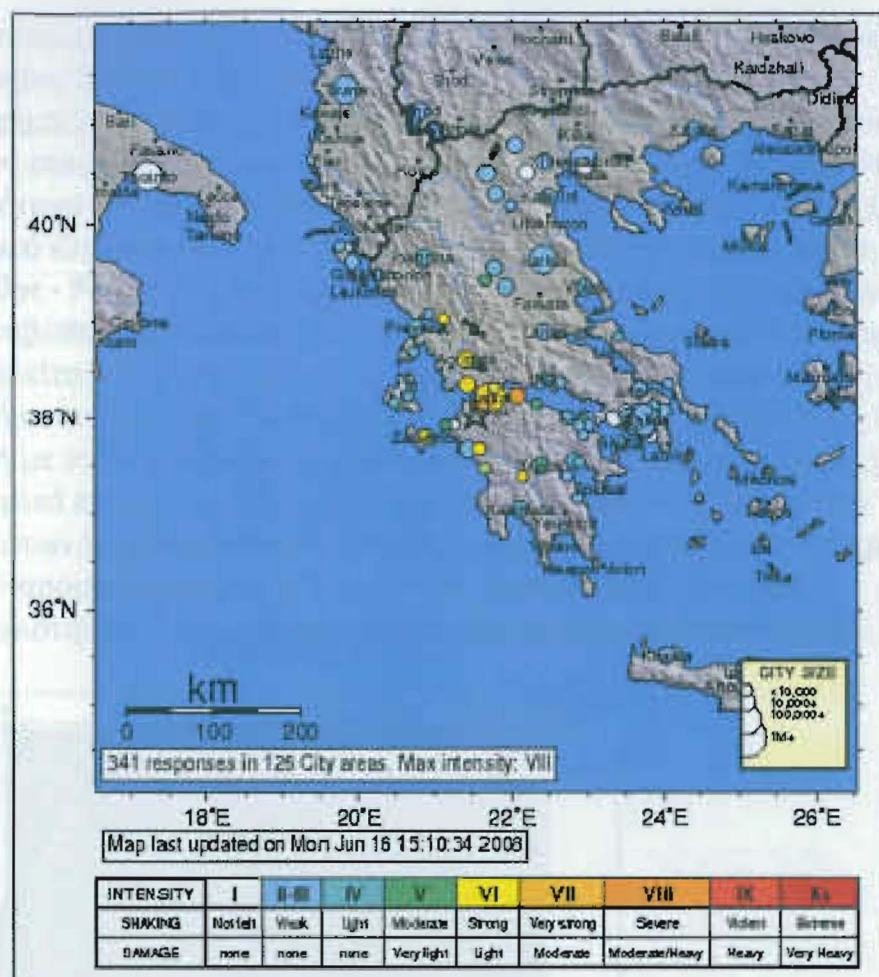
Οι σεισμοί στις 14 Οκτωβρίου 2008 μεγέθους $M=6,7$ και $M=6,1$ δημιουργούν ένα ανάστροφο ρήγμα ΒΔ-ΝΑ διεύθυνσης. Το βάθος και των δύο σεισμών είναι 30 km (Casten and Snopce, 2006). Ωστόσο, ο σεισμός στις 20 Οκτωβρίου 2008 είχε βάθος 10 km και το ρήγμα οριζόντιας μετατόπισης τοποθετείται πάνω σε ανάστροφο ρήγμα.

Για την μελέτη των σεισμών χρησιμοποιήθηκαν τελεσεισμικές μέθοδοι. Η ένταση της ολίσθησης κοντά στο κέντρο υπολογίσθηκε 270 cm, ενώ ο μέσος όρος της ολίσθησης χωρίς τη διαρρηγμένη περιοχή είναι περίπου 70 cm. Η πτώση τάσης του σεισμού με μέγεθος $M=6,7$ είναι 19 bar.

2.13 Ο ΣΕΙΣΜΟΣ ΣΤΗΝ ΠΕΛΟΠΟΝΗΣΟ (ΙΟΥΝΙΟΣ 2008)

Στις 8 Ιουνίου 2008 ισχυρός σεισμός μεγέθους $M=6,5$ έπληξε την περιοχή της Πελοποννήσου, με επίκεντρο περίπου 35 km ΝΔ της Πάτρας. Το επίκεντρο του σεισμού εντοπίστηκε από τον Σεισμολογικό Σταθμό του ΑΠΘ στο χώρο με γεωγραφικές συντεταγμένες 37.944° Β και 21.5438° Α.

Το βάθος της εστίας του σεισμού υπολογίστηκε στα 3 km περίπου. Ο σεισμός προκάλεσε βλάβες σε οικισμούς της Αχαΐας και Ηλείας και έγινε αισθητός σε μεγάλο μέρος του Ελληνικού χώρου, την Κρήτη καθώς επίσης στην Νότια Ιταλία και την Αλβανία.



Σχήμα 22: Χάρτης εντάσεως των σεισμών στην περιοχή της Πελοποννήσου.

3.ΙΣΧΥΡΗ ΣΕΙΣΜΙΚΟΤΗΤΑ

Ως σεισμικότητα μιας περιοχής ονομάζουμε τη συνάρτηση της οποίας η τιμή είναι τόσο μεγαλύτερη όσο μεγαλύτερα είναι τα μεγέθη των σεισμών που συμβαίνουν στην περιοχή και όση μεγαλύτερη είναι η συχνότητα γένεσης των σεισμών.

3.1 ΣΕΙΣΜΙΚΟΤΗΤΑ ΤΗΣ ΕΛΛΑΔΑΣ

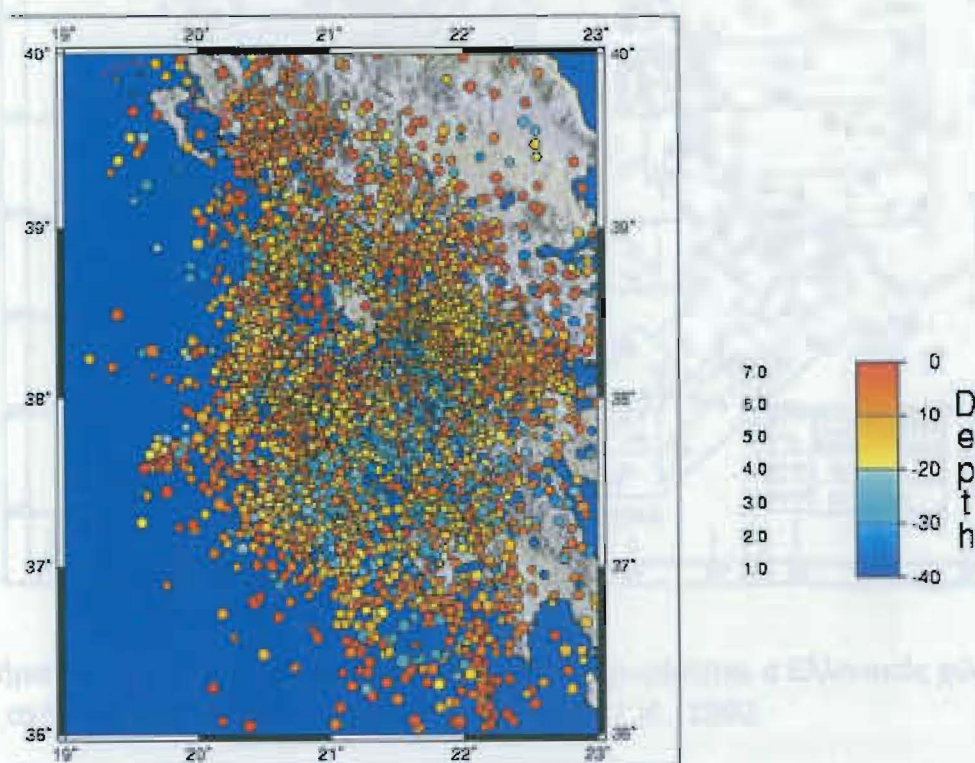
Η σεισμικότητα στον Ελλαδικό χώρο μπορεί να κατηγοριοποιηθεί ανάλογα με το εστιακό βάθος σε επιφανειακή και ενδιάμεσου βάθους σεισμικότητα, καθώς επίσης και ανάλογα με το χρόνο γένεσης των σεισμών σε ιστορική σεισμικότητα και σεισμικότητα του παρόντος αιώνα.

3.1.1 Σεισμικότητα των επιφανειακών σεισμών

Το κύριο στοιχείο που δείχνει ότι ο Ελληνικός χώρος χαρακτηρίζεται από έντονη τεκτονική δράση είναι η γεωγραφική κατανομή και το πλήθος των

σεισμών που συμβαίνουν σ' αυτόν. Οι σεισμοί αυτοί είναι επιφανειακοί και ενδιάμεσου βάθους μέχρι τα 190 km.

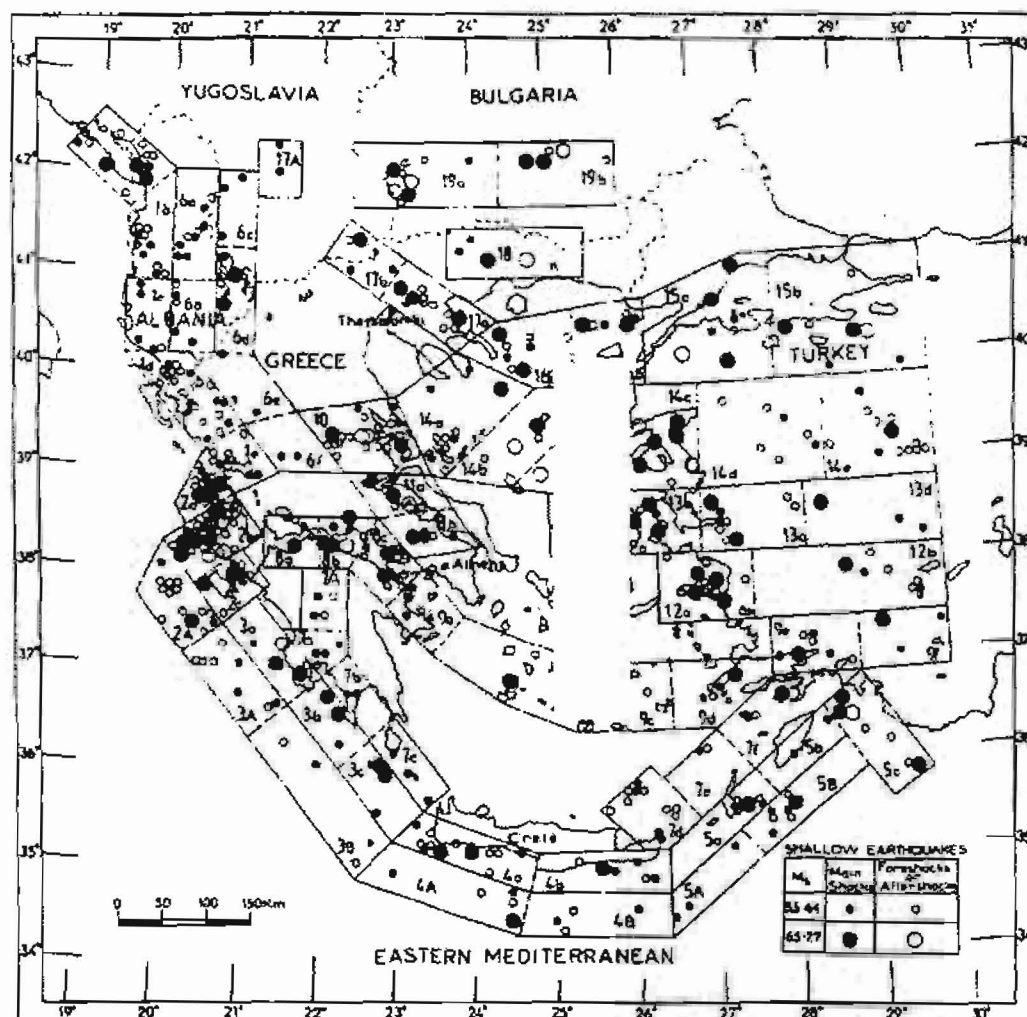
Στο Σχήμα 22 βλέπουμε τη γεωγραφική κατανομή των επιφανειακών σεισμών στον Ελληνικό χώρο και τις γύρω περιοχές. Παρατηρούμε ότι τα περισσότερα επίκεντρα διατάσσονται κατά μήκος μιας τοξοειδούς ζώνης στο εξωτερικό ιζηματογενές τόξο (Δυτική Αλβανία- Ιόνιο πέλαγος - Κρήτη - Κάρπαθος - Ρόδος -ΝΔ Τουρκία). Οι σεισμοί αυτοί συσχετίζονται άμεσα με την καταβύθιση της Αφρικανικής πλάκας. Αξιόλογη σεισμική δραστηριότητα παρατηρείται και στο χώρο του Β. Αιγαίου και της ΒΔ Ανατολίας. Στην πρώτη περιοχή οι σεισμοί σχετίζονται με την τάφρο του Β. Αιγαίου ενώ στη δεύτερη περιοχή με το δεξιόστροφο ρήγμα της Β. Ανατολίας. Στην ηπειρωτική Ελλάδα τα σεισμικά επίκεντρα συγκεντρώνονται κατά μήκος των τεκτονικών βυθισμάτων, (π.χ. Κορινθιακός κόλπος, Πατραϊκός κόλπος). Στο κεντρικό Αιγαίο παρουσιάζεται μια ελάττωση της επιφανειακής σεισμικής δραστηριότητας. Η περιοχή αυτή είναι γνωστή σαν ασεισμικό πλατό.



Σχήμα 22 : Κατανομή των επιφανειακών σεισμών οι οποίοι έγιναν στον Ελληνικό χώρο και τις γύρω περιοχές.

Με βάση τη γεωγραφική κατανομή των σεισμών, τις τιμές του ρυθμού σεισμικότητας, τους μηχανισμούς γένεσης και τις τιμές της παραμέτρου b , οι Παπαζάχος (1980) και Χατζηδημητρίου (1984) χώρισαν τον Ελληνικό χώρο σε 21 σεισμικές ζώνες (Σχήμα 23), ενώ οι Παπαζάχος και συνεργάτες (1992) χώρισαν περαιτέρω, σε 69 ζώνες. Ο Χατζηδημητρίου και οι συνεργάτες του (1985) χώρισαν τον Ελλαδικό χώρο σε τρεις περιοχές με ίδια τιμή της παραμέτρου b . Η πρώτη περιοχή ($b = 1,03$) συμπίπτει με τις εξωτερικές

Ελληνίδες, η δεύτερη περιοχή ($b=0,8$) με τις ενδιάμεσες ζώνες, ενώ η τρίτη περιοχή ($b=0,60$) με τις εσωτερικές ζώνες. Παρατηρούμε ότι η τιμή της παραμέτρου b μειώνεται συνεχώς όσο απομακρυνόμαστε από την περιοχή σύγχρονης καταβύθισης.



Σχήμα 23 : Οι 69 σεισμικές ζώνες στις οποίες χωρίστηκε ο Ελληνικός χώρος . Το σχήμα είναι από την εργασία Papazachos et al., 1992.

3.1.2 Σεισμικότητα ενδιάμεσου βάθους

Στον Ελληνικό χώρο συμβαίνουν σεισμοί, ενδιάμεσου βάθους στην περιοχή του κεντρικού και νότιου Αιγαίου. Τα επίκεντρα αυτά διατάσσονται σε μια τοξοειδούς σχήματος ζώνη η οποία είναι παράλληλη με το Ελληνικό τόξο. Η διάταξη των υποκέντρων σ' αυτήν τη ζώνη είναι τέτοια ώστε να παρατηρείται μια συστηματική αύξηση του βάθους προς το εσωτερικό τμήμα του τόξου.

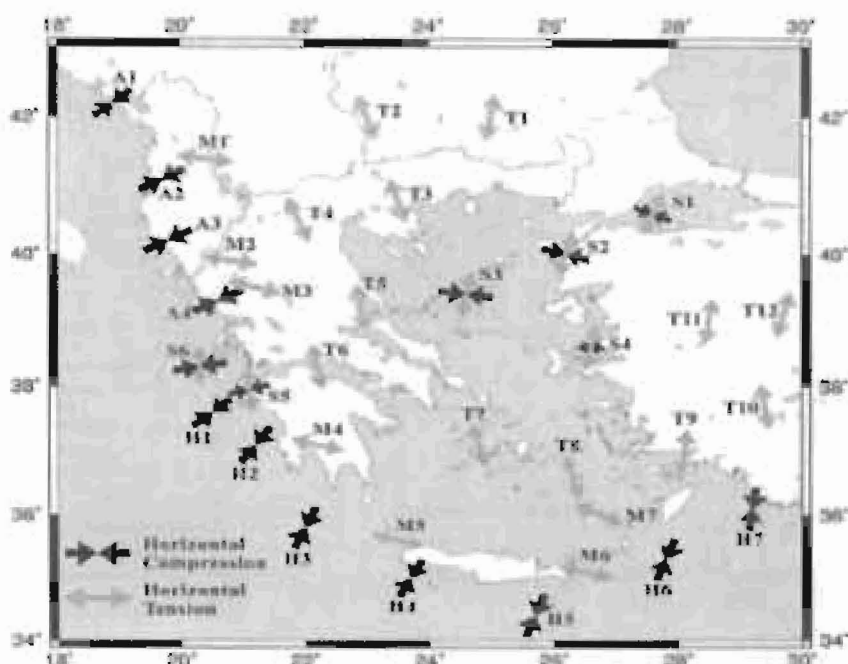
Το 1991 ο Hatzfeld και οι συνεργάτες του χρησιμοποιώντας δεδομένα από το Διεθνές Σεισμολογικό Κέντρο (150), προσπάθησαν να χαρτογραφήσουν με ακρίβεια το σχήμα της ζώνης Benioff στον Αιγαιακό χώρο. Από την εργασία τους φαίνεται ότι η ζώνη καταβύθισης είναι σεισμικά ενεργός μέχρι τα

150km. Σεισμοί ενδιάμεσου βάθους παρατηρήθηκαν κάτω από την Αττική και τη Ρόδο, στα δύο άκρα του Ελληνικού τόξου, ενώ λίγοι σεισμοί παρατηρήθηκαν στο κέντρο του τόξου. Παρατηρείται λοιπόν μια αύξηση του βάθους των σεισμών προς το εσωτερικό του Αιγαίου, η οποία όμως δε γίνεται με σταθερή κλίση. Αρχικά υπάρχει μια ζώνη με μικρή κλίση μέχρι τα 80 km και αργότερα μια ζώνη με μεγαλύτερη κλίση μέχρι τα 150 km. Κάτω από την Πελοπόννησο οι ισοβαθείς κλίνουν προς τα ΒΑ.

3.2 ΣΕΙΣΜΙΚΟΤΗΤΑ ΕΛΛΗΝΙΚΟΥ ΧΩΡΟΥ

Στο Αιγαίο και στις γειτονικές περιοχές, τμήμα του ορίου σύγκρουσης Αφρικής – Ευρασίας, παρατηρούνται διαφορετικοί μηχανισμοί παραμόρφωσης (ωκεάνια κατάδυση, ηπειρωτική σύγκρουση, ρήγματα οριζόντιας μετατόπισης, έκταση). (Σχήμα 24)

Το Αιγαίο και η ευρύτερη περιοχή παρουσιάζουν την υψηλότερη σεισμικότητα κατά μήκος της ζώνης σύγκρουσης Αφρικής – Ευρασίας, με μεγέθη σεισμών έως και $M=8,3$ (Papazachos, 1990).



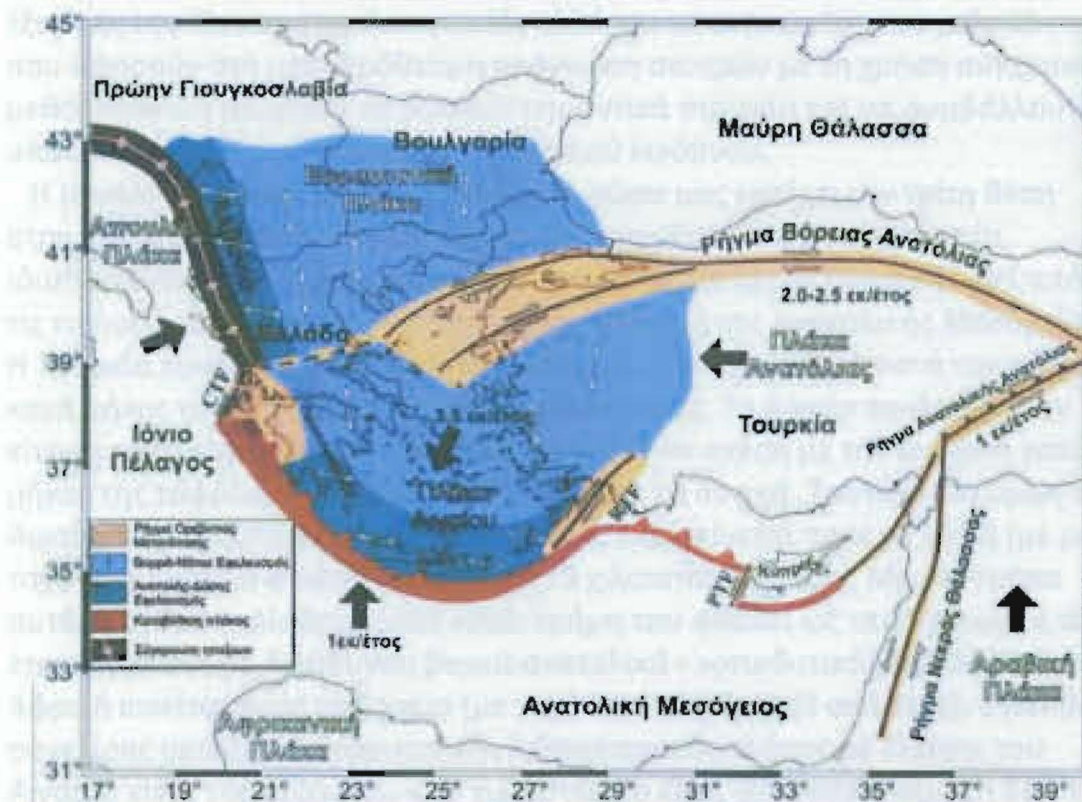
Σχήμα 24 : Κύρια σεισμοτεκτονική Σχήμα του Αιγαίου και των γύρω περιοχών. Οι διευθύνσεις των P- αξόνων (συμπίεσης) παριστάνονται με μαύρα συγκλίνοντα βέλη, ενώ οι διευθύνσεις των T- αξόνων (εφελκυσμού) με άσπρα αποκλίνοντα βέλη. Τα ρήγματα παράταξης παριστάνονται με δύο αντίθετα βέλη. Το σχήμα είναι από την εργασία Papazachos et al. 1998.

Η μεγαλύτερη σεισμική δραστηριότητα παρουσιάζεται στο δυτικό τμήμα του Ελληνικού Τόξου, όπου και σημειώθηκαν οι πρόσφατες ισχυρές δονήσεις στον θαλάσσιο χώρο νοτίως της Καλαμάτας και μεταξύ Λευκάδας - Πρέβεζας.

Στο δυτικότερο άκρο του Ελληνικού Τόξου, εντοπίζεται και το σεισμικό «τρίγωνο του διαβόλου», ένας χώρος με ιδιαίτερα τεκτονικά χαρακτηριστικά που τον κατατάσσουν στην πρώτη θέση της λίστας των περιοχών υψηλότερης σεισμικότητας στο Αιγαίο και στην Ευρώπη.

Κατά μήκος των ακτών της Δυτικής Ελλάδας από την Κέρκυρα ως τη Δυτική Κρήτη, η σεισμική δραστηριότητα μπορεί να διακριθεί γενικά σε τρεις περιοχές.

Η πρώτη περιοχή βρίσκεται βορείως της Λευκάδας και η σεισμική δραστηριότητα εκεί οφείλεται σε συμπιεστικές δυνάμεις περίπου ανατολικής - δυτικής διεύθυνσης (κάθετες στη διεύθυνση των ακτών της Δυτικής Ελλάδας).



Σχήμα 25 : Απλοποιημένος χάρτης του Αιγαίου και των γειτονικών περιοχών όπου φαίνονται οι πλάκες που επηρεάζουν την ενεργό παραμόρφωση του χώρου. Τα μαύρα βέλη δείχνουν τη διεύθυνση των κινήσεων τους σε σχέση με τη σταθερή Ευρώπη. Τα λευκά βέλη δείχνουν τη διεύθυνση των μέγιστων αξόνων έκτασης (T). Το σχήμα είναι από την εργασία Papazachos et al.1998.

Η δεύτερη περιοχή βρίσκεται νοτίως της Κεφαλονιάς και αποτελεί το δυτικό τμήμα του Ελληνικού Τόξου. Η σεισμική δραστηριότητα εκεί οφείλεται στη σύγκλιση μεταξύ της αφρικανικής πλάκας και του Αιγαίου και της κατάδυσης της πρώτης κάτω από τη δεύτερη. Αποτέλεσμα της κατάδυσης αυτής είναι και η εκδήλωση σεισμικής δραστηριότητας ενδιαμέσου βάθους (εστιακά βάθη σεισμών μεγαλύτερα των 60 χιλιομέτρων) κάτω από την Πελοπόννησο και

ανατολικά αυτής περίπου ως τον χώρο των Κυκλάδων.

Η τρίτη περιοχή βρίσκεται μεταξύ των δύο προηγούμενων, στον ευρύτερο χώρο της Κεφαλονιάς, από τη Ζάκυνθο ως τη Λευκάδα. Η σεισμική δραστηριότητα εδώ εκδηλώνεται κυρίως κατά μήκος ενός ρήγματος, το οποίο έχει διεύθυνση βορειοανατολική - νοτιοδυτική. Με άλλα λόγια, η σεισμική δραστηριότητα στον χώρο αυτό εκδηλώνεται επειδή έχουμε μια οριζόντια κίνηση του χώρου νοτίως του ρήγματος προς τα νοτιοδυτικά (προς τη Μεσόγειο) και του χώρου βορείως του ρήγματος προς τα βορειοανατολικά (προς την Πίνδο). Η συνολική σχετική κίνηση κοντά στο ρήγμα αυτό είναι της τάξεως των 25 χιλιοστών ανά έτος.

Έχει επίσης παρατηρηθεί ότι η σεισμική δραστηριότητα δεν εκδηλώνεται χρονικά πάντα με τον ίδιο τρόπο, αλλά διακρίνονται περίοδοι ύφεσης και έξαρσής της. Οι παρατηρήσεις αυτές αλλά και τα συμπεράσματα μελετών που αφορούν στη μεσοπρόθεσμη πρόγνωση σεισμών με τη χρήση σύγχρονων μεθοδολογιών μπορούν να δώσουν σημαντικά στοιχεία και να συμβάλλουν αποτελεσματικά στη μείωση του σεισμικού κινδύνου.

Η μεγάλη σεισμικότητα της Ελλάδας (η χώρα μας κατέχει την τρίτη θέση στην παγκόσμια κατάταξη και την πρώτη στην Ευρώπη) οφείλεται στα ιδιαίτερα γεωλογικά χαρακτηριστικά της, τα οποία έχουν διαμορφωθεί από τις κινήσεις των τεκτονικών πλακών στην περιοχή της Ανατολικής Μεσογείου. Η Τουρκία κινείται δυτικά προς το Αιγαίο με ταχύτητα 25 χιλιοστά τον χρόνο κατά μήκος του ρήγματος της Βόρειας Ανατολίας. Το Αιγαίο ακολουθεί την κίνηση αυτή και κινείται με την ίδια ταχύτητα σε σχέση με την Ευρώπη κατά μήκος της τάφρου του Βορείου Αιγαίου προς τα δυτικά. Ταυτόχρονα όμως το Αιγαίο, λόγω εσωτερικής παραμόρφωσης, επεκτείνεται προς τα νότια (με μια ταχύτητα η οποία φθάνει περίπου τα 10 χιλιοστά ανά έτος). Με τον τρόπο αυτό, ο ρυθμός ολίσθησης στο νότιο τμήμα του φθάνει ως τα 35 χιλιοστά το έτος, περίπου, με διεύθυνση βορειοανατολικά - νοτιοδυτικά. Επειδή και η Αφρική κινείται προς τα βόρεια (με ταχύτητα 10 χιλιοστά ανά έτος), ο ρυθμός σύγκλισης μεταξύ της αφρικανικής λιθοσφαιρικής πλάκας με εκείνης του Αιγαίου είναι της τάξεως των 45 χιλιοστών το έτος, με αποτέλεσμα τη διαρκή επέκταση του Αιγαίου. Επιπλέον δυτικά του ελληνικού χώρου (στην περιοχή βόρεια της Κεφαλονιάς), η Απουλία μικροπλάκα (Βόρειο Ιόνιο - Αδριατική) εκτελεί μια αριστερόστροφη κίνηση και το ανατολικό της όριο συγκρούεται με την Πίνδο. Όλες αυτές οι παραπάνω κινήσεις των λιθοσφαιρικών πλακών που σε γενικές γραμμές θα μπορούσαμε να πούμε ότι αποτελούν και την κύρια αιτία της σεισμικής δραστηριότητας που εκδηλώνεται στον ελληνικό χώρο «συναντώνται» στην περιοχή της Κεφαλονιάς, γεγονός που έχει αποτέλεσμα στον χώρο αυτό να παρουσιάζεται και η μεγαλύτερη σεισμικότητα της ευρύτερης περιοχής του Αιγαίου, ολόκληρης της Ελλάδας και κατ' επέκταση της Ευρώπης.

BIBΛΙΟΓΡΑΦΙΑ

- Ambraseys, N. N. and J. A. Jackson (1981). Earthquake hazard and vulnerability in the northeastern Mediterranean: the Corinth earthquake sequence of February-March 1981, *Disaster* **5**, 355-368.
- Ambraseys, N., and J. Jackson (1990). Seismicity and associated strain of Central Greece between 1890 and 1988, *Geophys. J. Int.* **101**, 663-708
- Armijo, R., Meyer, B., King, G., Rigo, A. and Papanastasiou, D., 1996, Quaternary evolution of the Corinth rift and its implication for the late Cenozoic evolution of the Aegean, *Geophys. J. Int.* **126**, 11-53
- Benetatos, C., Kiratzi, A., Papazachos, C., Karakaisis, G., 2004. Focal mechanisms of shallow and intermediate depth earthquakes along the Hellenic Trench. *J. of Geodyn.* **37** (2), 253-296.
- Benetatos, C., A. Kiratzi, Z. Roumelioti, G. Stavrakakis, G. Drakatos, and I. Latoussakis (2005). The 14 August 2003 Lefkada Island (Greece) earthquake: focal mechanisms of the mainshock and of the aftershock sequence, *J. Seism.* **9**, 171-190.
- Casten, U., Snopek, K., 2006. Gravity modeling of the Hellenic subduction zone – a regional study. *Tectonophysics*, **417**, 183-200.
- DREGER, D. (2000): Manual of the Berkeley automatic seismic moment tensor code, Release 1.0, Berkeley Seismological Laboratory, pp. 21
- Eleutheriou, A., and N. Mouyaris (1981). Macroseismic observations concerning the earthquake of 9 July 1980 in the Almyros (Magnesia) region, Unpublished IGME Report E3362 (in Greek).
- HATZFELD, D., PEDOTTI, G., HATZIDIMITRIOU, P., and MAKROPOULOS, K. (1990). The Strain Pattern in the Western Hellenic Arc Deduced from a Microearthquake Survey, *Geophys. J. Int.* **101**, 181-202.
- Hatzfeld, D., M., Ziazia, D. Kementzetzidou, P. Hatzidimitriou, D. Panagiotopoulos, K. Makropoulos, P. Papadimitriou, and A. Deschamps (1999). Microseismicity and focal mechanisms at the western termination of the North Fault and their implications for continental tectonics. *Geophys. J. Int.* **137**, 891-908.
- Jackson, J., G. King, and C. Vita-Finzi (1982). The neotectonics of the Aegean, an alternative view, *Earth Planet. Sci. Lett.* **61**, 303-318.
- Jackson, J. J., Gagnepain, J., Houseman, G., King, G., Papadimitriou, P., Soufleris, P and Virieux, J., 1982, Seismicity, normal faulting and the geomorphological development of the Gulf of Corinth earthquake of February and March 1981, *Earth Planet. Sci. Lett.* **57**, 377-397.
- ITSAK Report, 2003, The Earthquake of Lefkada 14.08.2003 and its Effects on the Built and Natural Environment, Open File Report, pp. 61 (in Greek).
- Karakostas, V.G., Papadimitriou, E.E. and Papazachos C.B., 2004, Properties of the 2003 Lefkada, Ionian Islands, Greece, earthquake seismic sequence and seismicity triggering, *Bull. Seismol. Soc. Am.* **94**, 1976-1981.
- Kiratzi, A., Wagner, G., & Langston, C., 1991. Source parameters of some large earthquakes in Northern Aegean determined by body waveform inversion, *Pure app. Geophys.*, **135**, 512-527.
- Kiratzi, A. Langston, C., 1991, Moment tensor inversion of the January 17, 1983 Kefallinia event of Ionian Islands (Greece), *Geophys. J. Int.* **105**, 529-535.

- Kiratzí, A., Louvarí, E., 2001. Source parameters of the Izmit-Bolu 1999 (Turkey) earthquake sequences from teleseismic data. *Annali di Geofisica* **44**, 33-47.
- Kiratzí, A., Louvarí, E., 2003. Focal mechanisms of shallow earthquakes in the Aegean Sea and the surrounding lands determined by waveform modeling: a new database. *J. Geodyn.* **36**, 251-274.
- Kreemer, C., and N. Charnot-Rooke (2004). Contemporary kinematics of the southern Aegean and the Mediterranean Ridge. *Geophys. J. Int.* **157**, 1377-1392.
- Le Pichon, X., and J. Angelier (1979). The Hellenic arc trench system: a key to the neotectonic evolution of the eastern Mediterranean area, *Tectonophysics* **60**, 1-42.
- Louvarí, E., Kiratzí, A. and Papazachos, B., 1999. The Cephalonia transform fault and its continuation to western Lefkada Island, *Tectonophysics* **308**, 223-236.
- McKenzie, D. (1978). Active tectonics of the Alpine-Himalayan belt: the Aegean Sea and surrounding regions, *Geophys. J. R. Astr. Soc.* **55**, 217-254.
- Melis, N.S., Stavrakakis, G.N. & Zahradnik, J., 2001. Focal properties of the $M_w = 6.5$ Skyros, Aegean Sea, earthquake, Orfeus Newsletter **3**.
- Mountrakis, D. (1986) The Pelagonian zone in Greece: a Polyphase deformed fragment of the cimmerian continent and its role in the geotectonic evolution of east Mediterranean. *J. of Geology* **94**, 335-347.
- NABELEK, J.L. (1984): Determination of earthquake source parameters from inversion of body waves. *Ph.D Thesis*. MIT.MA.
- Papadimitriou, E. (1993). Focal mechanism along the convex side of the Hellenic arc. *Boll. Geof. Teor. Appl.* **35**, 401-426.
- Papadimitriou, E. (2002). Mode of strong earthquake recurrence in central Ionian Islands (Greece). Possible triggering due to Coulomb stress changes generated by the occurrence of previous strong shocks. *Bull. Seism. Soc. Am.* **92**, 3293-3308.
- Papadopoulos, G., V. Karastathis, A. Ganas, S. Pavlides, A. Fokaefs, and K. Orfanogiannaki (2003). The Lefkada, Ionian Sea (Greece), shock (M_w 6.2) of 14 August 2003: evidence for the characteristic earthquake from seismicity and ground failures. *Earth Planets Space* **55**, 713-718.
- Papanikolaou, D., Chronis, G., Lykousis, V., Sakellariou, D. and Papoulia, I., 1996, Neotectonic structure of the W. Korinthiakos gulf and geodynamical phenomena induced by the Egion earthquake, in International Scientific Symposium, Earthquake, 6.1R *Egio earthquake*, extended abstract (in Greek), Aigion.
- Papazachos, B., D. Panagiotopoulos, T. Tsapanos, D. Mountrakis, and G. Dimopoulos (1983). A study of the 1980 summer sequence in the Magnesia region of Central Greece *Geophys. J. R. Astr. Soc.* **75**, 155-168.
- Papazachos, B., P. Comninakis, E. Papadimitriou, and E. Scordilis (1984). Properties of the February-March 1981 seismic sequence in the Alkyonides gulf of central Greece. *Ann. Geophys.* **2**, 537-544.
- Papazachos, B., Kiratzí, A., Voidomatis, P. & Papaioanou, C., 1984. A study of the December 1981- January 1982 seismic activity in northern Aegean area. *Bollentino di Geofisica Teorica ed Applicata*, **101-102**, 101-113.
- Papazachos, B.C. and Papazachos, C. B., 1989. The earthquakes of Greece, Ziti Publications, Thessaloniki, Greece (in Greek).
- Papazachos, B.C. and Papazachos, C. B., 1989. The earthquakes of Greece, 356 pp. Ziti Publications, Thessaloniki, Greece (in Greek).

- Papazachos, C. B. and Kiratzi, A. A. (1992). A formulation for reliable estimation of active crustal deformation and its application to central Greece. *Geophys. J. Int.* **111**, 424-432.
- Papazachos, B. C., Panagiotopoulos, D. G., Scordilis, E. M., Karakaisis, G. F., Papaioannou, Ch. A., Karakostas, B. G., Papadimitriou, E. E., Kiratzi, A. A., Hatzidimitriou, P. M., Leventakis, G. N., Voidomatis, Ph.S., Peftitselis, K. J., and Tsapanos, T. M. (1995). Focal properties of the 13th May 1995 large ($M_s = 6.6$) Earthquake in the Kozani area (North Greece). In *XV Congress of the Carpatho Balkan Geological Association*, September 17-20, 1995. Athens, Greece. 96-106.
- Papazachos, C.B., and Kiratzi, A.A., 1996. A detailed study of active crustal in the Aegean and surrounding region, 1996. *Tectonophysics* **253**, 129-153.
- Papazachos, B., and C. Papazachou (1997). *The earthquakes of Greece*, Editions Ziti, Thessaloniki. 166-167.
- Papazachos, C.B., Nolet, G.P., 1997. P and S deep velocity structure of the Hellenic area obtained by robust nonlinear inversion of travel times. *J. Geophys. Res.* **102**, 8349-8367.
- PAPAZACHOS, B.C., E.E. PAPADIMITRIOU, A.A. KIRATZI, C.B. PAPAZACHOS and E.K. LOUVARI (1998): Fault plane solutions in the Aegean Sea and the surrounding area and their tectonic implication. *Boll. Geofis. Teor. Appl.* **39**, 199-218.
- Papazachos, B. and Papazachou, C., 2003. *The earthquakes of Greece*, 3rd edn., Ziti Public, Thessaloniki, p. 286.
- Pavlidis, S. and Mountrakis, D. (1987) Extensional tectonics of Northwestern Macedonia, Greece, since the late Miocene. *J. Struct. Geol.* **9**, 385-392.
- Pavlidis, S. and Simeakis, K. (1988) Neotectonic and active tectonics in low seismicity areas of Greece: Vegoritis (NW Macedonia) and Melos Isl. complex (Cyclades) — Comparison. *Ann. Geol. Pays Hellenique* **33**, 161-176.
- Pavlidis, S.B., Zouros, N.C., Chatzipetros, A.A., Kostopoulos, D.S. and Mountrakis, D.M., 1995. The 13th May 1995 Western Macedonia, Greece, Kozani Grevena earthquake: preliminary results, *Terra Nova* **7**, 544-549.
- Pirazzoli, P. A., J. Laborel, and S. Stiros (1996). Earthquake clustering in the Eastern Mediterranean during historical times, *J. Geophys. Res.* **101**, 6083-6097.
- Rocca, A., Karakaisis, G., Karakostas, B., Kiratzi, A., Scordilis, E. & Papazachos, B., 1985. Further evidence on the strike slip faulting of the Northern Aegean through based on properties of the August-November 1983 sequence, *Bolletino di Geogisica Teorica ed Applicata*, **27** (106), 101-109.
- Roumelioti, Z., Kiratzi, A. & Melis N., 2003. Relocation of the July 26, 2001 Skyros Island (Greece) Earthquake Sequence Using the Double-Difference Technique, *Phys. Earth planet. Int.*, **138**, 231-239.
- Scordilis, E.M., Karakaisis, G.F., Karakostas, B.G., Panagiotopoulos, D.G., Comninakis, P.E. and Papazachos, B.C., 1985. Evidence for transform faulting in the Ionian Sea: The Cephalonia Island earthquake sequence of 1983, *PAGEOPH* **123**, 388-397.
- Soufleris, C., J. Jackson, G. King, C. Spencer, and C. Scholz (1982). The 1978 earthquake sequence near Thessaloniki (northern Greece), *Geophys. J. R. Astr. Soc.* **68**, 429-458.
- Stiros, S., Pirazzoli, F. Pomoni-Papaioannou, J. Laborel, F. Laborel, and M. Arnold (1944). Late Quaternary uplift of the Olympus-Pelion Range (Macedonia-Thessaly, Greece). *Bull. Geol. Soc. Greece* **XXX** /1, 325-330.

- Stiros, S., and A. Drakos (2000). Geodetic constraints on the fault pattern of the 1978 Thessaloniki (Northern Greece) earthquake ($M_s = 6.4$). *Geophys. J. Int.* **143**, 679-688.
- Taymaz, T., Jackson, J., Westaway, R., 1990. Earthquake mechanics in the Hellenic Trench near Crete. *Geophys. J. int.* **102**, 695-731.
- Taymaz, T., J. Jackson, and D. McKenzie (1991). Active tectonics of the north and central Aegean Sea. *Geophys. J. Int.* **106**, 433-490.
- Wells, D. L., and K. J. Coppersmith (1994). New empirical relationships among magnitude, rupture length, rupture width, rupture area, and surface displacement. *Bull. Seismic. Soc. Am.* **84**, 974-1002.

www.scirus.com, www.scopus.com, www.google.gr