

ΑΡΙΣΤΟΤΕΛΕΙΟ ΠΑΝΕΠΙΣΤΗΜΙΟ ΘΕΣΣΑΛΟΝΙΚΗΣ
ΣΧΟΛΗ ΘΕΤΙΚΩΝ ΕΠΙΣΤΗΜΩΝ
ΤΜΗΜΑ ΓΕΩΛΟΓΙΑΣ
ΤΟΜΕΑΣ ΓΕΩΦΥΣΙΚΗΣ

**«ΣΕΙΣΜΟΤΕΚΤΟΝΙΚΑ ΧΑΡΑΚΤΗΡΙΣΤΙΚΑ
ΤΩΝ ΠΡΟΣΦΑΤΩΝ
ΜΕΓΑΛΩΝ ΣΕΙΣΜΩΝ ΤΗΣ ΕΛΛΑΔΑΣ»**

ΦΕΪΖΙΔΟΥ ΜΑΡΙΑ
ΦΑΣΟΥΛΑ ΜΑΡΙΑ
ΣΑΚΕΛΛΑΡΙΟΥ ΕΛΣΑ

ΘΕΣΣΑΛΟΝΙΚΗ 2005

ΑΡΙΣΤΟΤΕΛΕΙΟ ΠΑΝΕΠΙΣΤΗΜΙΟ ΘΕΣΣΑΛΟΝΙΚΗΣ
ΣΧΟΛΗ ΘΕΤΙΚΩΝ ΕΠΙΣΤΗΜΩΝ
ΤΜΗΜΑ ΓΕΩΛΟΓΙΑΣ
ΤΟΜΕΑΣ ΓΕΩΦΥΣΙΚΗΣ

**«ΣΕΙΣΜΟΤΕΚΤΟΝΙΚΑ ΧΑΡΑΚΤΗΡΙΣΤΙΚΑ
ΤΩΝ ΠΡΟΣΦΑΤΩΝ
ΜΕΓΑΛΩΝ ΣΕΙΣΜΩΝ ΤΗΣ ΕΛΛΑΔΑΣ»**

ΦΕΪΖΙΔΟΥ ΜΑΡΙΑ Α.Ε.Μ. 3196
ΦΑΣΟΥΛΑ ΜΑΡΙΑ Α.Ε.Μ. 3217
ΣΑΚΕΛΛΑΡΙΟΥ ΕΛΣΑ Α.Ε.Μ. 3214

ΘΕΣΣΑΛΟΝΙΚΗ 2005

ΠΡΟΛΟΓΟΣ

Η παρούσα διπλωματική εργασία με τίτλο: «*Σεισμοτεκτονικά χαρακτηριστικά των πρόσφατων μεγάλων σεισμών της Ελλάδας*», είναι το αποτέλεσμα της μελέτης της ομάδας των φοιτητών του Γεωλογικού Τμήματος, της Σχολής Θετικών Επιστημών, του Αριστοτελείου Πανεπιστημίου Θεσσαλονίκης που αποτελείται από τις Φειζίδου Μαρία, Φασουλά Μαρία και Σακελλαρίου Έλσα.

Το αντικείμενο που μελετήθηκε είναι οι πρόσφατοι μεγάλοι σεισμοί της Αθήνας το 1999, της Σκύρου το 2001 και της Λευκάδας το 2003. Στην εισαγωγή αναπτύχθηκε η τεκτονική δομή, η σεισμικότητα και τα αίτια αυτής συνολικά για τον ελληνικό χώρο. Στα επόμενα κεφάλαια αναφέρονται για τον κάθε σεισμό ξεχωριστά, η σεισμογενής δομή με την οποία συνδέεται, η κατανομή της μετασεισμικής ακολουθίας καθώς και η κατανομή της ολίσθησης. Συμπερασματικά, γίνεται μία προσπάθεια σύγκρισης της σεισμικότητας και της σεισμικής επικινδυνότητας των περιοχών στις οποίες έλαβαν χώρα οι σεισμοί, καθώς και μια συνοπτική αντιπαράθεση των κυριότερων στοιχείων των σεισμών και αναφορά των σημαντικότερων επιπτώσεων αυτών.

Τέλος, θα θέλαμε να ευχαριστήσουμε την υπεύθυνη για την εργασία αυτή καθηγήτρια κ. Αναστασία Κυρατζή για τη συμβολή της καθ' όλη την προσπάθεια εκπόνησης της παρούσας εργασίας.

Θεσσαλονίκη 2005

Φειζίδου Μαρία
Φασουλά Μαρία
Σακελλαρίου Έλσα

ΠΕΡΙΕΧΟΜΕΝΑ

	Σελ.
ΚΕΦΑΛΑΙΟ 1	
Εισαγωγή	1
1.1 Τεκτονική δομή του ελληνικού χώρου	1
1.2 Γεωγραφική και κατακόρυφη κατανομή της σεισμικότητας στην Ελλάδα	5
1.3 Αίτια γένεσης των σεισμών στον ελληνικό χώρο	14
ΚΕΦΑΛΑΙΟ 2	
Ο σεισμός της Αθήνας, 1999	20
2.1 Γενικά	20
2.2 Κατανομή των επικέντρων της μετασεισμικής ακολουθίας	25
2.2.1 Χωρική κατανομή των εστιών των μετασεισμών	25
2.2.2 Η μετασεισμική ακολουθία και το κύριο ρήγμα του σεισμού	35
2.3 Κατανομή της ολίσθησης στην επιφάνεια του ρήγματος	40
ΚΕΦΑΛΑΙΟ 3	
Ο σεισμός της Σκύρου, 2001	44
3.1 Γενικά	44
3.2 Κατανομή των επικέντρων της μετασεισμικής ακολουθίας	46
3.3 Κατανομή της ολίσθησης στην επιφάνεια του ρήγματος	51
ΚΕΦΑΛΑΙΟ 4	
Ο σεισμός της Λευκάδας, 2003	53
4.1 Γενικά	53
4.2 Κατανομή των επικέντρων της μετασεισμικής ακολουθίας	56
4.3 Κατανομή της ολίσθησης στην επιφάνεια του ρήγματος και της σεισμικής έντασης	57
ΚΕΦΑΛΑΙΟ 5	
Συμπεράσματα	59
ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ	67

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 1^ο

Εισαγωγή

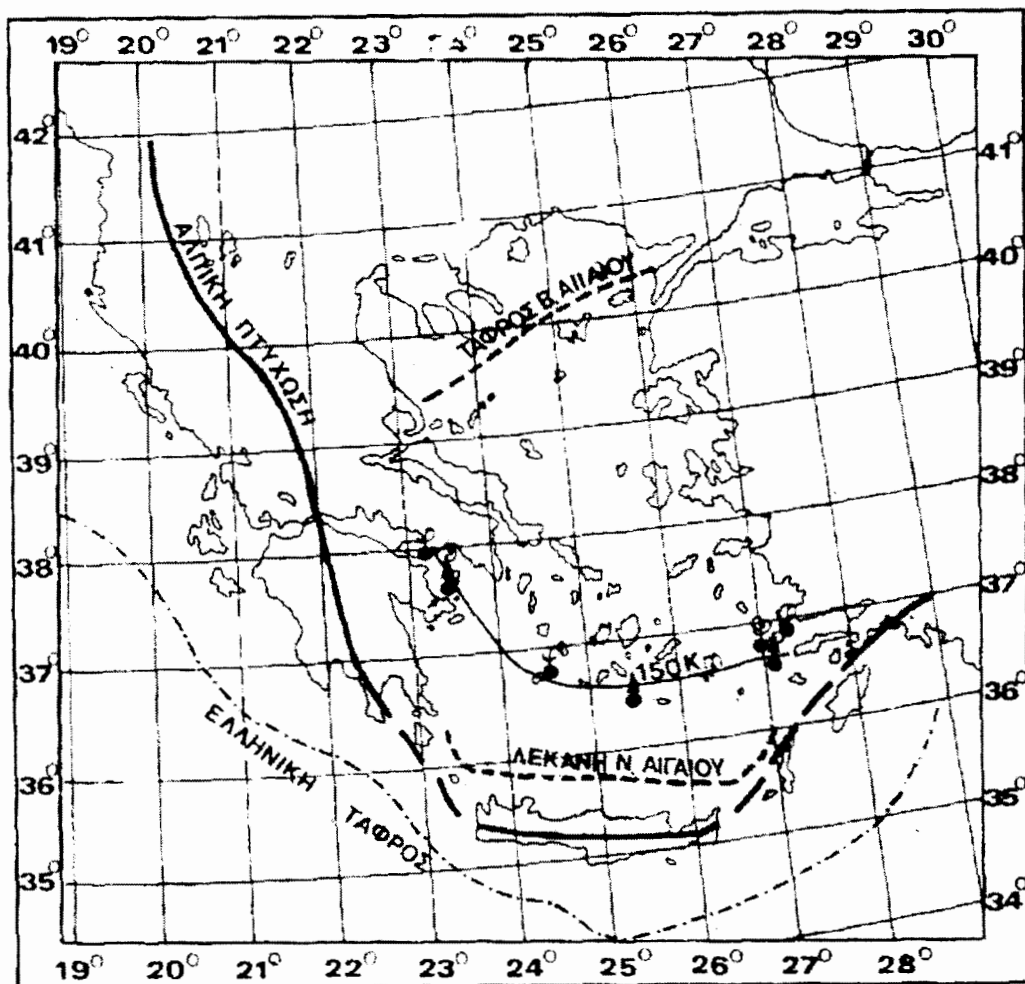
1.1 Τεκτονική δομή του ελληνικού χώρου

Ο ελληνικός χώρος παρουσιάζει σημαντικό ενδιαφέρον από τεκτονικής άποψης, γιατί απ' αυτόν περνάει η Ευρασιατική Μελανησιακή ζώνη, που αποτελεί τη μία από τις δυο μεγάλες ζώνες του ηπειρωτικού συστήματος διάρρηξης. Η ενεργός τεκτονική δράση στο χώρο αυτό είναι έντονη, όπως δείχνει η μεγάλη σεισμικότητα, η έντονη διάρρηξη και πτύχωση των πετρωμάτων, τα ηφαιστειακά και γεωθερμικά φαινόμενα που παρατηρούνται στην περιοχή κ.λ.π.. Αυτά οφείλονται στο ότι ο ελληνικός χώρος βρίσκεται στο όριο επαφής και σύγκλισης δύο λιθοσφαιρικών πλακών, της Αφρικανικής και της Ευρασιατικής.

Με τη σύγκλιση αυτή λαμβάνει χώρα βύθιση της πλάκας της Αφρικής κάτω από την Ευρώπη, το ενεργό περιθώριο της οποίας αποτελεί ο ελληνικός χώρος, με αποτέλεσμα το σχηματισμό της Ελληνικής Τάφρου, του Ελληνικού Τόξου και της Λεκάνης του Βορείου Αιγαίου, που αποτελούν τα πιο εντυπωσιακά γεωμορφολογικά χαρακτηριστικά τεκτονικής προέλευσης του χώρου. Το τοξοειδές σχήμα του Ελληνικού Τόξου οφείλεται στο ότι η βύθιση αυτή είναι αμφιθεατρική. Στο σχήμα 1.1 φαίνονται η Ελληνική Τάφρος, ο κύριος άξονας της αλπικής πτύχωσης στον ελληνικό χώρο, η λεκάνη του Νοτίου Αιγαίου μεταξύ ιζηματογενούς και ηφαιστειακού τόξου, οι θέσεις των ηφαιστειών του Νοτίου Αιγαίου (μαύροι κύκλοι) και η λεκάνη (τάφρος) του Βορείου Αιγαίου. Στον ίδιο χάρτη δείχνεται η ισοβαθής των 150km των σεισμών ενδιάμεσου βάθους, στο Νότιο Αιγαίο, η οποία σχεδόν συμπίπτει με τον άξονα του ηφαιστειακού τόξου.

Η Ελληνική Τάφρος αποτελεί ένα σύστημα βαθιών (2-5km) υποθαλάσσιων βυθισμάτων. Είναι παράλληλη προς το Ελληνικό Τόξο και εκτείνεται από το Ιόνιο Πέλαγος μέχρι τα Νότια της Κρήτης και της Ρόδου.

Νοτιότερα από την Ελληνική Τάφρο και παράλληλα σ' αυτήν βρίσκεται η Μεσογειακή Ράχη, που είναι ένα ακόμα μορφοτεκτονικό γνώρισμα του



Σχήμα 1.1. Τα κύρια γεωμορφολογικά γνωρίσματα τεκτονικής προέλευσης στον ελληνικό χώρο. Φαίνεται επίσης η ισοβαθής των 150km των σεισμών ενδιάμεσου βάθους η οποία σχεδόν συμπίπτει με το ηφαιστειακό τόξο (Papazachos and Comninakis 1971).

συστήματος βύθισης ωκεάνιας πλάκας κάτω από ηπειρωτική και αποτελεί μια υποθαλάσσια έξαρση του φλοιού.

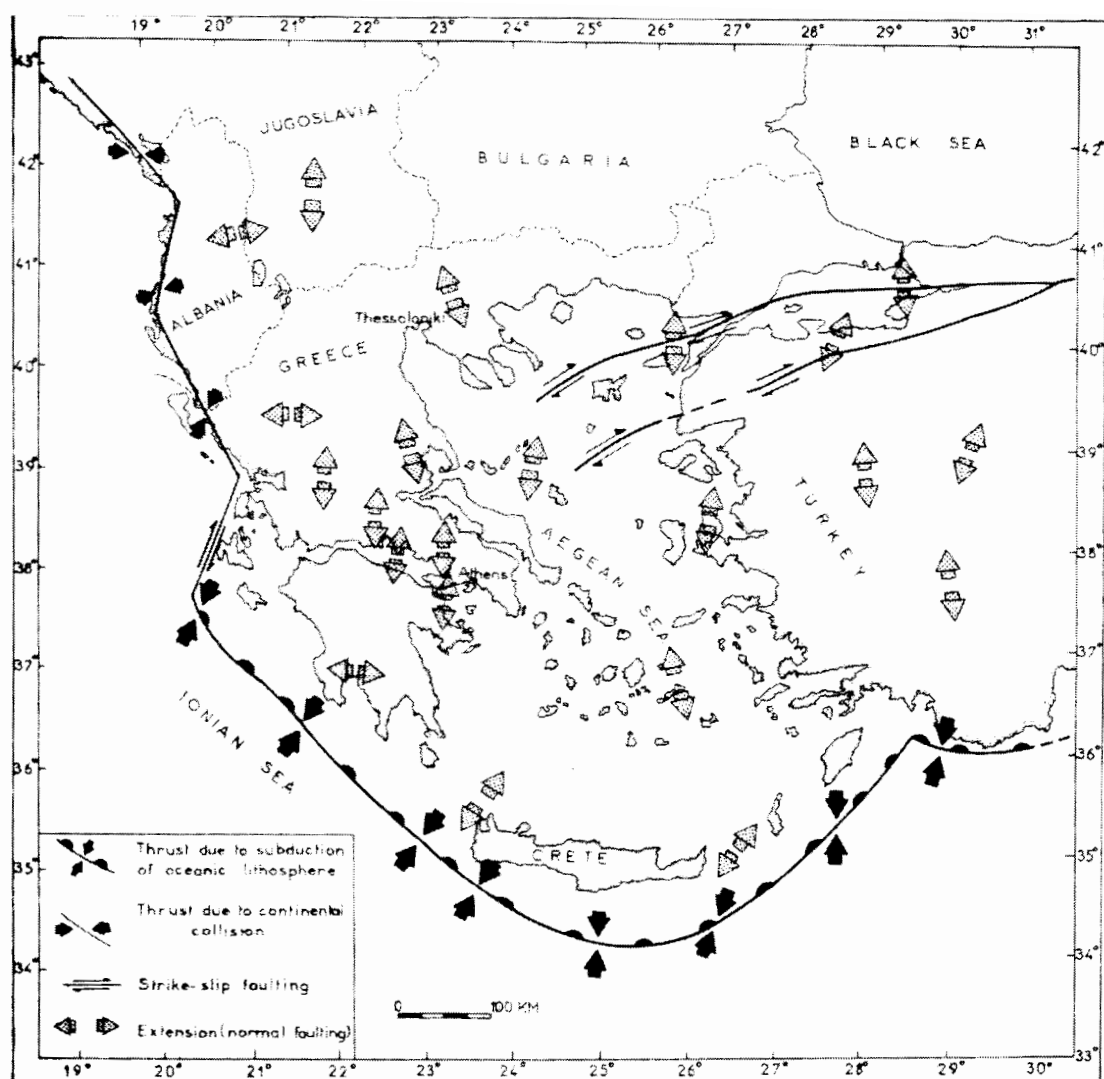
Το Ελληνικό Τόξο αποτελείται από το εξωτερικό (ιζηματογενές τόξο), που περιλαμβάνει τις δυτικές εξωτερικές οροσειρές της ηπειρωτικής Ελλάδας, την Κρήτη και τα Δωδεκάνησα, και το εσωτερικό (ηφαιστειακό τόξο), παράλληλο προς το ιζηματογενές, που αποτελείται από ηφαιστειογενή νησιά και περιλαμβάνει τα ηφαίστεια των Μεθάνων, της Σαντορίνης και της Νισύρου καθώς και περιοχές ατμίδων και θειονιών. Τα ηφαίστεια αυτά συνδέονται με τη βύθιση και τήξη της πλάκας της Αφρικής πίσω από το μέτωπο σύγκλισης των

πλακών. Μεταξύ ιζηματογενούς και ηφαιστειακού τόξου βρίσκεται η λεκάνη του Κρητικού Πελάγους (λεκάνη Νοτίου Αιγαίου) , της οποίας το βάθος φθάνει τα 2.000m περίπου.

Η πιο ενδιαφέρουσα γεωμορφολογική δομή τεκτονικής προέλευσης στο Βόρειο Αιγαίο είναι η τάφος του Βορείου Αιγαίου, με βάθος μέχρι 1.500m περίπου. Επέκτασή της προς τα βορειοανατολικά, αποτελούν πιθανώς οι μικρές λεκάνες της θάλασσας του Μαρμαρά.

Η ύπαρξη του Ελληνικού Τόξου είναι μεγάλης σημασίας, καθώς διαχωρίζει τον ελληνικό χώρο σε δύο ευρύτερες περιοχές με διαφορετικές γεωδυναμικές και γεωτεκτονικές συνθήκες (σχήμα 1.2), με αποτέλεσμα τη δημιουργία διαφορετικών τεκτονικών δομών που καθορίζουν αντίστοιχα τη σεισμική δράση. Σεισμολογικές μελέτες, αλλά και διάφορες γεωλογικές (νεοτεκτονικές) έρευνες, απέδειξαν ότι στο εξωτερικό μέρος του Ελληνικού Τόξου ασκούνται ισχυρές συμπίεστικές τάσεις, που οφείλονται στη σύγκλιση και έχουν ως αποτέλεσμα το σχηματισμό έντονων πτυχώσεων και ανάστροφων ρηγμάτων. Αντίθετα, σε όλο το χώρο εσωτερικά του Ελληνικού Τόξου, ασκούνται εφελκυστικές τάσεις που οφείλονται στην επέκταση (επιμήκυνση) της λιθόσφαιρας του Αιγαίου με γενική διεύθυνση Β-Ν. Εξαίρεση αποτελεί μια μεταβατική περιοχή (Α. Ήπειρος, ΝΔ Πελοπόννησος, Δ. Κρήτη) μεταξύ του εξωτερικού συμπίεστικού και του εσωτερικού εφελκυστικού πεδίου και στην οποία οι τάσεις εφελκυσμού έχουν διεύθυνση Α-Δ περίπου. Αποτέλεσμα αυτών των εφελκυστικών τάσεων είναι η δημιουργία κανονικών ρηγμάτων και η επαναδραστηριοποίηση παλιότερων καθώς και σχηματισμός τεκτονικών παραθύρων. Επιπλέον, εξαιτίας των τάσεων αυτών και των κανονικών ρηγμάτων που προκαλούν, σχηματίζονται αλληπάλληλοι τεκτονικοί τάφοι και τεκτονικά κέρατα τόσο κατά διεύθυνση Α-Δ ,όσο και παράλληλα και ακτινωτά στο Ελληνικό Τόξο. Εξαίρεση αποτελεί η περιοχή του Βορείου Αιγαίου, όπου επικρατούν ρήγματα παράταξης με ισχυρή οριζόντια δεξιόστροφη συνιστώσα.

Εκτός από τη διαφοροποίηση στα πεδία των τάσεων εσωτερικά και εξωτερικά του τόξου, παρατηρείται ανάλογη διαφοροποίηση και στις γεωφυσικές ιδιότητες. Έτσι, οι βαρυτομετρικές ανωμαλίες ελεύθερου αέρα είναι θετικές στο Αιγαίο, ενώ αυτές είναι αρνητικές στην Ανατολική Μεσόγειο.



Σχήμα 1.2. Κύριες σεισμοτεκτονικές ιδιότητες του χώρου του Αιγαίου και των γύρω περιοχών (Papazachos et. al. 1986).

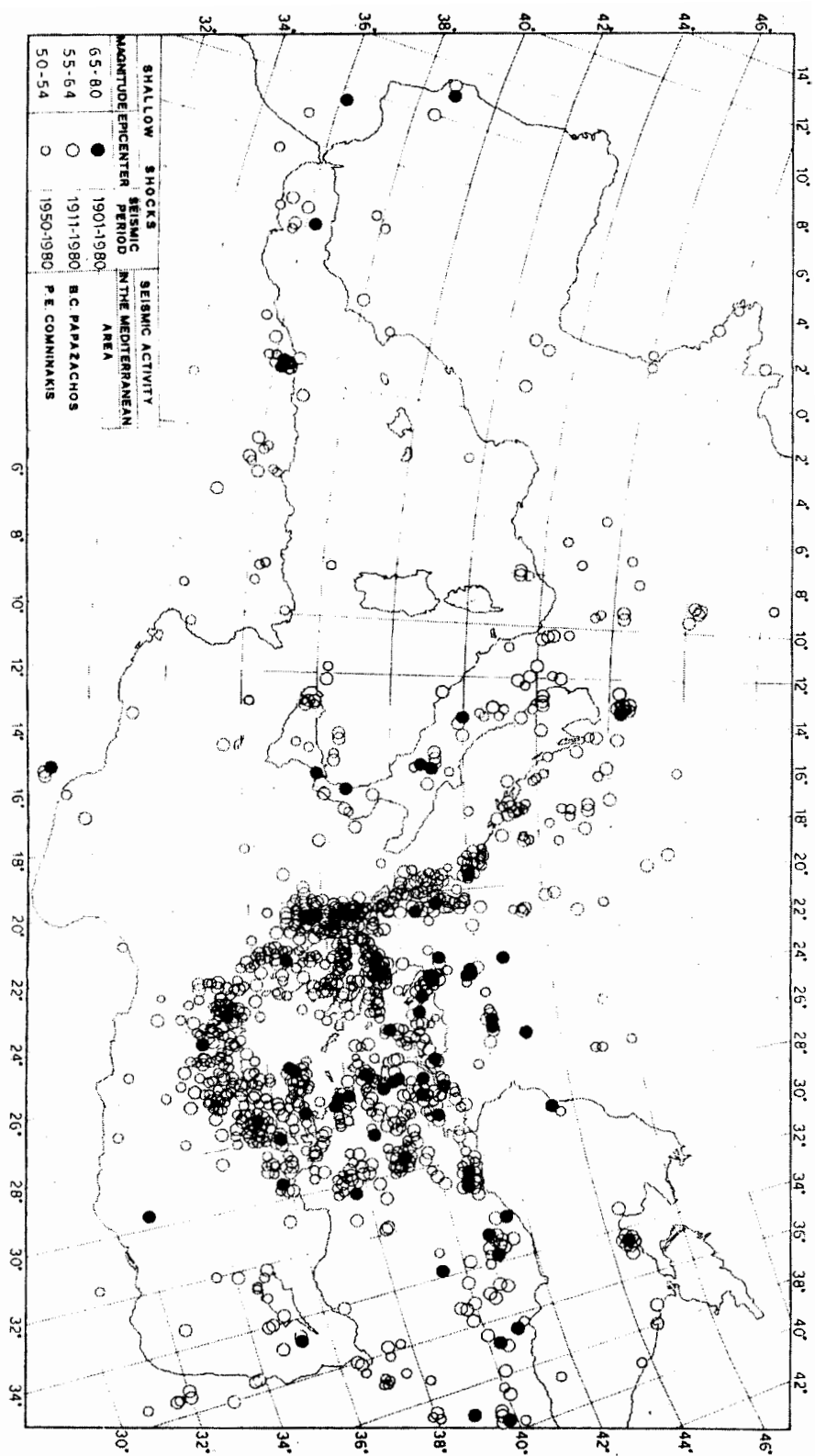
Θετικές μαγνητικές ανωμαλίες και υψηλή ροή θερμότητας έχουν μετρηθεί σε διάφορα μέρη του Αιγαίου, ενώ το μαγνητικό πεδίο είναι αδιατάρακτο και η ροή θερμότητας χαμηλή στην Ανατολική Μεσόγειο νότια της Κρήτης. Τα βραχείας περιόδου σεισμικά κύματα υφίστανται έντονη απόσβεση κάτω από τη λιθόσφαιρα του Αιγαίου, ενώ αυτά διαδίδονται με μικρή απόσβεση κάτω από τη λιθόσφαιρα της Ανατολικής Μεσογείου.

1.2 Γεωγραφική και κατακόρυφη κατανομή της σεισμικότητας στην Ελλάδα

Η σύγκλιση της Αφρικανικής και της Ευρασιατικής πλάκας και η βύθιση της πρώτης κάτω από τη δεύτερη, εξηγεί μεν ικανοποιητικά τις γεωφυσικές και γεωτεκτονικές διαφορές εκατέρωθεν του Ελληνικού Τόξου, αλλά δεν αρκεί για να εξηγήσει την αυξημένη σεισμικότητα της χώρας μας σε σχέση με τις άλλες μεσογειακές χώρες (σχήμα 1.3).

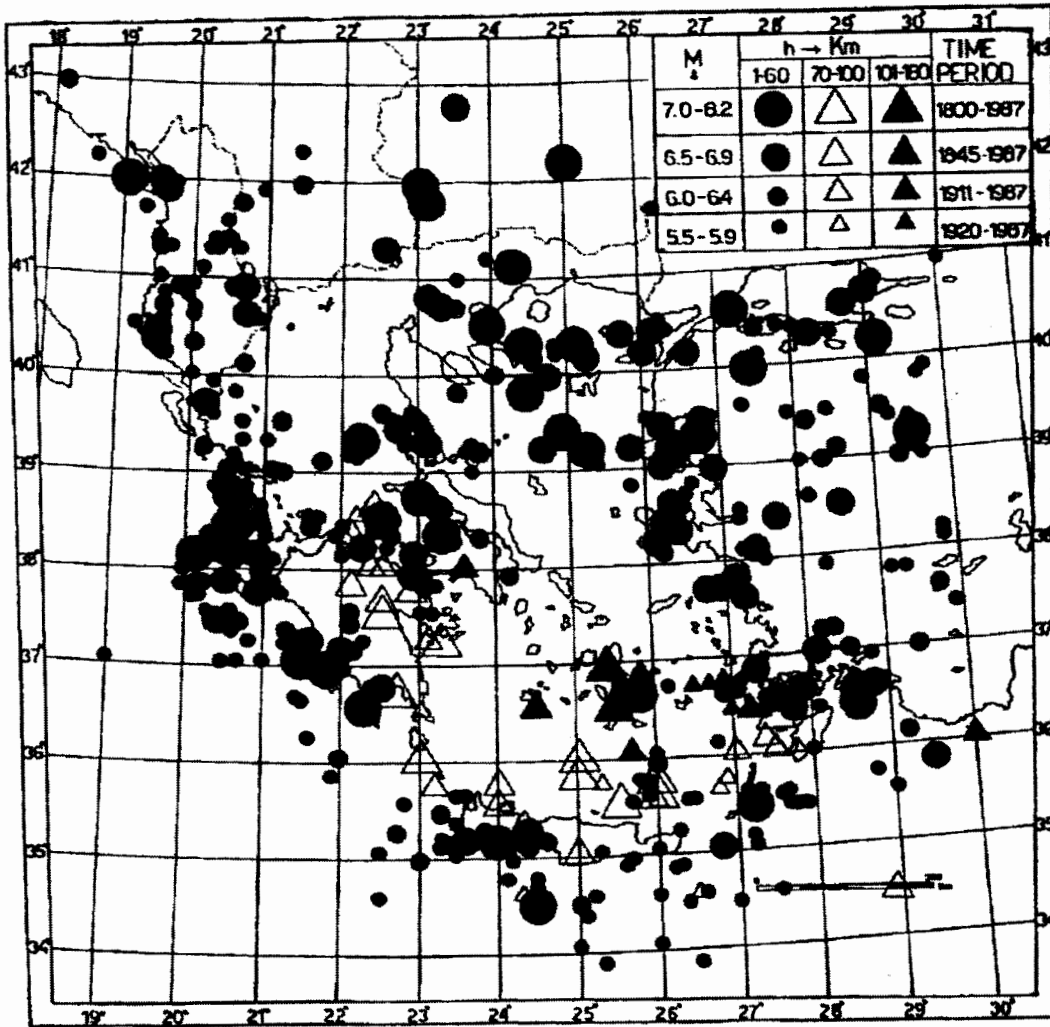
Σύμφωνα με τις σύγχρονες αντιλήψεις, ως βασική αιτία των σεισμών και των άλλων γεωλογικά πρόσφατων γεωδυναμικών φαινομένων στον ελληνικό χώρο (ορογένεση, παραμορφώσεις του φλοιού, ηφαιστειακή δράση κ.λ.π.), θα μπορούσε να θεωρηθεί η σύγκρουση των δύο αυτών λιθοσφαιρικών πλακών. Μελέτες ωστόσο, έδειξαν ότι ο χώρος του Αιγαίου και των γύρω περιοχών είναι σεισμοτεκτονικά πολύπλοκος και ότι για την κατανόηση των αιτιών γένεσης των σεισμών και της γεωγραφικής και κατακόρυφης κατανομής της σεισμικής δράσης, απαιτείται περισσότερο λεπτομερής εξέταση των παραγόντων που συμβάλλουν στην αύξηση της σεισμικότητας στην περιοχή του Αιγαίου.

Μια ποιοτική αντίληψη τόσο της γεωγραφικής όσο και της κατακόρυφης κατανομής της σεισμικότητας στον ελληνικό χώρο, φαίνεται στο χάρτη του σχήματος 1.4. Τα επίκεντρα των επιφανειακών σεισμών ($h < 60\text{km}$) παριστάνονται με κύκλους, των σεισμών με εστιακά βάθη μεταξύ 60km και 100km με άσπρα τρίγωνα και των σεισμών με εστιακά βάθη μεταξύ 101km και 180km με μαύρα τρίγωνα. Έχουν χρησιμοποιηθεί τέσσερα μεγέθη συμβόλων για να παρασταθούν τα αντίστοιχα διαστήματα μεγεθών (5.5-5.9, 6.0-6.4, 6.5-6.9, 7.0-8.2). Από το χάρτη αυτό προκύπτει σαφώς ότι υπάρχουν περιοχές με υψηλή σεισμικότητα, αλλά και πολλές περιοχές με χαμηλή σεισμικότητα, καθώς επίσης ότι ενώ οι επιφανειακοί σεισμοί παρουσιάζουν σημαντική διασπορά, σεισμοί ενδιάμεσου βάθους συμβαίνουν μόνο στο νότιο μέρος του χώρου αυτού και τα εστιακά τους βάθη είναι μεγαλύτερα στο εσωτερικό μέρος του Ελληνικού Τόξου (Αιγαίο) απ' ότι στο εξωτερικό του (Μεσόγειος). Το εστιακό βάθος των επιφανειακών σεισμών εξ' ορισμού είναι μικρότερο των 60km , όμως το σύνολο σχεδόν των επιφανειακών σεισμών σε



Σχήμα 1.3. Κατανομή επικέντρων επιφανειακών σεισμών ($h < 60 \text{ km}$) στο μεσογειακό χώρο και τις γύρω περιοχές (Cominakis and Papazachos 1978).

όλες τις σεισμικές ζώνες έχουν βάθος μέχρι 15km, με εξαίρεση τους σεισμούς στο κυρτό μέρος του Ελληνικού Τόξου, όπου το πάχος του σεισμογόνου στρώματος είναι περίπου 45km.



Σχήμα 1.4. Κατανομή επικέντρων επιφανειακών σεισμών (κύκλοι) και σεισμών ενδιάμεσου βάθους (τρίγωνα) οι οποίοι έγιναν στον ελληνικό χώρο και τις γύρω περιοχές κατά την περίοδο 1800-1987 (Parazachos 1997).

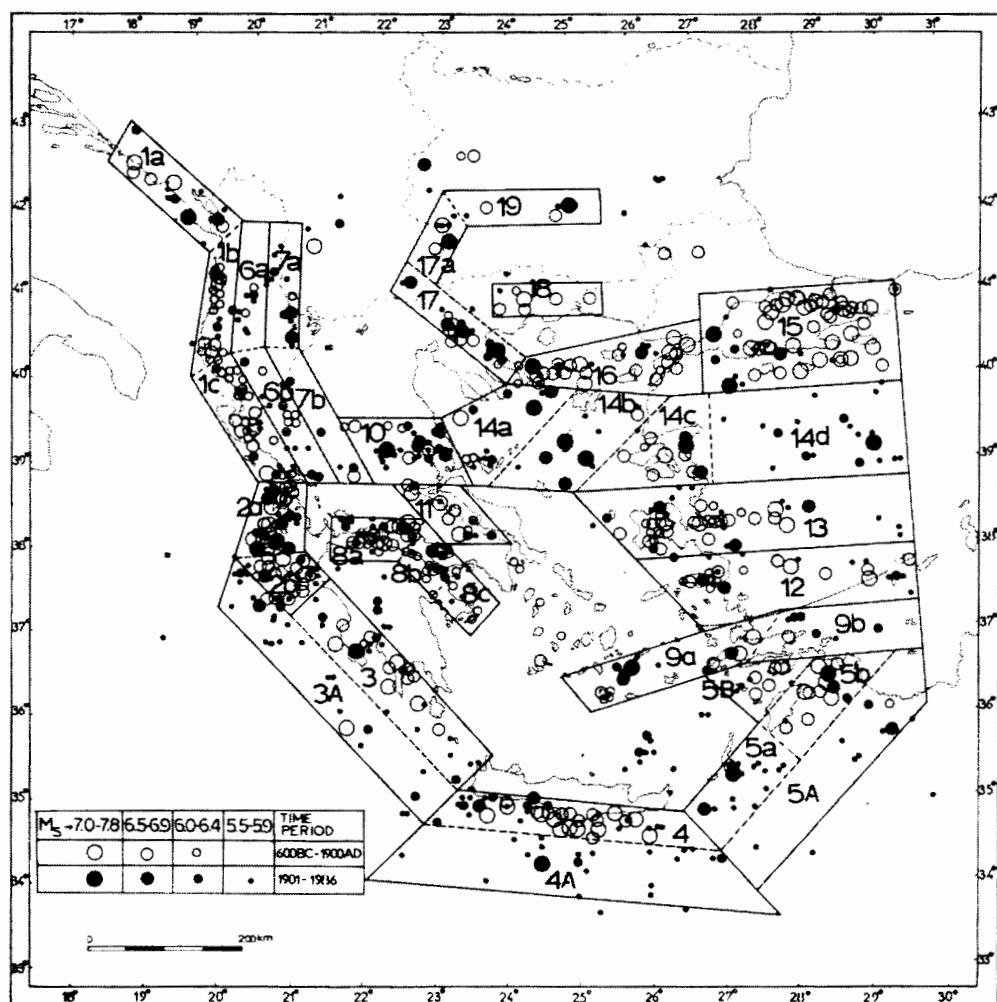
Ένας αποτελεσματικός τρόπος μελέτης της γεωγραφικής κατανομής της σεισμικότητας μιας περιοχής, είναι να τη χωρίσουμε σε σεισμικές ζώνες (ή σεισμικές πηγές), δηλαδή σε κατά το δυνατόν ομογενή σεισμοτεκτονικώς τμήματα (ίδιας σεισμικότητας, όμοιου τύπου ρηγμάτων, κ.λ.π.) και να

προσδιορίσουμε τα μέτρα σεισμικότητας για κάθε μια από τις ζώνες αυτές. Τέτοια μέτρα είναι το πιθανότερο μέγιστο μέγεθος M , η μέση περίοδος επανάληψης T_m και ο ρυθμός σεισμικής ροπής M_0 .

Ο Β. Παπαζάχος (1988) χρησιμοποιώντας ένα πολύ μεγάλο δείγμα σεισμολογικών παρατηρήσεων (ιστορικών και ενόργανων), καθώς και άλλων στοιχείων (σεισμοτεκτονικών, γεωλογικών), προτείνει το χωρισμό του χώρου αυτού σε 19 ζώνες επιφανειακών σεισμών. Στο χάρτη του σχήματος 1.5 φαίνονται οι ζώνες αυτές και οι υποζώνες στις οποίες ορισμένες απ' αυτές έχουν χωριστεί για γεωμετρικούς κυρίως λόγους. Στο ίδιο σχήμα έχουν χαρτογραφηθεί τα επίκεντρα όλων των γνωστών επιφανειακών σεισμών με μέγεθος $M \geq 6.0$ από το 550 π.Χ. μέχρι πρόσφατα, καθώς και τα επίκεντρα όλων των επιφανειακών σεισμών οι οποίοι έγιναν κατά τον προηγούμενο αιώνα και είχαν μεγέθη μεταξύ 5.5-5.9. Οι λευκοί κύκλοι παριστάνουν επίκεντρα ιστορικών σεισμών (550π.Χ.-1900μ.Χ.), ενώ οι μαύροι κύκλοι επίκεντρα σεισμών του περασμένου αιώνα. Τέσσερα μεγέθη κύκλων αντιστοιχούν σε τέσσερα διαστήματα μεγεθών (5.5-5.9, 6.0-6.4, 6.5-6.9, 7.0-7.8).

Μια λεπτομερής αλλά εξαιρετικά σαφής περιγραφή της γεωγραφικής κατανομής της επιφανειακής σεισμικότητας στον ελληνικό χώρο και τις γύρω περιοχές παριστάνεται στο σχήμα 1.6. Αυτή προέκυψε από τη μελέτη του ρυθμού της σεισμικής ροπής M_0 και του αντίστοιχου μεγέθους M_c , που αποτελούν μέτρα σεισμικότητας κατάλληλα για σεισμοτεκτονικές μελέτες γιατί έχουν άμεση φυσική σημασία, αφού εκφράζουν την ανά μονάδα χρόνου και μονάδα επιφάνειας εκλυόμενη σεισμική ενέργεια. Η μεγαλύτερη σεισμικότητα παρατηρείται σε τρεις περιοχές του ελληνικού χώρου: α) Κατά μήκος του κυρτού μέρους του Ελληνικού Τόξου αλλά κοντά στις ακτές (Ιόνια νησιά, Ν. Πελοπόννησος, Ν. Κρήτη, Ν. Κάρπαθος), με εξαιρετικά μεγάλη τιμή στο βορειοδυτικότερο τμήμα του τόξου (Κεφαλονιά-Λευκάδα). β) Κατά μήκος μιας δεύτερης περιοχής η οποία περιλαμβάνει: το δυτικό τμήμα της ζώνης διάρρηξης της Βόρειας Ανατολίας (σεισμική ζώνη 15), την προέκταση της ζώνης αυτής στο βορειότατο μέρος του Αιγαίου Πελάγους (σεισμική ζώνη 16) και τη γνωστή Σερβομακεδονική μάζα (σεισμική ζώνη 17). γ) Σε μια περιοχή της Κεντρικής Ελλάδας που περιλαμβάνει: τον Πατραϊκό και Κορινθιακό

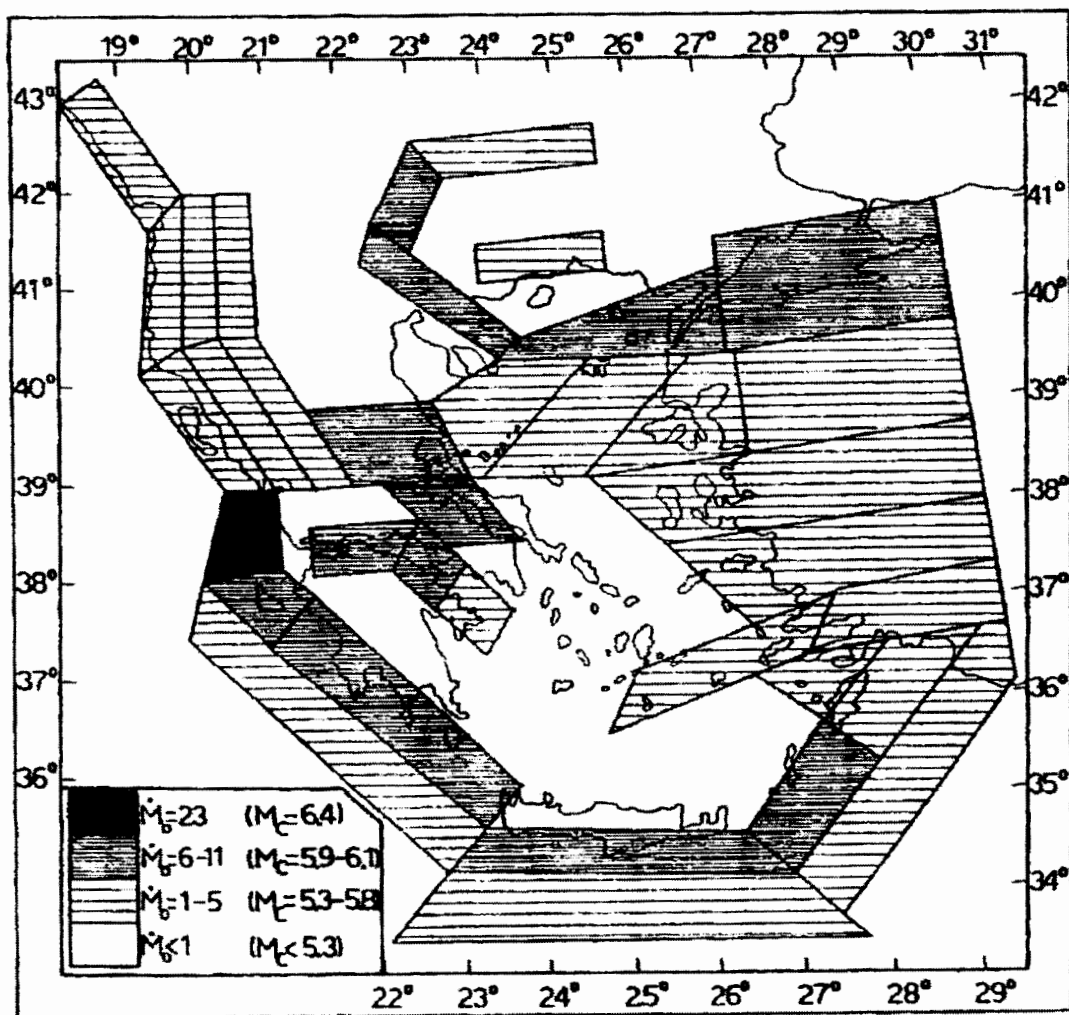
κόλπο (ζώνη 8a,b), τη Θεσσαλία (ζώνη 10) και το Μαλιακό και Ευβοϊκό κόλπο (ζώνη 11). Όλες οι άλλες ζώνες μπορούν να θεωρηθούν ότι έχουν την ίδια περίπου σεισμικότητα. Η σεισμικότητα του υπόλοιπου χώρου που δεν υπάγεται σε καμία από τις 19 σεισμικές ζώνες, χαρακτηρίζεται από τιμές $M_c < 5.3$ ανά 10.000km^2 .



Σχήμα 1.5. Οι σεισμικές ζώνες των επιφανειακών σεισμών στον ελληνικό χώρο και τις γύρω περιοχές (Parazachos 1988).

Όσον αφορά στους σεισμούς ενδιάμεσου βάθους ($60\text{km} \leq h \leq 180\text{km}$), αυτοί συμβαίνουν στο Νότιο Αιγαίο και οι εστίες τους καθορίζουν μια ζώνη, τη ζώνη Benioff, αμφιθεατρικού σχήματος, η οποία κλίνει από το κυρτό προς το

κοίλο μέρος του Ελληνικού Τόξου, δηλαδή από την Ανατολική Μεσόγειο προς το Αιγαίο Πέλαγος (Parazachos and Comninakis 1970,1971, Comninakis and Parazachos 1980). Μερικοί απ' τους σεισμούς αυτούς είναι πολύ μεγάλοι ($M_s \sim 8$) και αποτελούν μεγάλη σεισμική απειλή για ολόκληρη την Νότια Ελλάδα κατά τις επόμενες δεκαετίες.



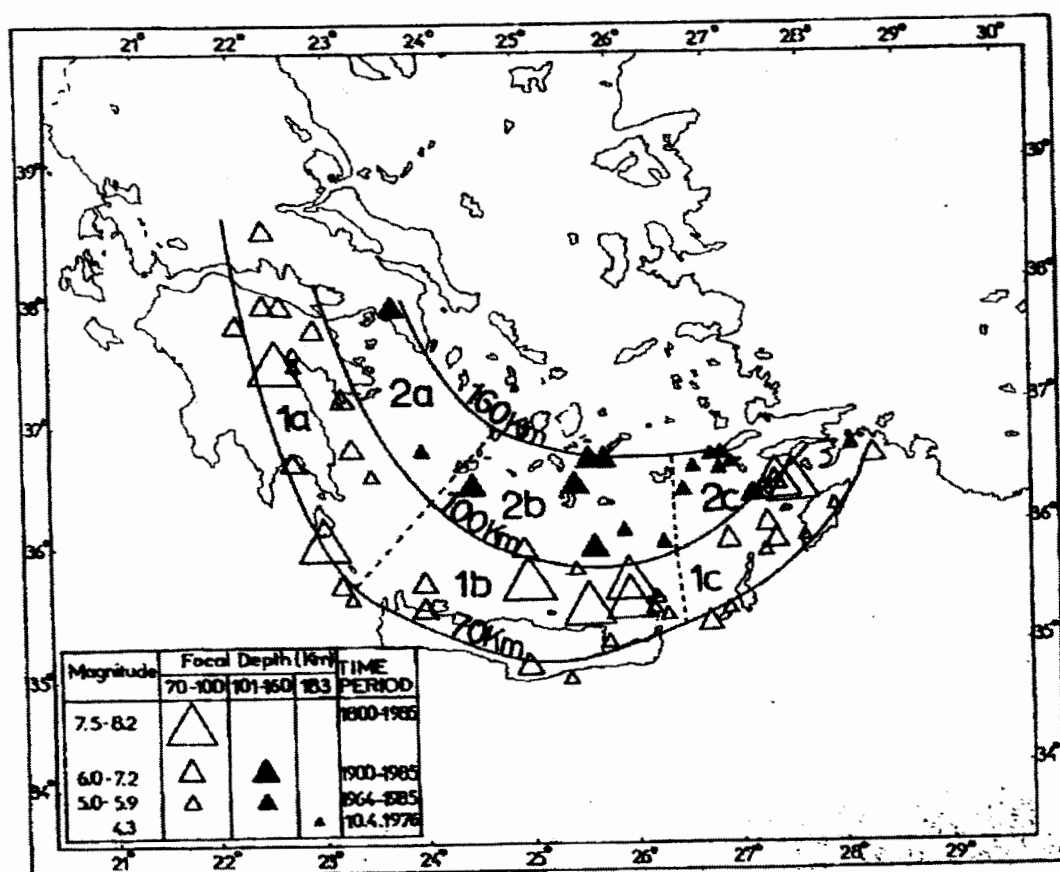
Σχήμα 1.6. Σεισμικότητα των διαφόρων σεισμικών ζωνών των επιφανειακών σεισμών του ελληνικού χώρου και των γύρω περιοχών, όπως αυτή εκφράζεται με την ετήσια έκλυση της σεισμικής ροπής ανά 10.000km² επιφάνεια (Parazachos 1989).

Στο σχήμα 1.7 δείχνεται η κατανομή των επικέντρων τριών πλήρων δειγμάτων σεισμών ενδιάμεσου βάθους οι οποίοι έγιναν κατά τους δύο περασμένους αιώνες. Το πρώτο δείγμα περιλαμβάνει όλους τους σεισμούς με

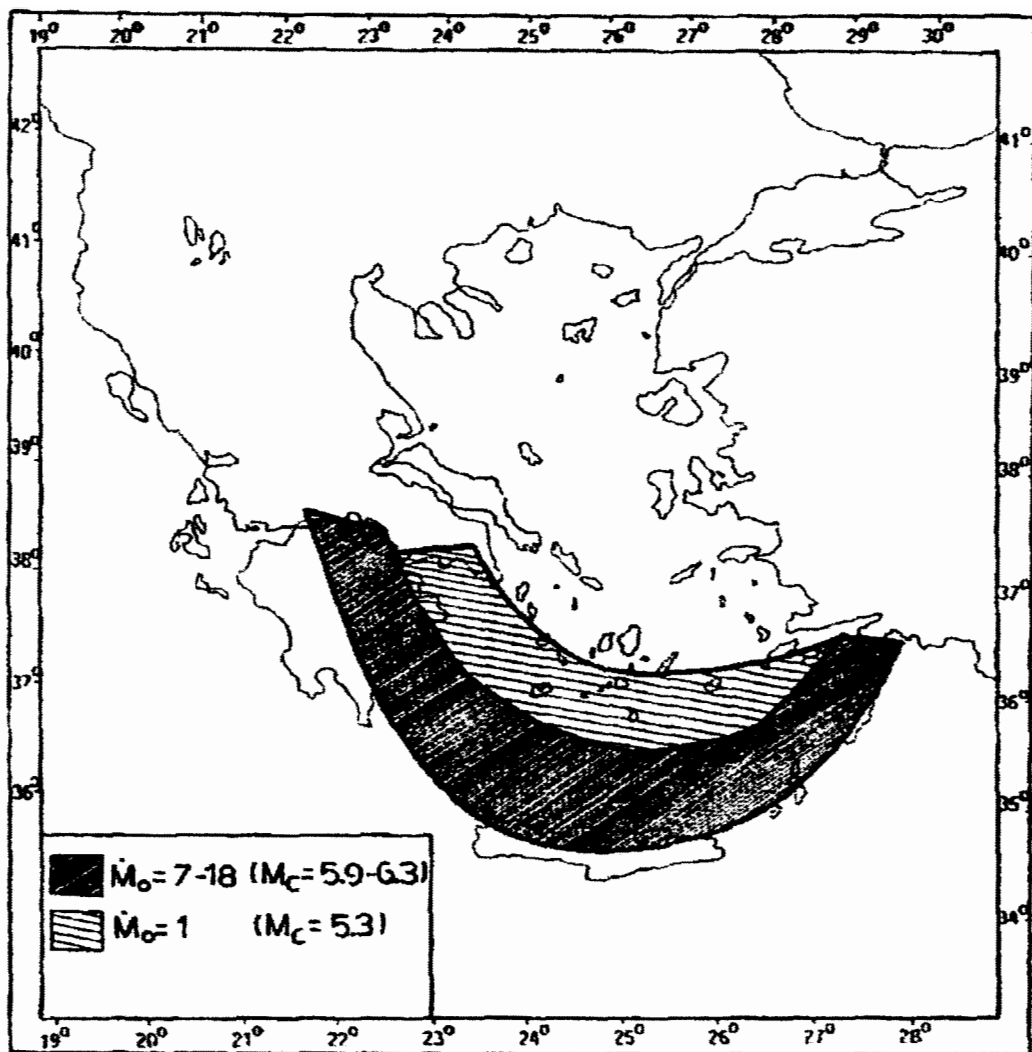
μέγεθος $M_s \geq 7.5$, οι οποίοι έγιναν κατά το χρονικό διάστημα 1800-1985 (μεγάλα τρίγωνα), το δεύτερο δείγμα όλους τους σεισμούς με μεγέθη 6.0-7.2, οι οποίοι έγιναν κατά το χρονικό διάστημα 1900-1985 και το τρίτο δείγμα όλους τους σεισμούς με μεγέθη 5.0-5.9 οι οποίοι έγιναν κατά την περίοδο 1964-1985. Τα μαύρα τρίγωνα παριστάνουν τα επίκεντρα των σεισμών με εστιακά βάθη μεγαλύτερα των 100km και τα άσπρα τρίγωνα τα επίκεντρα σεισμών με εστιακά βάθη μεταξύ 70-100km. Στον ίδιο χάρτη έχουν χαραχθεί οι ισοβαθείς των 70km, 100km και 160km, οι οποίες χωρίζουν την περιοχή σε δύο σεισμικές ζώνες: την εξωτερική ζώνη (1) με εστιακά βάθη μεταξύ 70-100km και την εσωτερική ζώνη (2) με εστιακά βάθη μεταξύ 101-160km. Παρατηρείται ότι οι μεγαλύτεροι σεισμοί ενδιάμεσου βάθους ($M_s \geq 7.5$) συμβαίνουν στην εξωτερική ζώνη. Για γεωμετρικούς κυρίως λόγους οι ζώνες αυτές χωρίστηκαν σε τρεις υποζώνες η κάθε μια, τις 1a, 1b, 1c και 2a, 2b, 2c αντίστοιχα.

Από μελέτες του ρυθμού σεισμικής ροπής M_0 και του αντίστοιχου μεγέθους M_c , παρατηρήθηκε ότι οι ρυθμοί σεισμικής ροπής είναι πολύ μεγαλύτεροι για την εξωτερική ζώνη των σεισμών ενδιάμεσου βάθους (1a, 1b, 1c), όπου το M_c κυμαίνεται μεταξύ 5.9-6.3, από τους ρυθμούς σεισμικής ροπής για την εσωτερική ζώνη των σεισμών αυτών (2a, 2b, 2c), όπου το M_c κυμαίνεται μεταξύ 5.3-5.4. Αυτό δείχνεται παραστατικά στο σχήμα 1.8. Είναι ενδιαφέρον να παρατηρήσουμε ότι ο ρυθμός σεισμικής ροπής M_0 για τις ζώνες των επιφανειακών σεισμών κατά μήκος του εξωτερικού (κυρτού) μέρους του Ελληνικού Τόξου (2b, 3b, 4b, 5b στο σχήμα 1.5) και για τη ζώνη (1) των σεισμών ενδιάμεσου βάθους (1a, 1b, 1c στο σχήμα 1.7) κατά μήκος του εσωτερικού μέρους του τόξου δεν είναι μόνο μεγάλος, αλλά και σχεδόν ο ίδιος ($M_c \sim 6.0$). Βασιζόμενοι στην παρατήρηση αυτή και στο γεγονός ότι όλες αυτές οι σεισμικές πηγές σχηματίζουν μια συνεχή επιφάνεια που αποτελεί την προβολή πάνω στην επιφάνεια της γης μιας ζώνης (Benioff), η οποία βυθίζεται με μικρή κλίση κατά την BBA κατεύθυνση, μπορούμε να συμπεράνουμε ότι η ζώνη αυτή ορίζει την επιφάνεια επαφής των λιθοσφαιρικών πλακών της Ανατολικής Μεσογείου και του Νοτίου Αιγαίου. Η έντονη σύζευξή τους πάνω σ' αυτή την επιφάνεια είναι υπεύθυνη για τη γένεση των μεγάλων σεισμών ($M \sim 8.0$) κατά μήκος του ιζηματογενούς τόξου

του Νότιου Αιγαίου. Αντίθετα, το εσωτερικότατο μέρος της ζώνης Benioff (2a, 2b, 2c στο σχήμα 1.7), το οποίο παρουσιάζει μεγάλη κλίση, δεν οφείλεται στη σύγκρουση των δύο αυτών πλακών, αλλά στην απλή βύθιση του μπροστινού μέρους της λιθόσφαιρας της Μεσογείου (λόγω του βάρους του) σε σημαντικό βάθος κάτω από το ηφαιστειακό τόξο του Νοτίου Αιγαίου. Για το λόγο αυτό, η κλίση του εσωτερικότατου τμήματος της ζώνης Benioff είναι σημαντική (38) και οι μέγιστοι σεισμοί που γίνονται σ' αυτό το τμήμα της είναι σχετικά μικροί ($M \sim 7.0$).



Σχήμα 1.7. Οι δύο ζώνες των σεισμών ενδιάμεσου βάθους, όπως αυτές ορίζονται από τις ισοβαθείς των 70km, 100km και 160km (Papazachos 1997).



Σχήμα 1.8. Σεισμικότητα των δύο σεισμικών ζωνών των σεισμών ενδιάμεσου βάθους στον ελληνικό χώρο, όπως αυτή εκφράζεται με την ετήσια έκλυση της σεισμικής ροπής ανά 10.000km² επιφάνειας (Papazachos 1997).

1.3 Αίτια γένεσης των σεισμών στον ελληνικό χώρο

Οι σεισμικότητα που εμφανίζεται στον ελληνικό χώρο και η κατανομή αυτής, τόσο η κατακόρυφη όσο και η γεωγραφική, όπως και τα γεωτεκτονικά και γεωφυσικά φαινόμενα που παρατηρούνται στην περιοχή, καθορίζονται και διαμορφώνονται από δυνάμεις, οι οποίες μπορούν να διακριθούν σε τρεις κατηγορίες: α) στις οριζόντιες δυνάμεις που ασκούνται στον πυθμένα της λιθόσφαιρας του ευρύτερου χώρου του Αιγαίου, β) στις εσωτερικές δυνάμεις που αναπτύσσονται μέσα στη λιθόσφαιρα του ευρύτερου χώρου του Αιγαίου και γ) στις εξωτερικές οριζόντιες δυνάμεις που ασκούνται στη λιθόσφαιρα του χώρου του Αιγαίου και των γύρω περιοχών από γειτονικές λιθοσφαιρικές πλάκες (λιθόσφαιρες Α. Μεσογείου, Αδριατικής, Τουρκίας).

Παρακάτω περιγράφονται συνοπτικά οι τρεις κατηγορίες των δυνάμεων και ο τρόπος ερμηνείας των βασικών γεωτεκτονικών και γεωφυσικών ιδιοτήτων του ευρύτερου χώρου του Αιγαίου.

Δυνάμεις στον πυθμένα και το εσωτερικό της λιθόσφαιρας του Αιγαίου

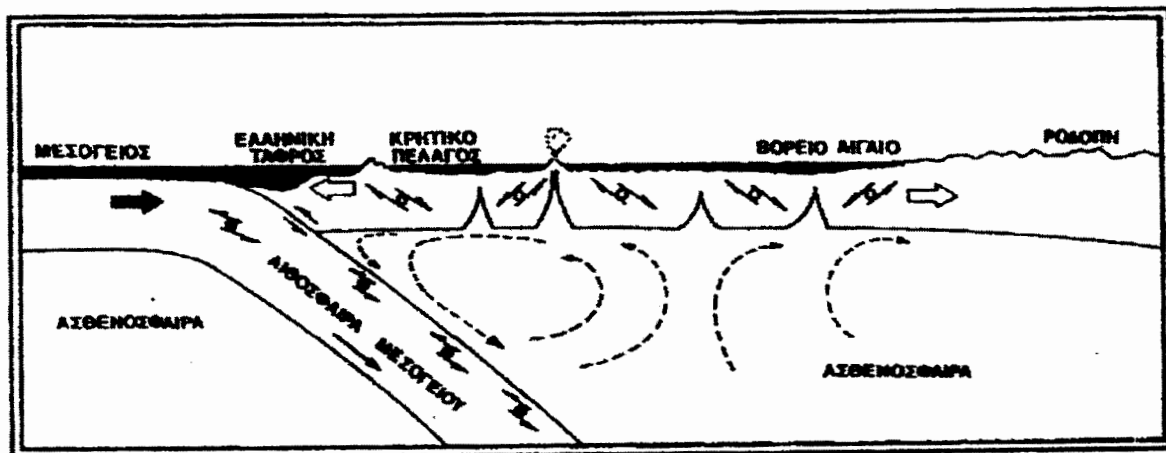
Όπως έχει ήδη αναφερθεί, οι επιφανειακοί σεισμοί στο εσωτερικό μέρος του Ελληνικού Τόξου αλλά και στο μεγαλύτερο μέρος του Αιγαίου και των γειτονικών περιοχών, παράγονται από οριζόντιες τάσεις εφελκυσμού οι οποίες έχουν διεύθυνση περίπου Βορρά-Νότου (σχήμα 1.2) και δημιουργούν κανονικά (βαρύτητας) ρήγματα. Οι εφελκυστικές αυτές τάσεις οφείλονται σε επέκταση της λιθόσφαιρας του Αιγαίου κατά τη διεύθυνση Β-Ν, η οποία άρχισε πριν από 13 εκατομμύρια χρόνια (LePichon and Angelier 1979) με συνέπεια να γίνει ο φλοιός στο χώρο αυτό τέσσερις φορές λεπτότερος από ότι ήταν αρχικά (McKenzie 1978).

Για τα αίτια αυτής της επέκτασης και τη γένεση των επιφανειακών σεισμών με κανονικές διαρρήξεις στο χώρο αυτό, διατυπώθηκαν διάφορες απόψεις που μπορούν να διακριθούν σε δύο γενικές κατηγορίες. Σύμφωνα με την πρώτη, η επέκταση του Αιγαίου οφείλεται σε οριζόντιες εφασπτομενικές δυνάμεις που ασκούνται στον πυθμένα της λιθόσφαιρας κατά τη διεύθυνση Β-Ν από αίτια που βρίσκονται στο μανδύα κάτω από τη λιθόσφαιρα αυτή, ενώ σύμφωνα με τη δεύτερη, η επέκταση του Αιγαίου οφείλεται σε θερμική

διαστολή του λόγω της ροής θερμότητας από το εσωτερικό της γης προς τη λιθόσφαιρα αυτή.

Οι Παπαζάχος και Κορμηνάκης (1978) πρότειναν το γεωδυναμικό μοντέλο που παριστάνεται στο σχήμα 1.9, για να ερμηνεύσουν την κατανομή της σεισμικής δράσης και τις βασικές γεωτεκτονικές και γεωφυσικές ιδιότητες στο νότιο κεντρικό μέρος του ευρύτερου χώρου του Αιγαίου. Σύμφωνα με το μοντέλο αυτό, κατά την κατάδυση της λιθόσφαιρας της Ανατολικής Μεσογείου κάτω από τη λιθόσφαιρα του Αιγαίου, παράγεται θερμότητα στην πάνω επιφάνεια της καταδυόμενης πλάκας και αυξάνει η θερμοκρασία του ανώτερου στρώματος της, με συνέπεια αυτό να γίνεται ελαφρότερο και να τείνει να ανέλθει σε σχέση με το κάτω στρώμα της. Παράγονται έτσι, ανάστροφα ρήγματα, τα οποία είναι υπεύθυνα για τη γένεση σεισμών ενδιάμεσου βάθους μέσα στο τμήμα αυτό της λιθόσφαιρας της Ανατολικής Μεσογείου που καταδύεται κάτω από το Νότιο Αιγαίο. Συνέπεια της θερμότητας που παράγεται κατά την κατάδυση αυτή, είναι η δημιουργία ρευμάτων μεταφοράς στο χώρο της ασθενόσφαιρας που βρίσκεται μεταξύ της καταδυόμενης λιθόσφαιρας και της λιθόσφαιρας του Αιγαίου (σχήμα 1.9). Έτσι, θερμό υλικό ανεβαίνει προς τη λιθόσφαιρα του Αιγαίου και όταν φτάσει στον πυθμένα της κινείται οριζόντια, ψύχεται και ξαναβυθίζεται. Το θερμό αυτό υλικό κατέχει τον ασεισμικό χώρο (χωρίς εστίες σεισμών) κάτω από τη λιθόσφαιρα του Αιγαίου και σ' αυτό οφείλεται η έντονη απόσβεση των σεισμικών κυμάτων στο χώρο αυτό. Κατά την οριζόντια κίνησή τους τα ρεύματα μεταφοράς ασκούν οριζόντιες εφαπτομενικές δυνάμεις στην κάτω επιφάνεια της λιθόσφαιρας, με συνέπεια την ανάπτυξη τάσεων εφελκυσμού μέσα σ' αυτή (επεκτατικές τάσεις), τη θραύση της και τη διείσδυση σ' αυτή θερμού υλικού του μανδύα. Στη διείσδυση αυτή οφείλεται η ηφαιστειακή δράση, οι γεωθερμικές εκδηλώσεις και οι γεωμαγνητικές και βαρυτομετρικές ανωμαλίες στο εσωτερικό μέρος του Ελληνικού Τόξου (Νότιο Αιγαίο και γύρω περιοχές). Σ' αυτή την επέκταση και θραύση της λιθόσφαιρας του Αιγαίου και των γειτονικών περιοχών οφείλεται η γένεση των επιφανειακών σεισμών με κανονικές διαρρήξεις (κανονικά ρήγματα) εσωτερικά του Ελληνικού Τόξου. Δηλαδή, σύμφωνα με το μοντέλο του σχήματος 1.9, εφαπτομενικές δυνάμεις

στον πυθμένα της λιθόσφαιρας του Αιγαίου είναι υπεύθυνες για την επέκταση του Αιγαίου.



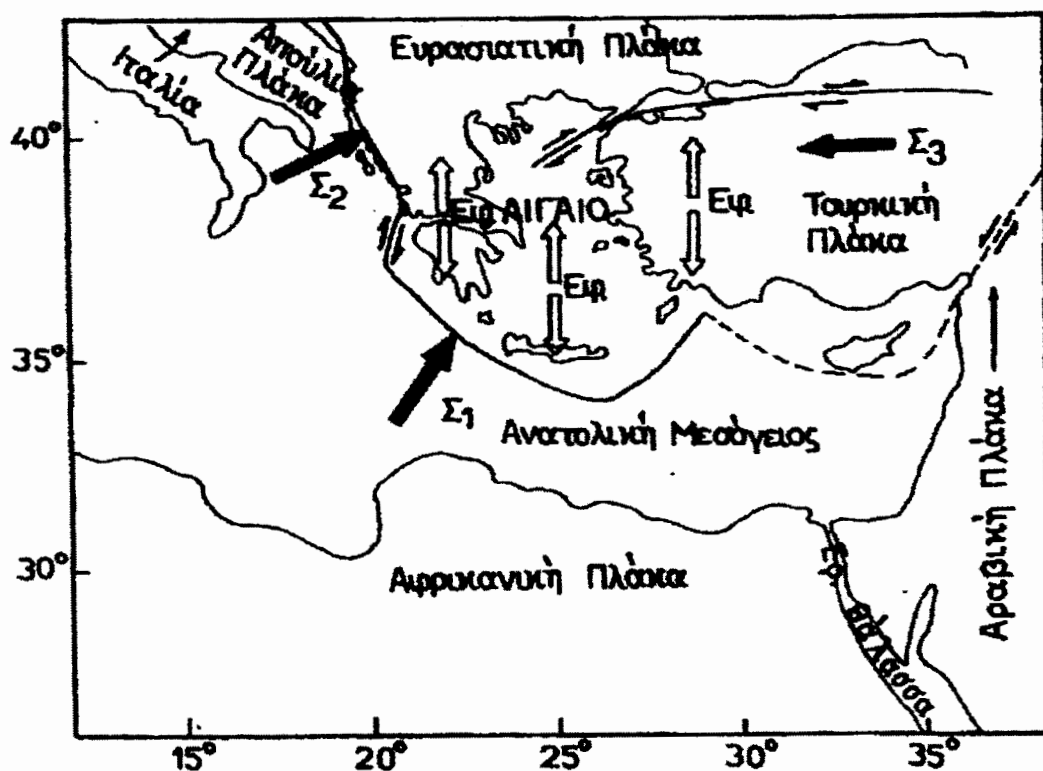
Σχήμα 1.9. Γεωδυναμικό μοντέλο για την ερμηνεία του τρόπου γένεσης των σεισμών και άλλων γεωφυσικών ιδιοτήτων του χώρου του Αιγαίου και των γύρω περιοχών (Parazachos and Comninakis 1978).

Η γένεση των μεγάλων σεισμών παρατηρείται κατά μήκος μάλλον καλά καθορισμένων σεισμικών ζωνών του ελληνικού χώρου και των γύρω περιοχών και όχι σ' όλες τις περιοχές του χώρου αυτού, παρότι το τεκτονικό πεδίο που δημιουργούν οι ασκούμενες δυνάμεις υπάρχει σ' όλο το χώρο (εφελκυστικό στο Αιγαίο, συμπιεστικό στις εξωτερικές ζώνες). Αυτό οφείλεται πιθανώς στο ότι η μηχανική αντοχή των πετρωμάτων, η οποία καθορίστηκε από παλιότερες τεκτονικές διαδικασίες κατά τη διάρκεια της γεωλογικής ηλικίας της περιοχής, είναι μικρότερη στις ζώνες αυτές από ότι στις άλλες περιοχές του χώρου.

Δράση οριζόντιων εξωτερικών δυνάμεων στη λιθόσφαιρα του ευρύτερου χώρου του Αιγαίου

Οι δυνάμεις αυτές οφείλονται στη σχετική κίνηση της λιθόσφαιρας της Ανατολικής Μεσογείου κατά τη ΒΒΑ διεύθυνση σε σχέση με τη λιθόσφαιρα του Αιγαίου, στην αριστερόστροφη περιστροφή της λιθόσφαιρας της Αδριατικής

(Απουλίας πλάκας) και στην προς τα δυτικά κίνηση της λιθόσφαιρας της Τουρκίας (πλάκα Ανατολίας) (σχήμα 1.10).



Σχήμα 1.10. Οι σεισμοί στον ελληνικό χώρο και τις γύρω περιοχές οφείλονται στις συμπιεστικές δυνάμεις (Σ_1 , Σ_2 , Σ_3) που ασκούν οι γειτονικές λιθόσφαιρικές πλάκες στο χώρο αυτό, και στις εφελκυστικές δυνάμεις (Εφ.) που ασκούνται μέσα στη λιθόσφαιρα του Αιγαίου και των γύρω περιοχών (Papazachos 1997).

ΒΒΑ σχετική κίνηση της λιθόσφαιρας της Ανατολικής Μεσογείου

Το Ελληνικό Τόξο χωρίζει τη λιθόσφαιρα της Ανατολικής Μεσογείου, η οποία στην περιοχή αυτή αποτελεί το μπροστινό μέρος της Αφρικανικής λιθόσφαιρικής πλάκας, από τη λιθόσφαιρα του ευρύτερου χώρου του Αιγαίου, η οποία στην περιοχή αυτή αποτελεί το μπροστινό μέρος της Ευρασιατικής λιθόσφαιρικής πλάκας. Κατά μήκος του τόξου αυτού πραγματοποιείται σύγκλιση μεταξύ των δύο λιθόσφαιρών με μία σχετική ταχύτητα περίπου 3cm/yr, με συνέπεια η λιθόσφαιρα της Μεσογείου, λόγω της μεγαλύτερης πυκνότητάς της, να καταδύεται (βυθίζεται πλάγια) κάτω από τη λιθόσφαιρα

του Αιγαίου υπό μία μέση γωνία 38° (σχήμα 1.7). Η σύγκλιση αυτή δε γίνεται ακριβώς κατά τη διεύθυνση B-N, δηλαδή, η λιθόσφαιρα της Ανατολικής Μεσογείου δεν κινείται ακριβώς προς τη βόρεια κατεύθυνση σε σχέση με τη λιθόσφαιρα του Αιγαίου, αλλά προς τη BBA κατεύθυνση.

Σ' αυτή τη σύγκλιση των δύο λιθοσφαιρών οφείλονται οι συμπιεστικές δυνάμεις (Ζάκυνθος - Ν.Πελοποννήσου - Ν.Κρήτης - Ν.Ρόδου) και η γένεση των επιφανειακών σεισμών σε ανάστροφα ρήγματα στο κυρτό μέρος του Ελληνικού Τόξου (σχήμα 1.2). Η σύγκλιση και η κατάδυση της λιθόσφαιρας της Ανατολικής Μεσογείου κάτω από αυτή του Αιγαίου δημιούργησαν το τεκτονικό σύστημα Ελληνική Τάφρος - Ελληνικό Τόξο (σχήμα 1.1) και τη γένεση σεισμών ενδιάμεσου βάθους στη ζώνη Benioff (σχήμα 1.7) με ανάστροφες διαρρήξεις. Η σχετική κίνηση μεταξύ των δύο λιθοσφαιρών εξηγεί και το δεξιόστροφο ρήγμα οριζόντιας μετατόπισης στην περιοχή της Κεφαλονιάς.

Η σύγκλιση μεταξύ των λιθοσφαιρών της Ανατολικής Μεσογείου και του Αιγαίου δεν μπορεί να εξηγήσει το συμπιεστικό πεδίο των τάσεων στις βόρειες εξωτερικές ζώνες (ζώνες 1 και 6, σχήματα 1.5 και 1.2), ούτε τα δεξιόστροφα οριζόντια ρήγματα στη βορειοδυτική Τουρκία και το Βόρειο Αιγαίο (σχήμα 1.2). Για την ερμηνεία αυτών των παρατηρήσεων απαιτείται η παραδοχή εξάσκησης και άλλων εξωτερικών δυνάμεων στο χώρο του Αιγαίου.

Αριστερόστροφη περιστροφή της Απουλίας λιθοσφαιρικής πλάκας

Η Απουλία (ή Αδριατική) λιθοσφαιρική πλάκα αποτελεί επέκταση της Αφρικανικής στο χώρο μεταξύ της Ιταλίας και της Γιουγκοσλαβίας - Αλβανίας - Δυτικής Κεντρικής Ελλάδας. Υπάρχουν γεωφυσικά στοιχεία τα οποία δείχνουν (Ritsema 1969, McKenzie 1972) ότι αυτή η πλάκα της Απουλίας περιστρέφεται αριστερόστροφα με συνέπεια να συγκλίνει και να συγκρούεται με τη λιθόσφαιρα της Γιουγκοσλαβίας - Αλβανίας - Δυτικής Κεντρικής Ελλάδας, που αποτελεί το μπροστινό μέρος της Ευρασιατικής λιθοσφαιρικής πλάκας στο μέρος αυτό. Επειδή όπως έχει αποδειχθεί με γεωφυσικές έρευνες, η Απουλία πλάκα έχει ηπειρωτική δομή, δηλαδή παρόμοια μέση πυκνότητα με την Ευρασιατική, δεν καταδύεται κάτω από αυτήν, αλλά έχουμε κατά μήκος των ανατολικών ακτών της Αδριατικής και του βορείου τμήματος

του Ιονίου (περιοχή Κέρκυρας) σύγκλιση και σύγκρουση μεταξύ δύο ηπειρωτικών πλακών.

Μπορούμε συνεπώς, να πούμε ότι το συμπίεστικό πεδίο στις σεισμικές ζώνες (ζώνες 1 και 6, σχήμα 1.5) κατά μήκος των ακτών της Γιουγκοσλαβίας, Αλβανίας και Δυτικής Κεντρικής Ελλάδας (σχήμα 1.2) και η γένεση μόνο επιφανειακών σεισμών με ανάστροφες διαρρήξεις στις ζώνες αυτές, οφείλονται στην αριστερόστροφη περιστροφή της λιθοσφαιρικής πλάκας της Απουλίας και στη σύγκρουσή της με το μπροστινό τμήμα της Ευρασιατικής στο μέρος αυτό. Η γένεση μόνο επιφανειακών σεισμών στην περιοχή σύγκλισης των δύο αυτών πλακών, οφείλεται επίσης στο ότι δεν πραγματοποιείται λιθοσφαιρική κατάδυση σ' αυτή την περιοχή, επειδή οι δύο συγκρουόμενες πλάκες έχουν και οι δύο ηπειρωτική δομή.

Δυτική κίνηση της τουρκικής λιθοσφαιρικής πλάκας

Η Αραβική λιθοσφαιρική πλάκα περιστρέφεται αριστερόστροφα, έτσι ώστε να απομακρύνεται από την Ερυθρά θάλασσα, η οποία είναι γνωστό ότι ανοίγει. Κατά την περιστροφή της αυτή ασκεί ισχυρή δύναμη στην Τουρκική μικροπλάκα, την οποία αναγκάζει να κινείται προς τα δυτικά (σχήμα 1.10). Αυτή η κίνηση της Τουρκικής πλάκας θεωρείται υπεύθυνη για το μεγάλο δεξιόστροφο ρήγμα της Βόρειας Ανατολίας και τους δύο κλάδους του στο δυτικό του μέρος οι οποίοι φτάνουν μέχρι το Βόρειο Αιγαίο (σχήμα 1.2).

Συνεπώς, η γένεση των επιφανειακών σεισμών στη ΒΔ Τουρκία και το Βόρειο Αιγαίο με οριζόντιες δεξιόστροφες διαρρήξεις, οφείλεται στην προς τα δυτικά κίνηση της Τουρκικής λιθοσφαιρικής πλάκας.

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 2^ο

Ο σεισμός της Αθήνας 1999

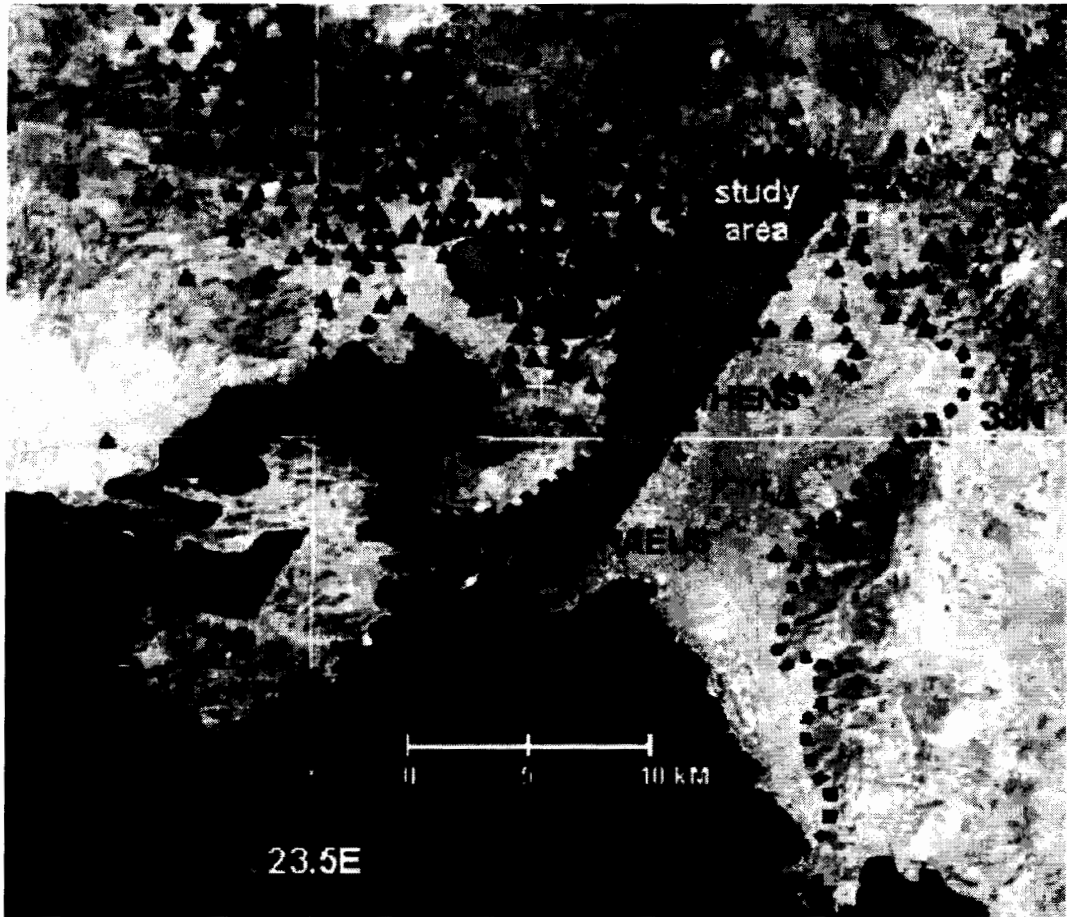
2.1 Γενικά

Ένας μέτριος ως ισχυρός επιφανειακός σεισμός, με τοπικό μέγεθος $M_L=5.4$ και επιφανειακό $M_S=5.9$, συνέβη στις δυτικές περιοχές της λεκάνης των Αθηνών στις 7 Σεπτεμβρίου 1999, στις 14:56 τοπική ώρα (11:56 GMT). Σύμφωνα με το Εθνικό Αστεροσκοπείο Αθηνών – Ινστιτούτο Γεωδυναμικής (Stavrakakis et.al. 2000) και το Πανεπιστήμιο Αθηνών – τμήμα Γεωφυσικής (Papadimitriou et. al. 2000), Το επίκεντρο του σεισμού τοποθετείται βόρεια του κόλπου της Ελευσίνας (στη νοτιοδυτική πλευρά του όρους της Πάρνηθας), 20km από το κέντρο της Αθήνας (σχήμα 2.1). Οι επικεντρικές συντεταγμένες είναι $38.10^\circ B - 23.56^\circ A$ και το εστιακό βάθος είναι 8-16km (~14.5km).

Τέσσερα συμβάντα, με τοπικό μέγεθος 3.2, 2.5, 2.5 και 3.2, καταγράφηκαν 18-2 λεπτά πριν τον κύριο σεισμό και δείχνουν διάδοση της διάρρηξης από δυτικά προς ανατολικά με ταχύτητα 2.1 km/sec και ότι το σημείο γένεσης βρίσκεται στο δυτικό τμήμα του επιπέδου του ρήγματος. Ο μεγαλύτερος μετασεισμός, με $M_L=4.4$, καταγράφηκε στις 7/9/1999 στις 20:45 GMT, ενώ περισσότεροι από 2000 μετασεισμοί συνέβησαν στις επόμενες δύο εβδομάδες (Papadopoulos et. al., 2000, Papadimitriou et. al., 2000, Voulgaris et. al., 2000).

Η ανάλυση του εστιακού μηχανισμού δείχνει κανονική ρηγμάτωση, περίπου 15km ΒΔ του κέντρου της Αθήνας, με κατεύθυνση ΒΔ-ΝΑ και κλίση προς ΝΔ, (παράταξη= 115° , κλίση= 57° , γωνία ολίσθησης= -80° (Louvari and Kiratzi, 2001) και βοηθητικό επίπεδο με παράταξη= 277° , κλίση= 34° , γωνία ολίσθησης= -105°), έχοντας μία μικρή αριστερόστροφη συνιστώσα κίνησης. Το κοντινό ρήγμα της Αταλάντης, που μετακινήθηκε κατά τη διάρκεια της σεισμικής ακολουθίας του 1894 και προκάλεσε μεγάλες καταστροφές στην Αθήνα, έχει περίπου τον ίδιο προσανατολισμό διεύθυνσης.

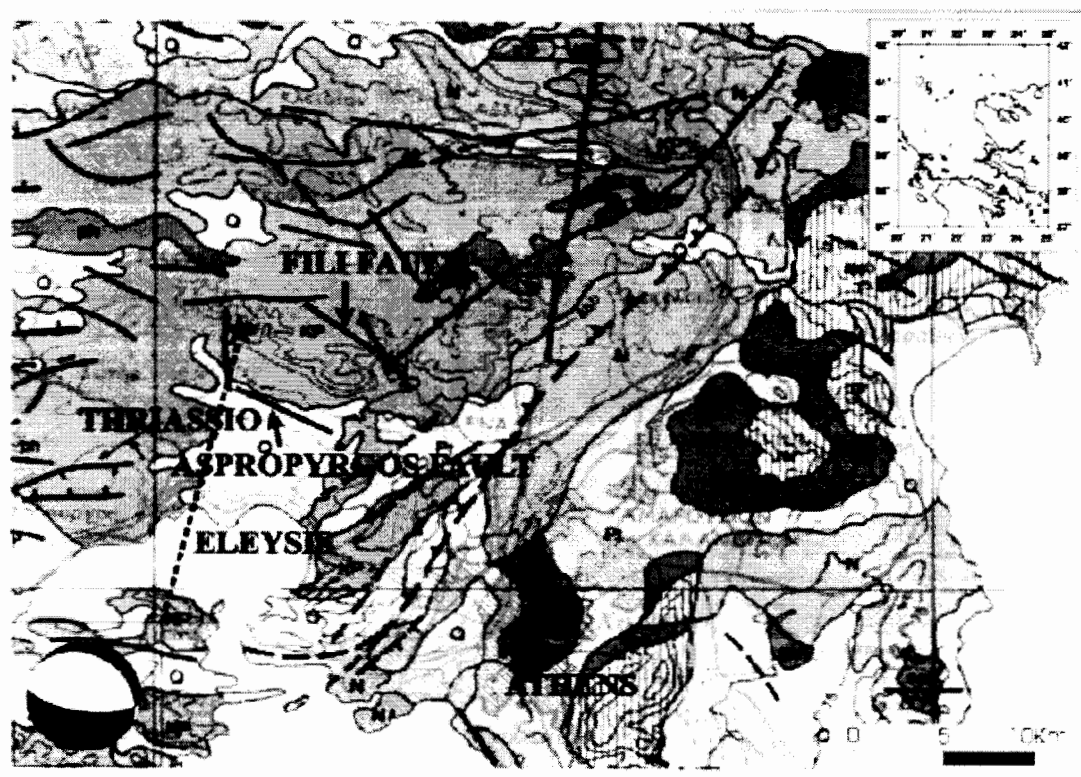
Στην επικεντρική περιοχή, η οποία είναι δομικά σύνθετη περιλαμβάνοντας τις επωθήσεις που συνδέονται με την αλπική ορογένεση και



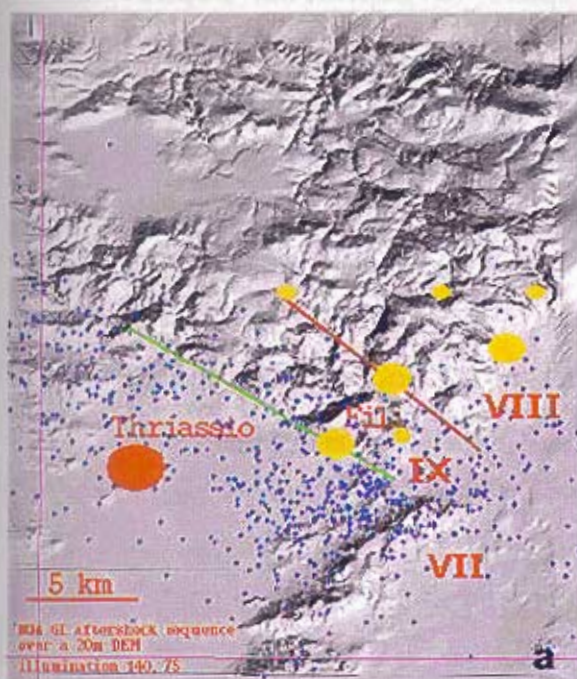
Σχήμα 2.1. Δορυφορική εικόνα της ευρύτερης περιοχής της Αθήνας. Ο κύκλος δείχνει το επίκεντρο του κύριου σεισμού της Αθήνας και τα τρίγωνα τους μετασεισμούς για περίοδο δύο μηνών. Η περιοχή μελέτης είναι σκιασμένη (Marinos et. al. 2001).

κόβουν τον Τριαδικού-Ιουρασικού κρυσταλλικό ασβεστόλιθο, και τα μετα-αλπικά κανονικά ρήγματα μέσα σε προ-νεογενείς σχηματισμούς (Pavlidis et. al., 1999), τρία κανονικά ρήγματα του ίδιου προσανατολισμού εκδηλώνονται σαφώς στη μορφολογία, του Θριάσσιου, της Φυλής και του Ασπρόπυργου (σχήμα 2.2). Το ρήγμα της Φυλής έχει κατεύθυνση σχεδόν ΒΔ-ΝΑ με ορατό μήκος περίπου 11 km (Pavlidis et. al., 1999) και συνδέεται με έναν απότομο γκρεμό 100m (Tselentis and Zahradnik, 2000), ένδειξη σημαντικής προηγούμενης δραστηριότητας. Το ρήγμα Ασπρόπυργου-Ελευσίνας είναι νεότερο από το ρήγμα της Φυλής και προκαλεί το εντονότερο ανάγλυφο στην περιοχή. Η δομή του Θριάσσιου πεδίου βρίσκεται σχεδόν παράλληλη στο

ρήγμα της Φυλής και καλύπτεται από κορήματα. Και τα τρία ρήγματα συνδέονται με απότομη μεταβολή στο τοπογραφικό ανάγλυφο και μπορούν να αναγνωριστούν καθαρά σε δορυφορικές εικόνες (σχήμα 2.3). Δεν υπάρχει άλλη ενεργή δομή στα βόρεια αυτών των ρηγμάτων, εκτός από τα Α-Δ ρήγματα στις βόρειες πλαγιές της Πάρνηθας. Καμία επιφανειακή διάρρηξη δεν τοποθετήθηκε στην ευρύτερη περιοχή ούτε κατά μήκος των υπαρχόντων ιχνών ρηγμάτων, ενώ δευτερεύοντα φαινόμενα ήταν περιορισμένα. Μερικές ασήμαντες επιφανειακές διαρρήξεις, βραχοπτώσεις και κατολισθήσεις παρατηρήθηκαν στη μειζοσεισμική περιοχή στους πρόποδες του όρους Πάρνηθα. Συνεπώς ήταν πολύ δύσκολο να συσχετιστεί το σεισμικό ρήγμα με κάποιο από τα χαρτογραφημένα κανονικά ρήγματα της περιοχής.



Σχήμα 2.2. Η επικεντρική περιοχή με χαρτογραφημένα ρήγματα (Kontoes et. al., 2000). Το αστέρι δείχνει το επίκεντρο από USGS (38.13°B, 23.55°A). Κάτω αριστερά: προβολή του κατώτερου ημισφαιρίου της επιλεγμένης λύσης του επιπέδου του ρήγματος που καθορίστηκε σε αυτήν την μελέτη (παράταξη=115°, κλίση=60°, γωνία ολίσθησης=-80°). Πάνω δεξιά: θέση της υπό μελέτη περιοχής (μαύρο τρίγωνο).



Σχήμα 2.3. α) Η πράσινη γραμμή είναι το κανονικό ρήγμα του Θριάσσιου και η κόκκινη γραμμή το κανονικό ρήγμα της Φυλής. Οι μπλε σταυροί είναι τα επίκεντρα των μετασεισμών και ο κόκκινος κύκλος το επανατοποθετημένο επίκεντρο της κύριας δόνησης στις 07/09/1999. Ο χάρτης δείχνει επίσης την κατανομή των βραχοπτώσεων (κίτρινοι κύκλοι). Τα λατινικά κεφαλαία γράμματα δηλώνουν την σεισμική ένταση. β) Προοπτική άποψη (προς βορειοανατολικά στις 35° πάνω από τον ορίζοντα) της δυτικής Αττικής. Η κόκκινη γραμμή είναι το ίχνος του κανονικού ρήγματος της Φυλής που μετακινήθηκε κατά τη διάρκεια του σεισμού στις 7/9/1999. Κατακόρυφη διόγκωση x3. (Ganas et. al., 2001).

Υπαίθρια εργασία διεξήχθη αμέσως μετά τον κύριο σεισμό, στην οποία δεν εντοπίστηκαν τυπικά ίχνη ρήγματος (Pavlidis et. al., 1999) και οι μη συνεκτικές αποθέσεις στο ρήγμα του Θριάσσιου βρέθηκε ότι παρέμειναν άθικτες. Αντίθετα, εκτεταμένες καταπτώσεις βράχων και ρωγμές λόγω βαρύτητας έχουν παρατηρηθεί και χαρτογραφηθεί, ειδικά κατά μήκος του ρήγματος της Φυλής και νοτιοδυτικά του Ασπρόπυργου (Pavlidis et. al., 1999). Επιπλέον, η μετασεισμική κατανομή και οι κατακόρυφες εγκάρσιες τομές δείχνουν περισσότερο πιθανό ο σεισμός του 1999 στην Αθήνα να συνδέεται με το ρήγμα της Φυλής (Tselentis and Zahradnik, 2000).

Η μειζοσεισμική περιοχή περιελάμβανε τα βόρεια και βορειοδυτικά προάστια των Αθηνών, καθώς και τη βιομηχανική περιοχή κατά μήκος του ποταμού Κηφισού. Οι περισσότερες καταστροφές παρατηρήθηκαν στα ΒΔ προάστια της πόλης (στους δήμους Θρακομακεδόνων, Άνω Λιοσίων, Φυλής και Μενιδίου) που τοποθετούνται ανατολικά του ρήγματος της Φυλής (σχήμα 2.2). Γενικά η κατανομή των καταστροφών μέσα στην ευρύτερη επικεντρική περιοχή ήταν ανώμαλη (καταστροφές μέσα στην προβολή του επιπέδου του ρήγματος, που είναι συνηθισμένες για κανονικής διάρρηξης σεισμούς, ήταν ασήμαντες συγκρινόμενες με αυτές που παρατηρήθηκαν κοντά στην ανατολική περιοχή του ρήγματος). Αυτή η ασυμμετρία προς την μειζοσεισμική περιοχή προκάλεσε σκέψεις για την εμφάνιση κατευθυντικών φαινομένων κατά τη διάρκεια της σεισμικής διάρρηξης, που αργότερα επιβεβαιώθηκε με διάφορες μελέτες (Tselentis and Zahradnik 2000, Zahradnik and Tselentis 2002, Roumelioti et. al., 2003, Gallovic and Brokesova, 2003).

Μια ενδιαφέρουσα παρατήρηση είναι ότι οι περιοχές βαρύτατων ζημιών, κατά τη διάρκεια του σεισμού της Αθήνας το '99, εκτείνονται εντός των περιοχών αυξημένης μέγιστης εδαφικής επιτάχυνσης. Σ' αυτές τις τοποθεσίες, η μακροσεισμική ένταση ήταν της τάξης των ΙΧ βαθμών στην τροποποιημένη κλίμακα Mercalli-Sieberg MM, με ένα τοπικό μέγιστο πάνω από ΙΧ βαθμούς (Protonotarios et. al., 1999, Papanastassiou et. al., 2000). Η κατάρρευση περίπου 30 κτιρίων και εργοστασίων από ενισχυμένο σκυρόδεμα προκάλεσε 143 απώλειες ενώ περίπου 2000 άνθρωποι τραυματίστηκαν και 100.000 έμειναν άστεγοι.

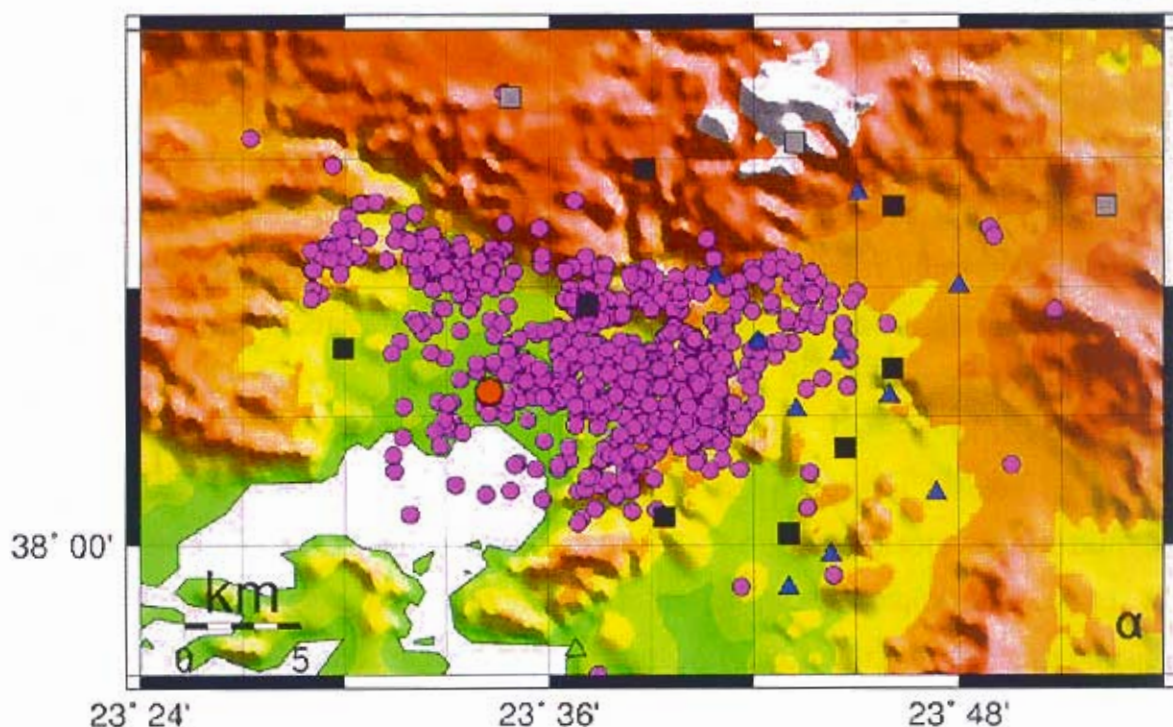
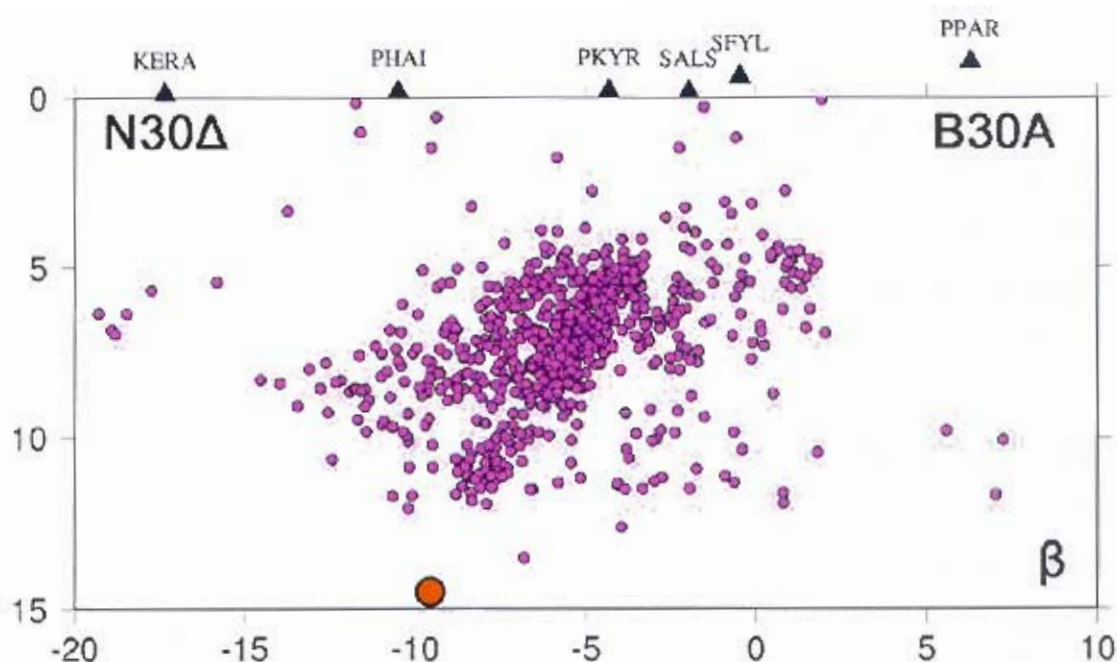
2.2 Κατανομή των επικέντρων της μετασεισμικής ακολουθίας

Χαρακτηριστική είναι η σχεδόν κανονική (Gaussian) κατανομή των βαθών των μετασεισμών, η οποία δείχνει προκαταβολικά ότι η κύρια σεισμική δραστηριότητα εμφανίστηκε σε βάθη 4-12km, γεγονός που επιβεβαιώνει την έλλειψη σημαντικών μετασεισμών κοντά στην επιφάνεια

2.2.1 Χωρική κατανομή των εστιών των μετασεισμών

Στο σχήμα 2.4α χαρτογραφήθηκαν τα επίκεντρα 756 μετασεισμών σε τοπογραφικό χάρτη της ευρύτερης περιοχής της νότιας πλευράς της Πάρνηθας. Φαίνεται ότι τα επίκεντρα βρίσκονται κυρίως στο κεντρικό και ανατολικό μέρος του Θριάσσιου Πεδίου και συγκεκριμένα μεταξύ των βορειοδυτικών υπωρειών του Αιγάλεω, της νότιας πλευράς της Πάρνηθας και ανατολικά της Μάνδρας. Το επίκεντρο του κύριου σεισμού (κίτρινο τετράγωνο) βρίσκεται κοντά στις ακτές του κόλπου της Ελευσίνας, στο νοτιοδυτικό μέρος του μετασεισμικού χώρου. Με βάση την παρατήρηση ότι η μεγαλύτερη συγκέντρωση επικέντρων παρατηρείται στην περιοχή μεταξύ του Αιγάλεω και της Πάρνηθας, μπορεί να υποτεθεί ότι στην περιοχή αυτή υπάρχει ένα ισχυρό εμπόδιο στην επιφάνεια της ζώνης διάρρηξης, το οποίο συγκέντρωσε ισχυρή μετασεισμική δραστηριότητα.

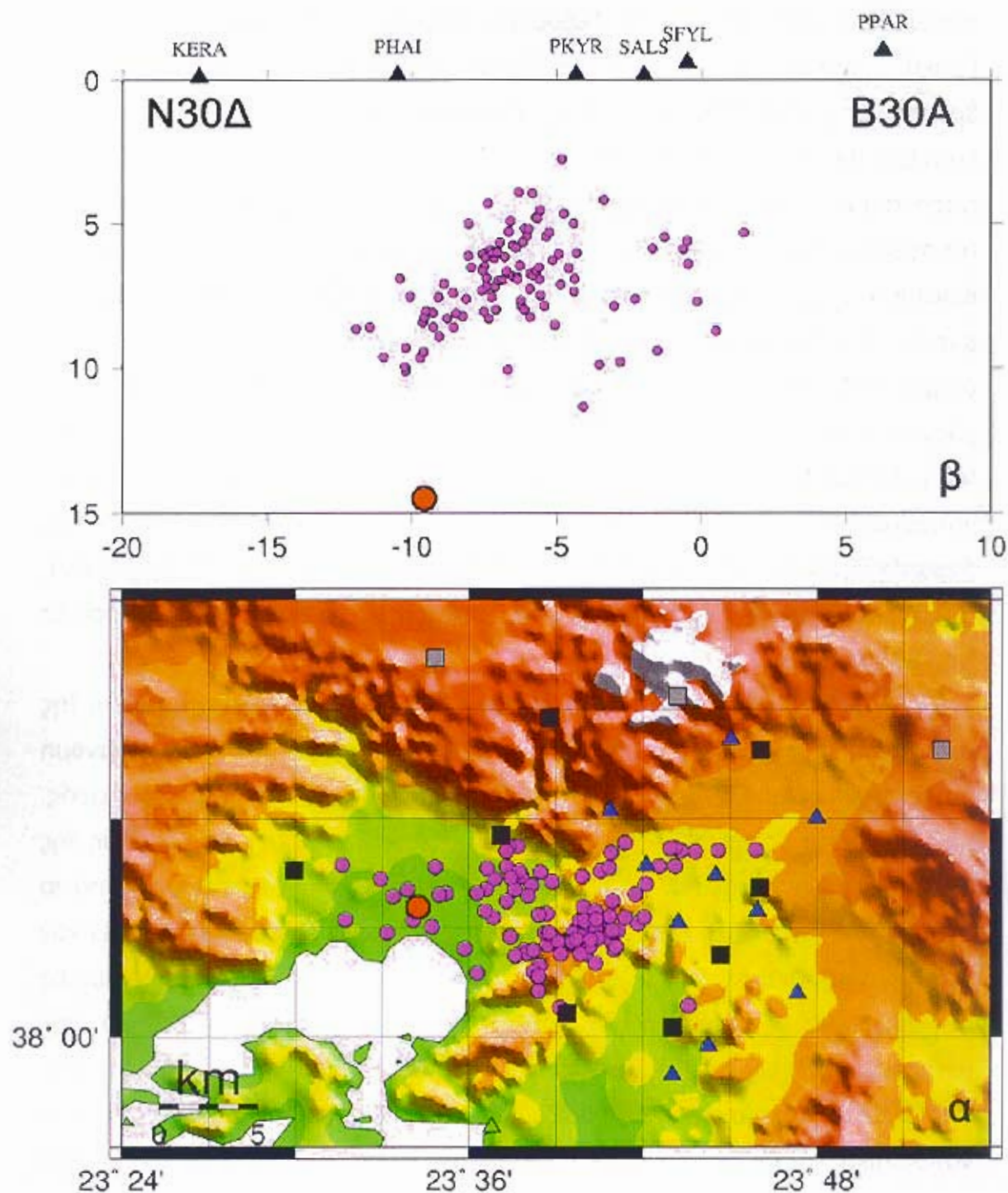
Η χωρική κατανομή των εστιών των μετασεισμών του προηγούμενου σχήματος φαίνεται στο σχήμα 2.4β, όπου οι εστίες των μετασεισμών καθώς και η εστία του κύριου σεισμού προβλήθηκαν σε κατακόρυφο επίπεδο με διεύθυνση B30°A. Στην πάνω πλευρά του σχήματος προβάλλονται και οι θέσεις ορισμένων σεισμολογικών σταθμών. Φαίνεται ότι το μεγαλύτερο μέρος των εστιών αυτών ορίζουν, με αρκετά μεγάλη διασπορά, μια ζώνη διάρρηξης με κλίση προς τα νοτιοδυτικά (~45°), δηλαδή, προς τον κόλπο της Ελευσίνας. Ο κύριος σεισμός φαίνεται ότι έγινε στο βαθύτερο τμήμα αυτής της ζώνης, αν και το βάθος στο οποίο προσδιορίστηκε φαίνεται ότι είναι ελαφρά υπερεκτιμημένο.



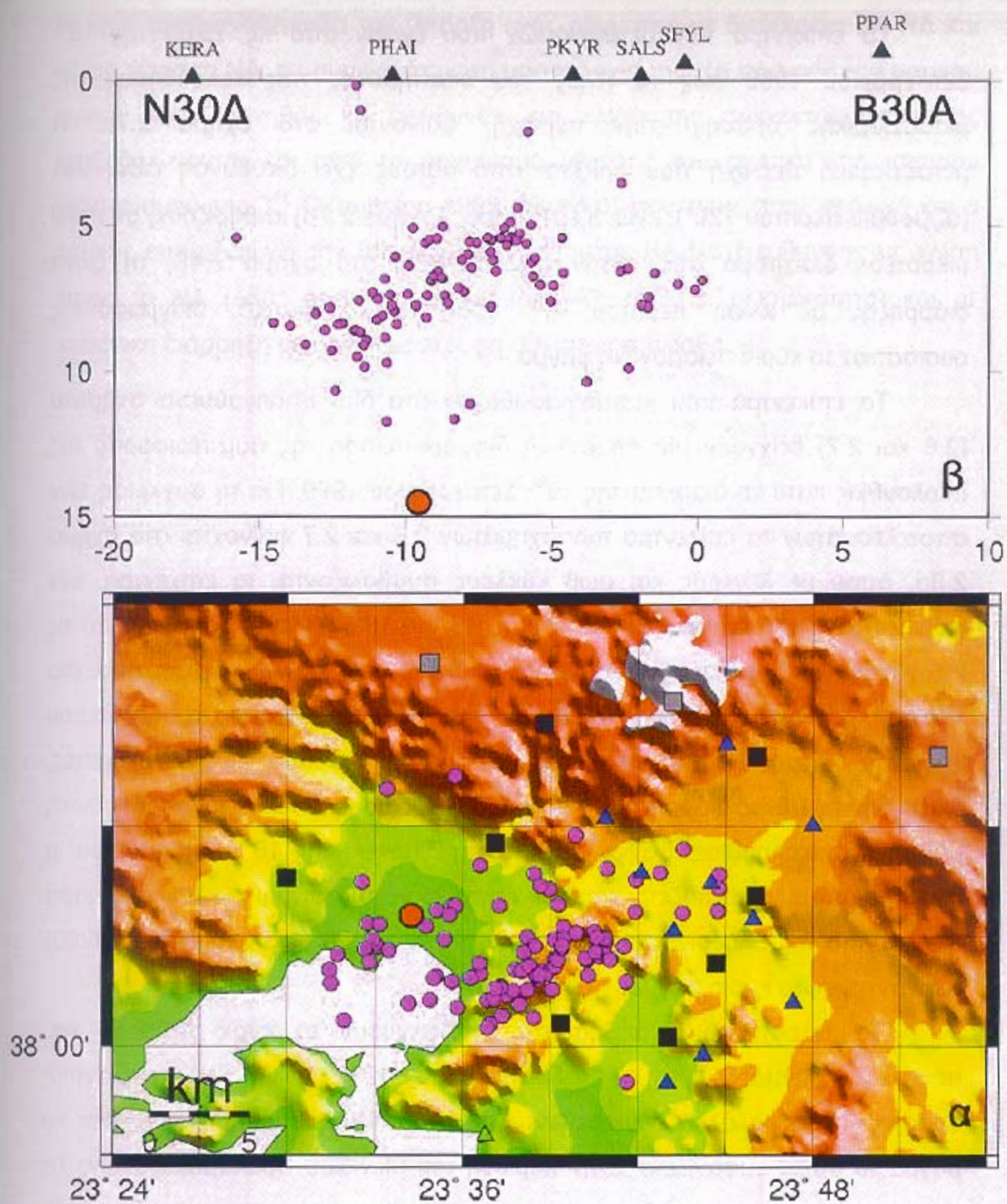
Σχήμα 2.4. (α) Επίκεντρα των μετασεισμών (μωβ κύκλοι) και του κύριου σεισμού της 7^{ης} Σεπτεμβρίου 1999 (κόκκινος κύκλος). Με μαύρα και γκρι τετράγωνα παρουσιάζονται οι σταθμοί του τοπικού δικτύου που λειτούργησαν κατά τη συνολική διάρκεια και τμηματικά, αντίστοιχα, ενώ με μπλε τρίγωνα παρουσιάζονται οι ψηφιακοί επιταχυνσιογράφοι του ΙΤΣΑΚ. (β) Κατανομή των εστιών του προηγούμενου σχήματος σε κατακόρυφο επίπεδο με διεύθυνση B30°A θεωρώντας σημείο αναφοράς με συντεταγμένες 38.1°B, 23.7°A. Στην πάνω πλευρά του σχήματος προβάλλονται και οι θέσεις ορισμένων σεισμολογικών σταθμών που βρίσκονται κοντά στην τομή. (Παπαζάχος Κ. και λοιποί, 1999).

Με σκοπό να ερευνηθεί η χωροχρονική εξέλιξη της μετασεισμικής ακολουθίας, μελετήθηκαν τα δεδομένα διαφόρων χρονικών διαστημάτων. Γενικά, παρουσιάζεται μία σταδιακή μετανάστευση της σεισμικής δραστηριότητας προς το Νότο, απομακρυνόμενη από το κύριο ρήγμα, η οποία επανέρχεται στο κύριο ρήγμα μετά το μεσημέρι της 16/9/1999. Για να παρουσιαστεί αυτό το φαινόμενο χαρτογραφήθηκαν στο σχήμα 2.5α, στον ίδιο τοπογραφικό χάρτη, τα επίκεντρα των μετασεισμών που έγιναν στο χρονικό διάστημα 12/9 – 14/9/1999, ενώ η κατανομή των εσίων των μετασεισμών αυτών, που προέκυψε με τον τρόπο που αναφέρθηκε προηγούμενα για το σχήμα 2.4β, φαίνεται στο σχήμα 2.5β. Παρατηρείται ότι οι μετασεισμοί στο χρονικό αυτό διάστημα έγιναν κυρίως στο κεντρικό και νοτιοανατολικό μέρος της μετασεισμικής περιοχής, ενώ έγιναν και μερικοί μετασεισμοί νότια από τις νοτιοανατολικές υπώρειες της Πάρνηθας. Παράλληλα, οι εστίες των περισσότερων μετασεισμών ορίζουν μία ζώνη με κλίση προς τα νοτιοδυτικά, παρόμοια με αυτήν του σχήματος 2.4β, μετατοπισμένη όμως ελαφρά προς τα Νότιο-Νοτιοδυτικά.

Χαρακτηριστική είναι στο παραπάνω σχήμα η έντονη συγκέντρωση της σεισμικότητας στις δυτικές υπώρειες του όρους Αιγάλεω. Η ΒΑ-ΝΔ κατανομή αυτής της σεισμικότητας, παρόμοια με την διεύθυνση της οροσειράς, φανερώνει την ύπαρξη ενός εμποδίου το οποίο «σταμάτησε» την διάδοση της διάρρηξης προς τα ανατολικά. Παρόμοια συμπεράσματα φαίνονται και από το σχήμα 2.6α όπου παρουσιάζονται τα επίκεντρα των μετασεισμών που έγιναν στο χρονικό διάστημα 15/9 – 16/9/1999 (έως τις 15:00). Η μεγαλύτερη συγκέντρωση μετασεισμών παρατηρείται στο νοτιοανατολικό τμήμα της μετασεισμικής περιοχής, καθώς και στην περιοχή του κόλπου της Ελευσίνας, ενώ οι εστίες τους (σχήμα 2.6β) ορίζουν μία ζώνη διάρρηξης που κλίνει προς τα νοτιοδυτικά, αλλά με σημαντικά μικρότερη γωνία κλίσης από αυτήν που φαίνεται στο σχήμα 2.5β. Ιδιαίτερα έντονη είναι και στο σχήμα αυτό η παρουσία της ΒΑ-ΝΔ γράμμωσης των επικέντρων στο δυτικό τμήμα του όρους του Αιγάλεω.



Σχήμα 2.5. (α) Επίκεντρα των μετασεισμών που έγιναν στο χρονικό διάστημα 12/9 – 14/9/1999 (μωβ κύκλοι). Ο κύριος σεισμός της 7^{ης} Σεπτεμβρίου 1999 παριστάνεται με κόκκινο κύκλο. (β) Κατανομή των εστιών των μετασεισμών του προηγούμενου σχήματος. Η προβολή έγινε σε κατακόρυφο επίπεδο με διεύθυνση B30°A. (Παπαζάχος Κ. και λοιποί, 1999).



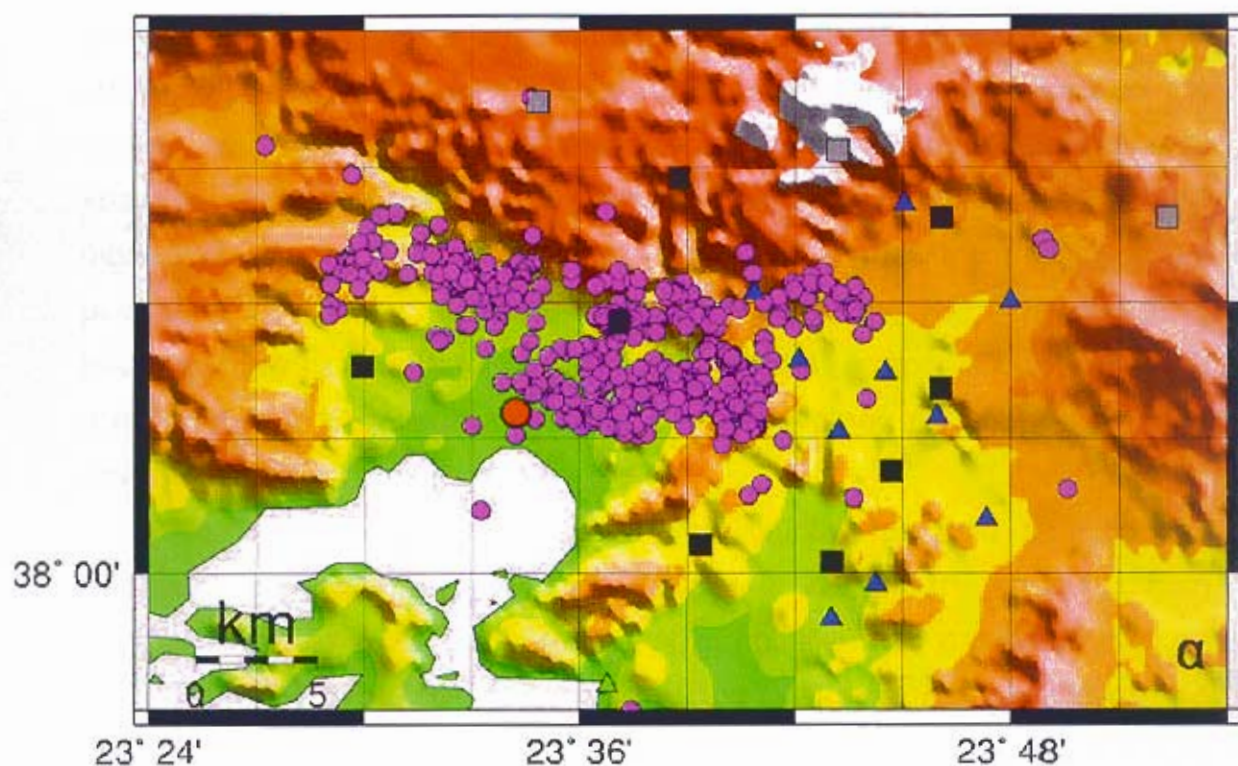
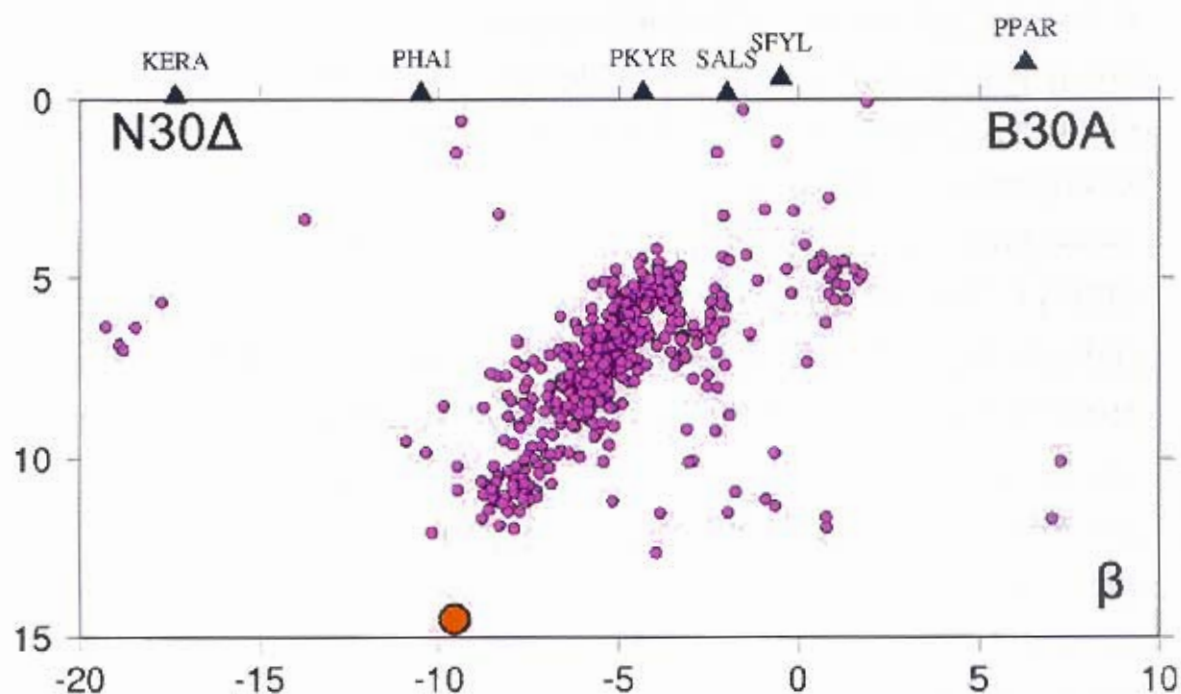
Σχήμα 2.6. (α) Επίκεντρα των μετασεισμών που έγιναν στο χρονικό διάστημα 15/9 – 16/9/1999, ως τις 15:00 (μωβ κύκλοι). Ο κύριος σεισμός της 7^{ης} Σεπτεμβρίου 1999 παριστάνεται με κόκκινο κύκλο. (β) Κατανομή των εστιών των μετασεισμών του προηγούμενου σχήματος. Η προβολή έγινε σε κατακόρυφο επίπεδο με διεύθυνση Β30°Α. (Παπαζάχος Κ. και λοιποί, 1999).

Τα επίκεντρα των μετασεισμών που έγιναν από τις 15:00 της 16^{ης} Σεπτεμβρίου 1999 έως το τέλος του διαστήματος παρακολούθησης της μετασεισμικής δράσης στην περιοχή, φαίνονται στο σχήμα 2.7α. Η μετασεισμική περιοχή που ορίζεται από αυτούς έχει διεύθυνση ΔΒΔ-ΑΝΑ (αζιμούθιο περίπου 120°), ενώ οι εστίες τους (σχήμα 2.7β) καθορίζουν, με πολύ μικρότερη διασπορά από αυτήν που φαίνεται στο σχήμα 2.4β, τη ζώνη διάρρηξης με κλίση περίπου 47° προς τα νοτιοδυτικά, διαγράφοντας ουσιαστικά το κύριο σεισμογόνο ρήγμα.

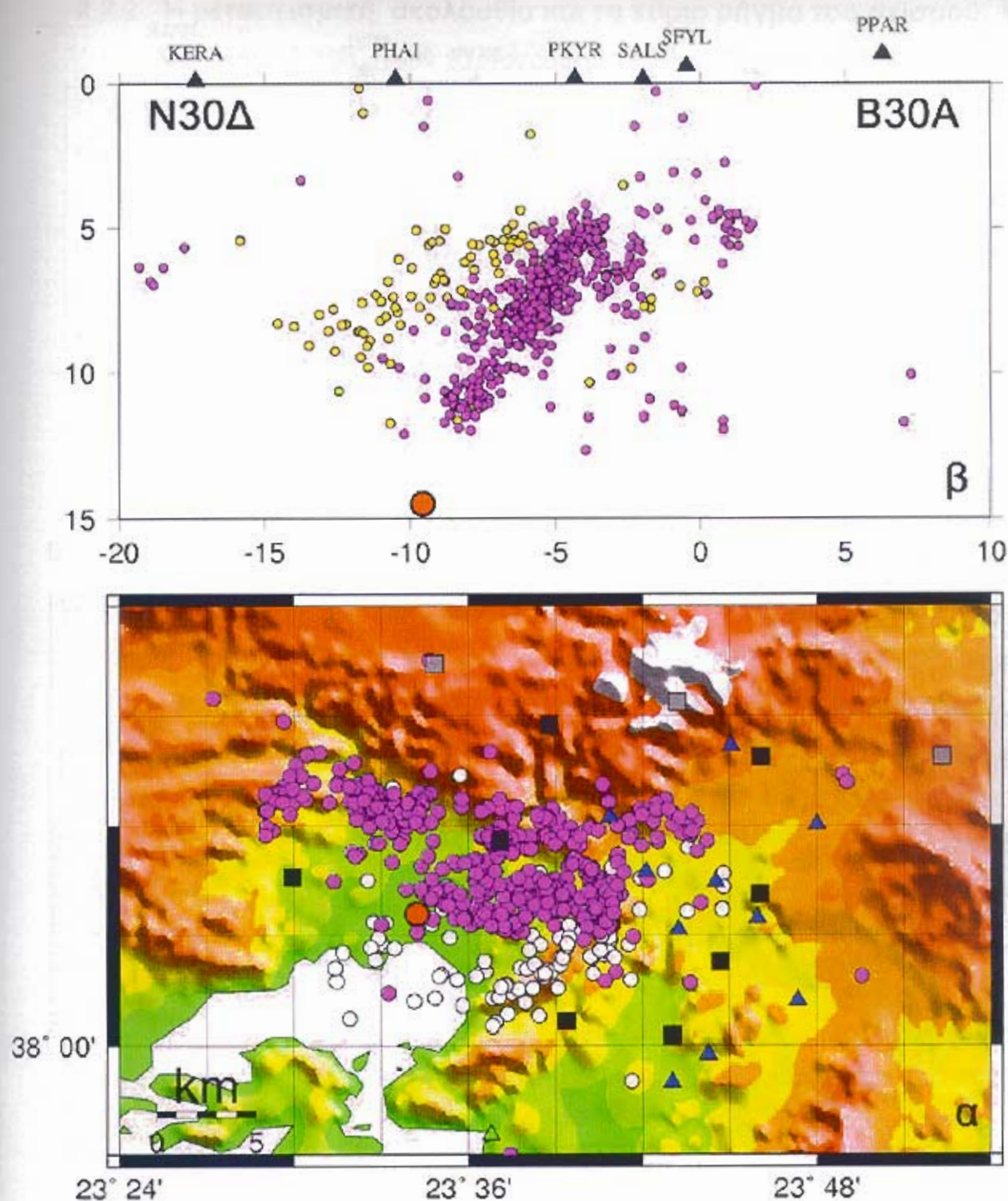
Τα επίκεντρα που χαρτογραφήθηκαν στα δύο προηγούμενα σχήματα (2.6 και 2.7) δείχνουν μία σημαντική διαφοροποίηση της συμπεριφοράς της ακολουθίας κατά τη διάρκεια της 16^{ης} Σεπτεμβρίου 1999. Για τη σύγκριση των αποτελεσμάτων τα επίκεντρα των σχημάτων 2.6 και 2.7 φαίνονται στο σχήμα 2.8α, όπου με λευκούς και μωβ κύκλους συμβολίζονται τα επίκεντρα των μετασεισμών που έγιναν στα διαστήματα 15/9 – 16/9 (15:00) και μετά από τις (15:00) της 16/9, αντίστοιχα. Παρατηρείται ότι οι περισσότεροι μετασεισμοί του πρώτου χρονικού διαστήματος, έγιναν νοτιότερα από αυτούς του δεύτερου χρονικού διαστήματος και ότι οι εστίες τους ορίζουν δύο, εύκολα διακριτές, διαφορετικές ζώνες διάρρηξης (σχήμα 2.8β). Μάλιστα, αναλυτική χωροχρονική μελέτη της ακολουθίας, δείχνει ότι κατά τη διάρκεια της 16^{ης} Σεπτεμβρίου, η δραστηριότητα μετατοπίζεται σταδιακά από το νότο (άσπροι κύκλοι- επίκεντρα στον κόλπο της Ελευσίνας) προς βορρά, όπου περίπου το μεσημέρι (~15:00) «συναντούν» το κύριο ρήγμα.

Τα παραπάνω αποτελέσματα αναδεικνύουν το κύριο επίπεδο του σεισμικού ρήγματος της 7^{ης} Σεπτεμβρίου 1999, αλλά και σημαντική δραστηριότητα σε άλλα δευτερεύοντα ρήγματα. Ιδιαίτερα σημαντικό είναι το ρήγμα το οποίο εμφανίζεται στην περιοχή του Μενιδίου-Θρακομακεδόνων. Το ρήγμα αυτό φαίνεται καθαρά στο σχήμα 2.9α, όπου παρουσιάζεται μία ξεχωριστή συγκέντρωση μετασεισμών στην περιοχή δυτικά του Μενιδίου και των Άνω Λιοσίων, προς την περιοχή Θρακομακεδόνων. Η συγκέντρωση αυτή παρουσιάζει ξεχωριστό ενδιαφέρον λόγω και των σημαντικών επιπτώσεων του σεισμού στις περιοχές αυτές. Στο σχήμα 2.9α παρουσιάζεται ξεχωριστά η συγκεκριμένη δραστηριότητα, ενώ στο σχήμα 2.9β παρουσιάζονται τα δεδομένα σε τομή με διεύθυνση Β120°Α, δηλαδή κάθετη με τις προηγούμενες.

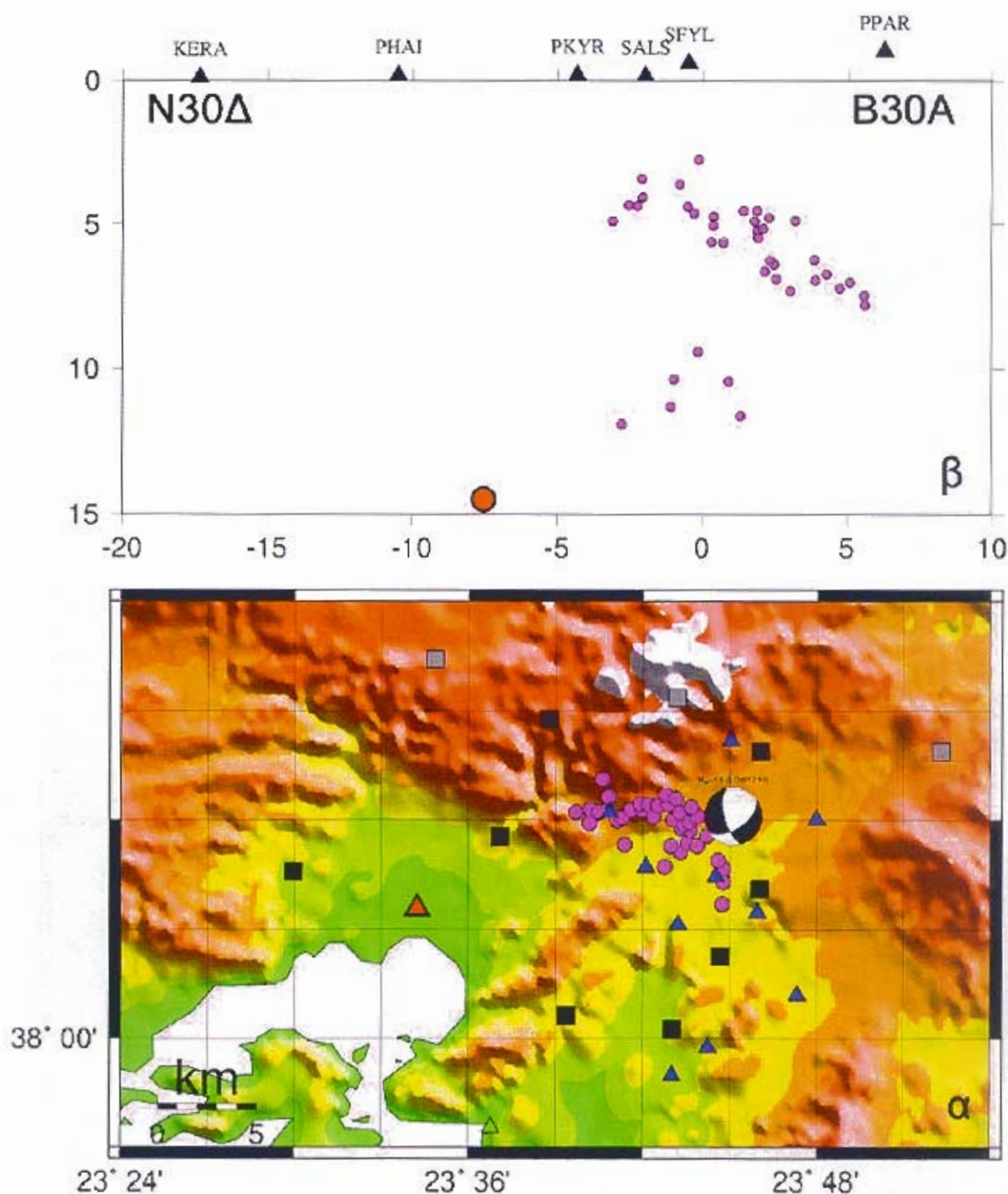
Η τομή αυτή αναδεικνύει την ύπαρξη ενός ρήγματος με διεύθυνση BA-NA και κλίση προς τα NA, σε συμφωνία με τη μορφολογία της NA πλευράς του ορεινού όγκου της Πάρνηθας. Η διεύθυνση και κλίση της συγκέντρωσης αυτής επιβεβαιώνονται και από το μηχανισμό γένεσης του σχετικά πιο ισχυρού μετασεισμού της 3^{ης} Οκτωβρίου 1999 ($M_W=4.0$) που έγινε στην περιοχή και ο οποίος επιβεβαιώνει την ύπαρξη ενός ρήγματος BA-NA διεύθυνσης με κλίση προς τα NA ($\sim 50^\circ$ από το μηχανισμό, $\sim 40^\circ$ από τη σεισμικότητα) και με κανονική διάρρηξη με αριστερόστροφη συνιστώσα ολίσθησης.



Σχήμα 2.7. (α) Επίκεντρα των μετασεισμών που έγιναν μετά από τις 15:00 της 16/9 (μωβ κύκλοι). Ο κύριος σεισμός της 7^{ης} Σεπτεμβρίου 1999 παριστάνεται με κόκκινο κύκλο. (β) Κατανομή των εσπίων των μετασεισμών του προηγούμενου σχήματος. Η προβολή έγινε σε κατακόρυφο επίπεδο με διεύθυνση B30°A. Παρατηρείται η εξαιρετική «σκιαγράφηση» του ίχνους του σεισμικού ρήγματος. (Παπαζάχος Κ. και λοιποί, 1999).



Σχήμα 2.8. (α) Επίκεντρα των μετασεισμών που έγιναν στο χρονικό διάστημα 15/9 – 16/9/1999, ως τις 15:00 (λευκοί κύκλοι) και από τις 15:00 της 16/9 ως το τέλος του πειράματος (μωβ κύκλοι). Ο κύριος σεισμός της 7^{ης} Σεπτεμβρίου 1999 παριστάνεται με κόκκινο κύκλο. (β) Κατανομή των εστιών των μετασεισμών του προηγούμενου σχήματος. Η προβολή έγινε σε κατακόρυφο επίπεδο με διεύθυνση B30°A. Εύκολα διακρίνονται οι δύο διαφορετικές ζώνες διάρρηξης. (Παπαζάχος Κ. και λοιποί, 1999).



Σχήμα 2.9. (α) Επίκεντρα των μετασεισμών που έγιναν στην περιοχή Μενιδίου – Λιοσίων – Θρακομακεδόνων. (β) Κατανομή των εστιών των μετασεισμών του προηγούμενου σχήματος. Η προβολή έγινε σε κατακόρυφο επίπεδο με διεύθυνση B120°Α, παράλληλα με το κύριο σεισμικό ρήγμα. Εύκολα διακρίνεται η ζώνη διάρρηξης, η οποία βρίσκεται σε εξαιρετική συμφωνία με το μηχανισμό του ισχυρότερου μηχανισμού στην περιοχή, όπως φαίνεται στο (α). (Παπαζάχος Κ. και λοιποί, 1999).

2.2.2 Η μετασεισμική ακολουθία και το κύριο ρήγμα του σεισμού

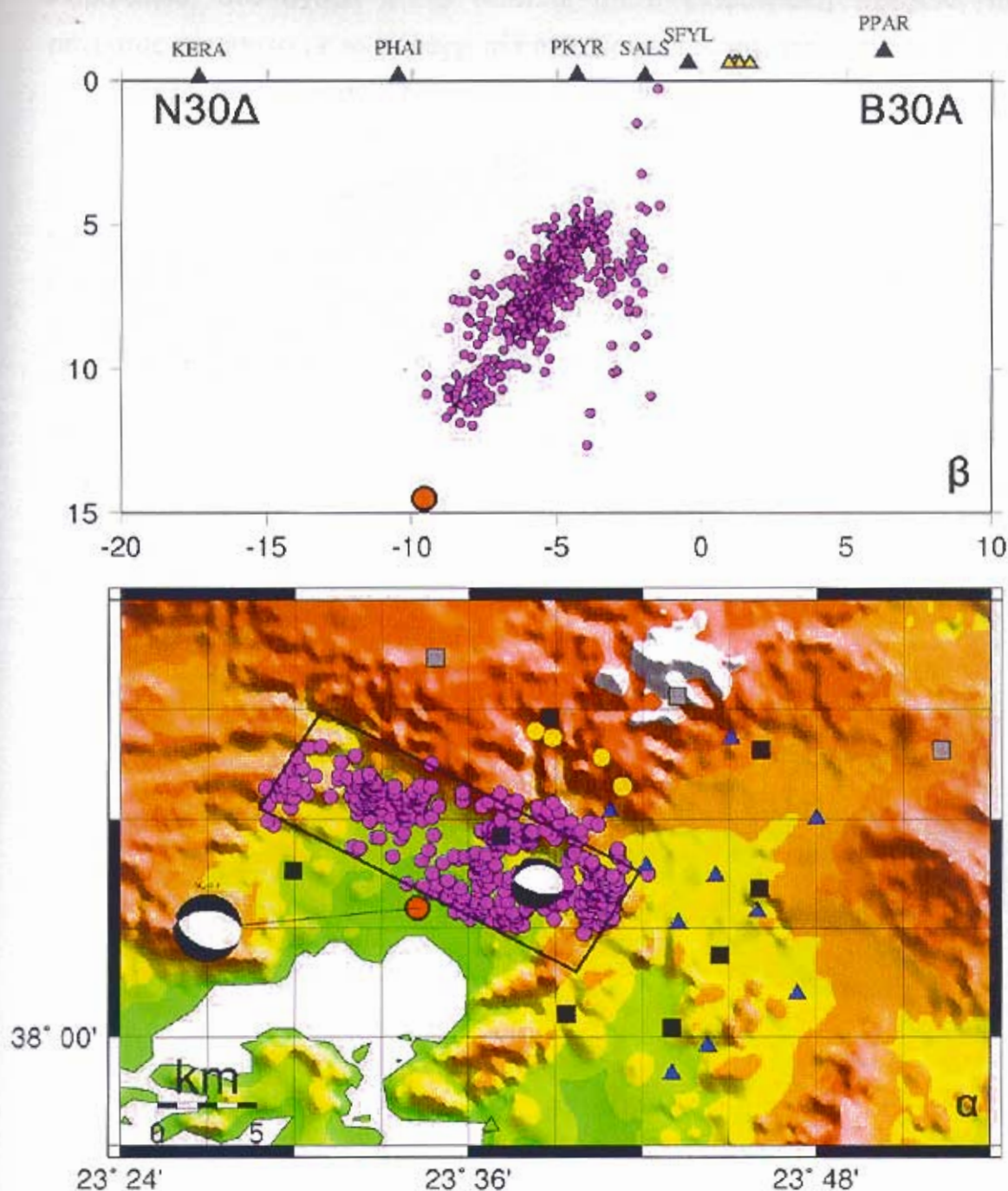
Στο σχήμα 2.10α έχουν χαρτογραφηθεί τα ακριβέστερα προσδιορισμένα επίκεντρα των μετασεισμών της σεισμικής ακολουθίας, που αντιστοιχούν στο κύριο σεισμικό ρήγμα του σεισμού. Στο ίδιο σχήμα, με κόκκινο κύκλο έχει χαρτογραφηθεί το επίκεντρο του κύριου σεισμού (έναρξη της διάρρηξης), ενώ με τρίγωνα και τετράγωνα συμβολίζονται οι θέσεις των διαφόρων σεισμολογικών οργάνων που είχαν εγκατασταθεί στην περιοχή και οι καταγραφές των οποίων είναι διαθέσιμες. Τα επίκεντρα των σεισμών αυτών σχηματίζουν μια ζώνη ΔΒΔ-ΑΝΑ διεύθυνσης, η οποία και οριοθετεί το προτεινόμενο ρήγμα του κύριου σεισμού, το οποίο σημειώνεται με τη συνεχή γραμμή. Το συνολικό μήκος της ζώνης είναι $L=18$ km και βρίσκεται σε σχετικά καλή συμφωνία με το μήκος διάρρηξης των 15 km το οποίο προβλέπεται για ένα σεισμό μεγέθους $M=5.9$, σύμφωνα με το σχετικό τύπο που έχει προταθεί από τους Papazachos and Papazachou (1997). Το επίκεντρο του κύριου σεισμού βρίσκεται στο νότιο και κεντρικό σημείο της σεισμικής ζώνης, δείχνοντας ότι η διάρρηξη προχώρησε από το κεντρικό και κατώτερο τμήμα του σεισμικού ρήγματος, προς τα δύο άκρα της σεισμικής ζώνης, σε συμφωνία με πολλούς άλλους σεισμούς στον Ελληνικό χώρο (π.χ. ακολουθία Κοζάνης, Papazachos et al., 1998). Η συγκέντρωση των επικέντρων είναι αρκετά μεγαλύτερη στο χώρο ανατολικά του επικέντρου του κύριου σεισμού από ότι δυτικά αυτού.

Η μετασεισμική ζώνη καλύπτει κατά κύριο λόγο το Θριάσιο πεδίο και οριοθετείται αρκετά καλά από τη μορφολογία της περιοχής. Συγκεκριμένα, η βόρεια, η ανατολική και η δυτική πλευρά της ζώνης περιορίζονται από τους αντίστοιχους ορεινούς όγκους που υπάρχουν στην περιοχή. Μόνο η συγκέντρωση μετασεισμών στο βορειοανατολικό άκρο της ζώνης (περιοχή Μενιδίου-Λιοσίων) βρίσκεται στο σύνολό της έξω από τη λεκάνη που συγκεντρώνονται όλοι οι υπόλοιποι σεισμοί και έχει διαφορετικές ιδιότητες από την κύρια ζώνη.

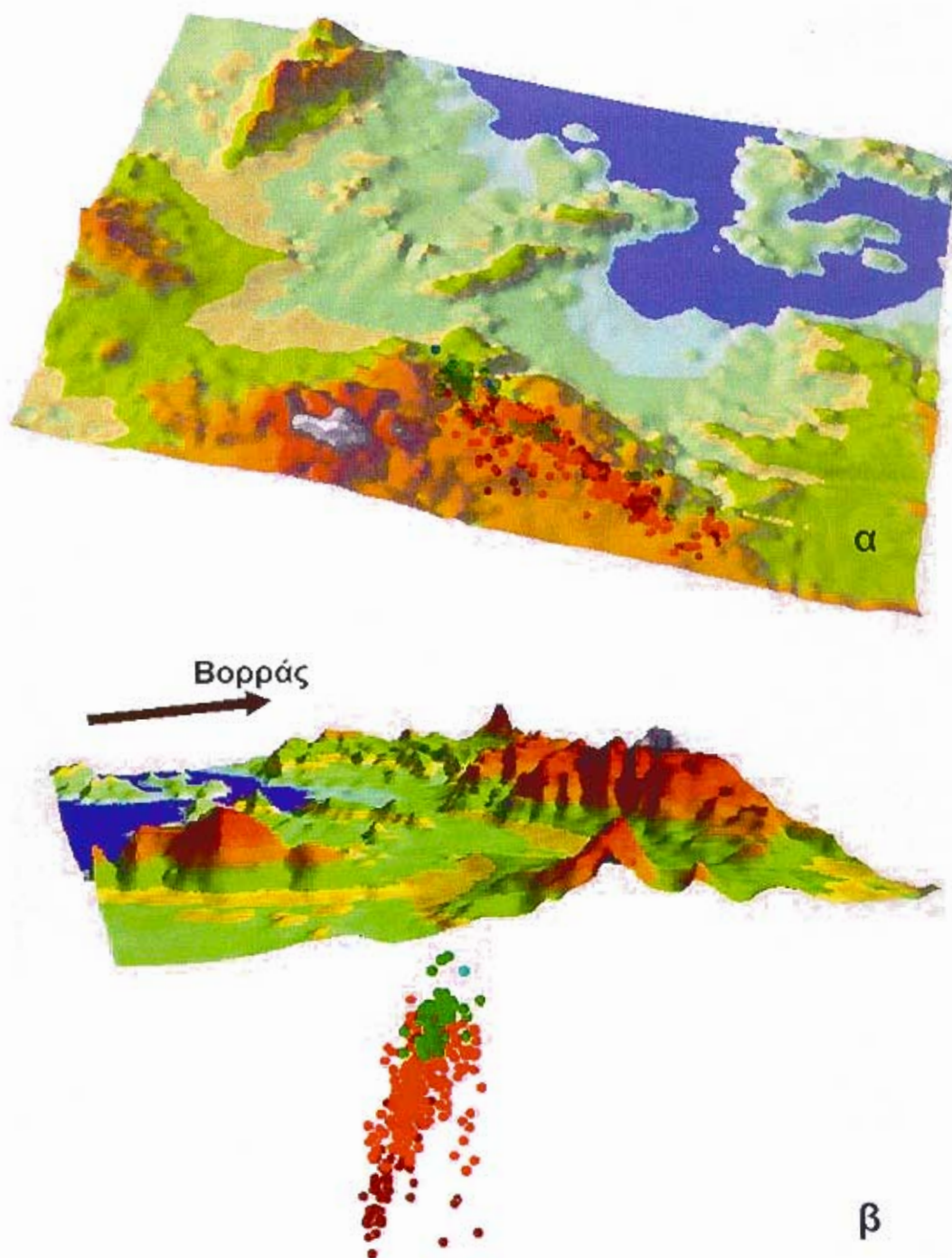
Η διεύθυνση της βόρειας πλευράς της κύριας σεισμικής ζώνης ($\sim 120^\circ$) βρίσκεται σε συμφωνία με τη διεύθυνση των επιφανειακών διαρρήξεων που παρατηρήθηκαν στην περιοχή μετά τη γένεση του κύριου σεισμού από την επιτόπια έρευνα και οι οποίες παρουσιάζονται στο σχήμα 2.10α με κίτρινους

κύκλους. Επίσης, βρίσκεται σε συμφωνία με τη διεύθυνση του επιπέδου του ρήγματος με κλίση προς τα νότια, του μηχανισμού γένεσης του κύριου σεισμού όπως αυτός προσδιορίστηκε από τη CMT λύση του Παν/μίου του Harvard. Με βάση τα παραπάνω εξετάστηκε η κατανομή των εστιακών βαθών των μετασεισμών σε μια τομή με διεύθυνση κάθετη σε αυτή της κύριας σεισμικής ζώνης (Σχήμα 2.10β). Τα εστιακά βάθη των μετασεισμών που αντιστοιχούν στην κύρια σεισμική διάρρηξη, κυμαίνονται μεταξύ 4-12 km. Το μεγαλύτερο μέρος των εστιών βρίσκεται πάνω σε μια ζώνη η οποία βυθίζεται προς τα νότια με κλίση περίπου $\sim 45-50^\circ$. Η εστία του κύριου σεισμού βρίσκεται στην προς τα κάτω προέκταση της ζώνης αυτής, αν και είναι πιθανό να υπάρχει μια μικρή υπερεκτίμηση του εστιακού βάθους του κύριου σεισμού. Σε κάθε περίπτωση, η εστία η οποία παρουσιάζεται στην τομή, δείχνει την έναρξη της σεισμικής διάρρηξης και όχι το σημείο έκλυσης της κύριας σεισμικής ενέργειας, το οποίο τόσο από το σχήμα, όσο και από ανεξάρτητα στοιχεία (Tselentis and Zahradnik, 2000, Θεοδουλίδης και συνεργάτες, 2000) φαίνεται ότι βρίσκεται περίπου στα 8km. Γενικά, από την τομή αυτή προκύπτει ότι η διάρρηξη άρχισε στο κάτω μέρος της σεισμικής ζώνης, σε βάθος 12-14 km και διαδόθηκε προς την επιφάνεια μέχρι το βάθος των 4 km περίπου όπου και σταμάτησε.

Ιδιαίτερος προβληματισμός έχει αναπτυχθεί, σχετικά με τη συσχέτιση του σεισμού με κάποιο ενεργό τεκτονικό ρήγμα, το οποίο να είναι ορατό στην επιφάνεια. Οι Papadopoulos et al. (2000) πρότειναν την ταύτιση του ρήγματος με το ονομαζόμενο πιθανό ρήγμα της Φυλής, το οποίο είναι παράλληλο με το ρήγμα του Θριάσιου πεδίου. Στο σχήμα 2.10β φαίνεται ότι οι παρατηρούμενες επιφανειακές διαρρήξεις από υπαίθριες παρατηρήσεις (κίτρινα τρίγωνα) βρίσκονται στην προέκταση του ίχνους του σεισμογόνου ρήγματος προς την επιφάνεια. Παρόμοια συμπεράσματα μπορεί να εξαχθούν και από τα σχήματα 2.11α και 2.11β, όπου φαίνεται η τρισδιάστατη απεικόνιση των μετασεισμών. Στο σχήμα 2.11α τα επίκεντρα έχουν προσανατολιστεί παράλληλα με το επίπεδο του ρήγματος, έτσι ώστε στην ημιδιαφανή μορφολογική επιφάνεια να σκιαγραφούν την επιφανειακή προβολή του ίχνους του ρήγματος. Από το σχήμα φαίνεται καθαρά ότι η προβολή τους είναι παράλληλη με το Θριάσιο ρήγμα και μετατοπισμένη προς τα βόρεια, στην περιοχή της Φυλής.



Σχήμα 2.10. (α) Επίκεντρα των μετασεισμών που οριοθετούν το κύριο σεισμικό ρήγμα (μωβ κύκλοι). Ο κύριος σεισμός της 7^{ης} Σεπτεμβρίου 1999 παριστάνεται με κόκκινο κύκλο. Παρουσιάζονται επίσης ο μηχανισμός ενός τυπικού μετασεισμού, καθώς και ίχνη επιφανειακών διαρρήξεων (κίτρινοι κύκλοι) που εντοπίστηκαν στην περιοχή της Φυλής. (β) Κατανομή των εστιών των μετασεισμών του προηγούμενου σχήματος σε κατακόρυφο επίπεδο με διεύθυνση B30°Α. Διακρίνεται το κύριο επίπεδο του ρήγματος, καθώς και τα επιφανειακά ίχνη διαρρήξεων (κίτρινα τρίγωνα) που βρίσκονται στην προέκταση του ρήγματος στην επιφάνεια. (Παπαζάχος Κ. και λοιποί, 1999).



Σχήμα 2.11. Τρισδιάστατη απεικόνιση των εστιών των μετασεισμών που καθορίζουν το σεισμικό ρήγμα. (α) Προβολή των μετασεισμών σε ημιδιαφανές μορφολογικό υπόβαθρο: η προβολή γίνεται παράλληλα με το επίπεδο του ρήγματος ώστε να σκιαγραφείται η επιφανειακή του προβολή. (β) Απεικόνιση των μετασεισμών παράλληλα προς το επίπεδο του ρήγματος από την ΑΝΑ πλευρά του. Παρατηρείται ταύτιση της επιφανειακής του προβολής με το φαράγγι στην περιοχή της Φυλής. (Παπαζάχος Κ. και λοιποί, 1999).

Παράλληλα, στο σχήμα 2.11β φαίνεται ότι η επιφανειακή προβολή του ρήγματος συμπίπτει με το φαράγγι το οποίο βρίσκεται στην περιοχή της Φυλής.

Παρά τις παραπάνω διαπιστώσεις, τόσο η κατανομή των μετασεισμών που δείχνει την σχεδόν πλήρη απουσία επιφανειακών σεισμών, όσο και τα γεωδαιτικά στοιχεία (Kontoes et al., 2000), αλλά και η έλλειψη κάποιου καθαρού επιφανειακού ρήγματος παρά μόνο διάσπαρτων επιφανειακών διαρρήξεων, δείχνουν ότι αυτή η ταύτιση του ρήγματος του σεισμού με το συγκεκριμένο γεωλογικό ρήγμα δεν είναι πλήρως επιβεβαιωμένη. Ο σεισμός πρέπει να θεωρηθεί ότι έγινε κυρίως σε βάθος μεγαλύτερο από 4km, όπως και σε αρκετούς άλλους παρόμοιους σεισμούς (Πάτρα 1993, Κοζάνη 1995), χωρίς σημαντικές μετατοπίσεις στην επιφάνεια. Η κύρια διάρρηξη είχε ως αποτέλεσμα την ανακατανομή των τάσεων στην περιοχή και τη διέγερση άλλων μικρότερων γειτονικών ρηγμάτων με τη γένεση μικρού μεγέθους μετασεισμών.

2.3 Κατανομή της ολίσθησης στην επιφάνεια του ρήγματος

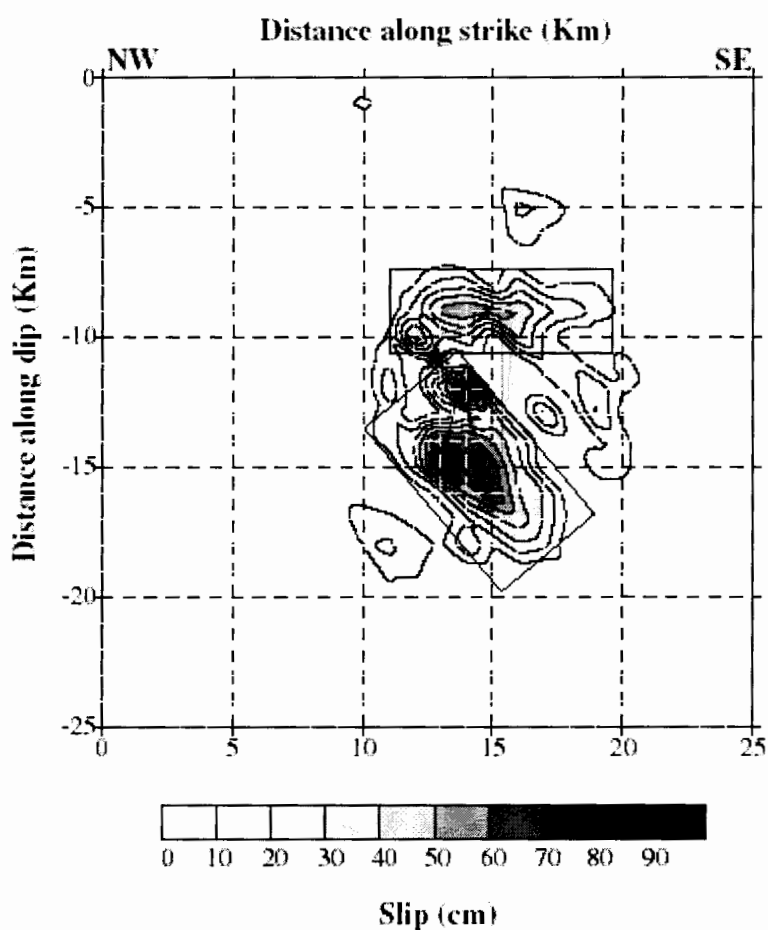
Μελέτες έδειξαν ότι περίπου 50% της συνολικής ολίσθησης συνέβη σε βάθος μεγαλύτερο από το υποκεντρικό βάθος, δηλώνοντας διάδοση της διάρρηξης προς τα κάτω, αν και 25% της συνολικής ολίσθησης ήταν συγκεντρωμένη σε μια πιο ρηχή περιοχή. Μεταγενέστερος υπολογισμός του πεδίου μετατόπισης στην επιφάνεια, δείχνει ότι η πιο ρηχή περιοχή ολίσθησης είναι πιθανόν υπεύθυνη για την ασυμμετρία που παρατηρείται στο πεδίο μετατόπισης και μπορεί να έχει συνεισφέρει σημαντικά στην κατανομή της καταστροφής.

Οι τιμές της ολίσθησης που εξήχθησαν από διάφορες μελέτες βασισμένες στην τιμή της σεισμικής ροπής ($M_0=9.22 \times 10^{17}$ N m), η οποία υπολογίστηκε από Louvari and Kiratzi (2001) και ο εξαγόμενος τύπος της κατανομής της ολίσθησης, παρουσιάζονται στο σχήμα 2.12. Η ενεργοποιημένη περιοχή περιορίζεται σε μια έκταση 10×10 km της επιφάνειας του ρήγματος, αλλά η διάρρηξη φαίνεται να έχει σταματήσει στο βάθος των 5km περίπου και κάτω από την επιφάνεια του εδάφους. Αυτό εν μέρει εξηγεί την απουσία καθαρών επιφανειών διάρρηξης (Pavlidis et. al., 2002) και είναι σε καλή συμφωνία με αποτελέσματα μελετών που αφορούν την μετασεισμική κατανομή (Papazachos et. al., 2001).

Η μέση ολίσθηση επί του τμήματος του ρήγματος που διαρρήχθηκε, είναι περίπου 16cm, μια τιμή που είναι σύμφωνη με τις τιμές που υπολογίστηκαν από εμπειρικές σχέσεις εφαρμόσιμες στην Ελλάδα ή παγκοσμίως (Papazachos and Papazachou, 1997, Wells and Coppersmith, 1994) και κοντά στην τιμή που καθορίστηκε από Louvari and Kiratzi (2001). Τοπικά η ολίσθηση εμφανίζεται να είναι σημαντικά μεγαλύτερη και η μέγιστη τιμή (περίπου 95cm) παρατηρείται πολύ κοντά στη θέση του υποκέντρου.

Γενικά, η ολίσθηση εμφανίζεται να είναι συγκεντρωμένη σε δύο μικρές περιοχές. Η επικρατέστερη συγκεντρώνει περίπου το 50% της συνολικής ολίσθησης και είναι τοποθετημένη σε βάθος μεγαλύτερο από το βάθος του υποκέντρου, φανερώνοντας προς τα κάτω διάδοση. Ένα άλλο 25% της συνολικής ολίσθησης εμφανίζεται σε μικρότερα βάθη (περίπου 5-8km, λαμβάνοντας υπόψιν τη βύθιση του ρήγματος) και υποδεικνύει μια κατευθυντικότητα προς ανατολικά – νοτιοανατολικά. Αν και οι καταστροφές

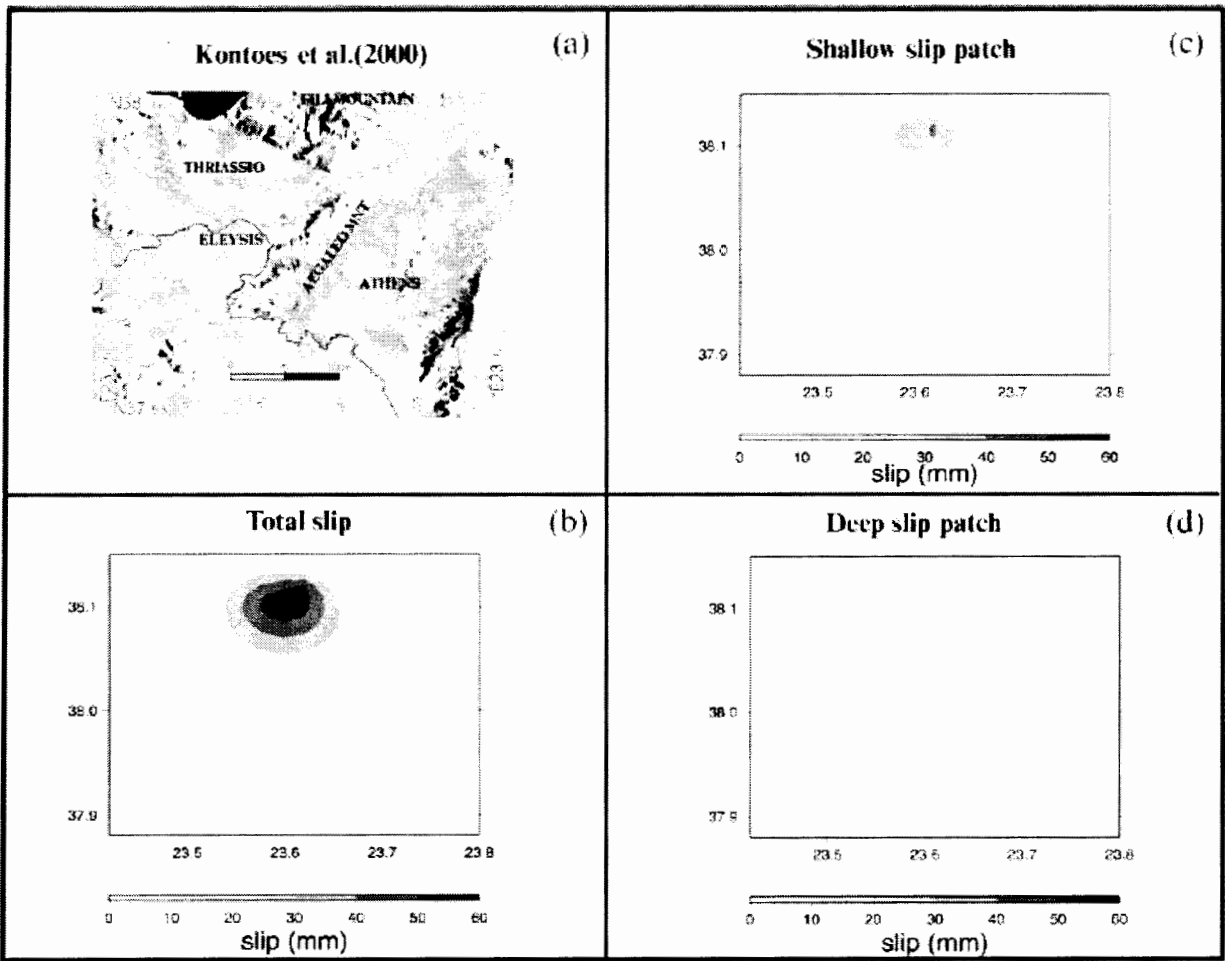
συνδέονται συνήθως με περιοχές υψηλής εδαφικής ταχύτητας ή επιτάχυνσης, η παρατήρηση σχετικά με την κατευθυντικότητα μπορεί να είναι μεγάλης σημασίας, γιατί οι περισσότερες από τις σοβαρά επηρεασμένες περιοχές αναφέρθηκαν κοντά στην ανατολική άκρη του ρήγματος. Το υπόλοιπο 25% της συνολικής ολίσθησης εμφανίζεται ως τμήματα πολύ μικρής ολίσθησης γύρω από τις δύο κύριες περιοχές.



Σχήμα 2.12. Κατανομή της ολίσθησης κατά τη διάρκεια του σεισμού της Αθήνας. Οι γραμμές ίσης ολίσθησης είναι ανά 10cm. Το αστέρι απεικονίζει την υποκεντρική θέση και τα διακεκομμένα πλαίσια τις περιοχές μέγιστης συγκέντρωσης ολίσθησης (Roumelioti et. al., 2003).

Στο σχήμα 2.13 φαίνονται οι χάρτες του πεδίου επιφανειακής μετατόπισης μαζί με τα δορυφορικά δεδομένα από Kontoes et. al. (2000). Η έρευνα της συμβολής κάθε μιας από τις δύο κύριες περιοχές ολίσθησης στο συνολικό πεδίο της επιφάνειας μετατόπισης, αποκάλυψε ότι η πιο επιφανειακή είναι πιθανόν υπεύθυνη για την ασύμμετρη παραμόρφωση της επηρεασμένης περιοχής. Η διοχέτευση της ενέργειας προς Ανατολάς, μπορεί να αποδοθεί στα μορφολογικά χαρακτηριστικά της περιοχής (Papazachos et. al., 2001, Gazetas 2001). Συγκεκριμένα, τα αποτελέσματα αυτής της έρευνας επιβεβαιώνουν την υπόθεση ότι η οροσειρά Αιγάλεω στα νοτιοανατολικά της ενεργοποιημένης περιοχής, μπορεί να έχει δράσει σαν ένα γεωμετρικό φράγμα στην προς τα κάτω διάδοση της διάρρηξης στο ανατολικό τμήμα του σεισμογενούς ρήγματος. Αυτό μπορεί να έχει προκαλέσει έναν περιορισμό της ολίσθησης σε μικρότερα βάθη, που έδρασε καταστροφικά στο A-BA τμήμα της παραμορφωμένης περιοχής. Από την άλλη μεριά, το μεγαλύτερο μέρος της σεισμικής ενέργειας απελευθερώθηκε ομοιόμορφα μέσα σε μια πολύ μεγαλύτερη περιοχή, σαν αποτέλεσμα της προς τα κάτω διάδοσης της διάρρηξης στη βαθύτερη περιοχή ολίσθησης.

Άλλες μελέτες που σχετίζονται με το σεισμό της Αθήνας, υποδηλώνουν προς τα πάνω διάδοση της διάρρηξης (Papadopoulos et. al., 2000, Papazachos et. al., 2001). Η υπόθεση τους βασικά συνδέεται με το βάθος του υποκέντρου της κύριας δόνησης, το οποίο εμφανίζεται να είναι κάτω από τη ζώνη της συγκέντρωσης των μετασεισμών. Οι προσπάθειες μας να εκτιμήσουμε το μοντέλο ολίσθησης βάσει μεγαλύτερων τιμών βάθους (συγκρινόμενων με την τελική τιμή των 8km που χρησιμοποιήθηκε), κατέληξαν σε μια μετατόπιση ολόκληρου του μοντέλου σε μεγαλύτερα βάθη, χωρίς σημαντικές αλλαγές στη σχετική θέση ολίσθησης – υποκέντρου. Σ' αυτά τα μοντέλα, το μεγαλύτερο μέρος της ολίσθησης εμφανίστηκε σε μη ρεαλιστικά μεγάλα βάθη (20-25km) σε σύγκριση με το τι πιστεύεται για τους ελληνικούς σεισμούς (Papazachos and Papazachou 1997).



Σχήμα 2.13. (a) Δορυφορικά δεδομένα από Kontoes et. al. (2000). (b) Πεδίο επιφανειακής μετατόπισης για το σεισμό της Αθήνας που βρέθηκε χρησιμοποιώντας το μοντέλο κατανομής της ολίσθησης του σχήματος 2.12. (c) Πεδίο επιφανειακής μετατόπισης για το σεισμό της Αθήνας που παράχθηκε στη ρηχότερη περιοχή ολίσθησης που φαίνεται στο σχήμα 2.12. (d) Πεδίο επιφανειακής μετατόπισης για το σεισμό της Αθήνας που παράχθηκε από την βαθύτερη περιοχή ολίσθησης του σχήματος 2.12. (Roumelioti et. al., 2003).

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 3^ο

Ο σεισμός της Σκύρου 2001

3.1 Γενικά

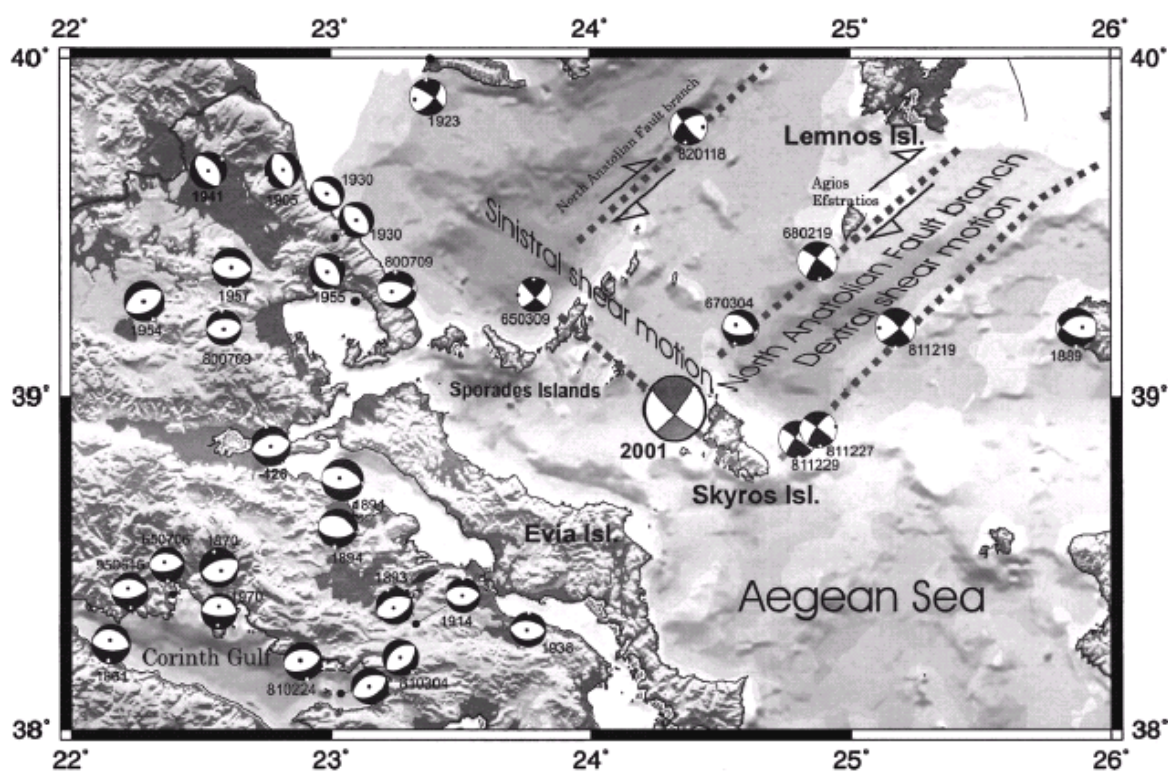
Στις 26 Ιουλίου 2001 στις 00:21:39 UTM, ένας ισχυρός σεισμός με μέγεθος $M=6.5$ συνέβη στο Β. Αιγαίο πέλαγος, λίγα χιλιόμετρα ΒΔ της Σκύρου. Οι συντεταγμένες του επικέντρου είναι 38.99°B και 24.36°A και το βάθος του περίπου 13km (Roumelioti et. al.,2003). Παρόλο που ο σεισμός ήταν αισθητός σε μία ευρεία περιοχή, δεν προκάλεσε ανθρώπινες απώλειες ή εκτεταμένες ζημιές, κυρίως επειδή το επίκεντρο του εντοπίστηκε στη θάλασσα αρκετά μακριά από πυκνοκατοικημένες περιοχές.

Μελέτη του εστιακού μηχανισμού του σεισμού της Σκύρου (Benetatos et. al.,2002), δείχνει σχεδόν καθαρή οριζόντια ολίσθησης ρηγμάτωση. (Επίπεδο 1: παράταξη= 145° , κλίση= 80° , γωνία ολίσθησης= 8° . Επίπεδο 2: παράταξη= 54° , κλίση= 82° , γωνία ολίσθησης= 170°). Έχει δειχθεί ότι η περιοχή του Β. Αιγαίου, όπου συνέβη ο σεισμός, είναι τεκτονικά ελεγχόμενη από τη συνέχεια της ζώνης του ρήγματος της Βόρειας Ανατολίας, μέσα στο Αιγαίο Πέλαγος, η οποία είναι γνωστή για τον δεξιόστροφο οριζόντιας μετατόπισης χαρακτήρα της (π.χ. Papazachos et. al.,1984, Rocca et. al.,1985, Kiratzi et. al.,1991, Papadimitriou and Sykes,2001). Ωστόσο, τα μετασεισμικά επίκεντρα της ακολουθίας του Ιουλίου 2001 (Melis et. al.,2001, Drakatos et. al.,2002, Roumelioti et. al.,2003), δείχνουν ότι ο σεισμός της Σκύρου συνέβη κατά μήκος του επιπέδου του εστιακού μηχανισμού που είναι προσανατολισμένο ΒΔ-ΝΑ, υποδεικνύοντας αριστερόστροφη οριζόντιας μετατόπισης ρηγμάτωση. Αυτό το γεγονός προσδίδει σπουδαίο επιστημονικό ενδιαφέρον στον εξεταζόμενο σεισμό.

Η περιοχή είναι πολυσύνθετη και συνδέεται με πολυάριθμους μεγάλους σεισμούς, επειδή ακριβώς συνέβη στην περιοχή αλληλεπίδρασης μεταξύ της δεξιόστροφης διάτμησης που μεταφέρθηκε από την Ανατολή (ρήγμα Β. Ανατολίας) και του συστήματος κανονικής ρηγμάτωσης της ηπειρωτικής Ελλάδας. Η μετάβαση από την οριζόντιας μετατόπισης ρηγμάτωση στην

κανονική, καταλήγει προς τις δομές ΒΔ-ΝΑ παράταξης, της Εύβοιας και της Μαγνησίας. Γενικά οι δομές αυτής της παράταξης στην ανατολική ηπειρωτική Ελλάδα κληρονομήθηκαν από τις παλιές Αλπικές παραμορφώσεις (Tranos 1998). Η κύρια δόνηση της Σκύρου με το ξεκάθαρο ΒΔ-ΝΑ επίπεδό της, δείχνει ότι αυτά τα ρήγματα μπορούν να επαναδραστηριοποιηθούν κάτω από το παρόν ενεργό πεδίο τάσεων, με μια αριστερόστροφη οριζόντια ολίσθησης συνιστώσα ή κανονική συνιστώσα, οι οποίες εξαρτώνται από τον προσανατολισμό τους, σε σχέση με το πεδίο τάσεων (Kiritzi 2002).

Η γενική εικόνα της περιοχής της κύριας δόνησης στην Σκύρο το 2001, φαίνεται στο σχήμα 3.1.



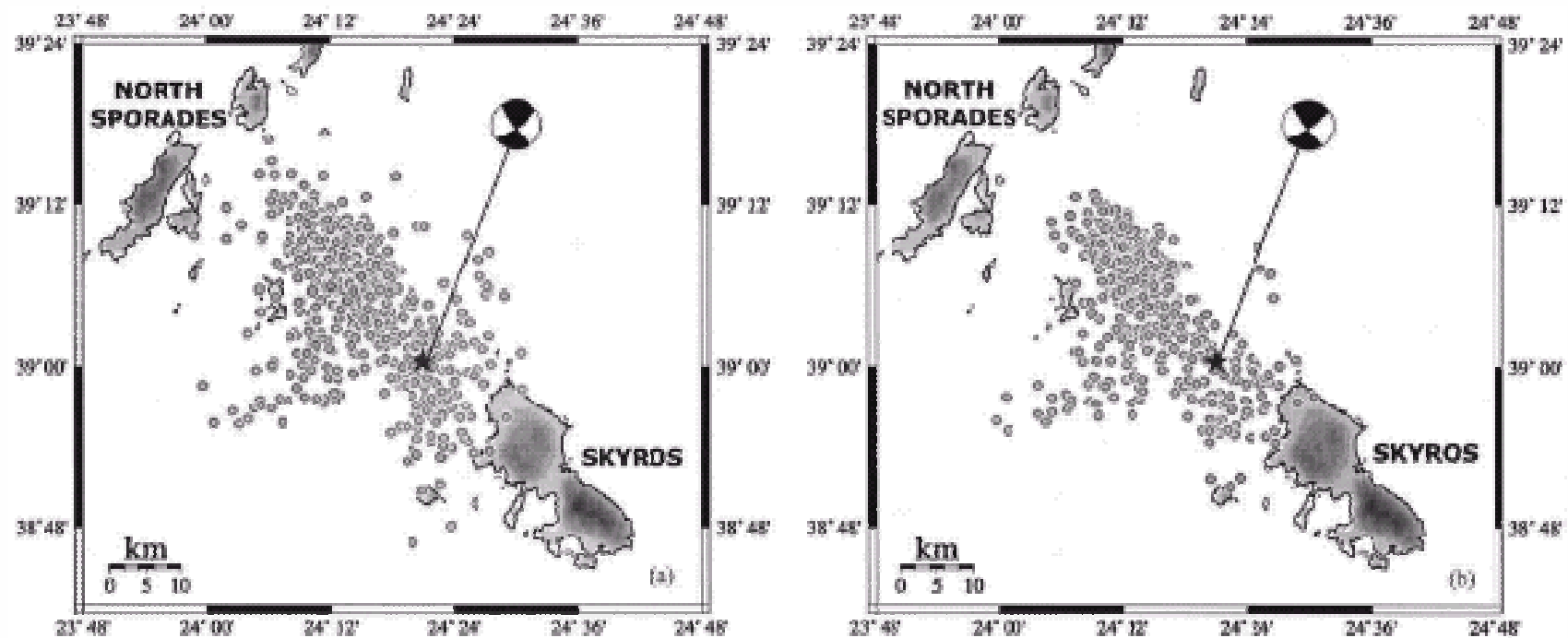
Σχήμα 3.1. Εστιακοί μηχανισμοί προηγούμενων σεισμών στην ευρύτερη περιοχή. Για του εστιακού μηχανισμού ιστορικών συμβάντων και συμβάντων προγενέστερων από το 1964, δεδομένα από υπαίθριες παρατηρήσεις και μακροσεισμικά δεδομένα (Papazachos and Papazachou, 1997) χρησιμοποιούνται για να υποθέσουν το μηχανισμό γένεσης. Οι υπόλοιποι μηχανισμοί είναι από Papazachos et. al. (1998) and Louvari (2000). Ο μηχανισμός της κύριας δόνησης της Σκύρου 2001 είναι από Benetatos et. al. (2002). Η αντίστοιχη χρονιά ή η πλήρης ημερομηνία του συμβάντος φαίνονται δίπλα σε κάθε εστιακό μηχανισμό.

3.2 Κατανομή της μετασεισμικής ακολουθίας

Για την κύρια δόνηση της Σκύρου μελετήθηκαν 445 μετασεισμοί, τα επίκεντρα των οποίων (επανατοποθετημένα με τη μέθοδο της διπλής διαφοράς) ορίζουν δύο ζώνες: α) μία κύρια ΒΔ-ΝΑ διεύθυνσης με μήκος ~27km και β) μία δευτερεύουσα, λιγότερο πυκνή, ΒΑ-ΝΔ διεύθυνσης, με μήκος ~15km, οι οποίες ενεργοποιήθηκαν μέσα σε 24 ώρες μετά το συμβάν. Η ανακατανομή των τάσεων που οφείλονται στον κύριο σεισμό, σίγουρα έπαιξε ρόλο σ' αυτήν την ενεργοποίηση.

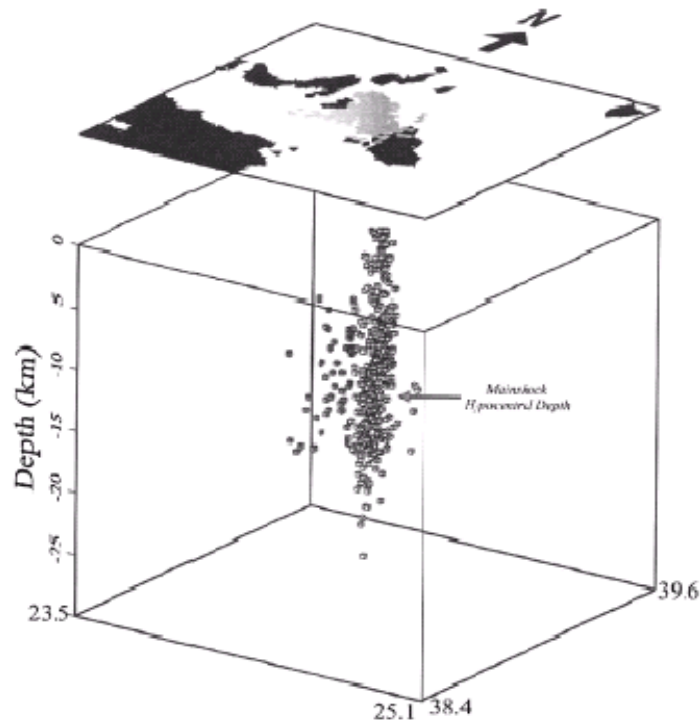
Η κύρια ζώνη των μετασεισμών είναι σχεδόν κάθετη στις κύριες τεκτονικές όχθες του ρήγματος της Β. Ανατολίας και επιβεβαιώνει ότι οι ΒΔ-ΝΑ διευθύνσεις των υπαίτιων ρηγμάτων σχετίζονται με αριστερόστροφη κίνηση οριζόντιας μετατόπισης. Στο σχήμα 3.2 φαίνονται τα επανατοποθετημένα επίκεντρα (σχήμα 3.2β) καθώς και η σύγκρισή τους με τα κοινώς αναφερόμενα (σχήμα 3.2α). Η βελτίωση στην τοποθέτηση είναι φανερή. Φαίνονται επίσης οι δύο ζώνες μετασεισμών, αυτή που σχηματίζει την κύρια και μία διάσπαρτη, αλλά περιορισμένης έκτασης, κάθετη προς αυτήν. Η κύρια ζώνη έχει μία προφανή ΒΔ-ΝΑ διεύθυνση που συνδέεται με αριστερόστροφη διατμητική κίνηση που είναι σε συμφωνία με το αντίστοιχο επίπεδο του εστιακού μηχανισμού, (Benetatos et. al., 2002). Σ' αυτή την κύρια ζώνη των μετασεισμών, συνέβησαν επίσης οι μεγαλύτεροι προσεισμοί με επίκεντρα κοντά στην κύρια δόνηση. Η δεύτερη ομάδα τείνει ΒΑ-ΝΔ και συσχετίζεται με την εξάπλωση της σεισμικότητας σε γειτονικά ρήγματα. Η μικρή απόσταση του επικέντρου του κύριου σεισμού από τη Σκύρο και το γεγονός ότι ένας αριθμός μετασεισμών συνέβη στη βόρεια παραλία του νησιού, εξηγεί τη ζημιά που παρατηρήθηκε εκεί σε σχέση με τα νησιά των Σποράδων στα βόρεια, όπου καμία σοβαρή ζημιά δεν αναφέρθηκε.

Στο σχήμα 3.3 παρουσιάζεται μια προοπτική κάθετη στην κύρια μετασεισμική ευθυγράμμιση (σημειώνεται ότι η κάθετη κλίμακα είναι διογκωμένη). Η πλειοψηφία των υποκέντρων συγκεντρώνεται σε μία στενή ζώνη, που σχεδιάζει το σεισμογενές ρήγμα, η οποία κλίνει απότομα προς ΝΔ. Η διασκορπισμένη σεισμικότητα που παρατηρείται έξω από την κύρια συγκέντρωση των υποκέντρων ανήκει στην περιορισμένη ζώνη στα δυτικά του επικέντρου του κύριου σεισμού. Μια ενδιαφέρουσα παρατήρηση, είναι μια



Σχήμα 3.2. (b) Επανατοποθετημένα επίκεντρα. (a) Κοινώς αναφερόμενα (πριν την επανατοποθέτηση), (Roumelioti et. al., 2003).

ασθενής αλλαγή στην κλίση, σε βάθος κάπου μεταξύ 5 και 15km, με αποτέλεσμα το ρήγμα να φαίνεται τελείως κάθετο κοντά στη επιφάνεια.

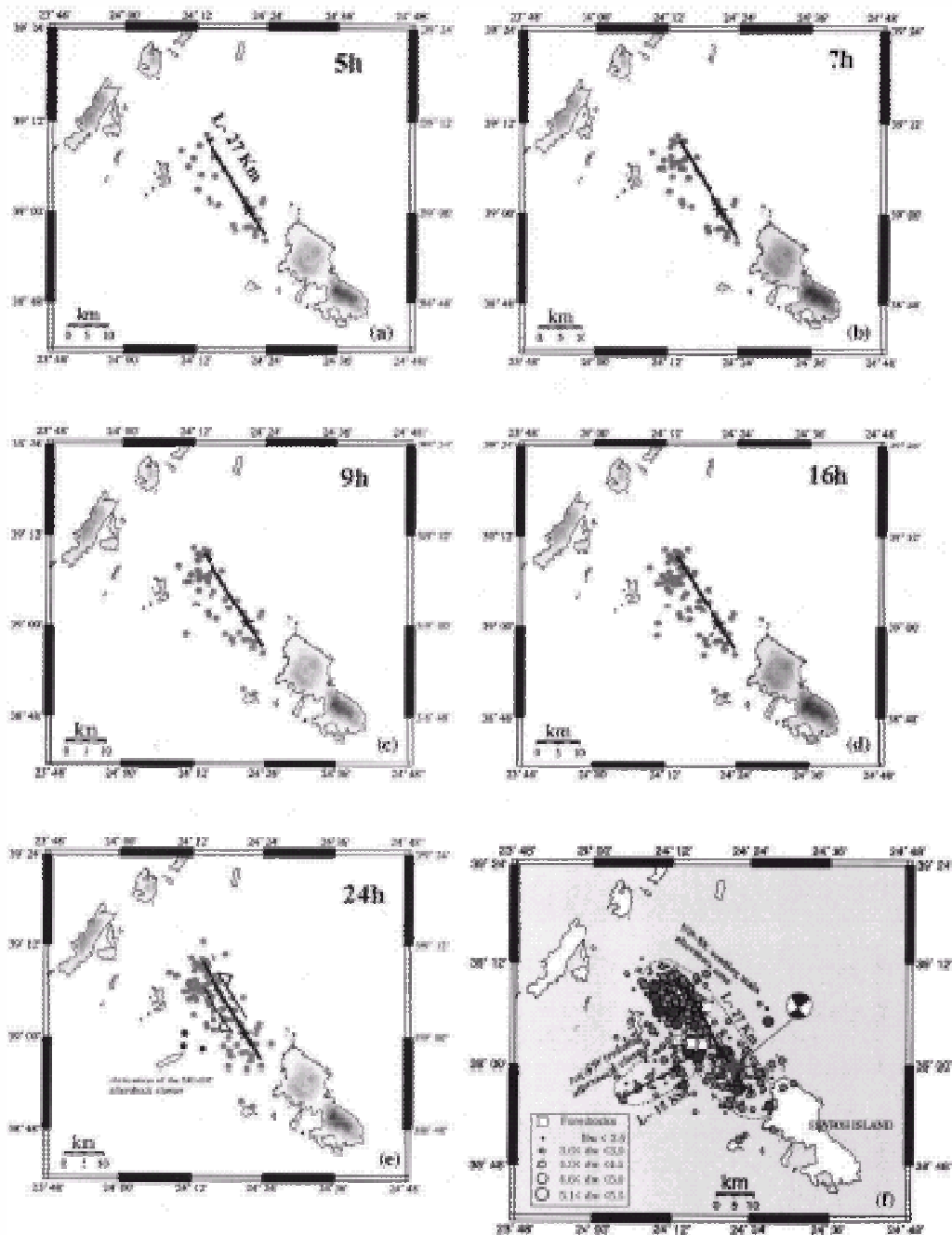


Σχήμα 3.3. Τρισδιάστατη αναπαράσταση των επανατοποθετημένων υποκέντρων σε μια κατεύθυνση κάθετη στην παράταξη του ρήγματος. Το απότομα βυθιζόμενο επίπεδο του ρήγματος και η διασκορπισμένη δυτική ομάδα φαίνονται καθαρά (Roumelioti et. al., 2003).

Στο σχήμα 3.4 συγκρίνεται η εξέλιξη των μετασεισμών κατά τη διάρκεια των πρώτων 24 ωρών (3.4 a-e), με ολόκληρη τη σειρά των μετασεισμών πέντε εβδομάδων (σχήμα 3.4 f). Οι διαστάσεις του ρήγματος καθορίζονται καλύτερα από τους μετασεισμούς που συμβαίνουν μέσα στην πρώτη ώρα μετά την κύρια δόνηση, πριν η σεισμικότητα εξαπλωθεί γύρω από τη διερρηγμένη κατά τη διάρκεια του κύριου σεισμού περιοχή (Mendoza and Hartzell, 1998).

Έτσι, συμπεραίνεται ότι το υπαίτιο ρήγμα του κύριου σεισμού της Σκύρου, είχε μήκος ~27km και είναι σε συμφωνία με αυτό που αναμενόταν από τις εμπειρικές σχέσεις μεταξύ του μεγέθους σεισμικής ροπής και των διαστάσεων του ρήγματος που εφαρμόζονται για την περιοχή του Αιγαίου Πελάγους (Papazachos and Papazachou,1997) και παγκοσμίως (Wells and Coppersmith,1994).

Το σχήμα 3.4 a-e δείχνει επίσης ότι η BA-NA ομάδα, δεν ενεργοποιήθηκε ταυτόχρονα με την κύρια διάρρηξη, αλλά ενεργοποιήθηκε μετά το συμβάν του κύριου σεισμού. Δεν έχει γίνει γνωστό εάν αυτή η ενεργοποίηση οφειλόταν σε αλλαγές στατικής τάσης, σε δυναμικές τάσεις ή ακόμα σε ένα συνδυασμό των δύο διεργασιών. Έχει δειχθεί ότι η διάρρηξη κατά τη διάρκεια του κύριου σεισμού της Σκύρου, διαδόθηκε δικατευθυντικά, έστω και αν εντοπίστηκε μια μικρή συνιστώσα ΒΔ κατευθυντικότητας (Roumelioti et. al.,2003). Το γεγονός ότι η δευτερεύουσα ζώνη των μετασεισμών που τείνει BA-NA δεν είναι στην κατεύθυνση της διάρρηξης, πιθανόν υποδεικνύει την επίδραση αλλαγών στατικής τάσης, παρά δυναμικές επιδράσεις.

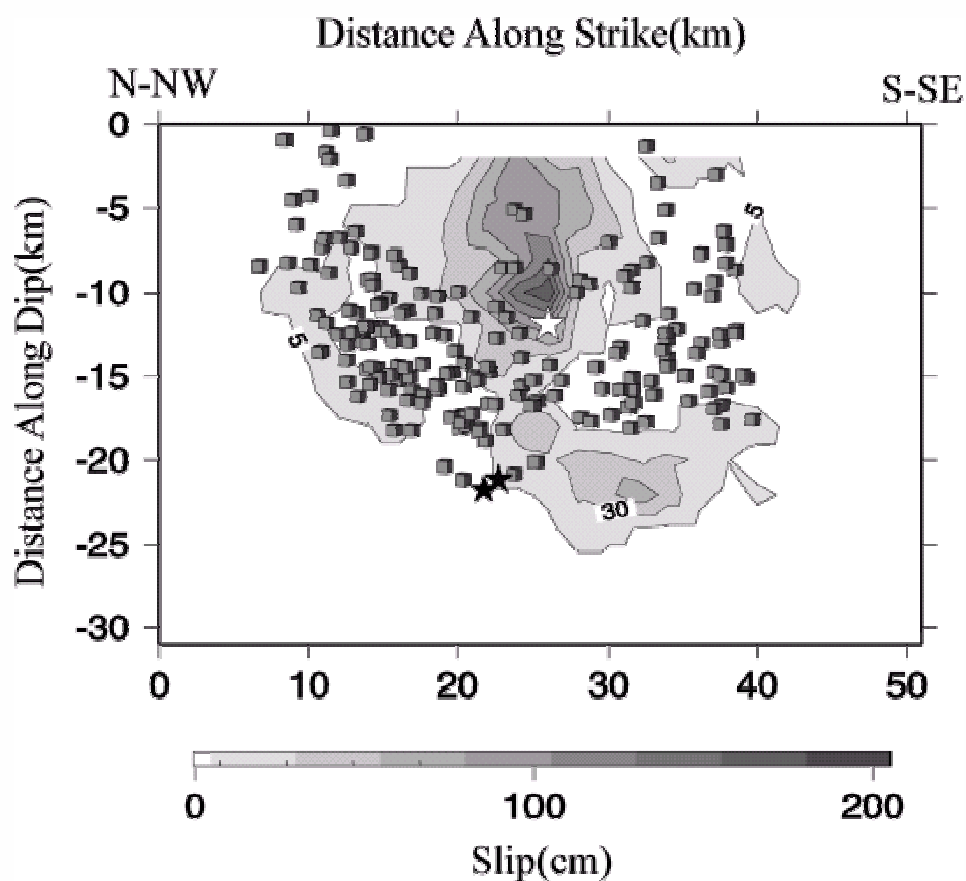


Σχήμα 3.4 (a-e). Η ανάπτυξη της ζώνης των μετασεισμών κατά τη διάρκεια των πρώτων 5-24 ωρών μετά τον κύριο σεισμό (τα χρονικά διαστήματα ξεκινώντας από τον αρχικό χρόνο του κύριου σεισμού φαίνονται στην πάνω δεξιά γωνία κάθε υποσχεδίου) που χρησιμοποιούνται με σκοπό να καθορίσουν τις διαστάσεις του ρήγματος. Στο σχήμα (e) φαίνεται η ενεργοποίηση της ομάδας των μετασεισμών που τείνει ΒΑ-ΝΔ μετά τις πρώτες 24 ώρες. (f) Η πλήρης ακολουθία των μετασεισμών από τις 26 Ιουλίου 2001 ως τις 31 Αυγούστου 2001 όπου φαίνονται η κύρια ΒΔ-ΝΑ διεύθυνσης ζώνη των μετασεισμών και η διάσπαρτη ΒΑ-ΝΔ διεύθυνσης ομάδα αυτών. (Roumelioti et. al., 2003).

3.3 Κατανομή της ολίσθησης στο επίπεδο του ρήγματος

Όσον αφορά στην κατανομή της ολίσθησης κατά τη διάρκεια του σεισμού του 2001 στη Σκύρο, βρέθηκε ότι αυτή είναι σαφώς περιορισμένη σε μια περιοχή με 30km μήκος και λιγότερο από 25km πλάτος, καθώς και ότι είναι ετερογενής, δηλαδή υπάρχουν δύο ξεχωριστές περιοχές συγκέντρωσης της ολίσθησης. Το μεγαλύτερο ποσοστό ολίσθησης εμφανίζεται να είναι συγκεντρωμένο σε μία σχετικά μικρή περιοχή γύρω από το υπόκεντρο, ενώ ένα μικρότερο τμήμα ολίσθησης, βρέθηκε σε σχετικά μεγάλο βάθος (18-24km). Τουλάχιστον δύο από τους μεγάλους μετασεισμούς που ακολούθησαν το κύριο συμβάν έχουν υποκεντρικά βάθη αυτής της τάξης. Μικρότερα ποσά ολίσθησης είναι κατανεμημένα σε μια ευρύτερη περιοχή, με διαστάσεις παρόμοιες με αυτές που συμπεραίνονται από τις μελέτες κατανομής των μετασεισμών και τις εμπειρικές σχέσεις που είναι εφαρμόσιμες στην Ελλάδα. Ο μέσος όρος της ολίσθησης, κατά μήκος της διαρρηγμένης επιφάνειας του ρήγματος, είναι ~23cm, αν και τοπικά φτάνει πολύ μεγαλύτερες τιμές. Μία μέγιστη τιμή, περίπου 1.8m, βρέθηκε πολύ κοντά στο υπόκεντρο του κύριου σεισμού. Η διάρρηξη εμφανίζεται να είναι κυρίως δικάτευθυντική αν και μπορεί να ανιχνευθεί μια συνιστώσα ΒΔ κατευθυντικότητας.

Το σχήμα 3.5 δείχνει ένα χάρτη της ολίσθησης και τα υπόκεντρα (επανατοποθετημένα) από 445 μετασεισμούς (Roumelioti et. al., 2003). Τα υπόκεντρα δύο μεγάλων μετασεισμών που έλαβαν χώρα 10-15 λεπτά μετά την κύρια δόνηση (στις 00:31:54 και 00:34:59 UTM), απεικονίζονται σαν συμπαγή αστέρια.



Σχήμα 3.5. Το μοντέλο κατανομής της ολίσθησης για την κύρια δόνηση της Σκύρου, 2001 ($M=6.5$). Οι γραμμές ίσης ολίσθησης εκφράζουν διαστήματα ολίσθησης ανά 25cm, ξεκινώντας από τα 5cm. Το άσπρο αστέρι δείχνει την θέση του υποκέντρου. Τα υπόκεντρα των μετασεισμών έχουν επίσης σχεδιαστεί σαν κύβοι. Τα μαύρα αστέρια αντιστοιχούν στους δύο μεγαλύτερους μετασεισμούς, οι οποίοι έγιναν λίγα λεπτά μετά την κύρια δόνηση (Roumelioti et. al., 2003).

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 4^ο

Ο σεισμός της Λευκάδας 2003

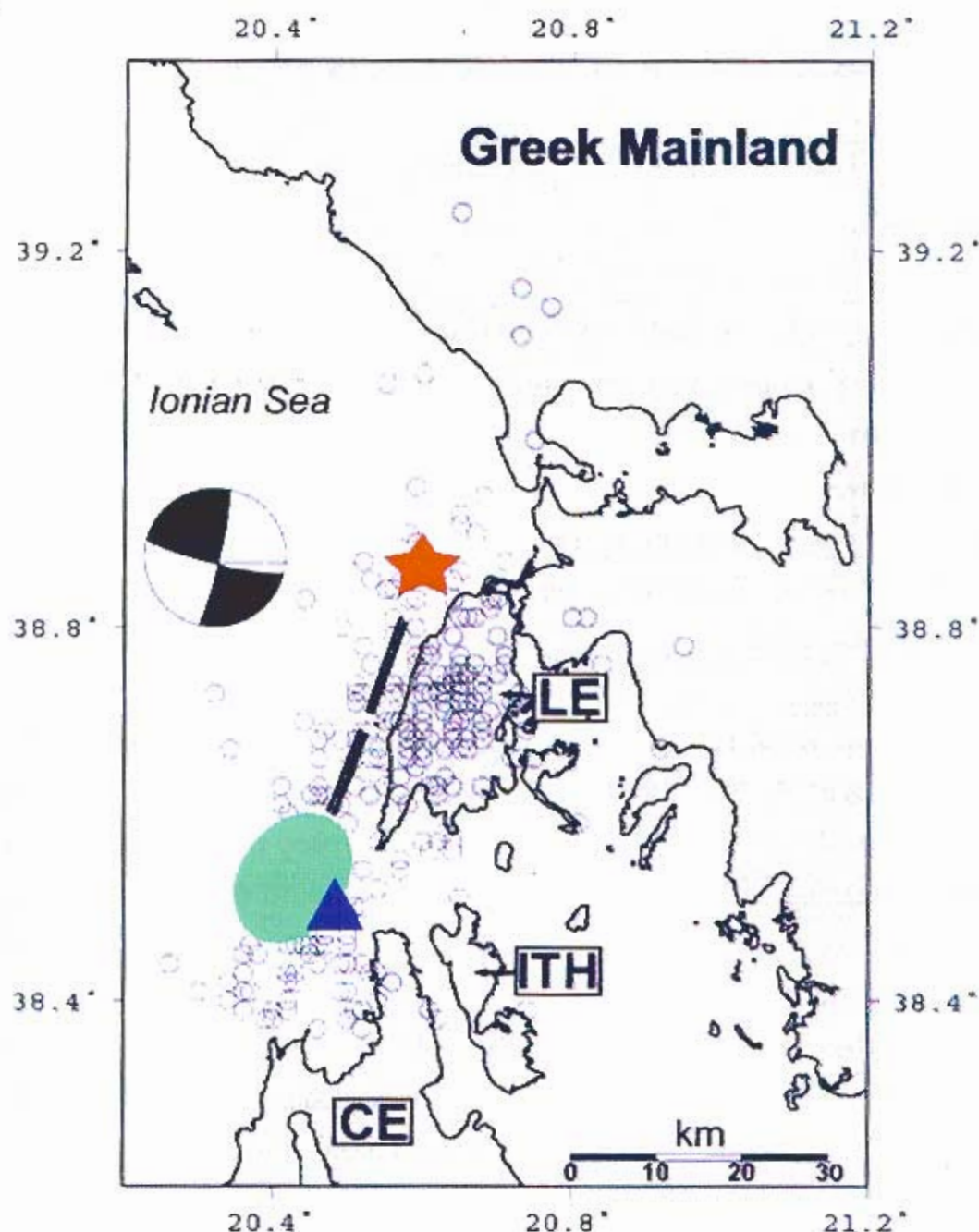
4.1 Γενικά

Στις 14 Αυγούστου 2003 (05:14:53.9 GMT) ένας δυνατός σεισμός ($M_w=6.2$, $M_s=6.4$) διέρρηξε το κεντρικό Ιόνιο Πέλαγος, προκαλώντας αξιοσημείωτες καταστροφές και καταρρεύσεις του εδάφους στο νησί της Λευκάδας και τον τραυματισμό 55 ανθρώπων, ενώ ανθρώπινες απώλειες δε σημειώθηκαν. Συνέβη στο τέμαχος του ρήγματος μετασχηματισμού της Κεφαλονιάς (e.g. Louvari et al. 1999), που βρίσκεται στη Λευκάδα και είναι συνδεδεμένος με δεξιόστροφη οριζόντιας μετατόπισης ρηγμάτωση με παράταξη BBA-NNΔ.

Σύμφωνα με το Εθνικό Αστεροσκοπείο Αθηνών, Ινστιτούτο Γεωδυναμικής ο σεισμός αυτός είχε τις ακόλουθες εστιακές παραμέτρους: επίκεντρο 38.81°B , 20.56°A (Σχήμα 4.1), εστιακό βάθος $h=12\text{km}$, μέγεθος $M_L=5.9$ (τοπικό) και $M_s=6.4$ (επιφανειακό). Το μέγεθος της σεισμικής ροπής $M_w=6.2$ υπολογίστηκε τηλεσεισμικά από άλλα ινστιτούτα όπως το USGS και το Harvard. Η πηγή του σεισμού είναι γνωστή και από προηγούμενους δυνατούς σεισμούς (Σχήμα 4.1).

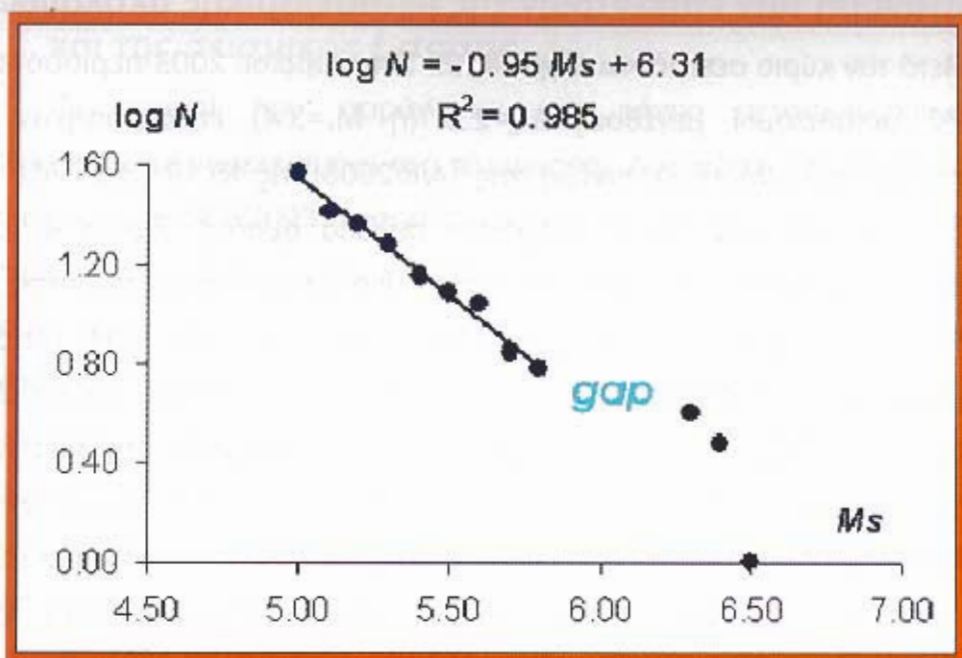
Μελέτες δείχνουν ότι οι σεισμοί του 1914, 1948 και 2003 διέρρηξαν το ίδιο τέμαχος ρήγματος και ότι όλοι είχαν όμοιο μέγεθος, το οποίο υποδηλώνει ότι αυτό το τέμαχος παράγει χαρακτηριστικούς σεισμούς. Αυτό έχει επιβεβαιωθεί από το διάγραμμα μεγέθους – συχνότητας, το οποίο για την περίοδο (μετρημένη με όργανα) 1911-2003, εμφανίζει ένα σχετικά στενό εύρος μεγεθών κοντά στο μέγιστο (περίπου $M_s=6.4$), απόκλιση από τη λογαριθμική γραμμική σχέση και ένα χάσμα στο εύρος μέσου μεγέθους (Σχήμα 4.2).

Υπαίθριες παρατηρήσεις (στο πεδίο δράσης) δείχνουν ότι ο σεισμός του 2003 και προηγούμενες ισχυρές δονήσεις, προκάλεσαν στο νησί της Λευκάδας εντυπωσιακά παρόμοιες πτωχεύσεις του εδάφους, στις ίδιες ακριβώς θέσεις: εκτεταμένες κατολισθήσεις και ρευστοποίηση εδάφους, κάτω



Σχήμα 4.1. Τα επίκεντρα των μετασεισμών (κύκλοι) του κύριου σεισμού (αστέρι) στις 14 Αυγούστου 2003, στο τέμαχος του ρήγματος στη Λευκάδα (διπλή γραμμή). Η βόρεια και νότια ομάδα των μετασεισμών χωρίζονται από μια περιοχή ελεύθερη επικέντρων (έλλειψη). Το τρίγωνο δείχνει το επίκεντρο του σεισμού στις 22 Απριλίου 1948 ($M_s=6.5$). Τα επίκεντρα των σεισμών στις 27 Νοεμβρίου 1914 ($M_s=6.3$) και στις 30 Ιουνίου 1948 ($M_s=6.4$) είναι σχεδόν όμοια με το επίκεντρο του κύριου σεισμού του 2003 (Papadopoulos et. al., 2003).

LE=Λευκάδα, CE=Κεφαλονιά, ITH=Ιθάκη.



Σχήμα 4.2. Η σχέση μεγέθους-συχνότητας για σεισμούς που συνέβησαν στο τέμαχος του ρήγματος στη Λευκάδα από το 1911 ως τις 14 Αυγούστου 2003. N είναι ο συνολικός αριθμός των μετασεισμών με μέγεθος επιφανειακού κύματος=5.0. Η καμπύλη ταιριάζει καλά μόνο στο εύρος μεγεθών από 5.0 ως 5.8.. Ένα κενό στα μέσα μεγέθη είναι εμφανές (Papadopoulos et. al., 2003).

απ' τις ίδιες εδαφικές συνθήκες, που φανερώνουν ανάλογα χαρακτηριστικά ισχυρής κίνησης, σαν μία πρόσθετη απόδειξη του χαρακτηριστικού σεισμού.

Παρόλα αυτά, ενώ η μέγιστη σεισμική ένταση για τις ισχυρές δονήσεις του 1914 και του 1948 υπολογίζεται σαν $I_{\max} = \text{IX-X}$ (MM κλίμακα), η επίδραση του σεισμού του 2003 ήταν λιγότερο σοβαρή ($I_{\max} = \text{VIII}$), πιθανόν λόγω της ενίσχυσης των οικοδομών μετά την καθιέρωση του Αντισεισμικού Κώδικα το 1948.

4.2 Κατανομή των επικέντρων της μετασεισμικής ακολουθίας

Μετά τον κύριο σεισμό και μέχρι τις 22 Σεπτεμβρίου 2003 περισσότεροι από 270 μετασεισμοί μεγέθους $M_L=2.9$ (ή $M_s=3.4$) καταγράφηκαν. Ο μεγαλύτερος αυτών ($M_s=5.2$) συνέβη στις 14/8/2003 στις 16:18:03.9 GMT. Τα επίκεντρα των μετασεισμών κατανέμονται σε δύο ομάδες (Σχήμα 4.1). Η βόρεια ομάδα έχει μήκος $L \sim 35\text{km}$, το οποίο είναι σύμφωνο με το μήκος της περιοχής των μετασεισμών που προβλέπεται από εμπειρικούς M/L τύπους. Στην πραγματικότητα, για $M_s=6.4$ και $M_w=6.2$ παίρνουμε $L=38\text{km}$ και $L=32\text{km}$ αντίστοιχα, από τους τύπους που βρέθηκαν για σεισμούς στη Μεσόγειο θάλασσα από τους Παπαδόπουλο et al (2003). Για $M_w=6.2$ και οριζόντιας μετατόπισης ρηγμάτωση, ο παγκόσμιος τύπος των Wells και Coppersmith (1994) δίνει 19km . Το μήκος της νότιας ομάδας των μετασεισμών, είναι $L \sim 25\text{km}$. Η περιοχή μήκους $15\text{-}20\text{km}$ μεταξύ των δύο ομάδων είναι σχεδόν ελεύθερη επικέντρων.

Μια ικανοποιητική εξήγηση όλης της μετασεισμικής εικόνας, είναι ότι αυτή η περιοχή αποτελεί μια τραχιά επιφάνεια ή ένα φράγμα που παρέμεινε αδιάρρηκτο από την κύρια δόνηση του 2003 και ότι η νότια ομάδα αντιπροσωπεύει μάλλον μια ενεργοποιημένη σεισμικότητα, που οφείλεται στην αύξηση τάσης από την κύρια δόνηση, παρά μια τυπική μετασεισμική δραστηριότητα. Αυτό υποστηρίζεται επίσης από το ότι σ' αυτή την περιοχή η δραστηριότητα του μεγέθους $M_s=3.2$, άρχισε περίπου 12 ώρες μετά την κύρια δόνηση.

Οι λύσεις του επιπέδου του ρήγματος που προσδιορίστηκαν τηλεσεισμικά, δείχνουν τα ακόλουθα κομβικά επίπεδα: K.E.1 (παράταξη/ κλίση/ γωνία ολίσθησης) $104^\circ/82^\circ/6^\circ$ (USGS), $17^\circ/60^\circ/-175^\circ$ (Harvard). K.E.2 $13^\circ/84^\circ/172^\circ$ (USGS), $285^\circ/86^\circ/-30^\circ$ (Harvard). Η BBA-NNΔ επιμήκυνση της μετασεισμικής περιοχής υπονοεί ότι το K.E.2 της λύσης του USGS και το K.E.1 της λύσης του Harvard αντιπροσωπεύουν το επίπεδο του ρήγματος, που καταλήγει στο ότι η κίνηση στο σεισμικό ρήγμα ήταν δεξιόστροφη οριζόντιας μετατόπισης με μικρή συνιστώσα ολίσθησης.

4.3 Κατανομή της ολίσθησης στην επιφάνεια του ρήγματος και της σεισμικής έντασης

Οι σεισμοί που παράγονται στο ρήγμα μετασχηματισμού της Κεφαλονιάς, και συγκεκριμένα στο τέμαχος της Λευκάδας, στο οποίο οφείλεται ο σεισμός στις 14/8/2003, εκφράζονται από το μοντέλο του χαρακτηριστικού σεισμού. Το μοντέλο αυτό προβλέπει ότι ρήγματα (ή τεμάχη ρήγματος) τείνουν να παράγουν κυρίως σεισμούς ίδιου μεγέθους, με ένα σχετικά περιορισμένο εύρος μεγεθών κοντά στο μέγιστο. Σύμφωνα μ' αυτό το μοντέλο οι διαρρήξεις είναι περιορισμένες στα συντηρητικά τεμάχη, η μετατόπιση ανά γεγονός σ' ένα σημείο είναι σταθερή, ενώ ο ρυθμός ολίσθησης κατά μήκος της παράταξης είναι μεταβλητός. Υποθέσεις σχετικά με την επανάληψη, δε γίνονται από το μοντέλο του χαρακτηριστικού σεισμού.

Οι τέσσερις δυνατές δονήσεις που έγιναν κατά το παρελθόν στις 27/11/1914, 22/4/1948, 30/6/1948 και η πρόσφατη στις 14/8/2003, εξετάστηκαν η καθεμία ξεχωριστά και παρουσιάζουν μεγάλη ομοιότητα στο μέγεθος. Ωστόσο προσδιορισμοί επικέντρου δείχνουν ότι ενώ ο σεισμός στις 22/4/1948 διέρρηξε το νότιο τμήμα του τεμάχους του ρήγματος στη Λευκάδα, οι υπόλοιποι διέρρηξαν το βόρειο. Αυτό φανερώνει ότι ο ρυθμός ολίσθησης στο νότιο τμήμα είναι μικρός σε σύγκριση με αυτόν στο βόρειο. Μια μέγιστη ολίσθηση περίπου 34cm παρατηρήθηκε στο βόρειο τέμαχος κάτω από τη Λευκάδα.

Για τα γεγονότα στις 27/11/1914 και 30/6/1948 η μέγιστη ένταση, I_{max} , που υπολογίστηκε ήταν συγκρίσιμη, ενώ για τη δόνηση στις 14/8/2003 ήταν μικρότερη. Το μοντέλο της κατανομής της έντασης, ωστόσο, ήταν πάλι το ίδιο στις τρεις δονήσεις, με το βόρειο-βορειοδυτικό τμήμα της Λευκάδας να είναι το πιο προσβεβλημένο. Αντιθέτως, η δόνηση στις 22/4/1948 προσέβαλε το νότιο-νοτιοδυτικό τμήμα της Λευκάδας και τη βόρεια Ιθάκη, η οποία είναι σε συμφωνία με τη θέση του επικέντρου που βρέθηκε με όργανα. Αυτό υποδηλώνει ότι η διαδικασία διάρρηξης του 1948 άρχισε με τη δόνηση στις 22/4/1948 από το νότιο τμήμα του τεμάχους του ρήγματος στη Λευκάδα, το οποίο φαίνεται να έχει αντισταθεί στη διάρρηξη του 2003. Στη συνέχεια, η διάρρηξη μετάναστευσε με τη δόνηση στις 30/6/1948 στο βόρειο τμήμα, το οποίο συμπίπτει με τις ζώνες διάρρηξης που δημιουργήθηκαν στις

27/11/1914 και 14/8/2003. Και οι τέσσερις δυνατές δονήσεις δεν προκάλεσαν ένταση που να υπερέβη το βαθμό VI στην ελληνική ηπειρωτική περιοχή στα ανατολικά της Λευκάδας.

Η εμφάνιση των τριών δυνατών δονήσεων στα βόρεια του τεμάχους του ρήγματος της Κεφαλονιάς που βρίσκεται στη Λευκάδα, κατά τη διάρκεια των τελευταίων περίπου 100 χρόνων υποδηλώνει ρυθμούς παραμόρφωσης της τάξης των $6 \times 10^{-5} / \text{yr}$, οι οποίες δεν είναι μόνο δύο τάξεις μεγέθους μεγαλύτεροι από το ρυθμό των $1.8 \times 10^{-7} / \text{yr}$, που μετρήθηκε από GPS (Kahle et. al., 1995), αλλά επίσης περισσότερο από μια τάξη μεγέθους μεγαλύτεροι από ρυθμούς παραμόρφωσης που υπολογίστηκαν για άλλα υψηλά σεισμογενή οριζόντιας μετατόπισης ρήγματα όπως της Βόρειας Ανατολίας και του Αγίου Ανδρέα.

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 5^ο

Συμπεράσματα

Ο Β. Παπαζάχος (1998) πρότεινε τον χωρισμό του ελληνικού χώρου σε 19 ζώνες επιφανειακών σεισμών (σχήμα 1.5 και 1.6). Σύμφωνα μ' αυτόν η Αθήνα δεν υπάγεται σε καμία ζώνη και αυτό δηλώνει την πολύ μικρή συχνότητα ή και την απουσία σεισμικών φαινομένων κατά τους ιστορικούς και πρόσφατους χρόνους. Η Σκύρος ανήκει στη ζώνη 14b (κυρίως το βόρειο τμήμα του νησιού) και αποτελεί μια περιοχή με μικρή ως μέτρια συχνότητα εμφάνισης σεισμών και μεγάλο εύρος μεγεθών. Η Λευκάδα ανήκει στη ζώνη 2a και χαρακτηρίζεται από τη μέγιστη σεισμικότητα για τον ελληνικό χώρο, τόσο από άποψη συχνότητας, όσο και μεγέθους.

Και οι τρεις σεισμοί οι οποίοι μελετήθηκαν στην παρούσα εργασία ήταν επιφανειακοί, μέτριοι ως ισχυροί, με εστιακό βάθος $h \sim 14.5\text{km}$ για την Αθήνα, $h \sim 13\text{km}$ για την Σκύρο και $h \sim 12\text{km}$ για την Λευκάδα, και μεγέθη 5.9, 6.5 και 6.4 αντίστοιχα. Τα στοιχεία αυτά φαίνεται να συμφωνούν με την κατάταξη των συγκεκριμένων περιοχών στις αντίστοιχες ζώνες που προαναφέρθηκαν.

Ο σεισμός της 7^{ης} Σεπτεμβρίου 1999 στην Αθήνα, ήταν απροσδόκητος με την έννοια ότι πραγματοποιήθηκε σε μια περιοχή που θεωρούνταν παραδοσιακά πολύ χαμηλής σεισμικής δυναμικότητας. Αυτή η πεποίθηση είχε βασιστεί στο ότι δεν υπήρξε τεκμηρίωση ότι προηγούμενοι ισχυροί σεισμοί είχαν διαρρήξει την περιοχή και οι μικρού μεγέθους σεισμοί που καταγράφηκαν κατά διαστήματα δεν προσέλκυσαν το ενδιαφέρον, ώστε να γίνει μια πιο συστηματική έρευνα για την σεισμική δυναμικότητα της περιοχής που βρίσκεται μόλις 20km από το ιστορικό κέντρο της πρωτεύουσας μιας ιδιαίτερα σεισμογενούς χώρας.

Η ενεργός τεκτονική της περιοχής επίσης δε μελετήθηκε, με αποτέλεσμα ο σεισμός να παραχθεί από μια προηγούμενη μη αναγνωρισμένη σεισμογενή δομή. Αν είχε γίνει μια ερευνητική προσπάθεια πριν από το 1999, θα είχε αποκαλύψει ότι το νεοτεκτονικό ρήγμα της Φυλής, με το οποίο συνδέεται ο σεισμός, είναι ενεργό έχοντας δώσει έναν τουλάχιστον ισχυρό

σεισμό στο παρελθόν και ότι ισχυρές δονήσεις θα έπρεπε να αναμένονται στο μέλλον.

Πριν μερικά χρόνια, οι Παπαδόπουλος και Αρβανιτίδης (1996), αξιολόγησαν το σεισμικό κίνδυνο στα διάφορα σεισμογενή τμήματα της Ελλάδας, θεωρώντας τον κίνδυνο ως συνάρτηση της σεισμικής επικινδυνότητας, της ευπάθειας και της οικονομικής αξίας που εκτίθεται στον κίνδυνο. Το αποτέλεσμα ήταν εντυπωσιακό, με την Αθήνα, παρά τη σχετικά χαμηλή σεισμική επικινδυνότητα, να τίθεται στην κορυφή της κλίμακας του σεισμικού κινδύνου, λόγω της πολύ υψηλής αξίας της και της ευπάθειας της. Έτσι, παρόλο που ο σεισμός του 1999 ήταν μεσαίου προς μεγάλου μεγέθους, η εμφάνιση του πολύ κοντά σε μια μεγάλη αστική περιοχή, όπως είναι η Αθήνα, κατέληξε να είναι μία καταστροφική δόνηση.

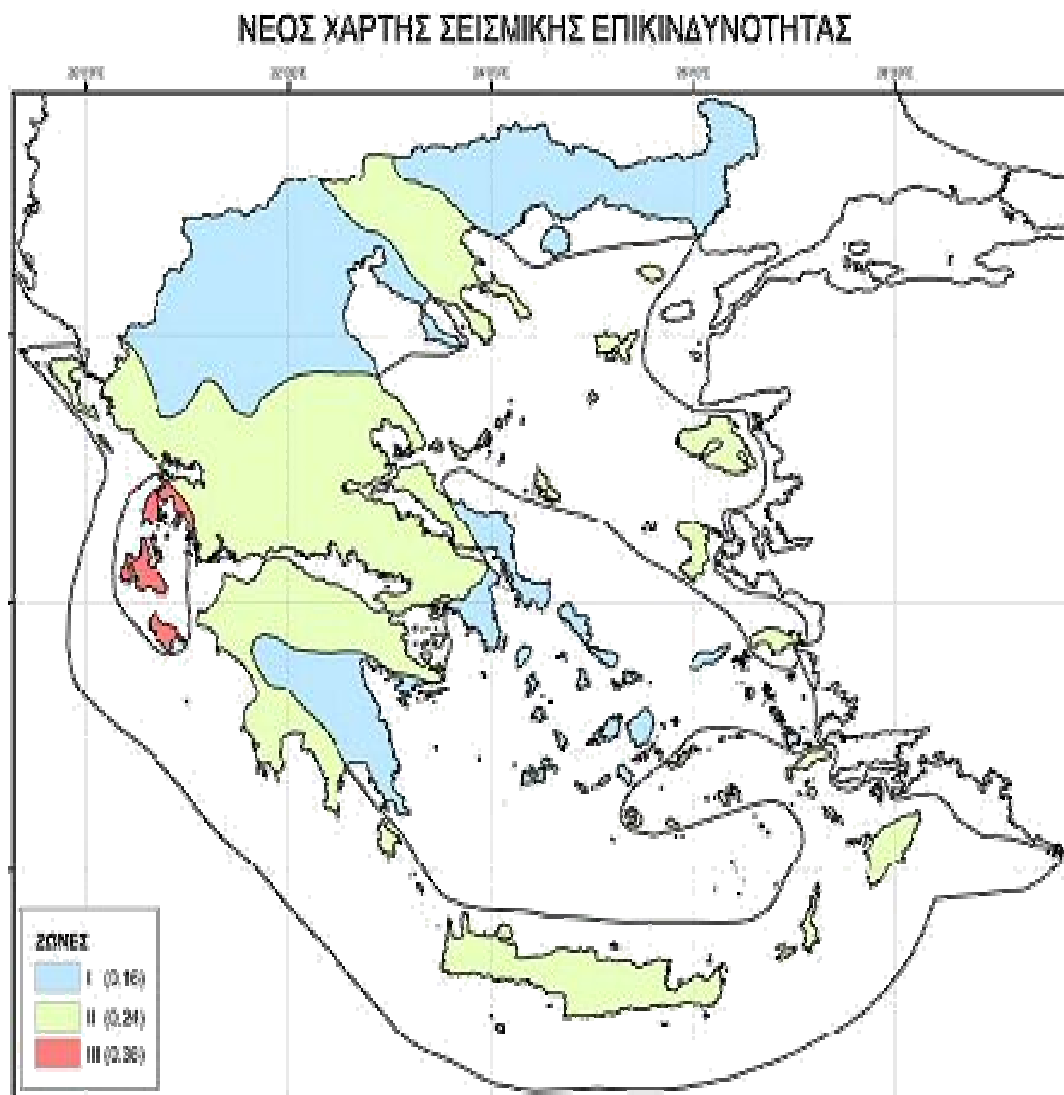
Ο σεισμός της 26^{ης} Ιουλίου 2001 στη Σκύρο, συνέβη σε μια τεκτονικά σύνθετη περιοχή που συνδέεται με ισχυρούς σεισμούς και χαρακτηρίζεται από την αλληλεπίδραση του δεξιόστροφου ρήγματος της Βόρειας Ανατολίας και του συστήματος κανονικής ρηγμάτωσης της ηπειρωτικής Ελλάδας. Ένας επιπλέον λόγος που συμβάλλει στην πολυπλοκότητα της περιοχής, είναι το γεγονός ότι βρίσκεται στο χώρο του κεντρικού Αιγαίου, που είναι υπό την επίδραση και της συμπίεσης με διεύθυνση Α-Δ και του εφελκυσμού με διεύθυνση Β-Ν. Ο ρόλος τέτοιων ρηγμάτων όπως της Σκύρου, μπορεί να είναι πιο σημαντικός από ότι παλιότερα θεωρούνταν, καθώς είναι ικανά να δώσουν σεισμούς μεγέθους 6-7. Από όλα όσα αναφέρθηκαν προηγουμένως, προκύπτει ότι τόσο η εμφάνιση, όσο και το μέγεθος του συγκεκριμένου σεισμού, ήταν αναμενόμενα.

Ο σεισμός της 14^{ης} Αυγούστου 2003 στη Λευκάδα, σχετίζεται με το ρήγμα μετασχηματισμού της Κεφαλονιάς, και έχει αποδειχθεί με ενόργανες και υπαίθριες παρατηρήσεις ότι το τέμαχος του στη Λευκάδα παράγει χαρακτηριστικούς σεισμούς, με μεγέθη που κυμαίνονται μεταξύ $M_s=6.3$ και $M_s=6.5$ και προκαλεί εντυπωσιακά παρόμοιες καταστροφές στις ίδιες ακριβώς θέσεις, που φανερώνουν ανάλογα χαρακτηριστικά ισχυρής κίνησης. Η παραδοχή της γένεσης χαρακτηριστικών σεισμών στο συγκεκριμένο τέμαχος, συμβάλλει στην καλύτερη κατανόηση της σεισμοτεκτονικής και την εκτίμηση της σεισμικής επικινδυνότητας στην περιοχή.

Ο συγκεκριμένος σεισμός στη Λευκάδα, ήταν εξαιρετικά αναμενόμενος όσον αφορά στην εμφάνιση του, αν λάβουμε υπόψη την κατάταξή της στη ζώνη της μέγιστης σεισμικότητας, αλλά και όσον αφορά στο μέγεθος, αν λάβουμε υπόψη το μοντέλο των χαρακτηριστικών σεισμών.

Ένας ακόμα χωρισμός του ελληνικού χώρου σε ζώνες, έγινε βάσει της σεισμικής επικινδυνότητας κάθε περιοχής (σχήμα 5.1), μέτρο της οποίας αποτελεί η αναμενόμενη ένταση της σεισμικής δράσης, που μπορεί να μετρηθεί με την αναμενόμενη εδαφική επιτάχυνση ή ταχύτητα ή μετάθεση της σεισμικής κίνησης, ή με την αναμενόμενη μακροσεισμική ένταση.

Ο σεισμικός κίνδυνος, ο οποίος εκφράζει το μέγεθος της καταστρεπτικότητας ενός σεισμού, όπως βλάβες στις τεχνικές κατασκευές, θάνατοι κ.λ.π., εξαρτάται από τη σεισμική επικινδυνότητα και την τρωτότητα των κατασκευών (μέτρο των ιδιοτήτων μιας κατασκευής). Έτσι, σε περιοχές υψηλής σεισμικής επικινδυνότητας, απαιτείται διεξοδική μελέτη πριν την κατασκευή οποιουδήποτε έργου σ' αυτές, με σκοπό την ελαχιστοποίηση του σεισμικού κινδύνου. Η μελέτη αυτή αφορά κυρίως στην τρωτότητα, αφού η σεισμική επικινδυνότητα καθορίζεται από φυσικούς παράγοντες (σεισμικότητα, ιδιότητες σεισμικής εστίας και μέσου διάδοσης των σεισμικών κυμάτων, ιδιότητες εδάφους θεμελίωσης), τους οποίους ο άνθρωπος αδυνατεί να μεταβάλει.



Σχήμα 5.1 (Οργανισμός Αντισεισμικού Σχεδιασμού & Προστασίας).

Σύμφωνα με το νέο χάρτη σεισμικής επικινδυνότητας, ο οποίος ισχύει μετά το 2000 (σχήμα 5.1), η Αθήνα ανήκει στη ζώνη I με τη χαμηλότερη σεισμική επικινδυνότητα για τον ελληνικό χώρο, η Σκύρος ανήκει στη ζώνη II, με μια μέση τιμή αυτής, ενώ η Λευκάδα ανήκει στη ζώνη III, με την μέγιστη σεισμική επικινδυνότητα για τον ελληνικό χώρο.

Ο σεισμός της Αθήνας αποτέλεσε το σημαντικότερο καταστροφικό σεισμό στη σύγχρονη ιστορία της Ελλάδας, παρά το γεγονός ότι κατατάσσεται στη ζώνη της χαμηλότερης σεισμικής επικινδυνότητας. Περίπου 100 κτίρια κατέρρευσαν ολοσχερώς (σχήμα 5.2), προκαλώντας το θάνατο 143

ανθρώπων και τον τραυματισμό 2000. Γύρω στα 65.000 κτίρια υπέστησαν βαριά ή μέτρια ζημιά, ενώ περίπου 100.000 άνθρωποι έμειναν άστεγοι τις πρώτες ημέρες μετά από τη δόνηση. Σε πολλές περιοχές εκδηλώθηκαν πτώσεις βράχων και δημιουργήθηκαν ρωγμές.



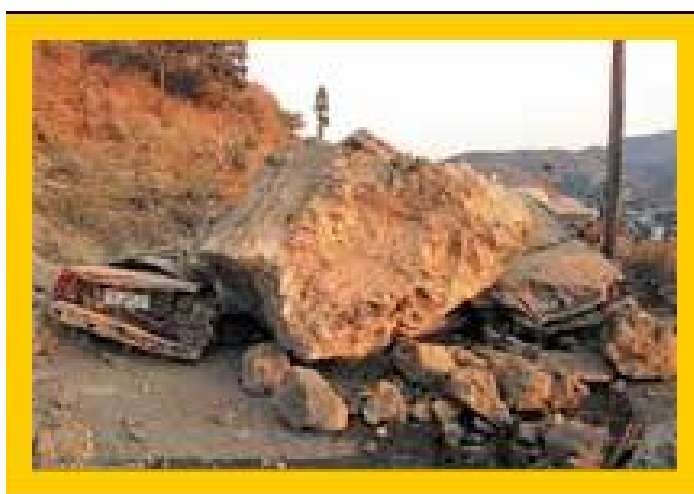
(α)



(β)

Σχήμα 5.2 (α) και (β) Καταρρεύσεις εργοστασίων από ενισχυμένο σκυρόδεμα στην περιοχή Αχαρνές, Αθήνα.

Όσο αφορά στο σεισμό της Σκύρου, ο οποίος έγινε αισθητός σε μια ευρεία περιοχή, εκτεταμένες καταστροφές ή ανθρώπινες απώλειες δεν σημειώθηκαν, κυρίως επειδή το επίκεντρο του εντοπίστηκε στη θάλασσα, αρκετά μακριά από πυκνοκατοικημένες περιοχές. Μερικές καταστροφές παρατηρήθηκαν μόνο στο νησί της Σκύρου που αφορούσαν κυρίως παραδοσιακές κατοικίες και ένα ιστορικό μοναστήρι μέσα στο κάστρο του νησιού, καθώς και μία κατολίσθηση που προκάλεσε ζημιές σε αυτοκίνητα που ήταν ακινητοποιημένα κάτω από το λόφο του κάστρου (σχήμα 5.3).



(α)



(β)

Σχήμα 5.3 (α) και (β). Καταστροφή αυτοκινήτων από καταπτώσεις βράχων.

Σχετικά με το σεισμό της Λευκάδας, όπως ήταν αναμενόμενο από την κατάταξη της τόσο στις περιοχές μέγιστης σεισμικότητας, όσο και μέγιστης σεισμικής επικινδυνότητας, ο σεισμός στις 14/8/2003 είχε πολύ σημαντικές συνέπειες. Δομικές ζημιές προκλήθηκαν σε αρκετές πόλεις και χωριά, όπως επίσης εκτεταμένες κατολισθήσεις, πτώσεις βράχων, ρευστοποίηση εδάφους και εδαφικές ρωγμές σε πολλές τοποθεσίες του νησιού. Παρόλα αυτά, ανθρώπινα θύματα δεν αναφέρθηκαν, ενώ περίπου 55 άνθρωποι τραυματίστηκαν.

Πτωχεύσεις κλιτύων, εδαφικές ρωγμές και βραχοπτώσεις παρατηρήθηκαν σε αρκετές απότομες πλαγιές, αποτελούμενες από ασταθείς κατακερματισμένες ασβεστολιθικές μάζες που επικρατούν κατά μήκος του δυτικού μέρους του νησιού.

Οι πιο εντυπωσιακές κατολισθήσεις, ολισθήσεις και πτώσεις βράχων, συνέβησαν στο 3^ο χιλιόμετρο Αγίου Νικήτα-Πευκούλια (σχήμα 5.4). Ρευστοποίηση σε τεχνητές πληρώσεις και σε υποκείμενες στρώσεις άμμου, παρατηρήθηκαν στην περιοχή Μαρίνα στην πόλη της Λευκάδας. Επιφανειακές αποδείξεις της ρευστοποίησης, αποτελούν οι κρατήρες εδάφους που άνοιξαν στην αμμώδη παραλία του Αγίου Νικήτα, ο μεγαλύτερος των οποίων έχει διάμετρο περίπου 3.5m και βάθος περίπου 1.5m (σχήμα 5.5).



Σχήμα 5.4. Κατολίσθηση στα Πευκούλια.



Σχήμα 5.5. Εδαφικός κρατήρας που διανοίχθηκε στην αμμώδη παραλία του Αγίου Νικήτα.

ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ

- Benetatos, Ch., Roumelioti, Z., Kiratzi, A., Melis, N., 2002. Source parameters of the M=6.5 Skyros island (North Aegean Sea) earthquake of July 26, 2001. *Ann. Geophys.* 45 (3), 513-526.
- Bouckovalas, G., Kouretzis, K. G., 2000. Preliminary evaluation of accelerations in the meizoseismal areas of Athens 07/09/1999 earthquake. *Weekly Bull. Tech. Chamber Greece* 4, 87-91.
- Bouckovalas, G., Kouretzis, G., Kalogeras, I., 2001. Site-specific analysis of strong motion data from the September 7, 1999 Athens, Greece earthquake. *Nat. Hazards* (in press).
- Comninakis, P. E. and Papazachos, B. C., 1980. Space and time distribution of the intermediate depth earthquakes in the Hellenic arc. *Tectonophysics*, 70, 35-47.
- Drakatos, G. et. al., 2002. Preliminary results about the 26 July 2001 Skyros (Aegean Sea, Greece) earthquake and its aftershock sequence, *Proc. of the 11th General Assembly of the Wegener Project*, Athens, CD-ROM.
- Ganas, A., Stavrakakis, G., Lagios, E., Papadopoulos, G. & Pavlides, S., 2001. Investigation of the seismic fault that ruptured during the 7/9/99 Athens earthquake using space techniques.
- Gallovic, F. and Brokesova, J., 2003. The k-2 rupture model parametric study: example of the 1999 Athens earthquake. *Stud. Geophys. Geodaet.* (submitted for publication).
- Gazetas, G., 2001. The 1999 Parnitha (Athens) earthquake: soil effects on distribution of damage, in *Lessons Learned from Recent Strong Earthquakes* A. Ansal (Editor), International Society of Soil Mechanics and Geotechnical Engineering, London, 5-18.
- HRV, Harvard CMT Solutions, <http://www.seismology.harvard.edu/CMTsearch.html>, last access 10 September 2003, <http://www.gein.noa.gr>, Earthquake Catalogues.
- Θεοδουλίδης, Ν., Μάργαρης, Β., Παπαϊωάννου, Χ. και Δημητρίου, Π., 2000. Προκαταρκτική έκθεση της ισχυρής σεισμικής κίνησης σε θέσεις της πλειόσειστης περιοχής της ΒΔ Αττικής κατά το σεισμό στις 7/9/1999, Τεχνική Έκθεση.
- Kahle, H. G., Müller, M. V., Geiger, A., Danouser, G., Mueller, S., Veis, G., Billiris, H. and Pradissis, D., 1995. The strain field in northwestern Greece and the Ionian Islands: results inferred from GPS measurements, *Tectonophysics*, 249, 41-52.
- Kiratzi, A., 2002. Stress tensor inversions along the westernmost North Anatolian Fault Zone and its continuation into the North Aegean Sea, *Geophys. J. Int.*, 151, 360-367.
- 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, 515-527.
- Kontoes, C., Elias, P., Sykioti, O., Briole, P., Remy, D., Sachpazi, M., Veis, G. and Kotsis, I., 2000. Displacement field and fault model for the September 7, 1999 Athens earthquake inferred from ERS2 satellite radar interferometry, *Geophys. Res. Lett.* 27, 3989-3992.
- LePichon, X. and Angelier, J., 1979. The Hellenic arc and trench system: a key to the neotectonic evolution of the eastern Mediterranean region. *Tectonophysics*, 60, 1-42.
- Louvari, E., Kiratzi, A. A. and Papazachos, B. C., 1999. The Cephalonia Transform Fault and its extension to western Lefkada Island (Greece), *Tectonophysics*, 308, 223-236.
- Louvari, E., and Kiratzi, A., 2001. Source parameters of the 7 September 1999 Athens (Greece) earthquake based on teleseismic data, *J. Balkan Geophys. Soc.* 4, 51-60.
- Marinos, P., Bouckovalas, G., Tsiambaos, G., Sabatakakis, N., Antoniou, A., 2001. Ground zoning against seismic hazard in Athens, Greece. *Eng. Geol.* 62, 343-356.
- McKenzie, D. P., 1972. Active tectonics in 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 region. *Geophys. J. R. Astr. Soc.*, 55, 217-254.
- Melis, N. S., Stavrakakis, G. N. & Zahradnik, J., 2001. Focal properties of the Mw=6.5 Skyros, Aegean Sea, earthquake, *Orfeus Newsletter* 3, (<http://orfeus.knmi.nl/newsletter/vol3no2/skyros.html>).
- Mendoza, C. & Hartzell, S. H., 1988. Aftershock patterns and main shock faulting, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 78, 1438-1449.

- NOAGI, National Observatory of Athens, Institute of Geodynamics, <http://www.gein.noa.gr>, Earthquake Catalogues, 2003.
- Ο.Α.Σ.Π., Οργανισμός Αντισεισμικού Σχεδιασμού & Προστασίας, <http://www.oasp.gr/default.asp?11=2>, τελευταία πρόσβαση 8 Σεπτεμβρίου 2005.
- Papadimitriou, E., Sykes, L., 2001. Evolution of the stress field in the northern Aegean Sea (Greece). *Geophys. J. Int.* 146, 747-759.
- Papadimitriou, P., Kaviris, G., Voulgaris, N., Kassaras, I., Delibasis, N., Makropoulos, K., 2000. The September 7, 1999 Athens earthquake sequence recorded by the Cornet network: preliminary results of source parameters determination of the main shock. *Annales Géologiques des Pays Helléniques*, 1 e série XXXVIII, 29-40.
- Papadopoulos, G. A. and Arvanitides, A., 1996. Earthquake risk assessment in Greece, in *Earthquake Hazard and Risk*, edited by V. Schenk, pp. 221– 229, Kluwer Academic Publishers, The Netherlands.
- Papadopoulos, G. A., Drakatos, G., Papanastassiou, D., Kalogeras, I. and Stavrakakis, G., 2000. Preliminary results about the catastrophic earthquake of 7 September 1999 in Athens, Greece, *Seism. Res. Lett.* 71, 318–329.
- Papadopoulos, G. A., Konstantinou, K. and Fokaefs, A., 2003. Empirical relationships between magnitude and aftershock area dimensions for Mediterranean region earthquakes, (submitted).
- Papadopoulos, G. A., Karastathis, V. K., Ganas, A., Pavlides, S., Fokaefs, A. and Orfanogiannaki, K., 2003. The Lefkada, Ionian Sea (Greece), shock (Mw 6.2) of 14 August 2003: Evidence for the characteristic earthquake from seismicity and ground failures. *Earth Planets Space*, 55, 713-718.
- Papanastassiou, D., Stavrakakis, G., Drakatos, G., Papadopoulos, G., 2000. The Athens, September 7, 1999, Ms=5.9 earthquake: first results on the focal properties of the main shock and the aftershock sequence. *Annales Géologiques des Pays Helléniques*, 1 e série XXXVIII, 73-88.
- Παπαζάχος, Β. και Παπαζάχου, Κ., 1997. Οι σεισμοί της Ελλάδας. Εκδόσεις Ζήτη, Θεσσαλονίκη.
- Παπαζάχος, Κ. Β., Καρακώστας, Β. Γ., Καρακαϊσής, Γ. Φ., Παπαϊωάννου, Χ. Α., 1999. Μελέτη της σεισμικής ακολουθίας του σεισμού της Αθήνας στις 7/9/1999.
- Papazachos, B. C. and Comninakis, P. E., 1970. Geophysical features of the Greek island arc and eastern Mediterranean ridge. *Com. Ren. Des Seances de la Conference Reunie a Madrid*, 1969, 16, 74-75.
- Papazachos, B. C. and Comninakis, P. E., 1971. Geophysical and tectonic features of the Aegean arc. *J. Geoph. Res.* 76, 8517-8533.
- Papazachos, B. C. and Comninakis, P. E., 1978. Geotectonic significance of the deep seismic zones in the Aegean area. *Second Intern. Scient. Conf. Thera and the Aegean World*, Santorini, Aug. 1978, 121-129.
- Papazachos, B. C., Kiratzi, A. A., Hatzidimitriou, P. M. and Karacostas, B. G., 1986. Seismotectonic properties of the Aegean area that restrict valid geodynamic models. "Wegener / Medlas Conference, Athens, May 14-16, 1986", 15 pp..
- Papazachos, B. C., 1988. The seismic zones in the Aegean and surrounding area. *Europ. Seism. Com., XXI Gen. Assem.*, Sofia, Bulgaria, August 23-27, 1-6.
- Papazachos, B. C., 1989. Seismicity of the Aegean and surrounding area. "Publ. Geophys. Lab. Univ. of Thessaloniki", 4, 1-27.
- Papazachos, B. C., Karakostas, B. G., Kiratzi, A., Papadimitriou, E., and Papazachos, C. B., 1998. A model for the 1995 Kozani-Grevena seismic sequence, *J. Geodynamics*, 26, 217-231.
- Papazachos, B., Kiratzi, A., Voidomatis, P., Papaioannou, C., 1984. A study of the December 1981- January 1982 seismic activity in northern Aegean area. *Bolletino di Geofisica Teorica ed Applicata* 101-102, 101-113.
- Papazachos, B., Papazachou, C., 1997. *The Earthquakes of Greece*. Ziti Publications, Thessaloniki, 304 pp.
- Papazachos, B. C., and Papazachou, C., 1997. *The Earthquakes of Greece*, Ziti Publishing Co., Thessaloniki, Greece, 356 pp.
- Pavlides, S., Papadopoulos, G. A. and Ganas, A., 1999. Field Report: The strong earthquake of 7 September, 1999 in Athens. (<http://www.earth.ox.ac.uk/~timw/> athens/).

- Pavlidis, S. B., Papadopoulos, G. A. and Ganas, A., 1999. The 7th September, 1999 unexpected earthquake of Athens: Preliminary results on the seismotectonic environment, *Advances on Natural Hazards Mitigation: Experiences from Europe and Japan*, pp. 80–85.
- Protonotarios, J., 1999. Preliminary conclusions from Athens 07/09/1999 earthquake – main geotechnical and seismological aspects. *Bull. Hellenic Assoc. Civil Engineers* September, 40-44.
- Ritsema, A. R., 1969. Seismotectonic implication of a review of European earthquake mechanism. *Geologische Rundschau*, 59, 37.
- Rocca, A., Karakaisis, G., Karacostas, B., Kiratzi, A., Scordilis, E., Papazachos, B., 1985. Further evidence on the strike slip faulting of the Northern Aegean trough based on properties of the August-November 1983 sequence. *Bolletino di Geofisica Teorica ed Applicata*, 27 (106), 101-109.
- Roumelioti, Z., Dreger, D., Kiratzi, A. and Theodoulidis, N. 2003. Slip distribution of the 7 September 1999 Athens earthquake inferred from an empirical Green's function study. *Bull. Seism. Soc. Am.* 93, no.2, pp.775-782.
- Roumelioti, Z., Kiratzi, A., Dreger, D., 2003. The source process of the July 26, 2001 Skyros Island (Greece) earthquake. *Geophys. J. Int.*, in press.
- 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.
- Roumelioti, Z., Kiratzi, A., Theodoulidis, N., Kalogeras, I. and Stavrakakis, G., 2003a. Rupture directivity during the September 7, 1999 ($M_W=5.9$) Athens (Greece) earthquake inferred from forward modeling of strong ground motion, *Pure Appl. Geophys.* 160, no.12, 2301–2318.
- Stavrakakis, G. N., Chouliaras, G., Panopoulou, G., 2000. Seismic source parameters for the Athens earthquake on September 7, 1999, from a new telemetric broad band seismological network in Greece. *Annales Géologiques des Pays Helléniques*, 1 e série XXXVIII, 15-28.
- Tranos, M., 1998. A contribution on the study of the neotectonic deformation in the area of central Macedonian and Northern Aegean Trough, *PhD thesis*, Aristotle University of Thessaloniki, p. 344.
- Tselentis, G.-A. and Zahradnik, J., 2000. The Athens earthquake of 7 September 1999, *Bull. Seism. Soc. Am.* 90, 1143–1160.
- Tselentis, G.-A. and Zahradnik, J., 2000. Aftershock monitoring of the Athens earthquake of 7 September 1999, *Geophys. Res. Lett.*, 330-337.
- USGS, United States Geological Survey, National Earthquake Information Center, <http://gldss7.cr.usgs.gov/neis/bulletin/bulletin.html>, last access 10 September 2003.
- Voulgaris, N., Kassaras, I., Papadimitriou, P., Delibasis, N., 2000. Preliminary results of the Athens September 7, 1999 aftershock sequence. *Annales Géologiques des Pays Helléniques*, 1 e série XXXVIII, 51-62.
- Wells, D. L. and Coppersmith, K. J., 1994. New empirical relationships among magnitude, rupture length, rupture width, rupture area, and surface displacement, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 84, 974-1002.
- Zahradnik, J., and Tselentis, G. A., 2002. Modeling strong-motion accelerograms by PEXT method, application to the Athens 1999 earthquake, in *Proc. XXVIII Gen. Ass. Eur. Seism. Comm.*, Genoa, Italy, 1–6 September 2002 (CD-ROM).

