

ΜΕΤΡΑ ΤΟΥ ΣΕΙΣΜΙΚΟΥ ΜΕΓΕΘΟΥΣ ΣΤΟΝ ΕΛΛΗΝΙΚΟ ΧΩΡΟ
ΚΑΙ ΣΤΙΣ ΓΥΡΩ ΠΕΡΙΟΧΕΣ

Β. Κ. Παπαζάχος
Εργαστήριο Γεωφυσικής Αριστοτελείου
Πανεπιστημίου Θεσσαλονίκης
Θεσσαλονίκη 54006

Περίληψη

Τιμές των σεισμικών ροπών και του επιφανειακού μεγέθους για 65 σεισμούς του ελληνικού χώρου και των γύρω περιοχών της περιόδου 1963-1986 έχουν χρησιμοποιηθεί για να δειχθεί ότι το επιφανειακό μέγεθος, M_s , όπως αυτό προσδιορίζεται με τύπους βαθμολογίας συμπίπτει με το μέγεθος σεισμικής ροπής, M_w , τουλάχιστον για το διάστημα μεγεθών 5,5 - 7,2. Δηλαδή,

$$M_s = M_w, \quad 5,5 \leq M_s \leq 7,2$$

Με βάση στοιχεία σεισμών του ελληνικού χώρου και των γύρω περιοχών της περιόδου 1861-1986 βρέθηκαν οι ακόλουθες σχέσεις μεταξύ του μήκους του ρήγματος, L (σε Km), της επιφάνειας του ρήγματος, S (σε Km^2), της μετάθεσης, u (σε cm), στην εστία του σεισμού και του επιφανειακού μεγέθους, M_s , του σεισμού:

$$\log L = 0,51M_s - 1,85$$

$$\log S = 0,70M_s - 1,98$$

$$\log u = 0,82M_s - 3,71$$

Από τις δύο πρώτες των σχέσεων αυτών προκύπτει ότι η εξάρτηση του πλάτους του ρήγματος από το μέγεθος είναι ασθενής, ενώ από τις δύο τελευταίες των σχέσεων αυτών προκύπτει σχέση μεταξύ του επιφανειακού μεγέθους των σεισμών του χώρου αυτού και της σεισμικής ροπής σχεδόν όμοια με τη σχέση ορισμού του μεγέθους σεισμικής ροπής.

MEASURES OF EARTHQUAKE SIZE IN GREECE
AND SURROUNDING AREAS

B.C.Papazachos
Geophysical Laboratory University of Thessaloniki,
GR-540 06 Thessaloniki, Greece

Abstract

Values of seismic moment and surface wave magnitude for 65 earthquakes occurred in Greece and surrounding area during the period 1963-1986 have been used to show that the surface wave magnitude, M_s , as it is determined by calibration formulae almost coincides with the moment magnitude, M_w , at least for the magnitude interval 5.5 - 7.2. That is,

$$M_s = M_w, \quad 5.5 \leq M_s \leq 7.2$$

Data for earthquakes occurred in this area during the period 1861-1986 have been used to determine the following relations between the fault length, L (in Km), the fault surface, S (in Km^2), the displacement, u (in cm), at the focus and the surface wave magnitude, M_s , of the earthquake:

$$\log L = 0.51M_s - 1.85$$

$$\log S = 0.70M_s - 1.98$$

$$\log u = 0.82M_0 - 3.71$$

Combination of the first two of these relations shows that the width of the seismic fault is weakly depended on the magnitude of the earthquake and the combination of the last two of these relations gives a relation between the surface wave magnitude and seismic moment very similar to the relation which defines the moment magnitude.

1. Εισαγωγή

Η μέτρηση των φυσικών μεγεθών αποτέλεσε το σημαντικότερο (ως παράγοντα στην ανάπτυξη των φυσικών επιστημών. Η Σεισμολογία δε μπορούσε να αποτελέσει εξαίρεση αυτού του κανόνα. Έτσι, η εισαγωγή στην επιστήμη της Σεισμολογίας της έννοιας του "μεγέθους" ενός σεισμού από τον Richter (1935) και η επινόηση μεθόδων μέτρησης του, αποτέλεσαν καθοριστικό παράγοντα εξέλιξης της επιστήμης αυτής. Αυτό οφείλεται στο γεγονός ότι με το μέγεθος έγινε δυνατή η απόλυτη σύγκριση των σεισμών, αφού το μέγεθος αποτελεί μέτρο της εκλυόμενης σεισμικής ενέργειας κατά τη γένεση ενός σεισμού, και στο ότι ο καθορισμός του μεγέθους βασίζεται σε μετρήσεις φυσικών ποσοτήτων (εδafικών μεταθέσεων, περιόδων, κλπ) και όχι σε υποκειμενική εκτίμηση των μακροσεισμικών αποτελεσμάτων των σεισμών.

Υπάρχουν τρεις κλασσικές κλίμακες σεισμικών μεγεθών. Αυτές είναι: η κλίμακα του τοπικού μεγέθους, M_L , που βασίζεται σε μετρήσεις πλατών βραχείας περιόδου κυμάτων σε μικρές αποστάσεις, η κλίμακα του χωρικού μεγέθους, m , που βασίζεται σε μετρήσεις πλατών κυμάτων χώρου βραχείας περιόδου (νίsec) σε μεγάλες αποστάσεις και η κλίμακα του επιφανειακού μεγέθους, M_0 , που βασίζεται σε μετρήσεις πλατών επιφανειακών κυμάτων περιόδου περίπου 20sec.

Οι τρεις αυτές κλίμακες μεγεθών και ιδιαίτερα οι δύο πρώτες παρουσιάζουν το μειονέκτημα ότι παθαίνουν κορεσμό για μεγάλες τιμές μεγεθών. Δηλαδή, όταν η ενέργεια που απελευθερώνεται στην εστία ενός σεισμού είναι μεγαλύτερη από ορισμένη τιμή, το μέγεθος που υπολογίζεται με βάση τις μετρήσεις πλατών δεν αυξάνεται με την αύξηση της ενέργειας αλλά παραμένει σταθερό. Ο κορεσμός του τοπικού μεγέθους και του χωρικού μεγέθους αρχίζει από την τιμή 7,0 περίπου, ενώ του επιφανειακού μεγέθους από την τιμή περίπου 8,0.

Λόγω αυτού του μειονεκτήματος των κλασσικών κλιμάκων μεγεθών, ο Kanamori (1977) όρισε την κλίμακα του μεγέθους σε ισχυρής ροπής, M_w , με τη σχέση:

$$M_w = \frac{\log M_0 - 1,61}{1,5} \quad (1)$$

όπου M_0 είναι η σεισμική ροπή του σεισμού (Aki 1966) η οποία μετρείται σε dyn.cm. Η σεισμική ροπή ορίζεται από τη σχέση:

$$M_0 = \mu \bar{u} S \quad (2)$$

όπου S είναι η επιφάνεια του σεισμογόνου ρήγματος, u είναι η μέση μετάθεση στο σεισμογόνο ρήγμα κατά τη γένεση του σεισμού και μ είναι το μέτρο δυσκαμψίας του υλικού του σεισμογόνου χώρου. Ο υπολογισμός της σεισμικής ροπής βασίζεται σε μετρήσεις πλατών μακράς περιόδου κυμάτων, τα οποία είναι ανεξάρτητα της περιόδου για κάθε σεισμό, και για το λόγο αυτό η σεισμική ροπή δεν παθαίνει κορεσμό, με συνέπεια να μη παθαίνει κορεσμό και το μέγεθος, M_w .

Η ενέργεια (ή η σεισμική ροπή) που απελευθερώνεται στην εστία ενός σεισμού είναι τόσο μεγαλύτερη όσο μεγαλύτερες είναι οι διαστάσεις του σεισμογόνου ρήγματος και η μετάθεση στην εστία του σεισμού κατά τη γένεση του. Για το λόγο αυτό, ως μέτρα του μεγέθους ενός σεισμού μπορούν να χρησιμοποιηθούν η επιφάνεια, S , του σεισμογόνου ρήγματος ή η μετάθεση, u . Ως τέτοιο μπορεί επίσης να χρησιμοποιηθεί και το μήκος, L , του σεισμογόνου ρήγματος, γιατί το πλάτος του ρήγματος δε μεταβάλλεται έντονα με το μέγεθος του σεισμού.

Για τον υπολογισμό του τοπικού μεγέθους, M_L , των σεισμών του ελληνικού χώρου και των γύρω περιοχών χρησιμοποιούνται τύποι που προτάθηκαν πρόσφατα (Κυρατζή 1984, Kiratzi and Papazachos 1984), ενώ για τον υπολογισμό του επιφανειακού μεγέθους, M_s , των επιφανειακών σεισμών ($h < 60$ Km) του χώρου αυτού χρησιμοποιείται ο ακόλουθος τύπος που προτάθηκε από τον Παπαζάχο και τη Βασιλικού (1966)

$$M_s = \log a + 1,41 \log \Delta + 0,2 \quad (3)$$

όπου a (σε μικρά) είναι το μέσο πλάτος της εδαφικής κίνησης που αντιστοιχεί στα μέγιστα εδαφικά πλάτη αναγραφής των δύο οριζοντίων συνιστωσών των σεισμομέτρων Wiechert ή Mainka που είναι εγκατεστημένα στην Αθήνα και Δ (σε Km) είναι η επικεντρική απόσταση του σεισμού. Για τον υπολογισμό του επιφανειακού μεγέθους των σεισμών ενδιαμέσου βάθους ($60 \text{ Km} < h < 180$ Km) στον ελληνικό χώρο οι Παπαζάχος και Κομνηνάκης (1971) πρότειναν τη σχέση

$$M_s = \log a + 0,0018D + 3,20 \quad (4)$$

όπου a (σε μικρά) είναι το μέσο πλάτος της οριζόντιας εδαφικής κίνησης και μετριέται όπως το a στη σχέση (3) και D (σε Km) είναι η υποκεντρική απόσταση (απόσταση εστίας σεισμού - σεισμολογικού σταθμού).

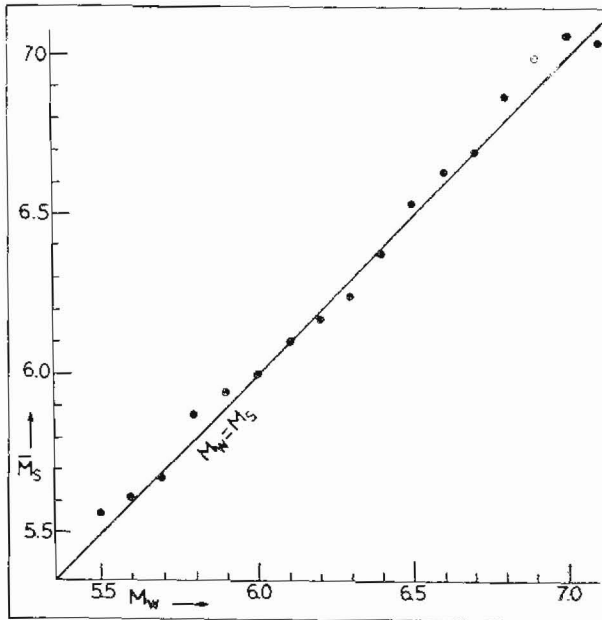
Υπάρχει σήμερα σημαντικός αριθμός σεισμών του ελληνικού χώρου και των γύρω περιοχών για τους οποίους έχουν υπολογισθεί σεισμικές ροπές και για το λόγο αυτό υπάρχει δυνατότητα υπολογισμού του μεγέθους ροπής για κάθε ένα από τους σεισμούς αυτούς με τη χρησιμοποίηση του τύπου (1). Είναι έτσι δυνατό να συγκριθεί το μέγεθος αυτό με το επιφανειακό μέγεθος, που υπολογίζεται από τον τύπο (3) ή (4), για να ελεγχθεί η ακρίβεια των δύο αυτών τύπων, που χρησιμοποιούνται για τον υπολογισμό των επιφανειακών μεγεθών των σεισμών του ελληνικού χώρου και των γύρω περιοχών. Αυτός είναι ο πρώτος στόχος της εργασίας αυτής. Γνωρίζουμε, επίσης, το μήκος, L , και την επιφάνεια, S , των σεισμογόνων ρηγμάτων καθώς επίσης τη μέση μετάθεση, u , στην εστία αρκετών σεισμών του χώρου αυτού και μπορούμε έτσι να συσχετίσουμε τις ποσότητες αυτές (L, S, u) με τα μεγέθη των

αντίστοιχων σεισμών και αυτός είναι ο δεύτερος στόχος της εργασίας αυτής.

2. Σχέση Επιφανειακού Μεγέθους και Μεγέθους Σεισμικής Ροπής για τους Σεισμούς του Ελληνικού Χώρου και των Γύρω Περιοχών.

Σχέσεις μεταξύ του επιφανειακού μεγέθους των σεισμών του ελληνικού χώρου και της σεισμικής ροπής των σεισμών αυτών έχουν προταθεί από ορισμένους ερευνητές (Kiratzi et al. 1985, Stavrakakis et al. 1987). Στην παρούσα εργασία, γίνεται σύγκριση μεταξύ του επιφανειακού μεγέθους, M_s , και του μεγέθους σεισμικής ροπής, M_w , σεισμών του χώρου αυτού οι οποίοι έχουν μεγέθη τα οποία κυμαίνονται μεταξύ 5,5 και 7,2.

Για το σκοπό αυτό, χρησιμοποιήθηκαν τα στοιχεία 59 επιφανειακών σεισμών και 6 σεισμών ενδιάμεσου βάθους αυτού του διαστήματος μεγεθών. Τα επιφανειακά μεγέθη των επιφανειακών σεισμών υπολογίσθηκαν με βάση τη σχέση (3) και τα επιφανειακά



Σχ.1. Σχέση μεταξύ του επιφανειακού μεγέθους, M_s , και του μεγέθους σεισμικής ροπής, M_w , για σεισμούς του ελληνικού χώρου και των γύρω περιοχών.

μεγέθη των σεισμών ενδιάμεσου βάθους υπολογίσθηκαν με τη σχέση (4). Για τον υπολογισμό του μεγέθους σεισμικής ροπής χρησιμοποιήθηκε η σχέση (1). Οι σεισμοί αυτοί έγιναν κατά την περίοδο 1963-1986 και οι σεισμικές τους ροπές υπολογίσθηκαν από διάφορους συγγραφείς. Οι τιμές των σεισμικών ροπών για τους 37 σεισμούς λήφθηκαν από τον North (1974), για τους 18 από το NEIS, για τους 2 από την Prochazkova (1979), για άλλους 2 από τους Jackson et al. (1982) και για τους υπόλοιπους 6 από άλλους συγγραφείς (Boore et al. 1981, Soufleris and Stewart 1981,

Kulhanek and Meyer 1983, Kudo 1983, Kim et al. 1984, Kiratzi and Langston 1988).

Για τη συσχέτιση μεταξύ του επιφανειακού μεγέθους, M_s , και του μεγέθους της σεισμικής ροπής, M_w , υπολογίσθηκαν τα M_w με βάση τη σχέση (1) και για κάθε διάστημα μεγεθών σεισμικής ροπής $M_w \pm 0,1$ θεωρήθηκαν όλα τα αντίστοιχα επιφανειακά μεγέθη, M_s , και υπολογίσθηκαν τα μέσα μεγέθη, \bar{M}_s . Βρέθηκε ότι η τυπική απόκλιση των τιμών των M_s κάθε διαστήματος ήταν πάντοτε μικρότερη από 0,25 με συνηθέστερη τιμή ίση με 0,2.

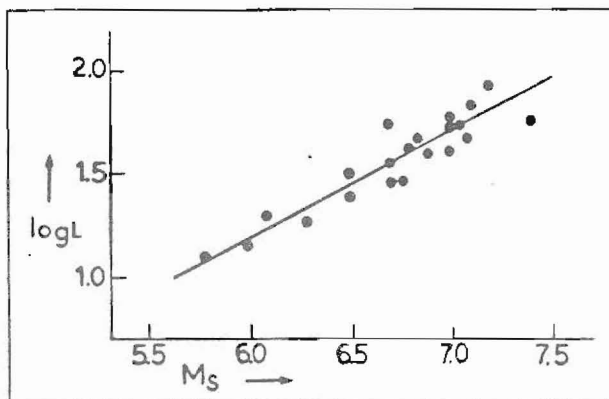
Στο σχήμα (1) έχουν χαρτογραφηθεί οι τιμές \bar{M}_s σε συνάρτηση με τις αντίστοιχες τιμές M_w (τελείες). Στο ίδιο σχήμα έχει χαραχθεί η διχοτόμος, δηλαδή, η ευθεία για την οποία είναι $\bar{M}_s = M_w$. Παρατηρούμε ότι υπάρχει πολύ καλή συμφωνία μεταξύ του \bar{M}_s και του M_w και για το λόγο αυτό, μπορούμε να συμπεράνουμε ότι οι τύποι (3) και (4) δίνουν με πολύ ικανοποιητική προσέγγιση το μέγεθος, M_w , της σεισμικής ροπής. Δηλαδή,

$$M_s = M_w, \quad 5,5 \leq M_s \leq 7,2 \quad (5)$$

όπου M_s είναι το επιφανειακό μέγεθος των σεισμών του ελληνικού χώρου και των γύρω περιοχών, που υπολογίζεται από τις σχέσεις (3) ή (4) και M_w το μέγεθος σεισμικής ροπής που ορίζεται από τη σχέση (1).

3. Σχέσεις μεταξύ των Διαστάσεων του Σεισμογόνου Ρήγματος και του Μεγέθους των Σεισμών του Ελληνικού Χώρου και των γύρω Περιοχών.

Σχέση μεταξύ του μήκους, L , του σεισμογόνου ρήγματος και του επιφανειακού μεγέθους, M_s , καθώς και μεταξύ της επιφάνειας, S , του σεισμογόνου ρήγματος και του επιφανειακού μεγέθους των σεισμών του ελληνικού χώρου έχουν προταθεί από την Κυρατζή και τους συνεργάτες της (1985). Στην παρούσα εργασία χρησιμοποιούνται πρόσθετα στοιχεία για τον καθορισμό νέων βελτιωμένων τέτοιων σχέσεων.



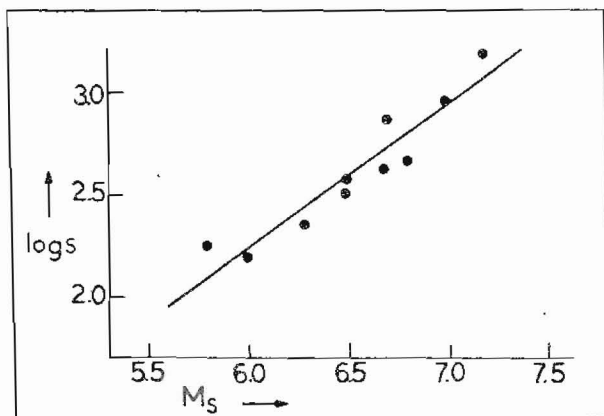
Σχ.2. Σχέση μεταξύ του μήκους του ρήγματος, L (σε Km), και του επιφανειακού μεγέθους, M_s , για σεισμούς του ελληνικού χώρου και των γύρω περιοχών.

Μήκη ρήγματος είναι γνωστά για 21 επιφανειακούς σεισμούς του ελληνικού χώρου και των γύρω περιοχών οι οποίοι έγιναν μεταξύ του 1984 και του 1986 και είχαν μεγέθη μεταξύ 5,8 και 7,4. Για τους 10 από τους σεισμούς αυτούς, το μήκος του ρήγματος είναι γνωστό από παρατηρήσεις υπαίθρου σε επιφανειακές εκδηλώσεις του ρήγματος (Richter 1958, Kudo 1983, Ambraseys 1988), για άλλους 10 σεισμούς από την κατανομή των εστιών των μετασεισμών (Kociaj 1980, Kiratzi et al. 1985, Scordilis et al. 1985, Papazachos et al. 1988) και για ένα σεισμό από τη φασματική ανάλυση των σεισμικών κυμάτων (Kulhanek and Meyer 1983). Στο σχήμα (2) έχει χαρτογραφηθεί ο λογάριθμος του μήκους του ρήγματος, L , σε συνάρτηση με τα επιφανειακό μέγεθος, M_s . Στο ίδιο σχήμα έχει χαραχθεί η ευθεία γραμμή η οποία καθορίσθηκε με τη μέθοδο των ελαχίστων τετραγώνων. Η εξίσωση της ευθείας αυτής, η οποία εκφράζει την ποσοτική (αναλυτική) σχέση μεταξύ του λογαρίθμου του μήκους του ρήγματος, L , (σε Km) και του επιφανειακού μεγέθους, M_s , του σεισμού, είναι:

$$\log L = 0,51M_s - 1,85 \quad (6)$$

Από τη σχέση αυτή προκύπτει ότι για επιφανειακά μεγέθη 5,5-6,0- 6,5- 7,0- 7,5, τα αντίστοιχα μήκη ρηγμάτων των σεισμών στον ελληνικό χώρο και τις γύρω περιοχές είναι 9Km- 16Km- 29Km- 52Km- 94Km.

Υπάρχουν 10 περιπτώσεις επιφανειακών σεισμών του ελληνικού χώρου και των γύρω περιοχών για τις οποίες γνωρίζουμε με σχετική ακρίβεια την επιφάνεια του σεισμογόνου ρήγματος. Σ' όλες αυτές τις περιπτώσεις η επιφάνεια του ρήγματος καθορίσθηκε με βάση την κατανομή των εστιών των μετασεισμών (Kiratzi et al. 1985, Scordilis et al. 1985, Papazachos et al. 1988). Στο σχήμα (3) έχουν χαρτογραφηθεί οι



Σχ.3. Σχέση μεταξύ της επιφάνειας του ρήγματος, S (σε Km²) του επιφανειακού μεγέθους, M_s , για σεισμούς το ελληνικού χώρου και των γύρω περιοχών.

Δεκαδικοί λογάριθμοι των επιφανειών, S (σε Km²) των σεισμικών ρηγμάτων σε συνάρτηση με τα μεγέθη, M_s , των σεισμών. Με εφαρμογή της μεθόδου των ελαχίστων τετραγώνων προκύπτει ότι:

$$\log S = 0,70M_s - 1,98 \quad (7)$$

Από τη σχέση αυτή προκύπτει ότι για μεγέθη σεισμών 5,5- 6,0- 6,5- 7,0- 7,5 οι αντίστοιχες επιφάνειες των σεισμικών ρηγμάτων είναι 70Km² - 170Km² - 370Km² - 830Km² - 1860Km².

Αν υποθέσουμε ότι η επιφάνεια του σεισμογόνου ρήγματος είναι ορθογώνιο παραλληλόγραμμο, μήκους L και πλάτους w, από τις σχέσεις (6), (7) προκύπτει η ακόλουθη σχέση μεταξύ του πλάτους, w (σε km) του σεισμογόνου ρήγματος και του μεγέθους του σεισμού:

$$\log w = 0,19M_s - 0,13 \quad (8)$$

Από τη σχέση αυτή προκύπτει ότι για μεγέθη 5,5- 6,0- 6,5 - 7,0- 7,5 οι αντίστοιχες τιμές των πλατών των ρηγμάτων είναι 8km - 10km - 13km - 16km - 20km. Παρατηρούμε, δηλαδή, ότι ακόμα και των μεγαλύτερων επιφανειακών σεισμών του ελληνικού χώρου και των γύρω περιοχών (M_s ~ 7,5) τα πλάτη των ρηγμάτων δεν υπερβαίνουν τα 20km. Από το αποτέλεσμα αυτό και από το γεγονός ότι κατά τη γένεση όλων των μεγάλων επιφανειακών σεισμών του ελληνικού χώρου παρατηρείται επιφανειακό ίχνος του σεισμογόνου ρήγματος, δηλαδή, ότι τα ρήγματα φτάνουν μέχρι την επιφάνεια της Γης (Papazachos et al. 1979, 1981, 1988) προκύπτει ότι οι σεισμικές διαρρήξεις στο χώρο αυτό πραγματοποιούνται αποκλειστικά σχεδόν μέσα στο επιφανειακό ιζηματογενές στρώμα και μέσα στο γρανιτικό στρώμα του φλοιού, αφού το συνολικό πάχος αυτών των δύο στρωμάτων δεν υπερβαίνει τα 25km στο χώρο αυτό (Παναγιωτόπουλος 1984, Panagiotopoulos and Papazachos 1985).

4. Σχέση μεταξύ της Μετάθεσης στην Εστία και του Μεγέθους των Σεισμών στον Ελληνικό Χώρο και τις γύρω Περιοχές.

Γνωστές μεταθέσεις στη σεισμική εστία υπάρχουν για 15 επιφανειακούς σεισμούς του ελληνικού χώρου και των γύρω περιοχών οι οποίοι έγιναν κατά το χρονικό διάστημα 1861-1986 και είχαν μεγέθη μεταξύ 6,0 και 7,6. Εκτός από τρεις περιπτώσεις κατά τις οποίες η μετάθεση υπολογίσθηκε με ανάλυση σειсмоγραμμάτων (Kulhanek and Meyer 1983, Kiratzi et al. 1989) σε όλες τις άλλες περιπτώσεις η μετάθεση αυτή καθορίσθηκε με απευθείας παρατήρηση στη φύση της επιφανειακής εκδήλωσης του σεισμογόνου ρήγματος (Schmidt 1867, Μαραβελάκης 1933, Richter 1958, Papazachos et al. 1981, Kudo 1983, Ambraseys 1988, Papazachos et al. 1988).

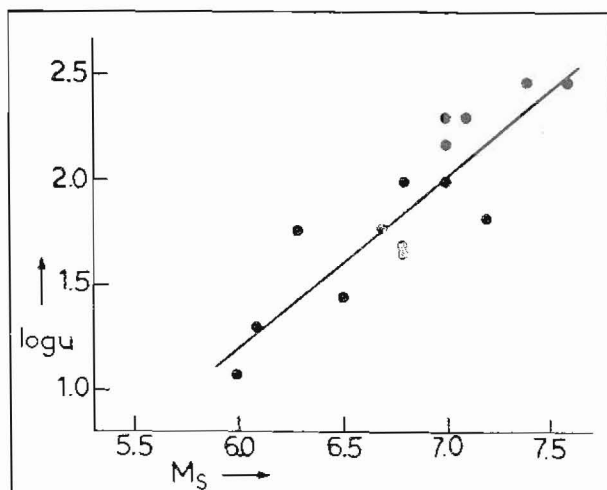
Στο σχήμα (4) έχουν χαρτογραφηθεί οι λογάριθμοι των μεταθέσεων, u (σε cm) σε συνάρτηση με τα αντίστοιχα μεγέθη, M_s, των σεισμών και με εφαρμογή της μεθόδου των ελαχίστων τετραγώνων προέκυψε η σχέση:

$$\log u = 0,82M_s - 3,71 \quad (9)$$

Από τη σχέση αυτή προκύπτει για μεγέθη 5,5- 6,0- 6,5- 7,0- 7,5 οι αντίστοιχες τιμές μεταθέσεων είναι 6cm - 17cm - 42cm - 107cm - 275cm.

Αφού γνωρίζουμε τη σχέση, (7), μεταξύ της επιφάνειας του ρήγματος και του μεγέθους του σεισμού και τη σχέση, (9), μεταξύ της μετάθεσης στην εστία και του μεγέθους του σεισμού, μπορούμε, με εφαρμογή του τύπου (2), να καθορίσουμε εμπειρική σχέση μεταξύ του μεγέθους και της σεισμικής ροής για σεισμούς του ελληνικού χώρου και των γύρω περιοχών. θεωρώντας ότι $\mu = 3,10^{11}$ dyn/cm² βρίσκουμε ότι:

$$M_s = \frac{\log M_0 - 15,8}{1,5} \quad (10)$$



Σχ.4. Σχέση μεταξύ της μετάθεσης στην εστία, u (σε cm) και του επιφανειακού μεγέθους, M_s , για σεισμούς του ελληνικού χώρου και των γύρω περιοχών.

Η σχέση αυτή η οποία προέκυψε αποκλειστικά από στοιχεία του ελληνικού χώρου και των γύρω περιοχών και με εντελώς ανεξάρτητη μέθοδο, βρίσκεται σε εξαιρετική συμφωνία με τη διεθνώς αποδεκτή σχέση (1). Η σχέση αυτή μπορεί να χρησιμοποιείται για τον υπολογισμό του επιφανειακού μεγέθους των σεισμών του ελληνικού χώρου όταν είναι γνωστή η σεισμική ροπή.

Βιβλιογραφία

- Aki, K. Generation and propagation of G waves from the Niigata earthquake of June 16, 1964. "Bull. Earthq. Res. Inst. Univ. Tokyo", 44, 23-28, 1966.
- Ambraseys, N.N., Engineering Seismology. "Earthquake Engineering and Structural Dynamics", 17, 1-105, 1988.
- Boore, D., Sims, J., Kanamori, H., and Harding, S. The Montenegro, Yugoslavia, earthquake of April 5, 1979: source orientation and strength. "Phys. Earth and Planet. Int.", 27, 133- 142, 1981.

- Jackson, J., Gagnepain, J., Houseman, G., King, G., Papadimitriou, P., Soufleris, C. and Virieux, J. Seismicity, normal faulting and the geomorphological development of the gulf of Corinth (Greece): The Corinth earthquake of February and March 1981. "Earth Planet. Sci. Lett.", 377-397, 1982.
- Kanamori, H. The energy release in great earthquakes. "J. Geophys. Res.", 82, 2981-2987, 1977.
- Kim, W., Kulhanek, O. and Meyer, K. Source processes of the 1981 Gulf of Corinth earthquake sequence from body-wave analysis "Bull. Seism. Soc. Am.", 74, 459-477, 1984.
- Kiratzí, A.A. and Papazachos, B.C. Magnitude scales for earthquakes in Greece. "Bull. Seism. Soc. Am.", 74, 969-985, 1984.
- Κυρατζή, Α. Κλίμακες μεγεθών των σεισμών στον ευρύτερο χώρο του Αιγαίου. "Διδακτ. Διατριβή, Αριστοτέλειο Πανεπ. Θεσσαλονίκης", σελ. 189, 1984.
- Kiratzí, A., Karakaisis, G., Papadimitriou, E. and Papazachos B. Seismic source parameter relations for earthquakes in Greece. "Pageoph", 123, 27-41, 1985.
- Kiratzí, A., and Langston, Ch. Moment tensor inversion of the January 17, 1983 Kefallinia event: Ionia islands (Greece). "Public. Geophys. Lab., Univ. of Thessaloniki", 2, 1-15, 1988.
- Kiratzí, A.A., Wagner, Gr. D. and Langston, Ch. A. Source parameters of some large earthquakes in northern Aegean determined by body wave inversion. "Public. Geophys. Lab. Univ. of Thessaloniki", 1, 1-15, 1989.
- Kociaj, S. The main characteristics of the focus of the April 15, 1979 earthquake derived from instrumental data. "The Earthquake of April 15, 1979 and the elimination of its consequences, Symposium, Shkodra, April 4-5, 1980" 69-91, 1980.
- Kudo, K. Seismic source characteristics of recent major earthquakes in Turkey. In: Y. Ohta (editor) "A Comprehensive Study on Earthquake Disasters in Turkey in view of Seismic Risk Reduction, Department of Architectural Engineering, Faculty of Engineering, Hokkaido University, Sapporo, Japan", 23-66, 1983.
- Kulhanek, O. and Meyer, K. Spectral study of the June 20, 1978 Thessaloniki earthquake. "The Thessaloniki, Northern Greece Earthquake of June 20, 1978 and its Seismic Sequence, Technical Chamber of Greece, Section of Central Macedonia, In B.C. Papazachos and P. G. Carydis (editors) 187-199, 1983.
- North, C. Seismic slip rates in the Mediterranean and Middle East. "Nature", 252, 560-563, 1974.
- Μαραβελάκις, Τ. Μ. Οι γεωλογικοί και μακροσεισμικοί χαρακτήρες των σεισμών της Χαλκιδικής, 1-33, Θεσσαλονίκη, 1933.
- Παναγιωτόπουλος, Δ. Καμπύλες χρόνων διαδρομής και δομή του φλοιού στο νότιο Βαλκανικό χώρο. "Διδακτ. Διατριβή", Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης, σελ. 173, 1984.
- Panagiotopoulos, D.G. and Papazachos, B.C. Travel times of Pn waves in the Aegean and surrounding area. "Geophys. J.R. astr. Soc.", 80, 165-176, 1985.

- Papazachos, B., Kiratzi, A., Karacostas, B., Panagiotopoulos, D., Scordilis, E. and Mountrakis, D. Surface traces, fault plane solution and spatial distribution of the aftershocks of the - September 13, 1986 earthquake of Kalamata: (southern Greece). "Pageoph", 126, 55-68, 1988.
- Papazachos, B. C. and Vasilicou, A. Studies on the magnitudes of earthquakes. "Progress Report in Seismology and Physics of the Earth's Interior, 1964-1966", 17-18, 1966.
- Papazachos, B.C. and Comninakis, P.E. Geophysical and tectonic features of the Aegean arc. "J.Geophys. Res.", 76, 8517-8533, 1971.
- Papazachos, B. C. Mountrakis, D., Psilovikos, A. and Leventakis, G. Surface fault traces and fault plane solutions of the May-June 1978 major shocks in the Thessaloniki area. "Tectonophysics", 53, 171-183, 1979.
- Papazachos, B.C., Comninakis, P.E. Mountrakis, D.M., and Pavlides, S.B. Preliminary results of an investigation of the February-March 1981 Alkyonides gulf (Greece) earthquakes." Proc. Intern. Symp. Hellenic Arc and Trench, Athens, April 1981", 2, 47-87, 1981.
- Prochaskova, D. Determination of source parameters of some European earthquakes on the basis of records of seismic station Kasperske Hory." Travaux de l' Institut Geophysique de l' Academie Checoslovaque des Sciences", 27, 137-147, 1979.
- Richter, C.F. An insrtumental earthquake magnitude scale. "Bull. Seism. Soc. Am.", 25, 1-32, 1935.
- Richter, C.F. Elementary Seismology. "Freeman, San Francisco, California", 768pp., 1958.
- Schmidt, J.F. Πραγματεία περί του γενομένου σεισμού του 1861 του Δεκεμβρίου 26η, 1-52, Αθήνα, 1897.
- Scordilis, E., Karakaisis, G., Karacostas, B., Panagiotopoulos D., Comninakis, P. and Papazachos, B. Evidence for transform faulting in the Ionian sea: the Cephalonia island earthquake sequence of 1983. "Pageoph", 123, 388-397, 1985.
- Soufleris, C. and Stewart, G. A. source study of Thessaloniki (N. Greece) 1978 earthquake sequence "Geophys. J. R. astr. Soc.", 67, 343-358, 1981.
- Stavarakakis, G., Tsolentis, A., and Drakopoulos, J. Iterative deconvolution of teleseismic P waves from the Thessaloniki (N. Greece) earthquake of June 20, 1978."