

3. Μελέτη της Σεισμικής Ησυχίας

3.1 Εισαγωγή

Η έκλυση της ελαστικής ενέργειας πραγματοποιείται ως γνωστόν κατά την εκδήλωση των σεισμών. Οι σεισμοί, άσχετα από την μέχρι σήμερα αδυναμία πρόγνωσης, δεν συμβαίνουν «ξαφνικά». Οι φυσικές διεργασίες που πραγματοποιούνται στο εσωτερικό της Γης για την συσσώρευση, κατανομή και έκλυση των τάσεων είναι πολύπλοκες και μεγάλης συνήθως χρονικής διάρκειας.

Οι γεωεπιστήμονες, στην προσπάθεια πρόγνωσης επερχόμενου ισχυρού σεισμού, έχουν παρατηρήσει και μελετήσει ικανό αριθμό πρόδρομων φαινομένων και έχουν προτείνει διάφορα μοντέλα σεισμικότητας. Πολυάριθμες ερευνητικές εργασίες σχετικές με μοντέλα σεισμικότητας έχουν δείξει ότι σε αρκετές περιπτώσεις πριν από τον κύριο σεισμό εκδηλώνονται προσεισμοί (Utsu, 1961, 1969; Mogi, 1968; Jones, 1984; Shibaraki & Matsu'ura, 1995; Console & Murru, 1996; Bowman, 1997). Έχουν όμως παρατηρηθεί και πολλές περιπτώσεις κατά τις οποίες πριν από τον κύριο σεισμό παρατηρείται σεισμική ησυχία (Ohtake et al., 1977; Wyss, 1986; Wyss & Habermann, 1988; Wyss et al. 1992; Wiemer & Wyss, 1994; Wyss, 1997). Η ύπαρξη ρηγμάτων, τα οποία συνοδεύονται από ασεισμική μετάθεση (McGuire, 1996), υποδηλώνει ότι η σεισμική ησυχία θα μπορούσε να χρησιμοποιηθεί ως μοντέλο για την ερμηνεία του ερπυσμού κατά μήκος ασεισμικών ρηγμάτων (Kato et al., 1997).

3.2 Σεισμική Ησυχία

Η σεισμική ησυχία (seismic quiescence), πριν από την εκδήλωση ισχυρών σεισμών, των οποίων το επίκεντρο ευρίσκεται στο φλοιό της Γης, εκφράζει την μείωση του ρυθμού της συνήθους σεισμικότητας (background seismicity) μιας συγκεκριμένης περιοχής (Wyss & Habermann, 1988). Οι πλέον σοβαρές προσπάθειες ποσοτικοποίησης της σεισμικής ησυχίας έχουν γίνει από τους Wyss & Haberman (1988) και από τον Zschau (1995), αν και χρησιμοποιούν διαφορετικό τρόπο προσέγγισης. Ο Wyss, χρησιμοποιώντας την παράμετρο Z , ερευνά την σεισμική ησυχία μέσα στον σεισμογόνο χώρο του κύριου

σεισμού με την βοήθεια καταλόγων σεισμικότητας από τους οποίους έχουν αφαιρεθεί όλοι οι μετασεισμοί (declustered earthquake catalogs). Αντίθετα, ο Zschau χρησιμοποιώντας τον αλγόριθμο SEISMOLAP, ερευνά την σεισμική ησυχία σε μεγαλύτερες αποστάσεις από την εστία του κύριου σεισμού τη χρήση πλήρων καταλόγων (clustered catalogs). Στην συνέχεια γίνεται λεπτομερής περιγραφή των δύο μεθόδων εκτίμησης της σεισμικής ησυχίας.

3.3 Μέθοδος SEISMOLAP

Η μέθοδος SEISMOLAP για την εκτίμηση της σεισμικής ησυχίας υποστηρίζει ότι οι ισχυροί σεισμοί επηρεάζουν τον φλοιό σε μεγάλες αποστάσεις από την εστία (Zschau, 1995) και αυτό μπορεί να γίνει αντιληπτό με ακριβείς μετρήσεις της σεισμικότητας και των μεταβολών της.

Τη χρήση των καταλόγων σεισμικότητας της Αρμενίας, της Καλιφόρνιας, της Ιαπωνίας και της Ελλάδας, ο Zschau (1996) παρατήρησε σεισμική ησυχία γύρω από την επικεντρική περιοχή των σεισμών του Spitak (7/12/1988), της Loma Prieta (17/10/1989, $M=7.1$), του Kobe (16/1/1995, $M=6.9$) και του Αιγίου (15/6/1995, $M=5.6$). Για σεισμό με μέγεθος $M = 7.0$, ο φλοιός επηρεάζεται σε απόσταση έως και 100 km από την εστία και η ησυχία ενεφανίσθη περίπου ένα έτος πριν από την εκδήλωση του κύριου σεισμού. Ο Zschau (1995) πρότεινε μία μέθοδο, η οποία επιτρέπει την εκτίμηση της σεισμικότητας και της σεισμικής ησυχίας σε κάποια περιοχή με την χρήση μίας μόνον παραμέτρου, την οποία ονόμασε SEISMOLAP. Ως δεδομένα χρησιμοποιούνται οι εστιακοί παράμετροι και ο χρόνος γένεσης των σεισμών που αναγράφονται σε έναν κατάλογο σεισμικότητας. Η βασική ιδέα είναι η μέτρηση της αλληλοεπικάλυψης των σεισμών στον χώρο και στον χρόνο.

Η τιμή SEISMOLAP υπολογίζεται στις κορυφές ενός χωρικού καννάβου. Κάθε κορυφή αντιστοιχεί στο επίκεντρο ενός σεισμού, ο οποίος με την σειρά του ευρίσκεται στο κέντρο ενός τετραγώνου, του οποίου η επιφάνεια είναι ανεξάρτητη από το μέγεθος του σεισμού. Η τιμή SEISMOLAP σε κάθε σημείο προκύπτει από το άθροισμα των

επιφανειών οι οποίες επικαλύπτουν το τετράγωνο που αντιστοιχεί σε κάθε σημείο. Στην πράξη, αντί για τετράγωνο, χρησιμοποιείται κύβος. Έτσι, η τιμή S_1 της παραμέτρου SEISMOLAP, σε δεδομένο σημείο $P(x, y, z)$ και για σεισμούς μεγαλύτερους από ένα κατώτατο μέγεθος (M_{\min}), υπολογίζεται για χρονικό διάστημα t από την σχέση:

$$S1 = \sum_i \left(\left(\frac{X_i}{2} \right) - |x_i - x| \right) \left(\left(\frac{Y_i}{2} \right) - |y_i - y| \right) \left(\left(\frac{Z_i}{2} \right) - |z_i - z| \right) (T_{LAP} - (t - t_1)) \quad (1)$$

Εν συνεχεία, η S_1 κανονικοποιείται ως προς τις διαστάσεις του κύβου:

$$\langle S1 \rangle = \left(\frac{(S1)}{(XYZ \ T_{LAP})} \right) \quad (2)$$

Η παράμετρος S_1 χρησιμοποιείται για την μέτρηση της σεισμικής δράσης και η αντιστροφή της S_2 , για την μέτρηση της σεισμικής ησυχίας:

$$S2 = \frac{-1}{\langle S1 \rangle} \quad (3)$$

Για να παρακαμφθεί η ύπαρξη μη γραμμικότητας στον ορισμό της S_2 , η μέθοδος υπολογίζει την πιθανή κατανομή των τιμών της S_2 τη χρήση της κατανομής Pearson (τύπος III), λαμβάνοντας ένα παράθυρο χρόνου τρεις φορές μεγαλύτερο από το παράθυρο T_{LAP} .

Η παράμετρος SEISMOLAP είναι πολύ ευαίσθητη στις τιμές των ελευθέρων μεταβλητών του αλγορίθμου εξ αιτίας της ύπαρξης μη γραμμικότητας. Τυπικές τιμές είναι $T_{LAP} = 300 - 800$ days, $X = 100-400$ km, $M_{\min} = 3.0 - 4.5$.

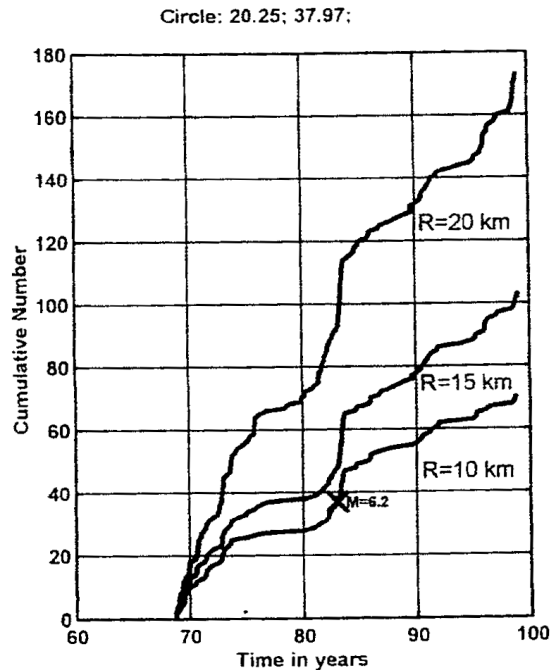
3.4 Μέθοδος της Παραμέτρου Z (Z-value)

Η σεισμική ησυχία, όπως αρχικά προτάθη από τους Wyss & Habermann (1998), εξετάζεται για σεισμούς των οποίων το επίκεντρο ευρίσκεται στον φλοιό, δηλαδή στον Ελληνικό Χώρο για σεισμούς με εστιακό βάθος μικρότερο των 50 km. Επειδή η έρευνα για την σεισμική ησυχία στηρίζεται στον ρυθμό σεισμικότητας – και όχι στην εκλυόμενη ενέργεια ή στην ροπή – η ομοιογένεια και πληρότητα των καταλόγων σεισμικότητας

αποτελούν τους σπουδαιότερους παράγοντες. Θα πρέπει δε να ληφθεί υπ' όψιν ότι μεταβάλλονται ανάλογα με την περιοχή και την ανιχνευτικότητα των σεισμολογικών δικτύων.

Με την χρήση του αλγορίθμου ZMAP εκτιμήθηκε η σημαντικότητα (significance) των μεταβολών του ρυθμού σεισμικότητας στις κορυφές ενός καννάβου. Οι διαστάσεις του καννάβου εξαρτώνται αφ' ενός από την ακρίβεια προσδιορισμού των εστιακών παραμέτρων, αφ' ετέρου από την επιθυμητή πυκνότητα πληροφορίας. Οι Wiemer & Wyss (1994) περιέγραψαν με λεπτομέρεια την ακόλουθη διαδικασία. Στην παρούσα μελέτη παρατίθενται τα σπουδαιότερα σημεία της, όπως αυτά περιγράφονται από τον Chouliaras (1999). Σε κάθε κορυφή του καννάβου προσμετρώνται οι πλησιέστεροι σεισμοί (N) και γίνεται προσπάθεια προσδιορισμού των μεταβολών του ρυθμού σεισμικότητας με την βοήθεια ενός χρονικού παραθύρου, το οποίο μετακινείται χρονικά (moving time window, T_w), στο χρονικό διάστημα του καταλόγου σεισμικότητας, κατά συγκεκριμένο χρονικό βήμα δειγματοληψίας. Συνήθως αυτό είναι ένας μήνας. Οι προσμετρούμενοι σεισμοί (N) είναι όσοι περικλείονται σε έναν κύκλο ακτίνας R με κέντρο την κορυφή του καννάβου.

Ως παράδειγμα, στην Εικόνα 3.1 παρουσιάζεται ο συσσωρευτικός αριθμός των σεισμών ως συνάρτηση του χρόνου, οι οποίοι περιλαμβάνονται σε κύκλο με διαφορετικές ακτίνες ($R=10, 15, 20$ km). Το κέντρο των κύκλων συμπίπτει με το επίκεντρο του σεισμού της Κεφαλληνίας (17-1-1983). Και για τις τρεις διαφορετικές ακτίνες παρατηρείται ελάττωση της σεισμικότητας (για σεισμούς με μεγέθη $M \geq 3.3$) πριν από την εκδήλωση του κύριου σεισμού. Η διάρκεια της σεισμικής ησυχίας, καθώς και το μέγεθος της ελάττωσης του ρυθμού σεισμικότητας εξαρτώνται από το μέγεθος του εξεταζόμενου όγκου.



Εικόνα 3.1. Ο συσσωρευτικός αριθμός των σεισμών ως συνάρτηση του χρόνου (επεξηγήσεις δίδονται στο κείμενο)

Η υπόθεση της σεισμικής ησυχίας υποστηρίζει ότι το τμήμα του φλοιού στο οποίο παρατηρείται ελάττωση της σεισμικότητας επικαλύπτει την εστιακή περιοχή (Wyss & Habermann, 1988). Για τον λόγο αυτόν πρέπει ο αριθμός (N) των γειτονικών στην κορυφή του καννάβου σεισμών να παραμένει σταθερός και να μεταβάλλεται η ακτίνα της σφαίρας. Σύμφωνα με τους Chouliaras & Stavrakakis (1997, 2001) το μήκος της ακτίνας πρέπει να κυμαίνεται μεταξύ 10 και 20 km, μήκος συγκρίσιμο με τα μήκη των ρηγμάτων, τα οποία προκαλούν τους περισσότερους επιφανειακούς σεισμούς στον Ελληνικό Χώρο.

Η σημαντικότητα (significance) της σεισμικής ησυχίας εξετάζεται με την τυπική απόκλιση Z, η οποία δίνεται από την συνάρτηση LTA (t) (Wyss & Burford, 1985, 1987; Wiemer & Wyss, 1994) σύμφωνα με την σχέση:

$$Z = (R_1 - R_2) / (S_1/n_1 + S_2/n_2)^{1/2} \quad (1)$$

στην οποία μετράται η σημαντικότητα (significance) της διαφοράς μεταξύ του μέσου ρυθμού σεισμικότητας στο παράθυρο R_1 και της συνήθους (background) σεισμικότητας R_2 , οριζομένης ως ο μέσος ρυθμός σεισμικότητας εκτός του παραθύρου, αλλά στον ίδιο όγκο. S_1 και S_2 είναι οι διακυμάνσεις (variances) των μέσων όρων και n_1 και n_2 είναι ο αντίστοιχος αριθμός κόμβων, στους οποίους μετρήθηκε ο ρυθμός σεισμικότητας.

Με τον τρόπο αυτόν σε κάθε κορυφή του καννάβου εκτιμάται μία τιμή της παραμέτρου Z . Εν συνεχεία, όλες οι τιμές της Z κατατάσσονται ανά μέγεθος και με τον τρόπο αυτόν επιτυγχάνεται η κατανομή της παραμέτρου Z .

Η διάρκεια της σεισμικής ησυχίας είναι η πλέον σημαντική παράμετρος που πρέπει να προσδιορισθεί. Επειδή δεν είναι εκ των προτέρων γνωστή η χρονική διάρκεια της ησυχίας, τα όρια του χρονικού παραθύρου μεταβάλλονται από 1.5 έως 5.5 έτη. Σε αυτά τα χρονικά όρια συνήθως παρατηρείται σεισμική ησυχία για ισχυρούς σεισμούς των οποίων η εστία ευρίσκεται στον Γήινο φλοιό (Wyss, 1997 a, b).

3.5 Μελέτες Σεισμικής Ησυχίας στον Ελληνικό Χώρο

Για τον Ελληνικό Χώρο πρώτος ο Papazachos (1980) προσδιόρισε τον ρυθμό σεισμικότητας (seismicity rate) σε δέκα εννέα (19) διαφορετικές περιοχές και παρατήρησε ότι σημειώθηκε ελάττωση του ρυθμού σεισμικότητας πριν από τους ισχυρούς σεισμούς του 1947 στην νότια Πελοπόννησο ($M = 7.0$) και του 1953 στα Ιόνια νησιά ($M=7.2$). Τα επόμενα έτη, ελάττωση του ρυθμού σεισμικότητας παρατηρήθηκε και σε άλλες περιπτώσεις πριν από ισχυρούς σεισμούς, όπως αναφέρεται από διάφορους ερευνητές (Wyss & Baer, 1981a,b; Purcaru & Berckhemer, 1982; Papadopoulos 1986; Papadimitriou, 1984; Papadimitriou & Papazachos, 1985a,b; Karakostas et al., 1986; Karakaisis et al., 1987; Papadopoulos & Voidomatis, 1987).

Από όλες τις προαναφερθείσες περιπτώσεις, η πλέον αξιοσημείωστη και μη αποδεχόμενη αμφισβήτησης είναι η παρατηρηθείσα ελάττωση σεισμικότητας πριν από τον ισχυρό

σεισμό της 17ης Ιανουαρίου 1983 (Κεφαλληνία, $M=6.2$), στο δυτικό τμήμα του Ελληνικού Τόξου (Papadimitriou & Papazachos, 1985b). Πρόκειται για περίπτωση μεγάλης ελάττωσης του ρυθμού σεισμικότητας – σεισμική ησυχία (seismic quiescence) – η οποία διήρκεσε είκοσι (20) περίπου έτη για σεισμούς με μέγεθος $M>5.0$.

Οι προαναφερθέντες ερευνητές εσθίριζαν την μελέτη τους στον κατάλογο σεισμικότητας των Comninakis & Papazachos (1982), ο οποίος παρουσιάζει πληρότητα για μεγέθη σεισμών $M_{\text{comp}}=5.0$. Στηριζόμενοι στην κατανομή των επικέντρων των σεισμών (με μέγεθος $M > 4.5$) γύρω από την Κεφαλληνία, προσδιόρισαν δύο κενά σεισμικότητας (seismicity gaps) πριν από τον ισχυρό σεισμό του 1983, ο οποίος συνέβη σε ένα από αυτά. Ο σεισμός έλαβε χώρα μετά την αποστολή της συγκεκριμένης εργασίας προς δημοσίευση και αποτελεί σύμφωνα με τους συγγραφείς την πρώτη αποδεδειγμένη περίπτωση πρόγνωσης στην ευρύτερη περιοχή του Αιγαίου.

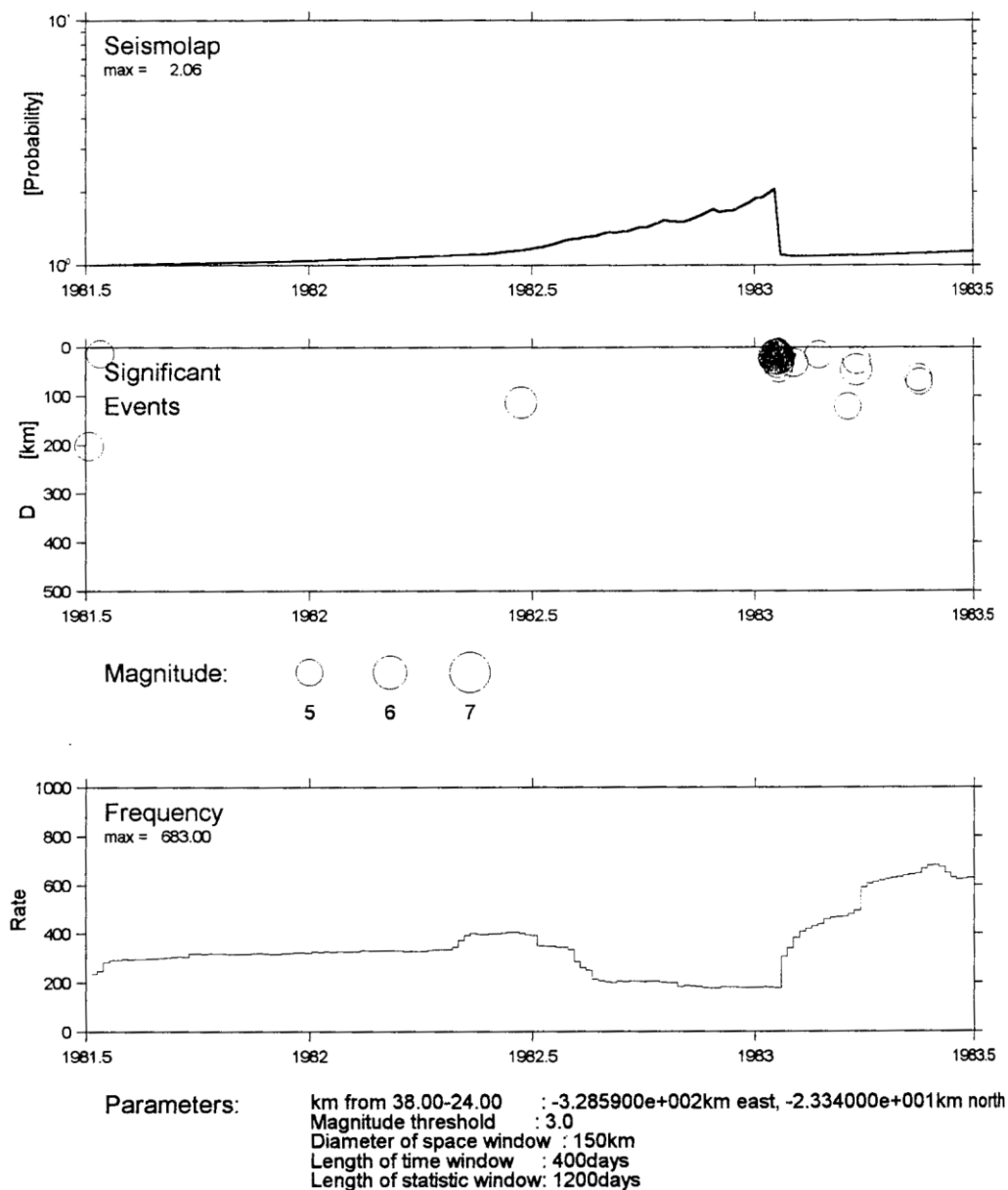
Οι Chouliaras et al. (1997), εφάρμοσαν τον αλγόριθμο SEISMOLAP για πέντε (5) ισχυρούς σεισμούς του Ελληνικού Χώρου. Τα δεδομένα ελήφθησαν από τον κατάλογο του Γεωδυναμικού Ινστιτούτου με ελάχιστο μέγεθος $M_{\text{min}}=3.0$. Χρησιμοποιώντας $T_{\text{LAP}}=360$ ημέρες και $X=100$ km, ευρέθη ότι σε τέσσερις από τις πέντε περιπτώσεις πριν από την εκδήλωση του κύριου σεισμού παρατηρήθηκε σεισμική ησυχία. Αντίθετα, στην πέμπτη περίπτωση ο προσδιορισμός της ησυχίας επετεύχθη για $X=200$ km και $T_{\text{LAP}}=600$ ημέρες.

Οι Chouliaras et al. (1999) χρησιμοποιώντας σταθερές τιμές $M_{\text{min}}=3.0$, $X=150$ km και $T_{\text{LAP}}=400$ ημέρες, εξέτασε είκοσι ένα (21) σεισμούς του Ελληνικού Χώρου με $M_L \geq 5.6$, οι οποίοι συνέβησαν από το 1972 έως το 1997. Στο 71% των περιπτώσεων πριν από την εκδήλωση του κύριου σεισμού παρατηρήθηκε σεισμική ησυχία. Ως χαρακτηριστικό παράδειγμα, στις Εικόνες 3.2 και 3.3 παρατίθεται η περίπτωση της σεισμικής ησυχίας πριν από τον σεισμό της 17-1-1983 στην περιοχή της Κεφαλληνίας και του σεισμού της 15-6-95 στο Αίγιο, αντίστοιχα. Τέλος οι Chouliaras & Stavrakakis (2001) εξέτασαν την σεισμική ησυχία στον Ελληνικό Χώρο, όπως αυτή εμφανιζόταν στην αρχή του 1999.

Ως παράδειγμα, παρατίθενται από την εργασία αυτή οι Εικόνες 3.4, 3.5, 3.6, 3.7 και 3.8, στις οποίες παρουσιάζεται η κατανομή της παραμέτρου Z κατά την 1η Ιανουαρίου 1999, για διάφορες τιμές του T_w . Στις εικόνες αυτές, η θέση του χρονικού παράθυρου ευρίσκεται με πρόσθεση της χρονικής διάρκειας (σε έτη) του T_w (σημειώνεται ως iw1), στην χρονική στιγμή που επελέγη ως αρχή των χρόνων (1η Ιανουαρίου, 1999). Με τον τρόπο αυτόν είναι δυνατή η σύγκριση των τιμών της παραμέτρου Z σε όλες τις εικόνες, εφόσον αναφέρεται η κατανομή της στο ίδιο χρονικό διάστημα. Τέσσερις περιοχές παρουσιάζουν μεγαλύτερη σεισμική ησυχία:

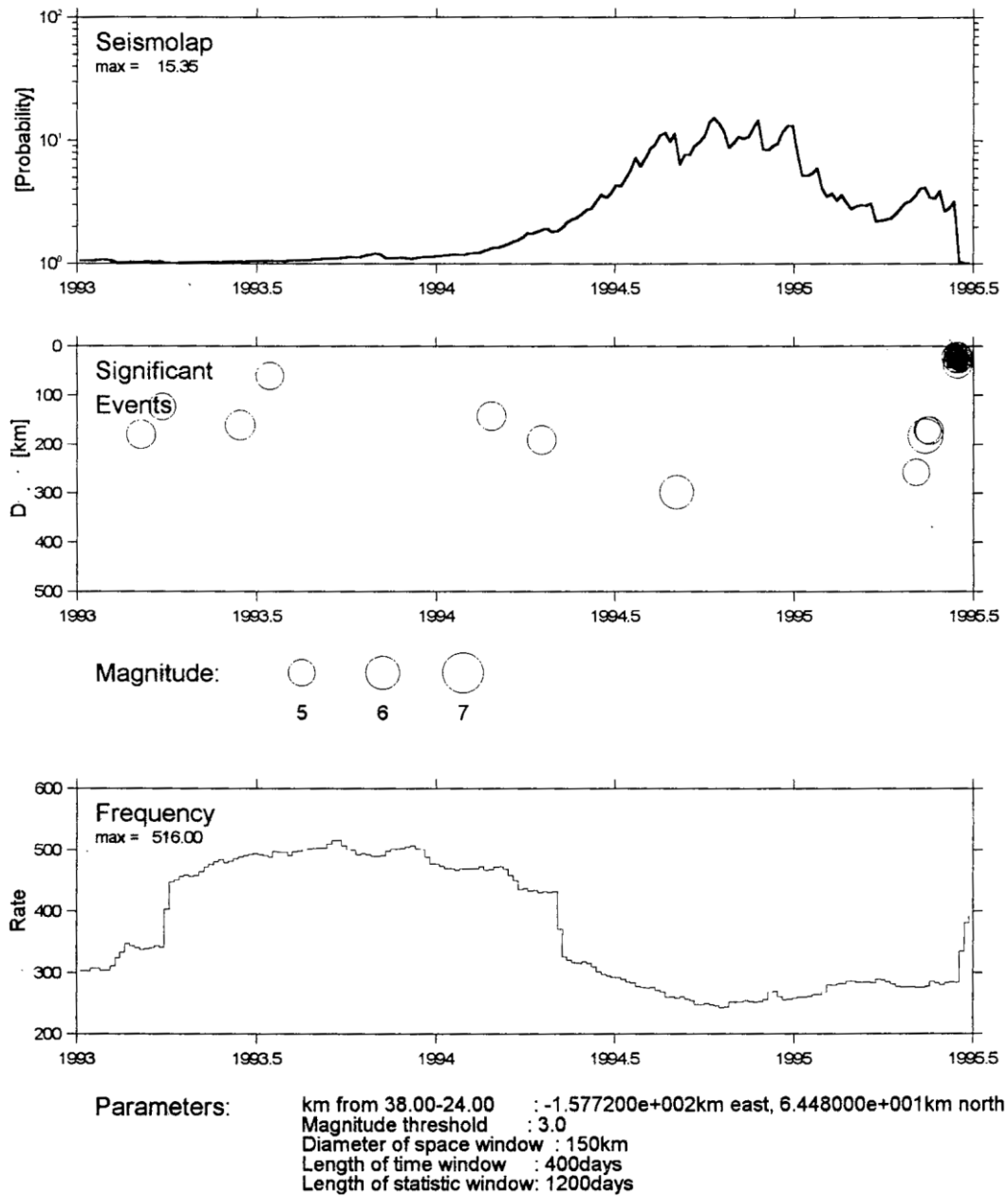
- i. Το ΒΑ τμήμα του Κορινθιακού Κόλπου,
- ii. Η περιοχή ανατολικά του Βόλου,
- iii. Η περιοχή βόρεια της Θεσσαλονίκης και
- iv. Η περιοχή ΒΑ της Νήσου Κεφαλληνίας.

17-1-83 (38.0-20.3) M=6.2

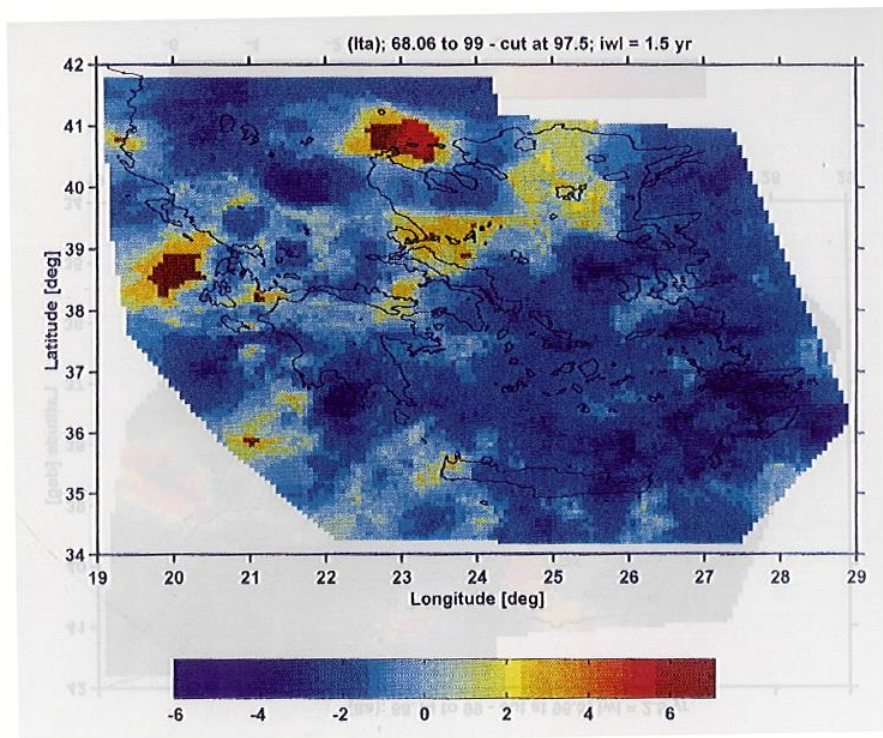


Εικόνα 3.2. Αποτελέσματα μεθόδου SEISMOLAP για τον σεισμό της Κεφαλληνίας (17-1-1983).

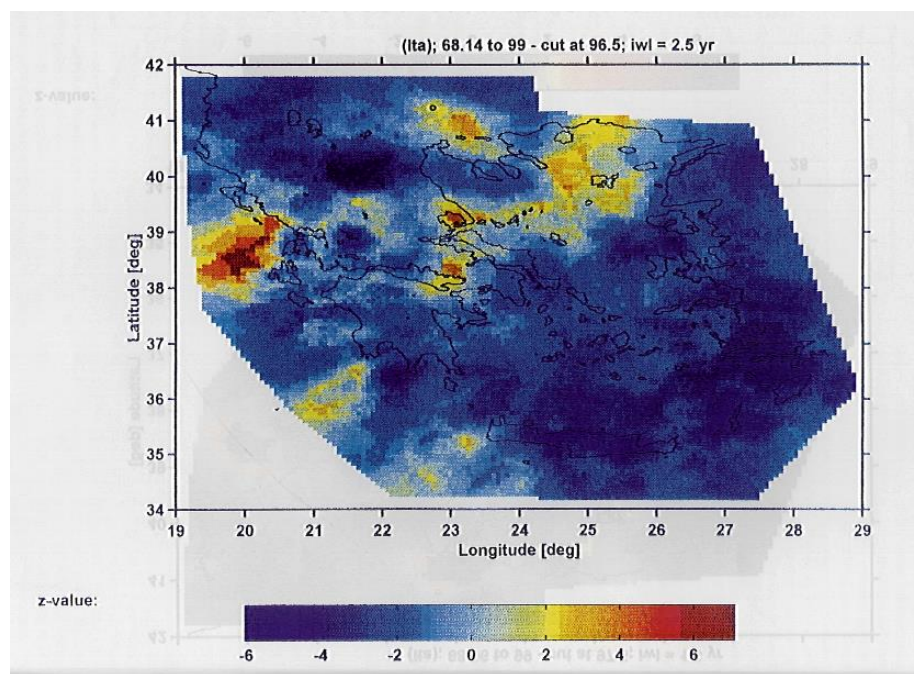
15-6-95 (38.4-22.2) M=5.6



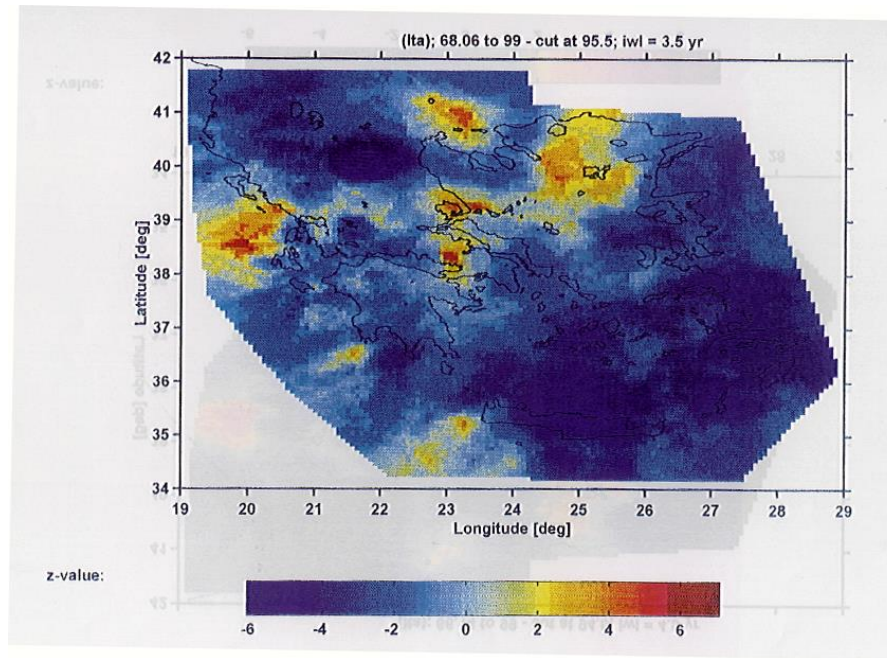
Εικόνα 3.3. Αποτελέσματα της μεθόδου SEISMOLAP για τον σεισμό του Αγίου (15-6-1995).



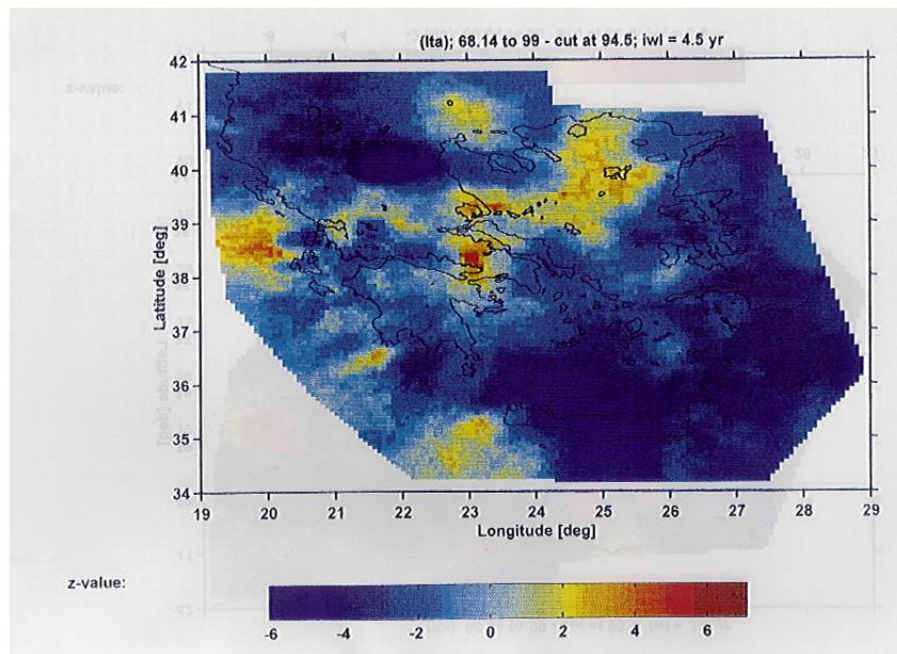
Εικόνα 3.4. Κατανομή της παραμέτρου Z για $T_w = 1.5$ έτη



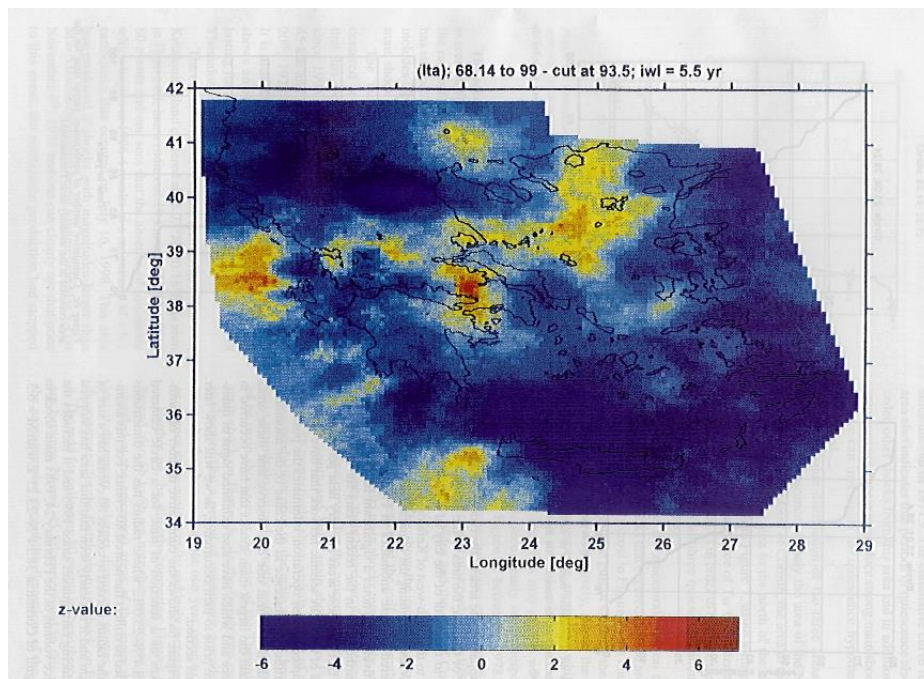
Εικόνα 3.5. Κατανομή της παραμέτρου Z για $T_w = 2.5$ έτη



Εικόνα 3.6. Κατανομή της παραμέτρου Z για $T_w = 3.5$ έτη

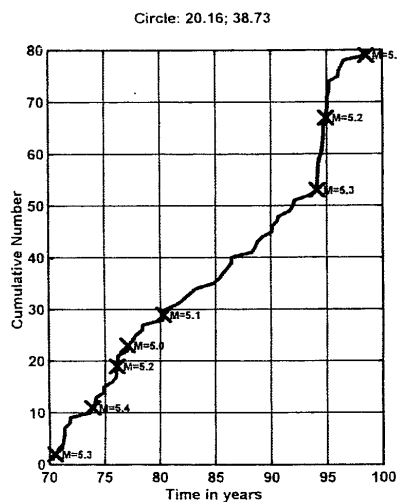


Εικόνα 3.7. Κατανομή της παραμέτρου Z για $T_w = 4.5$ έτη



Εικόνα 3.8. Κατανομή της παραμέτρου Z για $T_w = 5.5$ έτη

Στην Εικόνα 3.9 παρουσιάζεται η καμπύλη του συσσωρευτικού αριθμού των σεισμών. Συγκεκριμένα, ως κέντρο της περιοχής επελέγη το σημείο με συντεταγμένες $37.73^\circ\text{B} - 20.16^\circ\text{A}$, με ακτίνα 19km και $N=80$. Η τελευταία περίοδος σεισμικής ησυχίας άρχισε το 1996.4 και έληξε με έναν σεισμό $M=5.1$ την 16η Ιουλίου 1998.



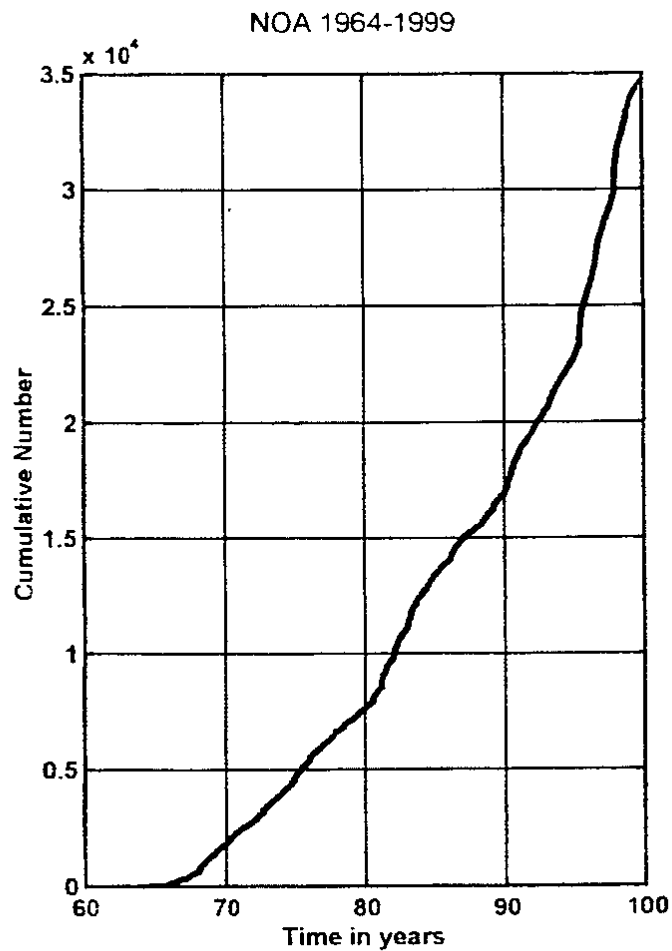
Εικόνα 3.9. Αθροιστικός αριθμός σεισμών συναρτήσει του χρόνου για την περιοχή της Κεφαλληνίας.

Γενικά στην περιοχή αυτή, από το 1970 έχουν σημειωθεί οκτώ (8) σεισμοί με μέγεθος $M \geq 5.0$ και στις περισσότερες των περιπτώσεων μία έστω και μικρής διάρκειας περίοδος σεισμικής ησυχίας έχει παρατηρηθεί.

3.6 Σεισμική Ησυχία Νήσου Κεφαλληνίας

Ο κατάλογος σεισμικότητας του Ελληνικού Χώρου (Γεωδυναμικό Ινστιτούτο - Ε.Α.Α.) περιέχει περίπου 35000 σεισμούς για το χρονικό διάστημα 1964 – 2002. Ο κατάλογος αυτός αρχικά ελέγχθη για μεταβολές του ρυθμού σεισμικότητας, οι οποίες δεν οφείλονται σε φυσικά αίτια, αλλά σε εξωτερικούς παράγοντες (μεταβολή αριθμού σεισμολογικών σταθμών κ.λ.π). Τη χρήση του προγράμματος ZMAP και του αλγόριθμου ανάλυσης GENAS (Habermann, 1983) προσδιορίστησαν μερικές μικρές μεταβολές έως το 1968. Έκτοτε, τόσο ο συσσωρευτικός αριθμός των σεισμών ως συνάρτηση του χρόνου (Εικόνα 3.10), όσο και ο συσσωρευτικός αριθμός των σεισμών ως συνάρτηση του μεγέθους (Εικόνα 3.11), δεν παρουσιάζουν σημαντικές μεταβολές εξ αιτίας εξωτερικών παραγόντων.

Όπως φαίνεται από τις προηγούμενες εικόνες και εξετάζοντας την χωρική κατανομή των διαφόρων σεισμικών μεγεθών, συμπεραίνεται ότι ο κατάλογος του Γεωδυναμικού Ινστιτούτου είναι πλήρης και ομογενής για τοπικά μεγέθη $M_L > 3.3$ στην μεγαλύτερη έκταση του ευρύτερου Ελληνικού Χώρου. Στο ίδιο συμπέρασμα έχουν καταλήξει και άλλοι ερευνητές (Latoussakis & Drakatos, 1994; Drakatos & Latoussakis, 1996). Βέβαια, όταν εξετάζεται η σεισμική ησυχία συγκεκριμένης περιχής, όπως στην παρούσα μελέτη, τότε πρέπει να προσδιορίζεται το ελάχιστο μέγεθος πληρότητας για την συγκεκριμένη περιοχή.

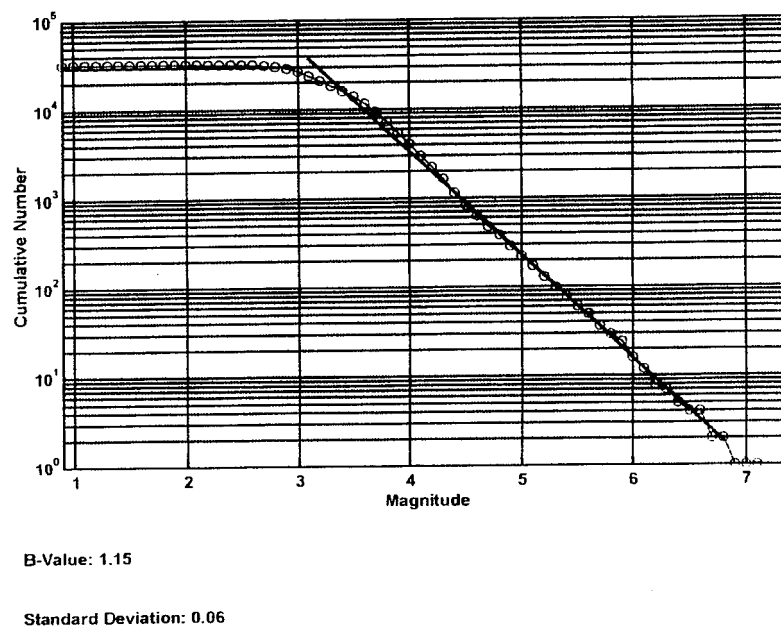


Εικόνα 3.10. Αθροιστικός αριθμός των σεισμών ως συνάρτηση του χρόνου (Κατάλογος Γεωδυναμικού Ινστιτούτου ΕΑΑ, 1964 - 2000)

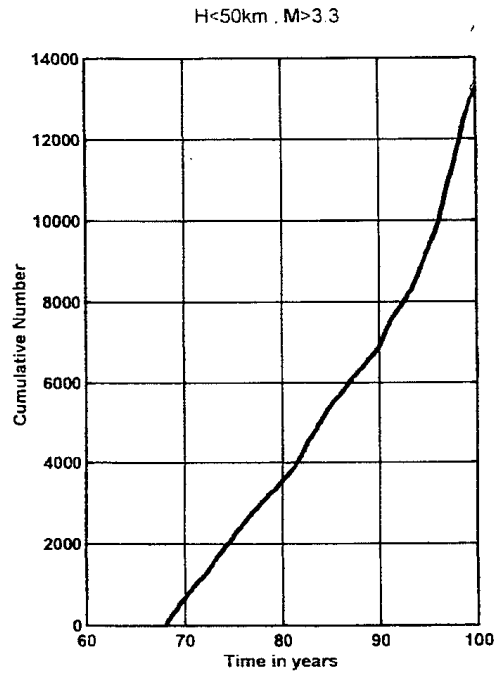
Αρχικά, από τον κατάλογο σεισμικότητας αφαιρέθηκαν, με την βοήθεια του αλγορίθμου Reasenbergs (1985), όλες οι μετασεισμικές ακολουθίες, ώστε να μη δημιουργείται η εσφαλμένη εικόνα ύπαρξης ησυχίας. Όπως διακρίνεται στην Εικόνα 3.12, η καμπύλη του συσσωρευτικού αριθμού των σεισμών σε συνάρτηση με τον χρόνο – για επιφανειακούς σεισμούς με μέγεθος $M_L > 3.3$ – παρουσιάζει μικρότερη κλίση συγκρινόμενη με την αντίστοιχη καμπύλη ολόκληρου του καταλόγου.

Στην Εικόνα 3.13 παρουσιάζεται η σεισμικότητα στην ευρύτερη περιοχή της Νήσου Κεφαλληνίας από το 1964 έως το 2002, σύμφωνα με τον κατάλογο σεισμικότητας του

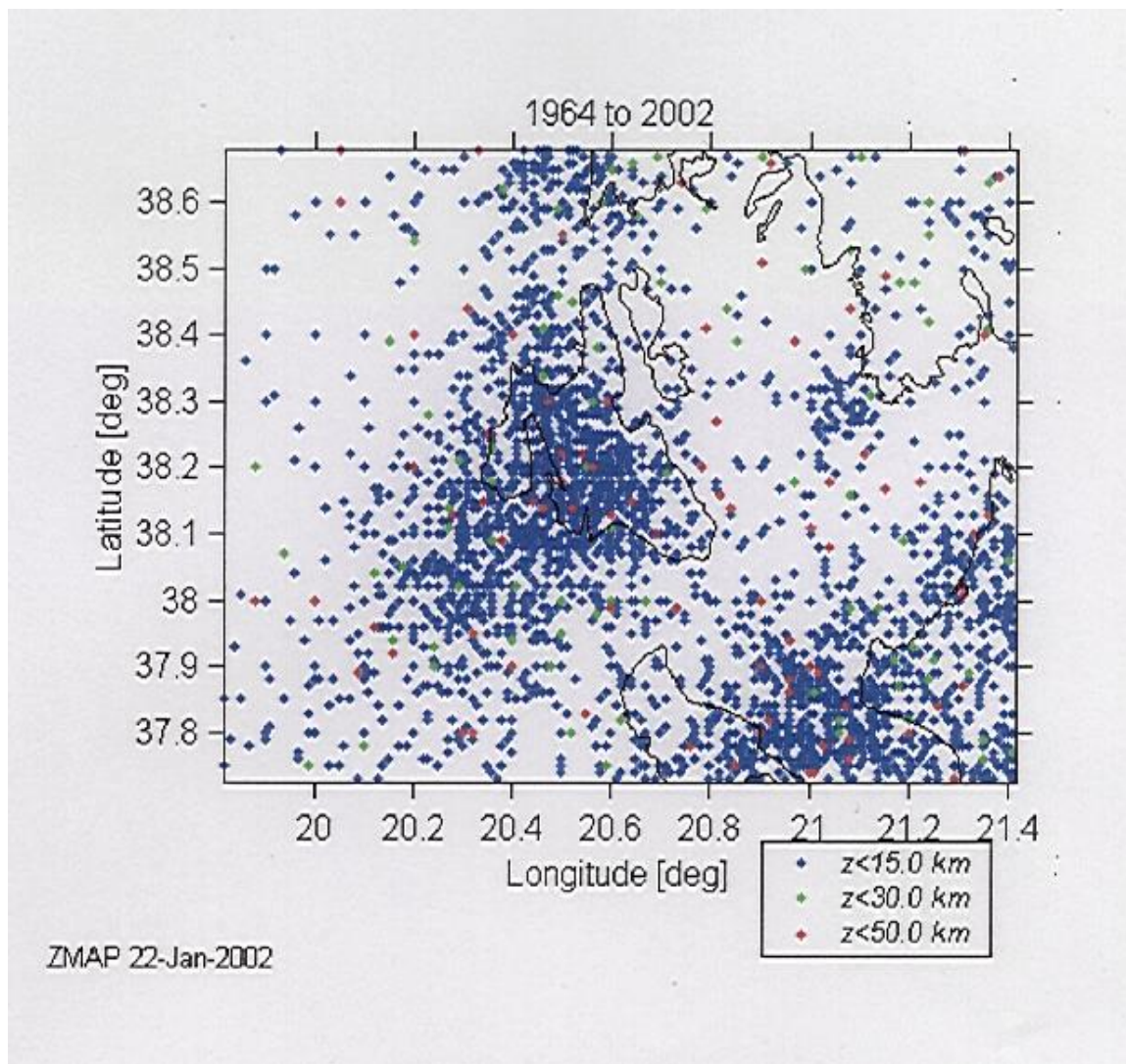
Γεωδυναμικού Ινστιτούτου του Εθνικού Αστεροσκοπείου Αθηνών. Από τον αρχικό αυτόν κατάλογο αφαιρέθηκαν με την βοήθεια του αλγορίθμου Reasenberg όλες οι μετασεισμικές ακολουθίες. Το αποτέλεσμα παρουσιάζεται στην Εικόνα 3.14, όπου παρουσιάζεται ο αθροιστικός αριθμός των σεισμών πριν (καμπύλη μπλε χρώματος) και μετά (καμπύλη κόκκινου χρώματος) την αφαίρεση των μετασεισμών.



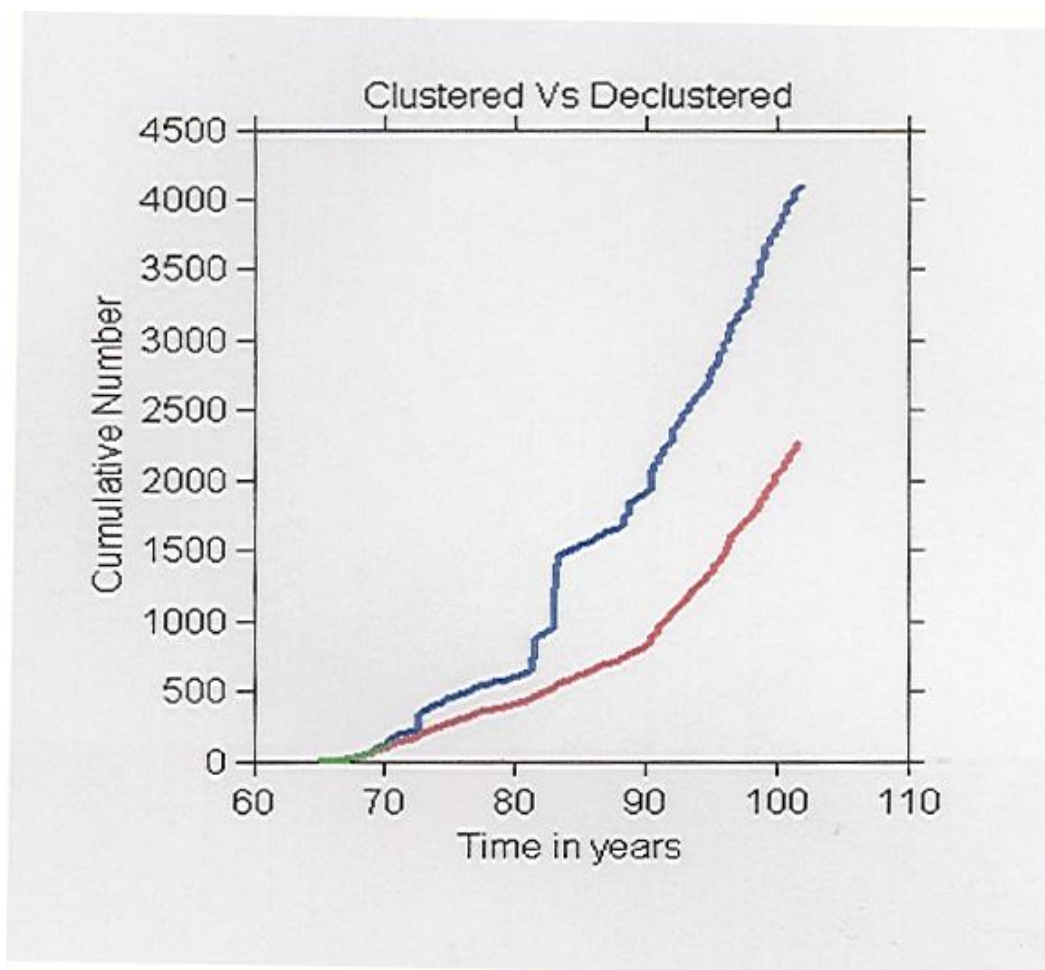
Εικόνα 3.11. Κατανομή σεισμών ως προς το μέγεθος (Κατάλογος Γεωδυναμικού Ινστιτούτου ΕΑΑ, 1964 - 2000).



Εικόνα 3.12. Αθροιστικός αριθμός των σεισμών ως συνάρτηση του χρόνου στους οποίους δεν περιλαμβάνονται οι μετασεισμικές ακολουθίες



Εικόνα 3.13. Σεισμικότητα στην ευρύτερη περιοχή της Νήσου Κεφαλληνίας

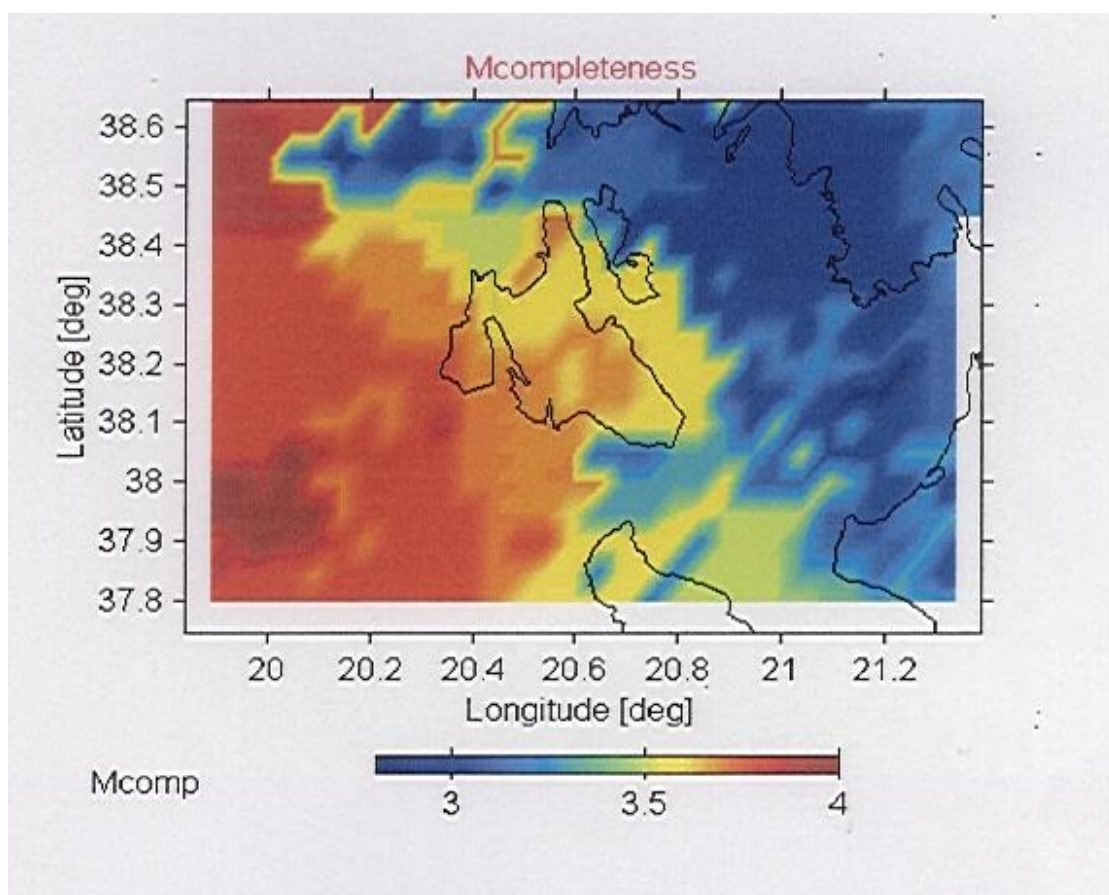


Εικόνα 3.14. Αθροιστικός αριθμός σεισμών στην περιοχή Κεφαλληνίας πριν (μπλε καμπύλη) και μετά (κόκκινη καμπύλη) την αφαίρεση των μετασεισμών.

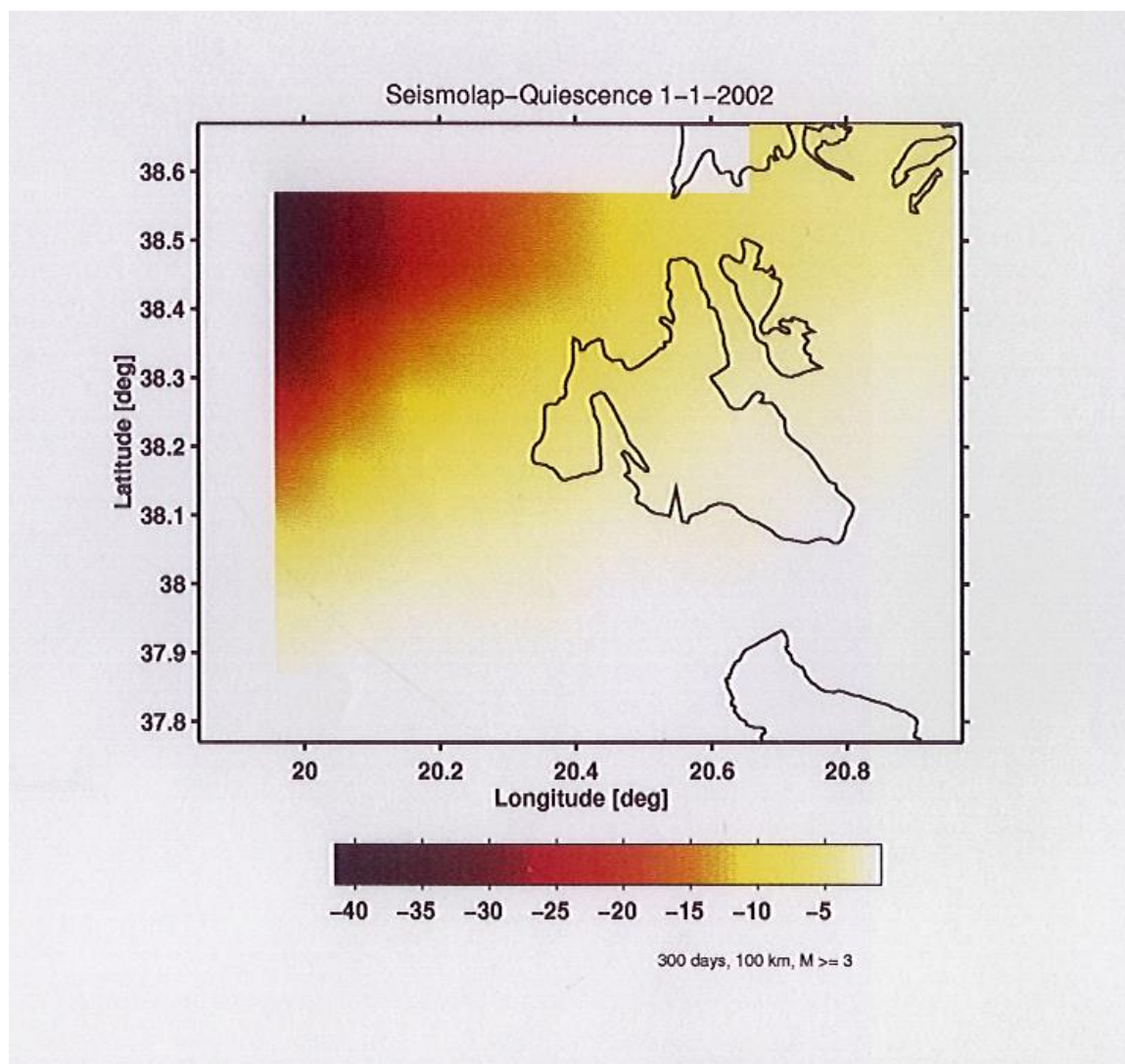
Με βάση τον κατάλογο από τον οποίο έχουν αφαιρεθεί οι μετασεισμοί, υπολογίστηκε το μικρότερο μέγεθος σεισμού ($M_{\text{completeness}}$) για το οποίο ο κατάλογος παρουσιάζει πληρότητα. Όπως φαίνεται και στην Εικόνα 3.15, το μέγεθος αυτό είναι $M_c > 3.4$.

Τέλος, έγινε εκτίμηση της σεισμικής ησυχίας όπως αυτή παρουσιάζεται τον Ιανουάριο του 2002 στην περιοχή ενδιαφέροντος, και με τις δύο προαναφερθείσες μεθοδολογίες.

Η εικόνα της σεισμικής ησυχίας, ως αποτέλεσμα της εφαρμογής του αλγορίθμου SEISMOLAP παρουσιάζεται στην Εικόνα 3.16. Το παράθυρο χρόνου που χρησιμοποιήθηκε είναι 300 ημέρες, ενώ η ακτίνα είναι $R=100$ km.



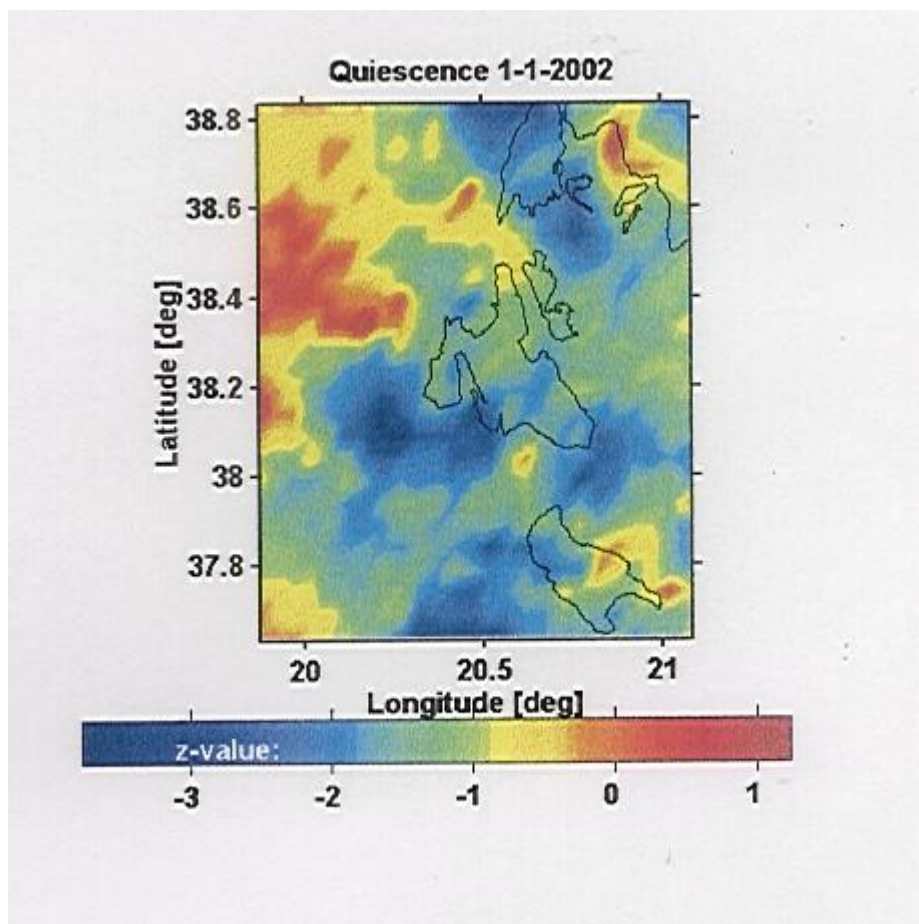
Εικόνα 3.15. Χάρτης πληρότητας μεγεθών στην περιοχή Κεφαλληνίας



Εικόνα 3.16. Αποτελέσματα της μεθόδου SEISMOLAP

3.7 Συμπεράσματα

Η κατάσταση της σεισμικής ησυχίας, όπως αυτή προέκυψε από εφαρμογή της μεθόδου Z-value, παρουσιάζεται στην Εικόνα 3.17. Όπως φαίνεται, οι τιμές που υπολογίσθηκαν είναι πολύ χαμηλές. Τα αποτελέσματα δείχνουν ότι δεν παρουσιάζεται αξιόλογη σεισμική ησυχία στην περιοχή ενδιαφέροντος. Μόνο στο ΒΔ τμήμα της εξεταζομένης περιοχής οι τιμές των παραμέτρων, που υπολογίσθηκαν υποδηλώνουν την ύπαρξη

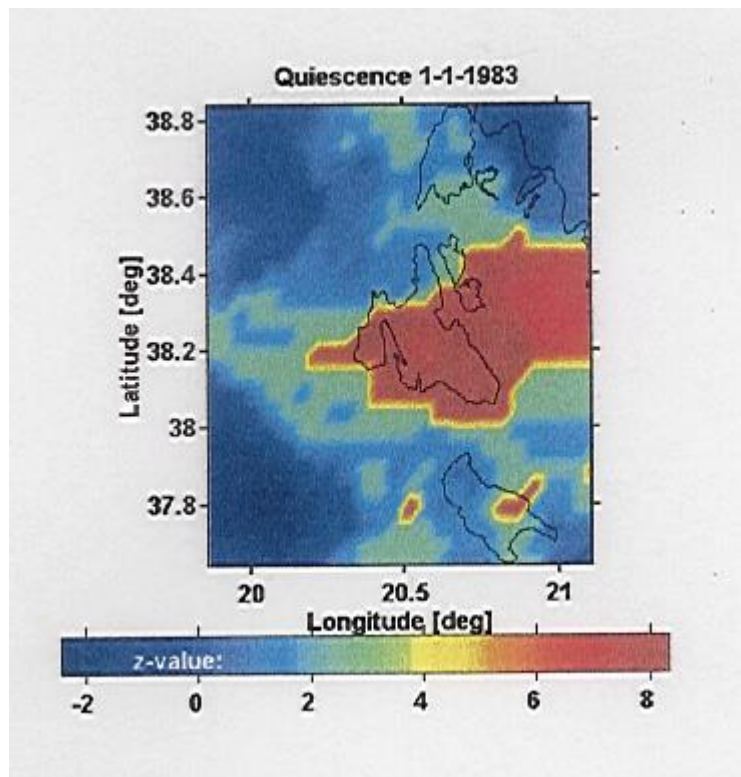


Εικόνα 3.17 Κατανομή παραμέτρου Z στην περιοχή Κεφαλληνίας

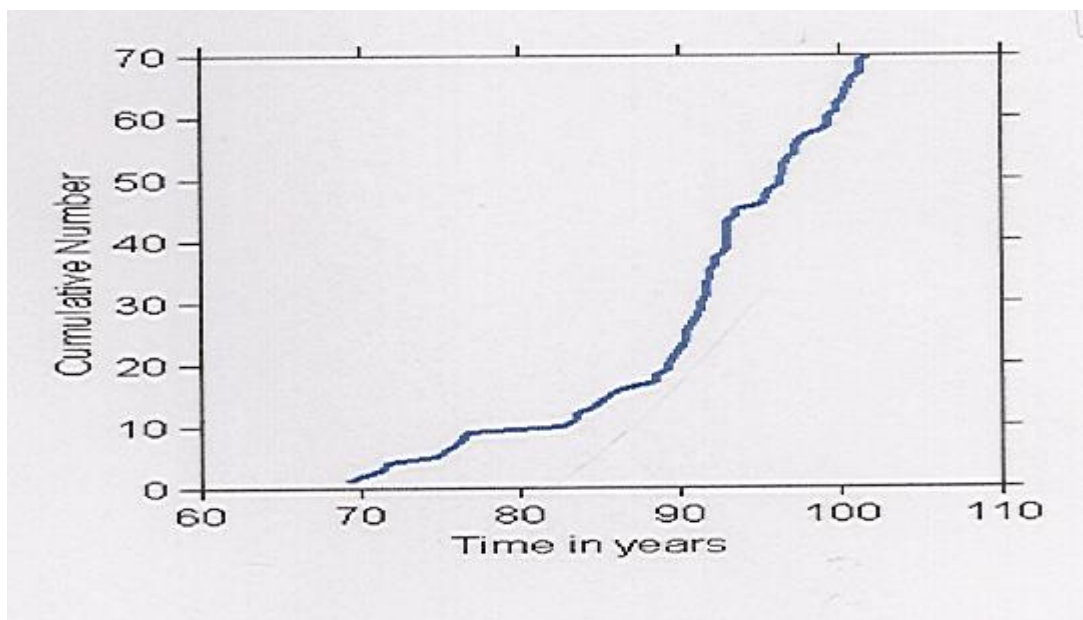
σεισμικής ησυχίας, αλλά θα πρέπει να τονισθεί ότι η ησυχία αυτή είναι μεγαλύτερη συγκρινόμενη με την επικρατούσα στην υπόλοιπη περιοχή.

Με στόχο την ορθή ερμηνεία των αποτελεσμάτων παρουσιάζεται στην Εικόνα 3.18 η εικόνα της σεισμικής ησυχίας και οι τιμές των αντιστοίχων παραμέτρων που παρατηρήθηκαν πριν από την εκδήλωση του σεισμού της 17 Ιανουαρίου 1983. Τέλος, στην Εικόνα 3.19, δίδεται, για την περιοχή ενδιαφέροντος, ο συσσωρευτικός αριθμός των σεισμών σε συνάρτηση με τον χρόνο. Όπως φαίνεται, ο αριθμός των σεισμών παρέμεινε σχεδόν σταθερός για χρονικό διάστημα έξι έως επτά ετών, οι δε υπολογισθείσες τιμές της Z-value ήσαν πολύ υψηλές (6-8) στο μεγαλύτερο τμήμα της εξεταζομένης περιοχής.

Σε αντίθεση, τα τελευταία έτη δεν παρατηρείται ελάττωση της σεισμικότητας στην περιοχή. Η προσδιορισθείσα σεισμική ησυχία, έως την χρονική στιγμή που ελήφθη υπόψιν στην παρούσα ανάλυση, μάλλον δεν υποδηλώνει την ύπαρξη αξιόλογης ανωμαλίας, η οποία θα μπορούσε να συνδεθεί με επερχόμενο ισχυρό σεισμό στην περιοχή.



Εικόνα 3.18 Κατανομή της παραμέτρου Z πριν από το σεισμό της 17-1-83



Εικόνα 3.19. Αθροιστικός αριθμός σεισμών ως συνάρτηση του χρόνου στην περιοχή Κεφαλληνίας.

Η σεισμική ησυχία, ως πρόδρομο φαινόμενο, θα πρέπει πάντα να εξετάζεται και να ερμηνεύεται σε συνδυασμό με άλλα πρόδρομα φαινόμενα και ποτέ μονοσήμαντα. Επί πλέον, πρέπει να πραγματοποιούνται συνεχείς μετρήσεις, οι οποίες διασφαλίζονται από την εγκατάσταση και λειτουργία τοπικών σεισμολογικών δικτύων, ώστε να είναι δυνατή η ανίχνευση οποιασδήποτε σημαντικής μεταβολής στον ρυθμό της σεισμικότητας.

4. Μηχανισμοί Γένεσης Σεισμών Ευρύτερης Περιοχής Κεφαλληνίας

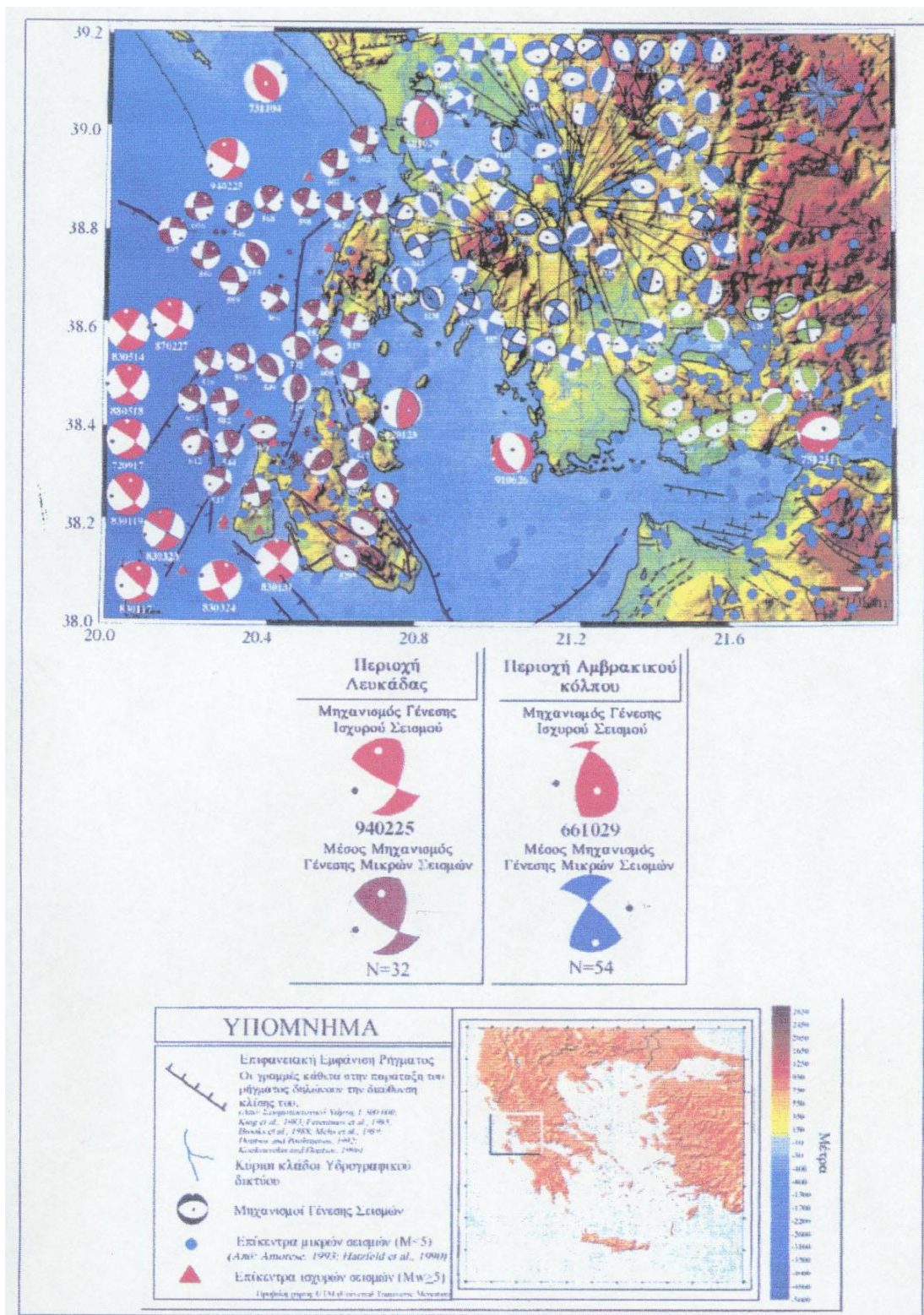
Όπως έχει προαναφερθεί η Κεφαλληνία ανήκει στην ευρύτερη ζώνη του Ιονίου Πελάγους που έχει την μεγαλύτερη σεισμική δραστηριότητα του Ελληνικού Χώρου. Η Γεωδυναμική εξέλιξη της περιοχής είναι πολύπλοκη και χαρακτηρίζεται από έντονες κατακόρυφες κινήσεις. Στην τεκτονική αυτή δραστηριότητα συμβάλλει σημαντικά η σεισμικότητα της περιοχής. Το είδος των τεκτονικών κινήσεων, που παρατηρούνται στην ευρύτερη περιοχή της Κεφαλληνίας, ερμηνεύεται καλλίτερα μέσω των μηχανισμών γένεσης των σεισμών (Πίνακες I,II,III & IV, ΠΑΡΑΡΤΗΜΑ). Οι εικόνες 1 και 2 παρουσιάζουν τους μηχανισμούς γένεσης των ισχυρών και των μικρού μεγέθους σεισμών, που έγιναν στην ευρύτερη περιοχή της Κεφαλληνίας κατά το χρονικό διάστημα 1950-1990 (Δρακόπουλος & Δελήμπασης 1982, Hatzfeld et al. 1990, Amorese 1993, Λούβαρη 1999).

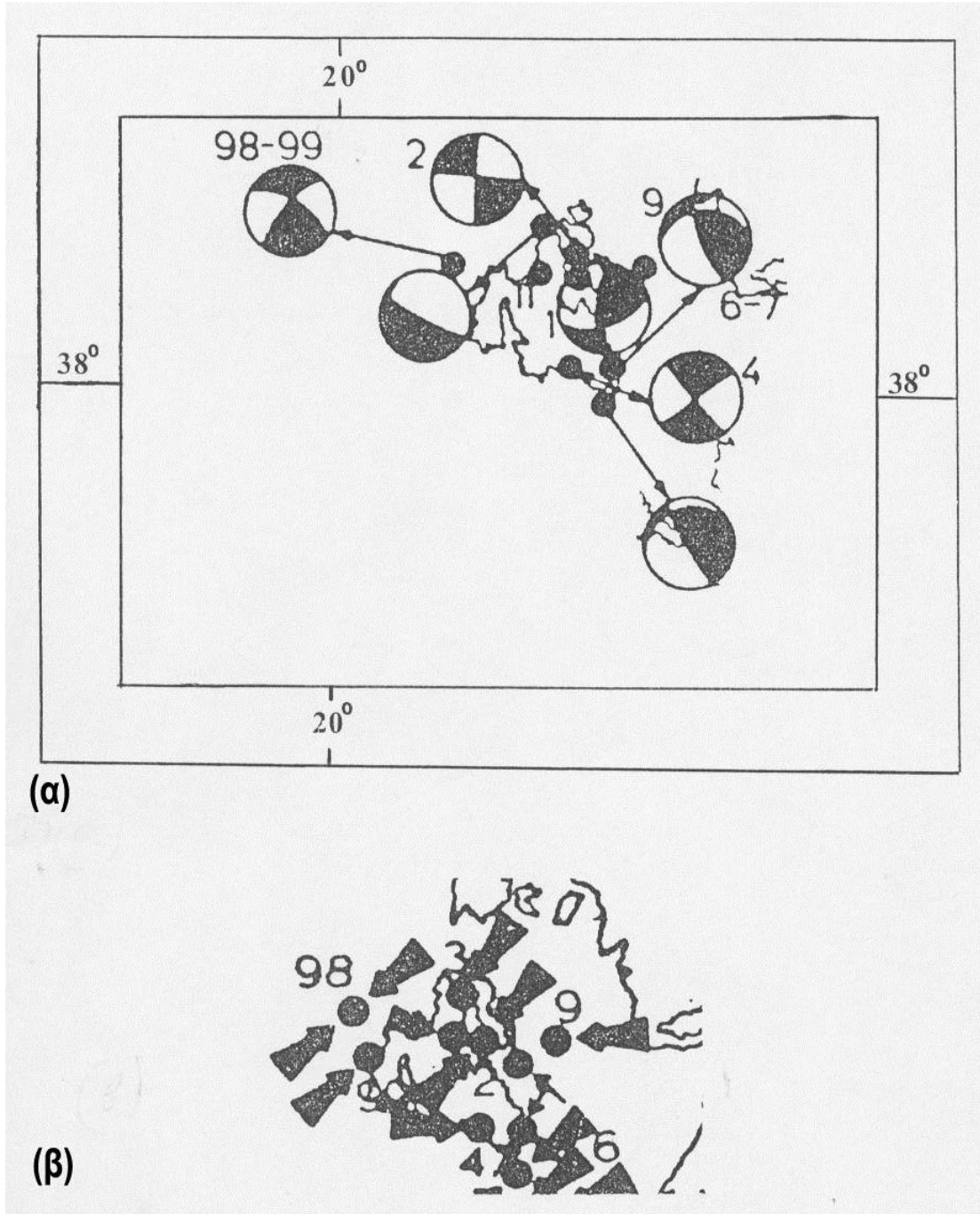
Οι μηχανισμοί γένεσης των σεισμών δείχνουν ότι τα επίπεδα διάρρηξης, όπως αυτά έχουν καθορισθεί από την διασπορά των μετασεισμών και των μορφολογικών, γεωφυσικών και γεωδαιτικών παρατηρήσεων, παρουσιάζουν δύο διευθύνσεις. Μία BBA-NNΔ στη βόρεια πλευρά της νήσου και μία BBA-NNΑ στο νότιο μέρος. Οι διευθύνσεις αυτές συμφωνούν με τις διευθύνσεις της θαλάσσιας βυθομετρίας της περιοχής. Οι λύσεις των μηχανισμών γένεσης των σεισμών έδειξαν ότι όλοι οι σεισμοί της περιοχής προκαλούνται από ανάστροφα ρήγματα που παρουσιάζουν οριζόντια ολίσθηση. Το είδος της κίνησης των ρηγμάτων αυτών χαρακτηρίζεται από οριζόντια δεξιόστροφη κίνηση. Η ίδια κίνηση της περιοχής μελέτης είχε διαπιστωθεί και το 1972 από την ερευνητική ομάδα των Mercier, Bousquet, Delibasis et al (1973).

Οι Λούβαρη κ.α.(1999) συγκρίνοντας όλα τα αποτελέσματα των εργασιών που έχουν γίνει στην περιοχή και αφορούν στην ιστορική και πρόσφατη σεισμικότητα, μηχανισμούς γένεσης, βυθομετρία, καθώς και πρόσφατες γεωδαιτικές μετρήσεις, προσδιόρισαν την διεύθυνση και το μήκος του μεγαλύτερου ρήγματος οριζόντιας μετατόπισης δυτικά της Κεφαλληνίας. Το ρήγμα αυτό έχει διεύθυνση B 40° και μήκος 90 km περίπου. Ένα άλλο μεγάλο ρήγμα με BBA διεύθυνση ξεκινά από τον Κόλπο Μύρτου, βόρεια της νήσου,

διέρχεται δυτικά της Λευκάδας και στη συνέχεια κάμπτεται ΒΑ βόρεια της Λευκάδας και καταλήγει στον Αμβρακικό Κόλπο. Το ρήγμα αυτό, κατά τους ερευνητές έχει διεύθυνση B20° και μήκος 40 km. Η εικόνα 1 δείχνει τις διατμητικές τάσεις που επικρατούν στην ευρύτερη περιοχή του Ιονίου Πελάγους. Όπως παρατηρούμε επικρατούν οι συμπίεστικές τάσεις, με ABA-ΔΝΔ διεύθυνση. Όπως έχουν δείξει και παλαιότερες νεοτεκτονικές μελέτες (Mercier et al. 1972), το τεκτονικό αυτό καθεστώς (ανάστροφες οριζόντιες κινήσεις και ΒΑ-ΝΔ συμπίεστικές τάσεις) επικρατούν στην περιοχή από το Τεταρτογενές. Η διαπίστωση αυτή μαρτυρεί ότι το τεκτονικό καθεστώς στην περιοχή του Ιονίου Πελάγους δεν έχει αλλάξει τα τελευταία 2 εκ. χρόνια.

Συμπερασματικά μπορούμε να διατυπώσουμε την άποψη ότι η περιοχή των Ιονίων Νήσων παρουσιάζει την μεγαλύτερη σεισμική δραστηριότητα και διαδραματίζει σημαντικό ρόλο στα περισσότερα γεωδυναμικά φαινόμενα που παρατηρούνται στον ευρύτερο Ελληνικό Χώρο. Αυτό οφείλεται κυρίως στο ότι η περιοχή ευρίσκεται στο όριο σύγκρουσης δύο λιθοσφαιρικών πλακών της Ευρασιατικής και της Αφρικανικής, καθώς επίσης και των δύο μικροπλακών της Αδριατικής και του Αιγαίου, τετραπλό σημείο συνάντησης. Το σημείο αυτό παρατηρήθηκε στα πρώτα στάδια της δημιουργίας και εξέλιξης της περιοχής και ιδίως της δημιουργίας του ρήγματος μετασχηματισμού. Το σημείο όμως αυτό, μετατράπηκε σε τριπλό σημείο μεταξύ της Αφρικανικής Πλάκας και των μικροπλακών της Αδριατικής του Αιγαίου.





Εικόνα 2. (α) Μηχανισμοί γένεσης ισχυρών σεισμών περιόδου 1950-1980 και (β) διευθύνσεις επικρατουσών τάσεων.

Βιβλιογραφία

- Amorese, D., 1993.** Seismotectonique et deformation actuelle de la terminaison nord – occidentale de l' arc egeen (Iles Ioniennes, Acarnanie, Epire, Grece, «*These*» *Rapp. exter. Mme H.LYON-CAEN, Paris.*
- Aubouin, J., 1980.** De la tectonique des plaques a la genèse des chaines de montagnes. *Mem. H. ser. Soc. geol. France 10, 163-180.*
- Bowman, J.R., 1997.** A seismic precursor to a sequence of Ms 6.3-6.7 midplate earthquakes in Australia. *Pure Appl. Geophys., 149, 61 – 78.*
- Chouliaras, G., 1999.** Seismic Quiescence Patterns and Earthquake Prediction Research – Testing hypothesis for Greece and China. *Ph.D. Thesis, Uppsala Un., pp112.*
- Chouliaras, G. and G. Stavrakakis, 2001.** Current seismic quiescence in Greece:Implications for seismic hazard. *J. of Seismology, 5, 595 – 608.*
- Chouliaras, G. Zschau. J., Drakatos, G. and G. Stavrakakis, 1997.** Application of the Seismolap method in Greece. *29th Gen Ass. IASPEI, Aug. 18-28, Thessaloniki (Greece), Abstract, pp142.*
- Comninakis, P.E. and B.C. Papazachos, 1982.** A catalogue of Earthquakes in Greece and surrounding area for the period 1901 – 1980. *Publication Geophys. Lab., Un. Thessaloniki, 5, pp146.*
- Console, R. and M. Murru, 1996.** Probability gain due to foreshocks following quiescence tested by synthetic catalogs. *BSSA, 86, 911-913.*
- Dewey, J.F. & Sengor, C.A.M., 1979.** Aegean and surrounding regions: complex multiplate and condinum tectonics in a convergent zone. *Bull. Geol. Soc. Am. 90, 84-92.*
- Drakatos, G. and J. Latoussakis, 1996.** Some features of aftershock patterns in Greece. *Geophys. J. Int., 126, 123 – 134.*
- Drakopoulos, J. and N. Delibasis, 1982.** The focal mechanism of earthquakes in the major area of Greece for the period 1947 – 1981. *Un. Athens, Seism Lab., Pub. No 2, pp 134.*
- Habermann, R.E., 1983.** Teleseismic detection in the Aleutian Island arc. *J. Geophys. Res., 88, 5056 – 5064.*

- Hatzfeld, D.; Pedotti, G.; Hatzidimitriou, P.; & Makropoulos, K., 1990.** The strain pattern in the western Hellenic arc deduced from a microearthquakes survey. «*Geophys. J. Int.*» 101, 181 – 202.
- Jones, L.M., 1984.** Foreshocks (1966-1980) in the San Andreas system, California. *BSSA*, 74, 1361 – 1380.
- Karakaisis, G.F., D.G. Panagiotopoulos, Krimmianotou, C. Papaioannou and B. Papazachos, 1987.** Preseismic quiescence before large earthquakes in the Aegean and surrounding area. *Ann. Geophys.*, 5b, 155 – 160.
- Karakostas, B.G., P.M. Hatzidimitriou, G.F. Karakaisis, E.E. Papadimitriou and B.C. Papazachos, 1986.** Evidence for long term precursors of strong earthquakes in the northernmost part of the Aegean sea. *Earth. Pred. Res.*, 4, 155 – 164.
- Kato, N., Ohtake, M. and T. Hirasawa, 1997.** Possible mechanism of precursory seismic quiescence : regional stress relaxation due to preseismic sliding. *Pure Appl. Geophys.*, 150(2), 249 – 267.
- Latoussakis, J. and G. Drakatos, 1994.** A quantitative study of some aftershock sequences in Greece. *Pure Appl. Geophys.*, 143(4), 603 – 616.
- Le Pichon, X. & Angelier, J., 1979.** The Hellenic arc and trench system: a key to the neotectonic evolution of the Eastern Mediterranean area. *Tectonophysics* 60, 1-42.
- Louvari, E., Kiratzi, A.A. and B.C. Papazachos, 1999.** The Cephalonia Transform fault and its extension to western Lefkada Island (Greece). *Tectonophysics*, 308, pp 223 – 236.
- Λούβαρη, Ε., 2001.** Λεπτομερής Σεισμοτεκτονική μελέτη του Αιγαίου και των Γειτονικών περιοχών με βάση τους Μηχανισμούς Γένεσης των μικρών σεισμών. «*Διδακτορική Διατριβή*», Παν/μιο Θεσσαλονίκης.
- Makropoulos, K.C., Drakopoulos, J. and J. Latoussakis, 1989.** A revised and extended earthquake catalog for Greece since 1990. *Geophys. J. Int.*, 98, pp 391 – 394.
- McKenzie, D.P., 1978.** Active tectonics of the Alpine-Himalayan belt: the Aegean sea and surrounding region. *Geophys. J.R. astron. Soc.* 55, 217-254.
- McGuire, A., 1996.** Time-domain observations of a slow precursor to the 1994 Romance transform earthquake. *Science*, 274, 82 – 85.

- Mercier, J. L., 1979.** Signification neotectonique de l' arc Egéen. Une revue des idées. *Rev. géol. Dyn. Géogr. Phys.* 21. 5-15.
- Mercier, J.; Bousquet, B.; Delibasis, N.; Drakopoulos, J. et al., 1972.** Deformations en compression dans le Quaternaire des rivages Ioniens.(Cephalonie, Greece). «*Academie des Science*» ceance du 30 Octobre, Paris.
- Mercier, J.; Bousquet, B.; Delibasis, N. et al., 1973.** Deformations superficielles en compression et en extension dans la “plaque Egeenne” (Greece) au coors du Pliocene et du Quaternaire. “*C.RAC.Sc*”.
- Mogi, K., 1968.** Some features of recent seismic activity in and near Japan (1). *Bull. Eartq. Res. Inst.*, 46, 1225 – 1236.
- Ohtake, M., Matumoto, T. and G.V. Lathan, 1977.** Seismicity gap near Oaxaca, southern Mexico, as a probable precursor to a large earthquake. *Pure Appl. Geophys.*, 115, 375 – 385.
- Papadimitriou, E.E., 1984.** Contribution on the problem of long term prediction of earthquakes in Greece. *Ph. D. Thesis, Un. Thessaloniki*, pp 218.
- Papadimitriou, E.E. and B.C. Papazachos, 1985a.** Seismicity gaps in the Aegean and surrounding area. *Boll. Geof. Teor. Appl.*, 27, 185 – 195.
- Papadimitriou, E.E. and B.C. Papazachos, 1985b.** Evidence for precursory seismicity patterns in the Ionian islands (Greece). *Eart. Pred. Res.*, 3, 95 – 103.
- Papadopoulos, G., 1986.** Seismic gaos and long term earthquake prediction in the Aegean area. *Bull. Geol. Soc. Greece*, XVIII, 91 – 97.
- Papadopoulos, G. and Ph. Voidomatis, 1987.** Evidence for periodic seismicity in the inner Aegean seismic zone. *Pageoph*, 125(4), 613 – 628.
- Papazachos, B., 1980.** Seismicity rates and long term earthquake prediction in the Aegean area. *Quat. Geod.*, 3, 171 – 190.
- Papazachos, B.C., 1990.** Seismicity of the Aegean and surrounding area. *Tectonophysics*, 178, 287 – 308.
- Papazachos, B.C. and C. Papazachou, 1989.** The Earthquakes of Greece. *Ziti Publications, Thessaloniki*, pp 356.
- Papazachos, C. and A. Kiratzi, 1996.** A detailed study of the active crustal deformation in the Aegean and surrounding area. *Tectonophysics*, 253, 129 – 153.

- Papazachos, B.C., Papadimitriou, E.E., Kiratzi, A.A., Papazachos, C.B. and E.K. Louvari, 1998.** Fault plane solutions in the Aegean sea and the surrounding area and their tectonic implication. *Boll. Geof. Teor. Appl.*, Vol. 39, pp 199 – 218.
- Purcaru, G. and H. Berckhemer, 1982.** Regularity patterns and zones of seismic potential for future large earthquakes in the Mediterranean region. *Tectonophysics*, 85, 1 – 30.
- Reasenber, P.A., 1985.** Second-order moment of Central California Seismicity, 1969 – 1982. *J. Geophys. Res.*, 90, 5479 – 5495.
- Sachpazi, M., Hirn, A., Clemant, C., Haslinger, F., Laigle, M., Kissling, E., Chavris, P., Hello, Y., Lepine, J.-C., Sapin, M. and J. Ansorge, 2000.** Western Hellenic subduction and Cephalonia Transform: local earthquakes and plate transport and strain. *Tectonophysics*, 319, pp 301 – 319.
- Shibazaki, B. and M. Matsu'ura, 1995.** Foreshocks and pre-events associated with the nucleation of large earthquakes. *Geophys. Res. Lett.*, 22, 1305 – 1308.
- Taymaz, T., Jackson, J. and D. Mckenzie, 1990.** Active tectonics of the north and central Aegean Sea. *Geophys. J. Int.*, 106, 433 – 490.
- Utsu, T., 1961.** A statistical study of the occurrence of aftershocks. *Geophys. Mag.*, 30, 521 – 605.
- Utsu, T., 1969.** Aftershocks and earthquake statistics. I. Some parameters that characterize an aftershock sequence and their inter-relation. *J. Fac. Seism. Hokkaido Un., ser VII*, 3, 129 – 195.
- Wyss, M., 1986.** Seismic quiescence precursor to 1983 Katoiki (Ms=6.6) Hawaii earthquake. *BSSA*, 76, 785 – 800.
- Wiemer, S. and M. Wyss, 1994.** Seismic quiescence before the Landers (M=7.5) and Big Bear (M=6.5) 1992 earthquakes. *BSSA*, 84, 900 – 916.
- Wyss, M., 1997.** Nomination of precursory seismic quiescence as a significant precursor. *Pure and Applied Geophysics*, 149, 79-113.
- Wyss, M. and M. Baer, 1981a.** Earthquake hazard in the Hellenic Arc. *Earthquake Prediction, Maurice Ewing Series*, 4, 153 – 172, AGU.
- Wyss, M. and M. Baer, 1981b.** Seismic quiescence in the western Hellenic arc may foreshadow large earthquakes. *Nature*, 785 – 787.

- Wyss, M., Console, R. and M. Murru, 1980.** Seismicity rate changes before the Irpinia (M=6.9) 1980 earthquake. *BSSA*, 87(2), 318 – 326.
- Wyss, M. and R.E. Habermann, 1988.** Precursor seismic quiescence. *Pure and Applied Geophysics*, 126, 313 – 332.
- Wyss, M., R.E. Habermann and P. Bodin, 1992.** Seismic quiescence: Atest of the hypothesis and a precursor to the next Parkfield, California, earthquake. *Geophys. J. Int.*, 110, 518 536.
- Zschau, J., 1995.** Seismolap: A quantification of seismic quiescence and clustering. *IUGG, XXI Gen. Ass., Abstract*, A389.
- Zschau, J., 1996.** Seismolap-Ein Schritt in Richtung Erdebenvorhersage. *Geowissenschaften* 11, 11 – 17.