

ΠΑΝΕΠΙΣΤΗΜΙΟ ΑΘΗΝΩΝ
ΤΟΜΕΑΣ ΓΕΩΦΥΣΙΚΗΣ

ΟΡΓΑΝΙΣΜΟΣ Α. ΤΙΣΕΙΣΜΩΝ ΚΑΙ ΣΧΕΔΙΑΣΜΟΥ & ΠΡΟΣΤΑΣΙΑΣ (Ο. Α. Σ. Π.)	
ΑΡΙΘΜ. ΠΡΩΤ.	2184
ΗΜΕΡΟΜΗΝΙΑ	21-12-87

ΠΡΟΒΛΕΨΗ ΚΑΙ ΕΡΜΗΝΕΙΑ ΣΤΟΙΧΕΙΩΝ ΜΑΚΡΟΣΕΙΣΜΙΚΟΥ ΠΕΔΙΟΥ ΠΕΡΙΟ-
ΧΗ ΟΙΚΙΣΤΙΚΟΥ ΕΛΕΓΧΟΥ (Ζ.Ο.Ε) ΚΑΛΑΜΑΤΑΣ ΚΑΙ ΟΙΚΙΣΜΩΝ ΠΡΟΓΡΑΜ-
ΜΑΤΟΣ ΟΡΙΟΘΕΤΗΣΗΣ ΚΑΙ ΠΟΛΕΟΔΟΜΗΣΗΣ ΧΩΡΙΩΝ

ΤΕΛΙΚΗ ΕΚΘΕΣΗ

ΑΘΗΝΑ, ΔΕΚΕΜΒΡΙΟΣ 1987

Π Ε Ρ Ι Ε Χ Ο Μ Ε Ν Α

1. ΠΡΟΣΔΙΟΡΙΣΜΟΣ ΜΟΝΤΕΛΟΥ ΠΑΡΑΜΟΡΦΩΣΗΣ ΤΟΥ ΕΠΙΠΕΔΟΥ ΤΟΥ
ΡΗΓΜΑΤΟΣ ΚΑΙ ΘΕΩΡΗΤΙΚΟΣ ΥΠΟΛΟΓΙΣΜΟΣ ΤΗΣ ΜΕΤΑΤΟΠΙΣΗΣ
ΑΛΜΑΤΟΣ ΚΑΙ ΠΑΡΑΜΟΡΦΩΣΗΣ 2
2. ΜΑΚΡΟΣΕΙΣΜΙΚΑ ΣΤΟΙΧΕΙΑ ΤΗΣ ΕΥΡΥΤΕΡΗΣ ΠΕΡΙΟΧΗΣ ΚΑΛΑΜΑΤΑΣ 21
3. ΚΩΔΙΚΟΠΟΙΗΣΗ ΤΩΝ ΓΕΩΛΟΓΙΚΩΝ ΣΧΗΜΑΤΙΣΜΩΝ 51
4. ΠΑΡΑΡΤΗΜΑΤΑ

ΠΡΟΛΟΓΟΣ

Το παρόν ερευνητικό πρόγραμμα ανατέθηκε από τον ΟΑΣΠ στον Τομέα Γεωφυσικής του Πανεπιστημίου Αθηνών και έγινε σε συνεργασία με τη Δ/νση Γ8 του ΥΠΕΧΩΔΕ .

Σκοπός του προγράμματος ήταν ο θεωρητικός προσδιορισμός της κατανομής των μετατοπίσεων , κλίσεων και παραμοφώσεων στο επίπεδο του ρήγματος του σεισμού της Καλαμάτας στις 13 Σεπτεμβρίου 1986 , καθώς και η πληρέστερη ανάλυση των μακροσεισμικών δεδομένων της ευρύτερης περιοχής.

Τα αποτελέσματα του παρόντος προγράμματος πιστεύεται ότι θα συμβάλλουν σε συνδυασμό με τα αντίστοιχα άλλων ερευνητικών προγραμμάτων στον πολεοδομικό και χωροταξικό σχεδιασμό της ζώνης οικιστικού ελέγχου και στην πολεοδόμηση των χωριών της ευρύτερης περιοχής της Καλαμάτας .

Στο ερευνητικό πρόγραμμα συμμετείχαν οι :

Μαιρόπουλος Κων. Επ. Καθηγ. του Τομέα Γεωφυσικής του Παν/-
μίου Αθηνών (επιστημ.υπεύθυνος του Προ -
γράμματος)

Σταυρακάκης Γιώρ. Δρ. Σεισμολόγος

Σταμέλου Ιφιγ. Δρ. Σεισμολόγος (Δ/νση Γ8 του ΥΠΕΧΩΔΕ)

Ιωαννίδου Ελ. , Σεισμολόγος Μ.Α. (Δ/νση Γ8 του ΥΠΕΧΩΔΕ

Βαλαδάκη Αικατ. Γεωλόγος Μ.Α. (Δ/νση Γ8 του ΥΠΕΧΩΔΕ)

1. ΠΡΟΣΔΙΟΡΙΣΜΟΣ ΜΟΝΤΕΛΟΥ ΠΑΡΑΜΟΡΦΩΣΗΣ ΤΟΥ ΕΠΙΠΕΔΟΥ ΤΟΥ
ΡΗΓΜΑΤΟΣ ΚΑΙ ΘΕΩΡΗΤΙΚΟΣ ΥΠΟΛΟΓΙΣΜΟΣ ΤΗΣ ΜΕΤΑΤΟΠΙΣΗΣ
ΑΛΜΑΤΟΣ ΚΑΙ ΠΑΡΑΜΟΡΦΩΣΗΣ

1.1. Ε ι σ α γ ω γ ή

Σκοπός του παρόντος ερευνητικού προγράμματος είναι η ανάπτυξη θεωρητικού υπολογισμού της μετατόπισης και των παραμορφώσεων στο επίπεδο του ρήγματος και η εφαρμογή του στο σεισμό της Καλαμάτας της 13 Σεπτεμβρίου, 1986. Το μοντέλο μετατόπισης βασίστηκε στη φασματική ανάλυση των καταγραφών του σεισμού της Καλαμάτας σε πολύ μακρινές αποστάσεις, μεγαλύτερες των 4000km, ενώ το μοντέλο των παραμορφώσεων αναπτύχθηκε με βάση τη σύγχρονη θεωρία της σεισμικής πηγής (fault models) που ερμηνεύει το πεδίο παραμορφώσεων που αναμένεται από διάφορους τύπους ρηγμάτων (strike-slip ή dip-slip).

1.2. ΜΟΝΤΕΛΟ ΥΠΟΛΟΓΙΣΜΟΥ ΤΗΣ ΜΕΤΑΤΟΠΙΣΗΣ ΣΤΟ ΕΠΙΠΕΔΟ ΤΟΥ
ΡΗΓΜΑΤΟΣ

Όπως είναι γνωστό, η φύση των εδαφικών σεισμικών κινήσεων σε μία περιοχή εξαρτάται τόσο από τα χαρακτηριστικά της διάρρηξης, όσο και από τα χαρακτηριστικά του δρόμου διαδρομής των σεισμικών ακτίνων από τη σεισμική εστία μέχρι το σημείο παρατήρησης. Η παρατηρούμενη ένταση των εδαφικών παραμέτρων όπως της εδαφικής επιτάχυνσης, ταχύτητας και μετατόπισης σε διάφορες θέσεις από το επίπεδο του ρήγματος εξαρτάται, εκτός των άλλων, και από το μέγεθος της σχετικής μετατόπισης που γίνεται στο επίπεδο του ρήγματος. Επίσης, οι παρατηρούμενες επιφανειακές διαρρήξεις εξαρτώνται κύρια από την τάξη μεγέθους της σχετικής μετατόπισης του ρήγματος.

Επομένως ο υπολογισμός της είναι καθοριστικής σημασίας για την ερμηνεία τόσο των ισχυρών εδαφικών δονήσεων, όσο και για την ερμηνεία των επιφανειακών διαρρήξεων που παρατηρούνται στην περίπτωση επιφανειακού, ισχυρού σεισμού, όπως της Καλαμάτας στις 13 Σεπτεμβρίου, 1986.

Knopoff (1958) απέδειξε ότι η μετατόπιση σε περίπτωση

strike-slip-ρήγματος, δίνεται από τη σχέση

$$U = U_0 \{ K / \sqrt{1+(x/d)^2} - x/d \}$$

όπου U_0 είναι η μετατόπιση που έχει παρατηρηθεί στην επιφάνεια του εδαφούς, K είναι σταθερά, x , είναι η απόσταση από τη διεύθυνση του ρήγματος και d η μετατόπιση που έχει γίνει στο επίπεδο του ρήγματος.

Η παραπάνω σχέση μπορεί να εφαρμοσθεί για τον υπολογισμό της παραμέτρου d μόνο όταν είναι γνωστή η επιφανειακή μετατόπιση και υπό την προϋπόθεση ότι είναι γνωστή η απόσβεση ή ενίσχυση της από το ρήγμα στην επιφάνεια. Επειδή οι παραπάνω προϋποθέσεις σπάνια εκπληρούνται, ο υπολογισμός της μετατόπισης στο επίπεδο του ρήγματος γίνεται, συνήθως, με βάση τα φασματικά χαρακτηριστικά της εδαφικής κίνησης. Η μέθοδος αυτή εφαρμόστηκε και για το σεισμό της Καλαμάτας, χρησιμοποιώντας το φασματικό μοντέλο Brune (1970), όπως διορθώθηκε από τον ίδιο (Brune, 1971).

Σύμφωνα με το μοντέλο αυτό, το φάσμα των σεισμών, που προκύπτει από την ανάλυση και επεξεργασία των εγγραφών σε πολύ μακρινές αποστάσεις, παρουσιάζει δύο βασικά χαρακτηριστικά.

Πρώτον, σε πολύ χαμηλές συχνότητες το φάσμα μετατόπισης είναι σχεδόν σταθερό μέχρι μιά ορισμένη συχνότητα f_0 , και η συχνότητα αυτή ορίζεται σαν "συχνότητα κορυφής". Για συχνότητες μεγαλύτερες της συχνότητας κορυφής, το φάσμα ελατώνεται σύμφωνα με το νόμο $f^{-\gamma}$ όπου $\gamma > 1.5$.

Τα περισσότερα μοντέλα που έχουν προταθεί μέχρι σήμερα (Keilis-Borok, 1959; Burridge and Knopoff, 1964, Aki, 1960) προτείνουν ότι το σταθερό επίπεδο του φάσματος μετατόπισης είναι ανάλογο της σεισμικής ροπής M_0 , ενώ η συχνότητα κορυφής είναι αντίστροφα ανάλογη των διαστάσεων της σεισμικής ροπής.

Ετσι, σύμφωνα με το μοντέλο Keilis-Borok (1960), η σεισμική ροπή δίνεται από τη σχέση:

$$M_0(S) = \frac{\Omega_0(S)}{R_{\theta\phi}(S)} 4\pi \cdot G(\Delta) \beta^3 k \quad (2)$$

όπου $\Omega_0(S)$ είναι το σταθερό πλάτος που εμφανίζεται σε χαμηλές συχνότητες στο φάσμα μετατοπίσεων,
 ρ η πυκνότητα του υλικού του επιπέδου του ρήγματος
 $G(\Delta)$ είναι ο γεωμετρικός παράγοντας εξασθένησης
 β η ταχύτητα των εγκαρσίων κυμάτων
 k είναι μία σταθερά που λαμβάνει υπόψη της φαινόμενα ανάκλασης στην ελεύθερη επιφάνεια του σεισμολογικού σταθμού παρατήρησης και
 $R_{\theta\phi}(S)$ είναι ο συντελεστής που σχετίζεται με τον τρόπο ακτινοβολίας των σεισμικών κυμάτων.

Οι Hanks και Wyss (1972) πρότειναν, ότι το παραπάνω μοντέλο μπορεί να επεκταθεί και να ισχύει ακριβώς το αντίστοιχο και για τα διαμήκη κύματα, δηλαδή:

$$M_0(P) = \frac{\Omega_0(P)}{R_{\theta\phi}(P)} \cdot 4\pi\rho a^3 G(\Delta) k \quad (3)$$

όπου $\Omega_0(P)$ είναι το σταθερό πλάτος που παρουσιάζει το φάσμα μετατόπισης των P-κυμάτων

$R_{\theta\phi}(P)$ είναι συντελεστής που σχετίζεται με τον τρόπο ακτινοβολίας των P-κυμάτων από τη σεισμική εστία.

Οι ίδιοι ερευνητές προτείνουν:

$$r(S) = \frac{2.34}{2\pi f_0(S)} \quad (4) \quad \text{και} \quad r(P) = \frac{2.34a}{2\pi f_0(P)} \quad (5)$$

όπου $r(S)$, $r(P)$ είναι οι ακτίνες του θεωρούμενου κυκλικού σεισμικού μοντέλου όπως προκύπτει με την χρήση των S- και P-κυμάτων, αντίστοιχα a , και β είναι οι ταχύτητες διάδοσης των P- και S-κυμάτων και $f_0(S)$, $f_0(P)$ οι χαρακτηριστικές συχνότητες κορυφής που παρουσιάζουν τα φάσματα μετατόπισης των S- και P-κυμάτων, αντίστοιχα. Σύμφωνα με το μοντέλο Brune, με βάση τη σεισμική ροπή και τις διαστάσεις του ρήγματος είναι δυνατόν να υπολογισθεί η μέση σχετική μετατόπιση στο επίπεδο του ρήγματος από τη σχέση

$$\bar{U} = \frac{M_0(P)}{\mu\pi r^2(P)} \quad (6)$$

όπου $\mu = 3 \times 10^{11}$ dyne/cm² η ακαμψία του υλικού του επιπέδου του ρήγματος.

Η παραπάνω σχέση χρησιμοποιήθηκε στο παρόν ερευνητικό πρόγραμμα, για το θεωρητικό υπολογισμό της σχετικής μετατόπισης του ρήγματος στην περίπτωση του σεισμού της Καλαμάτας, όπως αναλυτικά περιγράφεται στην παράγραφο που ακολουθεί.

1.3. ΕΦΑΡΜΟΓΗ ΤΟΥ ΜΟΝΤΕΛΟΥ ΓΙΑ ΤΟ ΣΕΙΣΜΟ ΤΗΣ ΚΑΛΑΜΑΤΑΣ ΤΗΣ 13 ΣΕΠΤΕΜΒΡΙΟΥ, 1986

Το μοντέλο που περιγράφηκε στην προηγούμενη παράγραφο εφαρμόστηκε στο σεισμό της Καλαμάτας της 13ης Σεπτεμβρίου, 1986, με σκοπό τον υπολογισμό της σεισμικής ροπής και των διαστάσεων της σεισμικής πηγής για τον υπολογισμό της σχετικής μετατόπισης στο επίπεδο του ρήγματος.

Συγκεντρώθηκαν και ψηφιοποιήθηκαν σειсмоγραφήματα μεγάλης περιόδου του Διεθνούς Σεισμολογικού Δικτύου (WWSSN) για τον υπολογισμό των φασμάτων μετατόπισης σε κάθε σεισμολογικό σταθμό.

Η επιλογή των σταθμών που χρησιμοποιήθηκαν στην ανάλυση έγινε με βάση την επικεντρική τους απόσταση. Συγκεκριμένα, επιλέχθηκαν σταθμοί με επικεντρική απόσταση μεγαλύτερη των 35° ($\sim 3885\text{km}$) και μικρότερη των 80° ($\sim 8888\text{km}$), Για κάθε σεισμολογικό σταθμό υπολογίσθηκαν οι παράμετροι που φαίνονται στον πίνακα 1.3.1, όπου Δ είναι η επικεντρική απόσταση σε μοίρες, AZE το αζιμούθιο του επικέντρου, AZS είναι το αζιμούθιο του σταθμού, i_0 είναι η γωνία ανάδυσης των σεισμικών ακτίνων, i_h η γωνία πρόσπτωσης των ακτίνων στο σταθμό και $G(\Delta)$ είναι ο συντελεστής γεωμετρικής απόσβεσης.

Τα φάσματα υπολογίσθηκαν με τη μέθοδο FFT και έγινε διόρθωσή τους ως προς την απόκριση του οργάνου σύμφωνα με τη χαρακτηριστική καμπύλη απόκρισής τους και ως προς τον τρόπο διάδοσης της ακτινοβολίας από τη σεισμική εστία. Για το σεισμό της Καλαμάτας (κανονική διάρρηξη) θεωρήθηκε ο συντελεστής $R_{\theta\phi}(P)$ ίσος με 0.62 σαν μέση τιμή (Fletcher, 1980).

Τα φάσματα διορθώθηκαν επίσης ως προς το συντελεστή ανελαστικής απόσβεσης Q . Τονίζεται ιδιαίτερα ότι η διόρθωση αυτή δεν

επηρεάζει ουσιαστικά τόσο τη μορφή, όσο και τις χαρακτηριστικές παραμέτρους (γωνία κορυφής, σταθερό φασματικό πεδίο) στις χαμηλές συχνότητες. Έχει όμως σημαντική επίδραση στη μορφή του φάσματος στις υψηλές συχνότητες. Πάντως, από σύγχρονες μελέτες έχει προκύψει ότι ο συντελεστής Q έχει άμεση εξάρτηση από τη συχνότητα και η ακριβής του επίδραση στη μορφή των φασμάτων δεν έχει ακόμα προσδιορισθεί.

Για την περίπτωση του σεισμού της Καλαμάτας στις 13 Σεπτεμβρίου, 1986, θεωρήθηκαν οι παρακάτω παράμετροι:

Πυκνότητα του υλικού του επιπέδου του ρήγματος $\rho = 3.0 \text{ gr/cm}^3$
 Ταχύτητα διάδοσης των P-κυμάτων στην εστία $P = 6.8 \text{ km/sec}$
 " " " " " " $S = 3.5 \text{ km/sec}$
 Συντελεστής ανάκλασης στην ελεύθερη επιφάνεια, $k = 0.5$

Π Ι Ν Α Κ Α Σ 1.3.1.: ΠΑΡΑΜΕΤΡΟΙ ΣΕΙΣΜΟΛΟΓΙΚΩΝ ΣΤΑΘΜΩΝ ΚΑΙ ΣΕΙΣΜΙΚΩΝ ΑΚΤΙΝΩΝ ΓΙΑ ΤΟ ΣΕΙΣΜΟ ΤΗΣ ΚΑΛΑΜΑΤΑΣ (13 Σεπτ., 1986)

STATION CODE	Δ (°)	AZE (°)	AZS (°)	i_o (°)	i_h (°)	G(Δ) km
HKC	78.28	70.80	305.40	18.70	22.6	10697
GRM	70.45	176.10	356.30	20.80	25.1	9876
WES	68.30	307.40	59.00	21.40	25.9	9642
AQU	36.88	333.70	120.8	30.10	36.8	6236
QUE	37.55	87.03	292.74	29.90	36.5	6315

Με βάσει τις παραπάνω παραμέτρους και τα στοιχεία του πίνακα 1.3.1. υπολογίσθηκαν τα φάσματα μετατόπισης για κάθε ένα σεισμολογικό σταθμό που χρησιμοποιήθηκε στην ανάλυση.

Τα αποτελέσματα φαίνονται στο σχήμα 1.3.1. τα φάσματα χωρίς διόρθωση ως προς το συντελεστή απορρόφησης και στο σχήμα 1.3.2. με διόρθωση ως προς Q .

Από τη μορφή των φασμάτων υπολογίσθηκαν, η γωνία κορυφής (corner frequency) και το σταθερό φασματικό επίπεδο χαμηλών συχνοτήτων (low-frequency constant level). Με βάση τις τιμές

αυτές και το μοντέλο που αναπτύχθηκε σε προηγούμενη παράγραφο υπολογίσθηκαν η σεισμική ροπή $M_0(P)$, οι διαστάσεις της σεισμικής εστίας $r(P)$ και η σχετική μετατόπιση στο επίπεδο του ρήγματος. Τα αποτελέσματα φαίνονται στον πίνακα 1.3.2 για όλους τους σεισμολογικούς σταθμούς που χρησιμοποιήθηκαν στην ανάλυση.

Από τα αποτελέσματα προκύπτει ότι η μέση τιμή της σχετικής μετατόπισης του ρήγματος που προκάλεσε τον ισχυρό σεισμό της Καλαμάτας στις 13 Σεπτεμβρίου 1986, ήταν της τάξης των 56 cm. Τα αποτελέσματα αυτά συμφωνούν με τις παρατηρήσεις πεδίου καθώς επίσης και με τα αποτελέσματα άλλων ερευνητών.

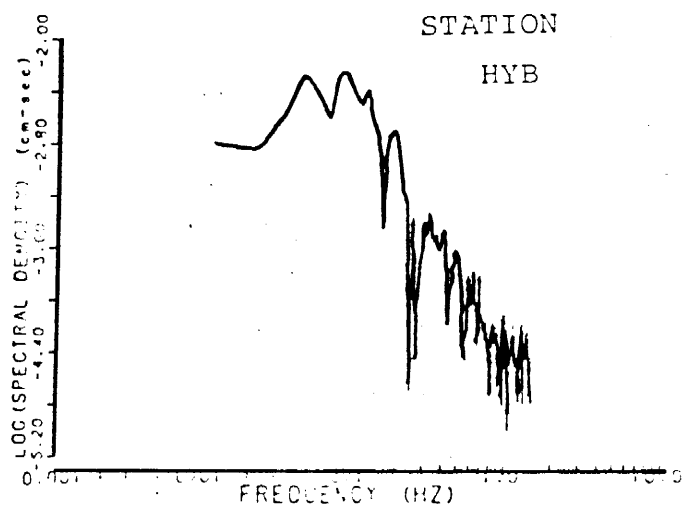
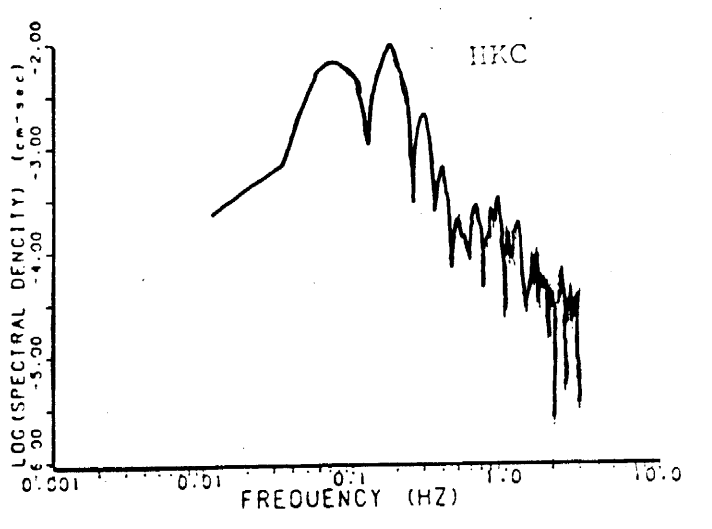
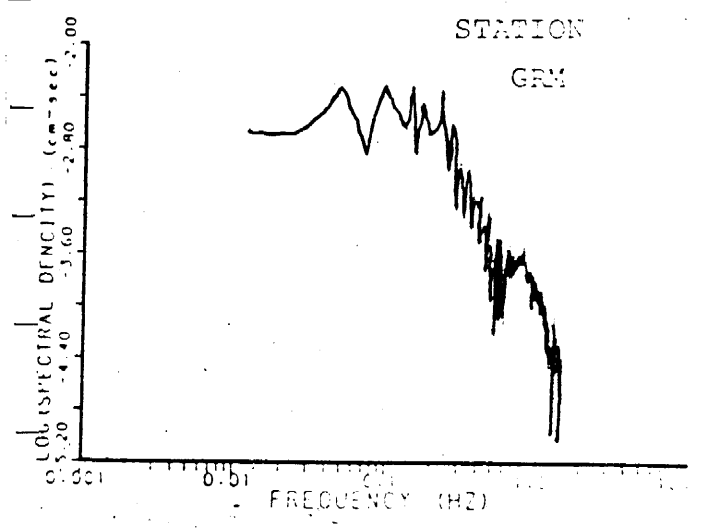
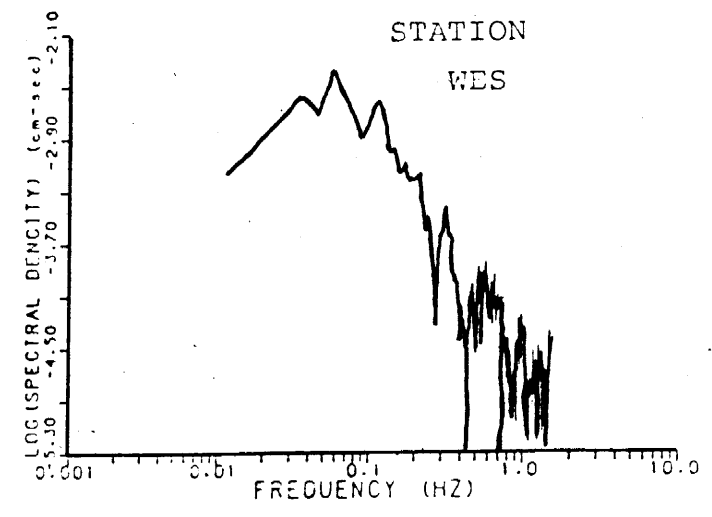
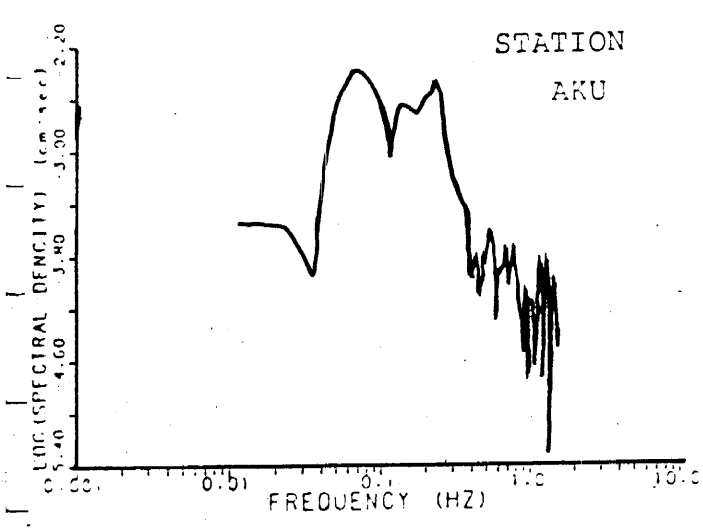
Π Ι Ν Α Κ Α Σ 1.3.2. ΦΑΣΜΑΤΙΚΕΣ ΠΑΡΑΜΕΤΡΟΙ ΚΑΙ ΧΑΡΑΚΤΗΡΙΣΤΙΚΕΣ ΠΑΡΑΜΕΤΡΟΙ ΣΕΙΣΜΙΚΗΣ ΠΗΓΗΣ ΤΟΥ ΣΕΙΣΜΟΥ ΤΗΣ ΚΑΛΑΜΑΤΑΣ ΤΗΣ 13 ΣΕΠΤ., 1986

STATION CODE	$f_0(P)$ (HZ)	$\omega_0(P)$ cm-sec	$M_0(P) \times 10^{25}$ dyne-cm	$r(P)$ (km)	U (cm)
HKC	0.22	0.0024	2.98	11.51	74.98
GRM	0.20	0.0028	3.28	12.67	68.10
WES	0.17	0.0012	1.34	14.90	20.12
AQU	0.26	0.0025	1.81	9.74	63.60
HYB	0.18	0.0044	3.22	14.07	54.21

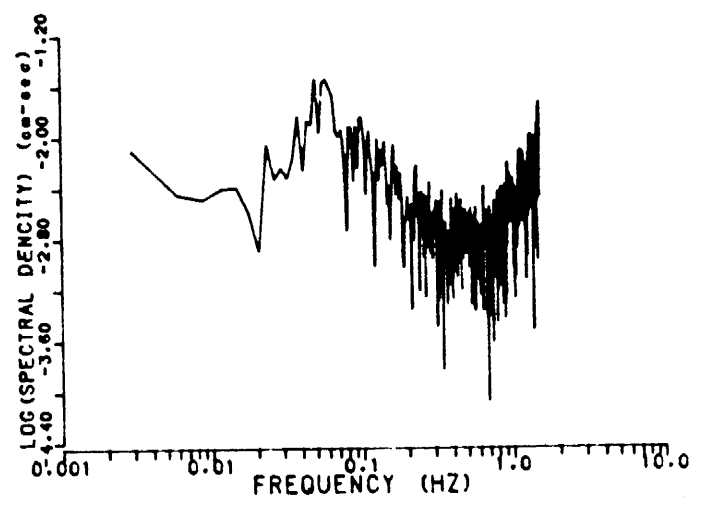
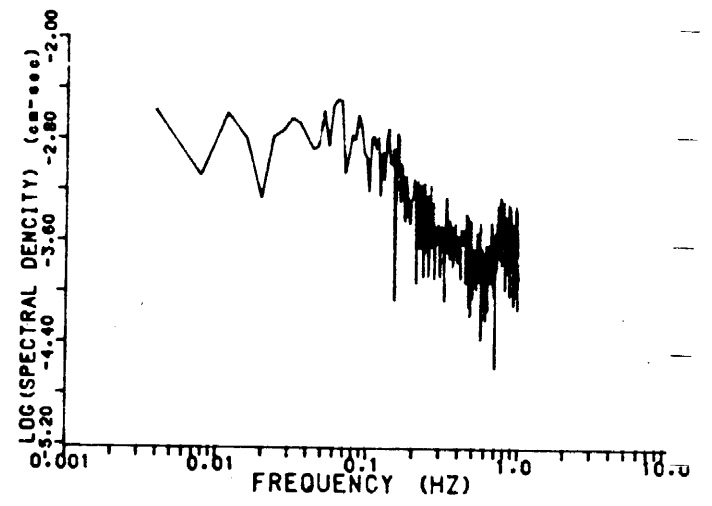
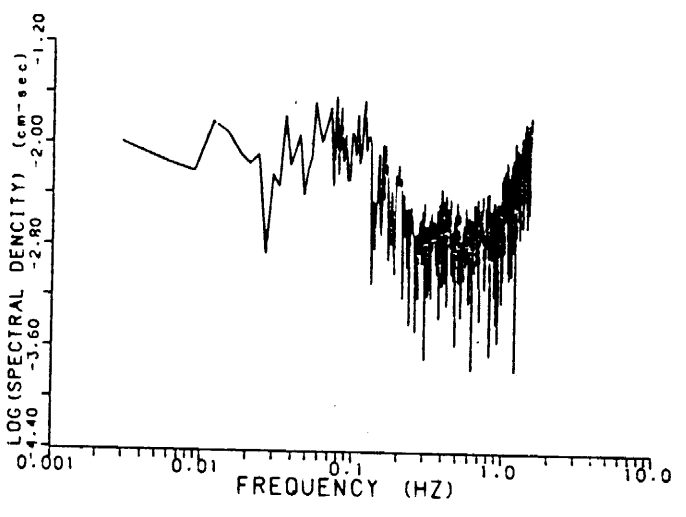
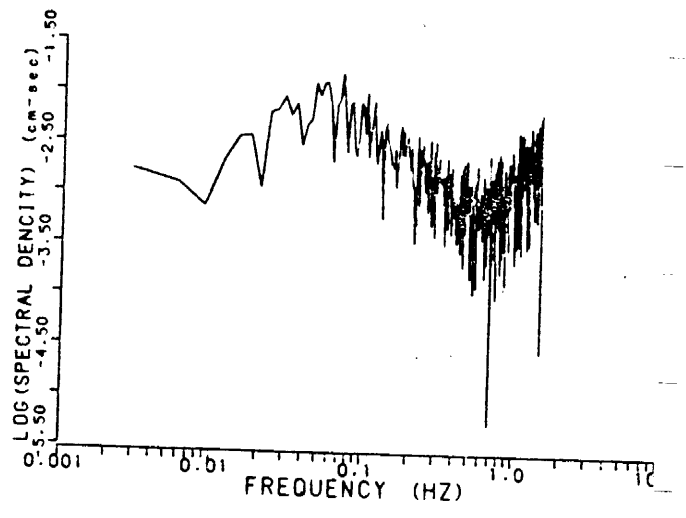
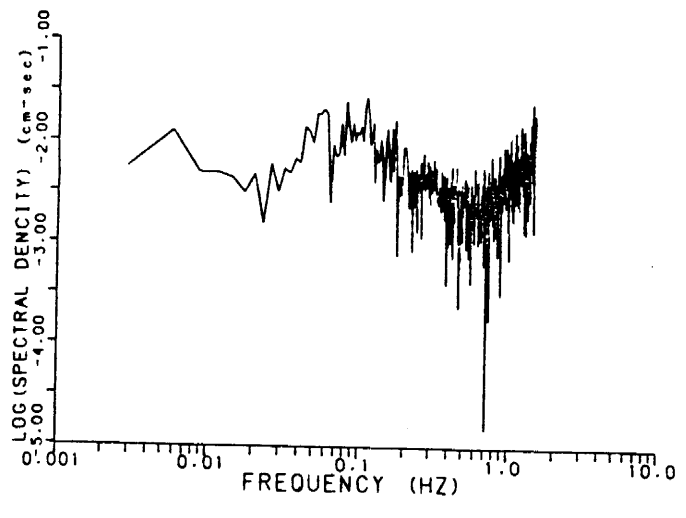
1.4. ΜΟΝΤΕΛΟ ΠΑΡΑΜΟΡΦΩΣΗΣ (DISPLACEMENT, TILTS-STRAIN) ΜΕ ΒΑΣΗ ΤΟ ΜΗΧΑΝΙΣΜΟ ΓΕΝΕΣΗΣ ΤΟΥ ΣΕΙΣΜΟΥ ΤΗΣ ΚΑΛΑΜΑΤΑΣ

1. .1. Εισαγωγή

Στην παράγραφο που ακολουθεί γίνεται ο υπολογισμός της παραμόρφωσης του επιπέδου του ρήγματος του σεισμού της Καλαμάτας στις 13 Σεπτεμβρίου 1986. Το μοντέλο προσδιορίστηκε με βάση τα χαρακτηριστικά του μηχανισμού γένεσης του σεισμού και συγκεκριμένα με βάση τη διεύθυνση και κλίση του επιπέδου του ρήγματος, το βάθος της σεισμικής εστίας, της σεισμικής εστίας και του μοντέλου ταχυτήτων της περιοχής.



Σχήμα 1.3.1. φάσματα πηγής χωρίς διόρθωση ως προς την απόσβεση των σεισμικών κυμάτων του σεισμού της Καλαμάτας.



Σχήμα 1.3.2. Φάσματα πηγής διορθωμένα ως προς την απόσβεση των σεισμικών

1.4.2. Θεωρητικό Μοντέλο

Το μοντέλο που αναπτύσσεται προσδιορίζει την κατανομή των μετατοπίσεων, του άλματος και της παραμόρφωσης στο επίπεδο του ρήγματος θεωρώντας τη Γη αν ένα ημι - χώρο (half-space) και τη σεισμική πηγή σαν σημειακή (point source).

Το μαθηματικό μοντέλο που χρησιμοποιήθηκε προτάθηκε από τους Sato and Matsu'ura (1974) και εφαρμόστηκε από τον Osaka στο σεισμό Hachijojima (29 Φεβρ., 1972) στην Ιαπωνία.

Το μοντέλο προϋποθέτει γνώση των παραμέτρων του επιπέδου του ρήγματος, του βάθους της σεισμικής εστίας και της σεισμικής ροπής του σεισμού. Η παραμόρφωση (strain) η κλίση (tilt), και η μετατόπιση (displacement) του επιπέδου του ρήγματος δίνονται από τις σχέσεις (1), (2), (3) για την παραμόρφωση (4) και (5) για την κλίση και (6), (7), (8) για τη μετατόπιση.

Για τη συγκεκριμένη περίπτωση του σεισμού της Καλαμάτας χρησιμοποιήθηκαν οι παρακάτω παράμετροι μηχανισμού γένεσης για το επίπεδο του ρήγματος:

γωνία κλίσης (dip angle)	= 45°
γωνία ολίσθησης (slip angle)	= -77°
Εστιακό Βάθος	= 5km
Σεισμική Ροπή	= 8.7 x 10 ²⁵ dyne-cm

Στο σχήμα 1.4.1. φαίνεται το διατμητικό μοντέλο ρήγματος και στο σχ. 1.4.2. η κατανομή των μετατοπίσεων στην επιφάνεια του εδαφούς. Τέλος στο σχήμα 1.4.3. φαίνονται τα αποτελέσματα ενός θεωρητικού μοντέλου των παραμορφώσεων, κλίσεων και μετατοπίσεων.

Για το σεισμό της Καλαμάτας, θεωρήσαμε ένα επίπεδο μήκους 5km. Με βάση το θεωρητικό μοντέλο που αναπτύχθηκε προηγουμένα, υπολογίστηκε για κάθε σημείο του κανάβου (ανά 0.20km) η παραμόρφωση, η κλίση και η μετακίνηση στο επίπεδο του ρήγματος. Για το σκοπό αυτό γράφηκε ειδικό πρόγραμμα Η/Υ υπολογισμού των παραπάνω σχέσεων.

Τα αποτελέσματα της οριζόντιας συνιστώσας U_x της μετατόπισης

φαίνονται στο σχήμα 1.4.4., της U_y στο σχήμα 1.4.5. και της U_z στο σχήμα 1.4.6.

Στο σχήμα 1.4.7. φαίνεται η οριζόντια συνιστώσα της παραμόρφωσης (E_{xx}), της E_{yy} στο σχήμα 1.4.8. και της E_{xy} στο σχήμα 1.4.9. Τέλος η κλίση (tilt) στο επίπεδο του ρήγματος φαίνεται στο σχήμα 1.4.10.

1.5. ΣΥΖΗΤΗΣΗ ΤΩΝ ΑΠΟΤΕΛΕΣΜΑΤΩΝ

(α) Με την εφαρμογή του φασματικού μοντέλου Brune στο σεισμό της Καλαμάτας υπολογίσθηκαν οι χαρακτηριστικές παράμετροι του φάσματος (συχνότητα κορυφής και σταθερό επίπεδο χαμηλών συχνοτήτων) για τον προσδιορισμό της σεισμικής ροπής και των διαστάσεων της σεισμικής πηγής και στη συνέχεια για τον υπολογισμό της σχετικής μετακίνησης στο επίπεδο του ρήγματος.

(β) Από την ανάλυση προέκυψε ότι, η μέση σεισμική ροπή ήταν περίπου 2.5×10^{25} dyne-cm. το μήκος της διάρρηξης στο επίπεδο του ρήγματος (και σε βάθος 5km) περίπου 25.2km.

Βάσει των παραπάνω τιμών της σεισμικής ροπής και του μήκους διάρρηξης προκύπτει ότι, η μέση σχετική μετατόπιση στο επίπεδο του ρήγματος ήταν περίπου 56cm.

(γ) Από την κατανομή των συνιστωσών της παραμόρφωσης (strain), της κλίσης (tilt) και της μετατόπισης (displacement) στον εστιακό χώρο, διαστάσεων $(5 \times 5) \text{ km}^2$, προκύπτει ότι η διάρρηξη ήταν έντονα ανομοιογενής. Σε ορισμένα σημεία του εστιακού χώρου οι παραπάνω συνιστώσες είναι σχεδόν μηδέν, που σημαίνει ότι δεν έγινε διάρρηξη και σε άλλα παρουσιάζουν υψηλές τιμές που σημαίνει ότι η διάρρηξη ήταν αρκετά έντονη. Τονίζεται ιδιαίτερα, ότι οι διαστάσεις του εστιακού χώρου πάρθηκαν σχετικά μικρές συγκριτικά με τις πραγματικές για να προσεγγιστεί καλύτερα το σημειακό μοντέλο που θεωρήθηκε στην ανάλυση, καθώς επίσης και για ελαχιστοποίηση του χρόνου υπολογισμού στον Η/Υ.

1.4.2. Θεωρητικό Μοντέλο

Το μοντέλο που αναπτύσσεται προσδιορίζει την κατανομή των μετατοπίσεων, του άλματος και της παραμόρφωσης στο επίπεδο του ρήγματος θεωρώντας τη Γη αν ένα ημι - χώρο (half-space) και τη σεισμική πηγή σαν σημειακή (point source).

Το μαθηματικό μοντέλο που χρησιμοποιήθηκε προτάθηκε από τους Sato and Matsu'ura (1974) και εφαρμόστηκε από τον Osaka στο σεισμό Hachijojima (29 Φεβρ., 1972) στην Ιαπωνία.

Το μοντέλο προϋποθέτει γνώση των παραμέτρων του επιπέδου του ρήγματος, του βάθους της σεισμικής εστίας και της σεισμικής ροπής του σεισμού. Η παραμόρφωση (strain) η κλίση ((tilt), και η μετατόπιση (displacement) του επιπέδου του ρήγματος δίνονται από τις σχέσεις (1), (2), (3) για την παραμόρφωση (4) και (5) για την κλίση και (6), (7), (8) για τη μετατόπιση.

Για τη συγκεκριμένη περίπτωση του σεισμού της Καλαμάτας χρησιμοποιήθηκαν οι παρακάτω παράμετροι μηχανισμού γένεσης για το επίπεδο του ρήγματος:

γωνία κλίσης (dip angle)	= 45°
γωνία ολίσθησης (slip angle)	= -77°
Εστιακό Βάθος	= 5km
Σεισμική Ροπή	= 8.7 x 10 ²⁵ dyne-cm

Στο σχήμα 1.4.1. φαίνεται το διατμητικό μοντέλο ρήγματος και στο σχ. 1.4.2. η κατανομή των μετατοπίσεων στην επιφάνεια του εδαφους. Τέλος στο σχήμα 1.4.3. φαίνονται τα αποτελέσματα ενός θεωρητικού μοντέλου των παραμορφώσεων, κλίσεων και μετατοπίσεων.

Για το σεισμό της Καλαμάτας, θεωρήσαμε ένα επίπεδο μήκους 5km. Με βάση το θεωρητικό μοντέλο που αναπτύχθηκε προηγουμένα, υπολογίσθηκε για κάθε σημείο του κανάβου (ανά 0.20km) η παραμόρφωση, η κλίση και η μετακίνηση στο επίπεδο του ρήγματος. Για το σκοπό αυτό γράφηκε ειδικό πρόγραμμα H/Y υπολογισμού των παραπάνω σχέσεων.

Τα αποτελέσματα της οριζόντιας συνιστώσας U_x της μετατόπισης

φαίνονται στο σχήμα 1.4.4., της U_y στο σχήμα 1.4.5. και της U_z στο σχήμα 1.4.6.

Στο σχήμα 1.4.7. φαίνεται η οριζόντια συνιστώσα της παραμόρφωσης (E_{xx}), της E_{yy} στο σχήμα 1.4.8. και της E_{xy} στο σχήμα 1.4.9. Τέλος η κλίση (tilt) στο επίπεδο του ρήγματος φαίνεται στο σχήμα 1.4.10.

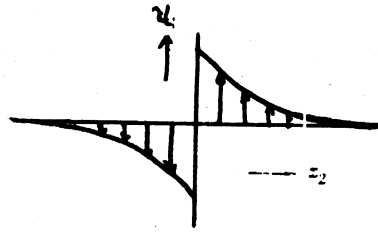
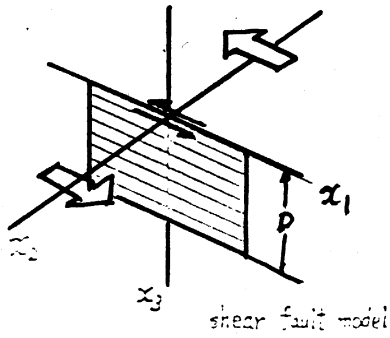
1.5. ΣΥΖΗΤΗΣΗ ΤΩΝ ΑΠΟΤΕΛΕΣΜΑΤΩΝ

(α) Με την εφαρμογή του φασματικού μοντέλου Brune στο σεισμό της Καλαμάτας υπολογίστηκαν οι χαρακτηριστικές παράμετροι του φάσματος (συχνότητα κορυφής και στοθερό επίπεδο χαμηλών συχνοτήτων) για τον προσδιορισμό της σεισμικής ροπής και των διαστάσεων της σεισμικής πηγής και στη συνέχεια για τον υπολογισμό της σχετικής μετακίνησης στο επίπεδο του ρήγματος.

(β) Από την ανάλυση προέκυψε ότι, η μέση σεισμική ροπή ήταν περίπου 2.5×10^{25} dyne-cm. το μήκος της διάρρηξης στο επίπεδο του ρήγματος (και σε βάθος 5km) περίπου 25.2km.

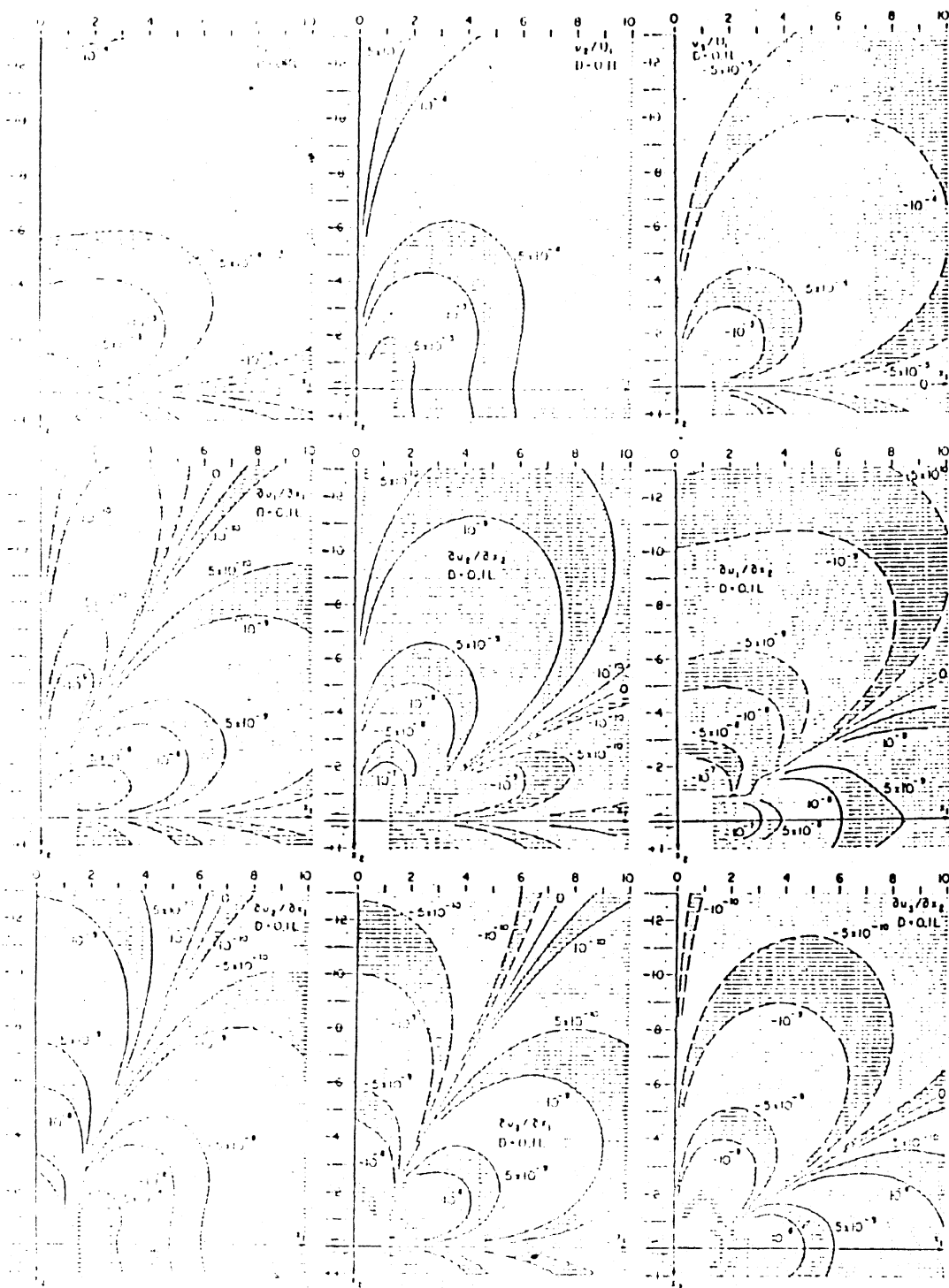
Βάσει των παραπάνω τιμών της σεισμικής ροπής και του μήκους διάρρηξης προκύπτει ότι, η μέση σχετική μετατόπιση στο επίπεδο του ρήγματος ήταν περίπου 56cm.

(γ) Από την κατανομή των συνιστωσών της παραμόρφωσης (strain), της κλίσης (tilt) και της μετατόπισης (displacement) στον εστιακό χώρο, διαστάσεων $(5 \times 5) \text{ km}^2$, προκύπτει ότι η διάρρηξη ήταν έντονα ανομοιογενής. Σε ορισμένα σημεία του εστιακού χώρου οι παραπάνω συνιστώσες είναι σχεδόν μηδέν, που σημαίνει ότι δεν έγινε διάρρηξη και σε άλλα παρουσιάζουν υψηλές τιμές που σημαίνει ότι η διάρρηξη ήταν αρκετά έντονη. Τονίζεται ιδιαίτερα, ότι οι διαστάσεις του εστιακού χώρου πάρθηκαν σχετικά μικρές συγκριτικά με τις πραγματικές για να προσεγγιστεί καλύτερα το σημειακό μοντέλο που θεωρήθηκε στην ανάλυση, καθώς επίσης και για ελαχιστοποίηση του χρόνου υπολογισμού στον Η/Υ.



Σχήμα 1.4.1. Μοντέλο ρήγματος.

Σχήμα 1.4.2 Οριζόντια μετατόπιση στην επιφάνεια του εδάφους.



Σχήμα 1.4.3
Επιφανειακές μετακινήσεις παραμορφώσεις και κλίσεις
(displacements, tilts and strains)

Strain $e_x = \frac{\partial u_x}{\partial x}$, $e_y = \frac{\partial u_y}{\partial y}$, $\gamma_{xy} = \frac{1}{2} \left(\frac{\partial u_x}{\partial y} + \frac{\partial u_y}{\partial x} \right)$

$$e_x = -\frac{M_0}{2\pi\mu} \left[\sin \lambda \left\{ \frac{3pq}{R^3} \left(1 - \frac{5x^2}{R^2} \right) - J_1 \sin \delta \cos \delta \right\} + \cos \lambda \left\{ \frac{3xq}{R^3} \left(2 - \frac{5x^2}{R^2} \right) + J_1 \sin \delta \right\} \right] \dots \dots \dots (1)$$

$$e_y = -\frac{M_0}{2\pi\mu} \left[\sin \lambda \left\{ \frac{3pq}{R^3} \left(1 - \frac{5y^2}{R^2} \right) + \frac{3ys}{R^3} - J_1 \sin \delta \cos \delta \right\} + \cos \lambda \left\{ \frac{3xq}{R^3} \left(1 - \frac{5x^2}{R^2} \right) + \left(\frac{3xy}{R^3} + J_1 \right) \sin \delta \right\} \right] \dots \dots \dots (2)$$

$$\gamma_{xy} = -\frac{M_0}{2\pi\mu} \left[\sin \lambda \left\{ \frac{3x}{2R^3} \left(s - \frac{10yypq}{R^2} \right) - J_1 \sin \delta \cos \delta \right\} + \cos \lambda \left\{ \frac{8yq}{2R^3} \left(1 - \frac{10x^2}{R^2} \right) + \left(\frac{3x^2}{R^3} + J_1 \right) \sin \delta \right\} \right] \dots \dots \dots (3)$$

$$J_1 = \frac{1-\alpha}{\alpha} \frac{1}{r^3 R} \left[\frac{x^3}{R^3} \left(1 - \frac{3x^2}{R^2} \right) - \frac{x^3 - 3y^3}{(R+d)^3} + \frac{x^3(x^3 - 5y^3)(3R+d)}{R^3(R+d)^3} \right]$$

$$J_2 = \frac{1-\alpha}{\alpha} \frac{1}{r^3 R} \left[\frac{x^3}{R^3} \left(1 - \frac{3y^2}{R^2} \right) - \frac{8x^3 - y^3}{(R+d)^3} + \frac{x^3(5x^3 - y^3)(3R+d)}{R^3(R+d)^3} \right]$$

$$J_3 = \frac{1-\alpha}{\alpha} \frac{-3xy}{r^3 R} \left[\frac{x^3}{R^3} - \frac{(x^3 - y^3)(3R+d)}{(R+d)^3} \right]$$

$$J_4 = \frac{1-\alpha}{\alpha} \frac{-3xy}{r^3 R} \left[\frac{y^3}{R^3} + \frac{(x^3 - y^3)(3R+d)}{(R+d)^3} \right] = \frac{1-\alpha}{\alpha} \frac{-3xy}{R^3} - J_3$$

Tilt $T_x = \frac{\partial u_x}{\partial x}$, $T_y = \frac{\partial u_y}{\partial y}$

$$T_x = -\frac{M_0}{2\pi\mu} \left[\sin \lambda \left\{ \frac{-15xdpq}{R^3} - K_1 \sin \delta \cos \delta \right\} + \cos \lambda \left\{ \frac{3dq}{R^3} \left(1 - \frac{5x^2}{R^2} \right) + K_1 \sin \delta \right\} \right] \dots \dots (4)$$

$$T_y = -\frac{M_0}{2\pi\mu} \left[\sin \lambda \left\{ \frac{3d}{R^3} \left(s - \frac{5yypq}{R^2} \right) - K_1 \sin \delta \cos \delta \right\} + \cos \lambda \left\{ \frac{-15xydq}{R^3} + \left(\frac{3xd}{R^3} + K_1 \right) \sin \delta \right\} \right] \dots \dots (5)$$

$$K_1 = \frac{1-\alpha}{\alpha} \frac{-x}{R^3(R+d)^3} \left[3(2R+d) - \frac{x^3}{R^3} \left(8R+d + \frac{2d^3}{R+d} \right) \right]$$

$$K_2 = \frac{1-\alpha}{\alpha} \frac{-y}{R^3(R+d)^3} \left[2R+d - \frac{x^3}{R^3} \left(8R+d + \frac{2d^3}{R+d} \right) \right]$$

$$K_3 = \frac{1-\alpha}{\alpha} \frac{-x}{R^3(R+d)^3} \left[2R+d - \frac{y^3}{R^3} \left(8R+d + \frac{2d^3}{R+d} \right) \right]$$

Displacement

$$\left[\begin{array}{l} u_x = -\frac{M_0}{2x\mu} \left[\sin \lambda \left\{ \frac{3xpq}{R^2} - I_1 \sin \delta \cos \delta \right\} + \cos \lambda \left\{ \frac{3x^2q}{R^2} + I_1 \sin \delta \right\} \right] \dots \dots (6) \\ u_y = -\frac{M_0}{2x\mu} \left[\sin \lambda \left\{ \frac{3ypq}{R^2} - I_1 \sin \delta \cos \delta \right\} + \cos \lambda \left\{ \frac{3xyq}{R^2} + I_1 \sin \delta \right\} \right] \dots \dots (7) \\ u_z = -\frac{M_0}{2x\mu} \left[\sin \lambda \left\{ \frac{3dpq}{R^2} - I_1 \sin \delta \cos \delta \right\} + \cos \lambda \left\{ \frac{3xdq}{R^2} + I_1 \sin \delta \right\} \right] \dots \dots (8) \end{array} \right.$$

$$I_1 = \frac{1-\alpha}{\alpha} \frac{x}{r^2 R} \left[\frac{x^2}{R^2} - \frac{x^2 - 3y^2}{(R+d)^2} \right]$$

$$I_2 = \frac{1-\alpha}{\alpha} \frac{y}{r^2 R} \left[\frac{x^2}{R^2} - \frac{3x^2 - y^2}{(R+d)^2} \right]$$

$$I_3 = \frac{1-\alpha}{\alpha} \frac{x}{r^2 R} \left[\frac{y^2}{R^2} + \frac{x^2 - 3y^2}{(R+d)^2} \right] = \frac{1-\alpha}{\alpha} \frac{x}{R^2} - I_1$$

$$I_4 = \frac{1-\alpha}{\alpha} \frac{1}{R(R+d)} \left[1 - \frac{x^2}{R^2} \frac{2R+d}{R+d} \right]$$

$$I_5 = \frac{1-\alpha}{\alpha} \frac{-xy(2R+d)}{R^2(R+d)^2}$$

Where

$$p = y \cos \delta + d \sin \delta$$

$$q = y \sin \delta - d \cos \delta$$

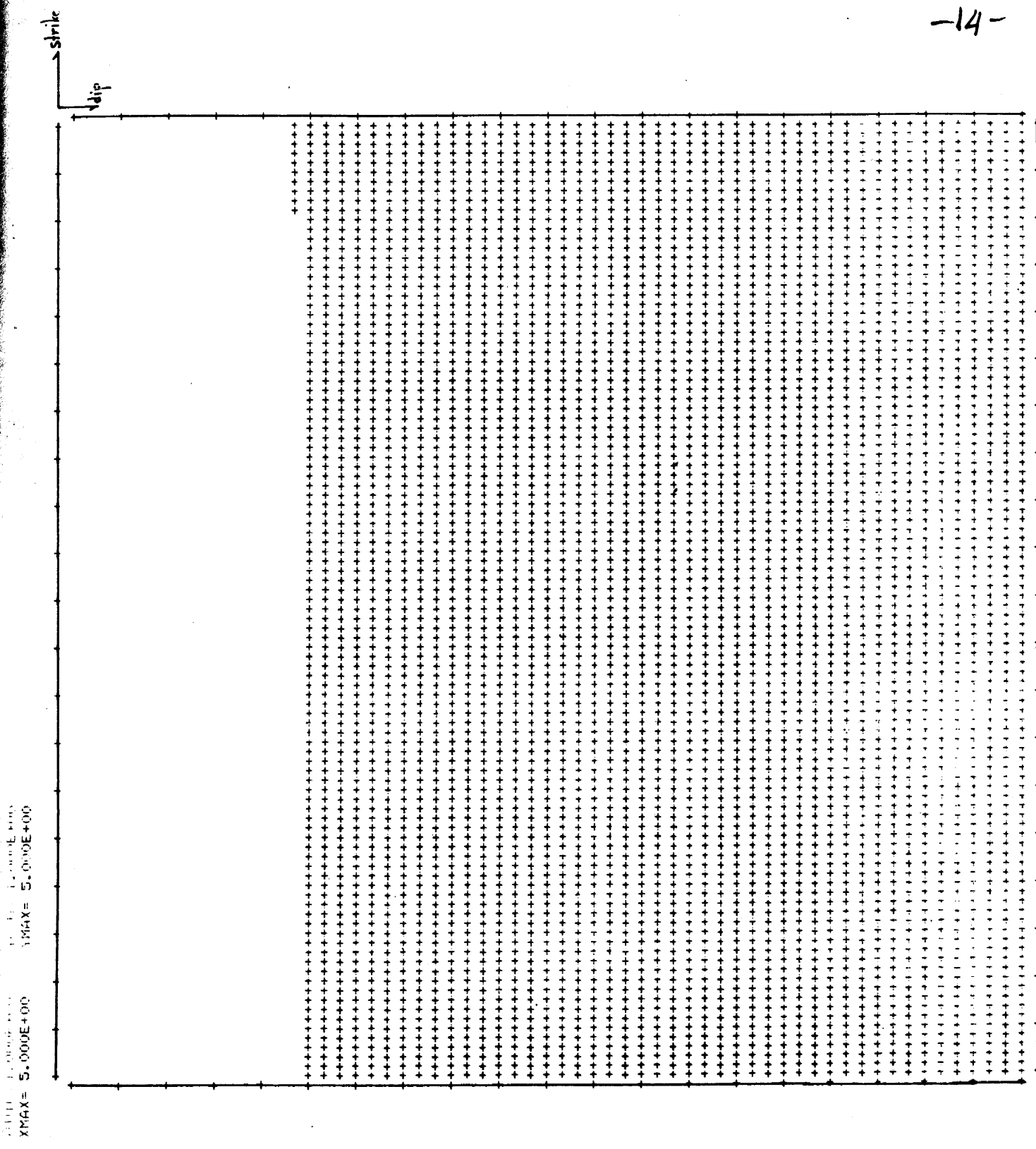
$$s = p \sin \delta + q \cos \delta$$

$$R^2 = r^2 + d^2 = x^2 + y^2 + d^2$$

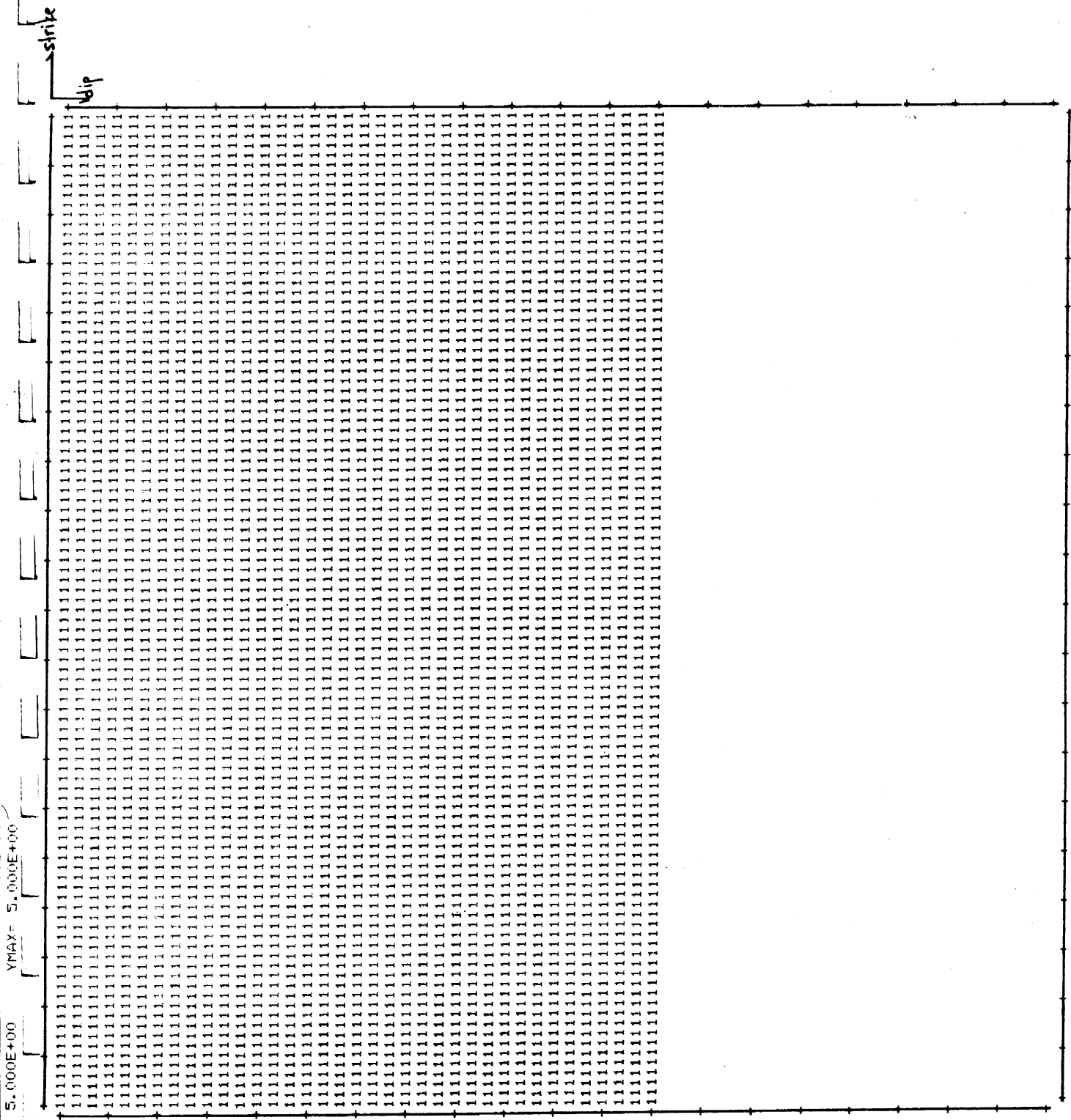
$$\alpha = 1 - \left(\frac{v_x}{v_y} \right)^2$$

In case of $r=0$

$$I_1 = I_2 = I_3 = I_4 = J_1 = J_2 = K_1 = K_2 = K_3 = 0, \quad I_5 = \frac{1-\alpha}{\alpha} \frac{1}{2d^2}, \quad J_1 = \frac{1-\alpha}{\alpha} \frac{3}{4d^2}, \quad J_2 = \frac{1-\alpha}{\alpha} \frac{1}{4d^2}$$



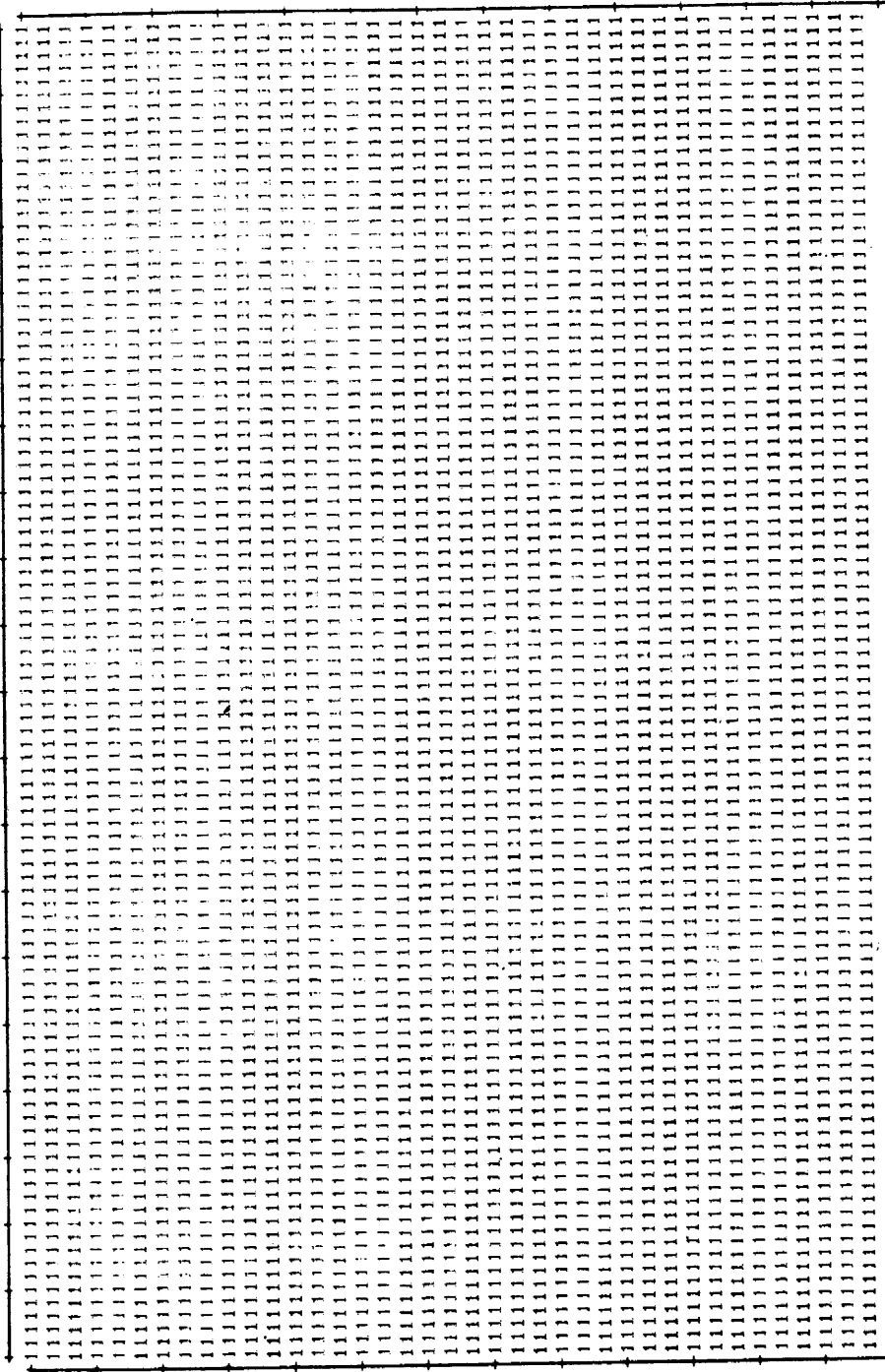
IX 1.4.4



Σx. 1.4.5

stroke
dip

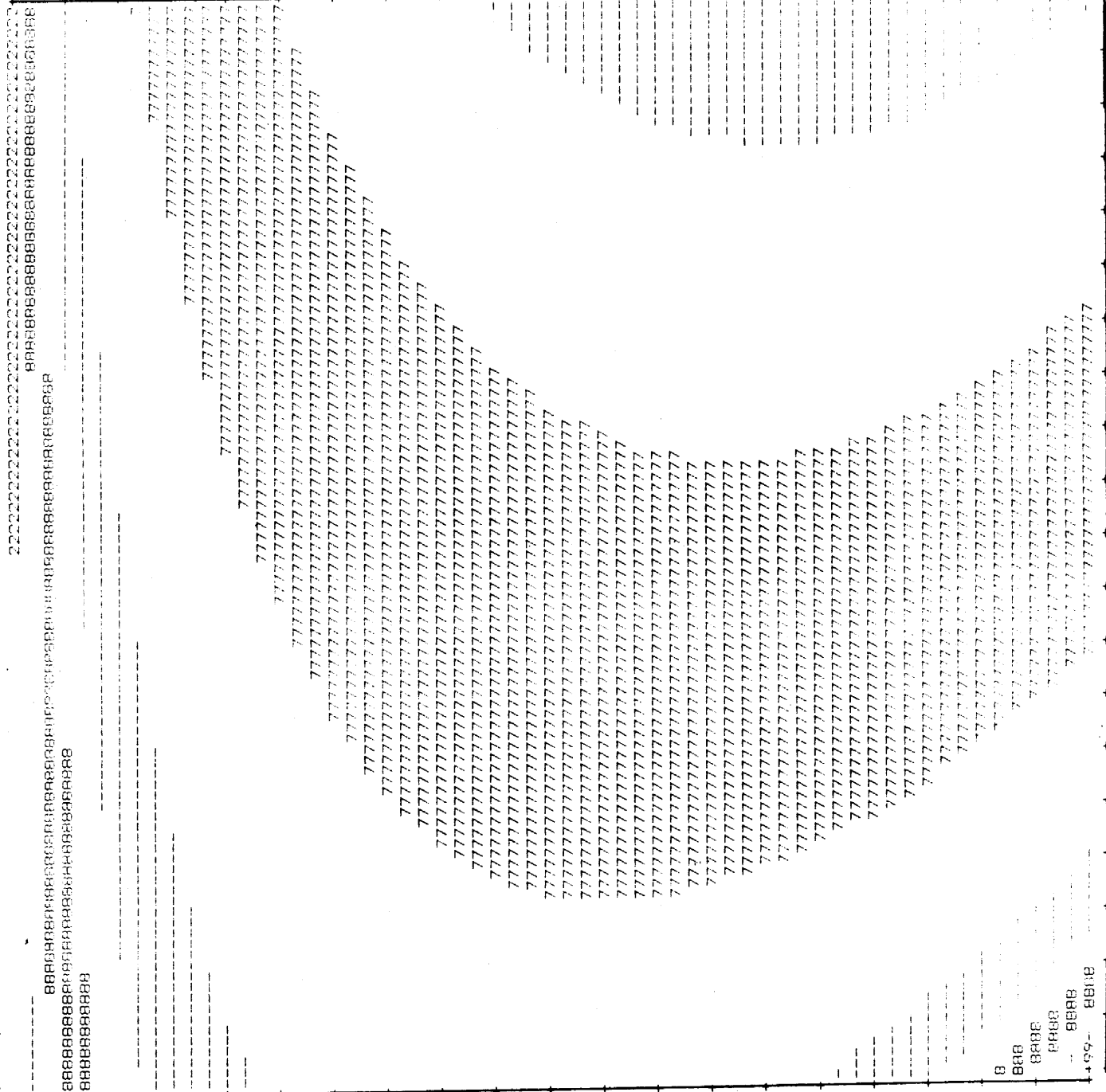
XMAX= 5.000E+000 YMAX= 5.000E+000



Sx. 1.4.6

AMIN= 1.000E+00
VMAX= 5.000E+00

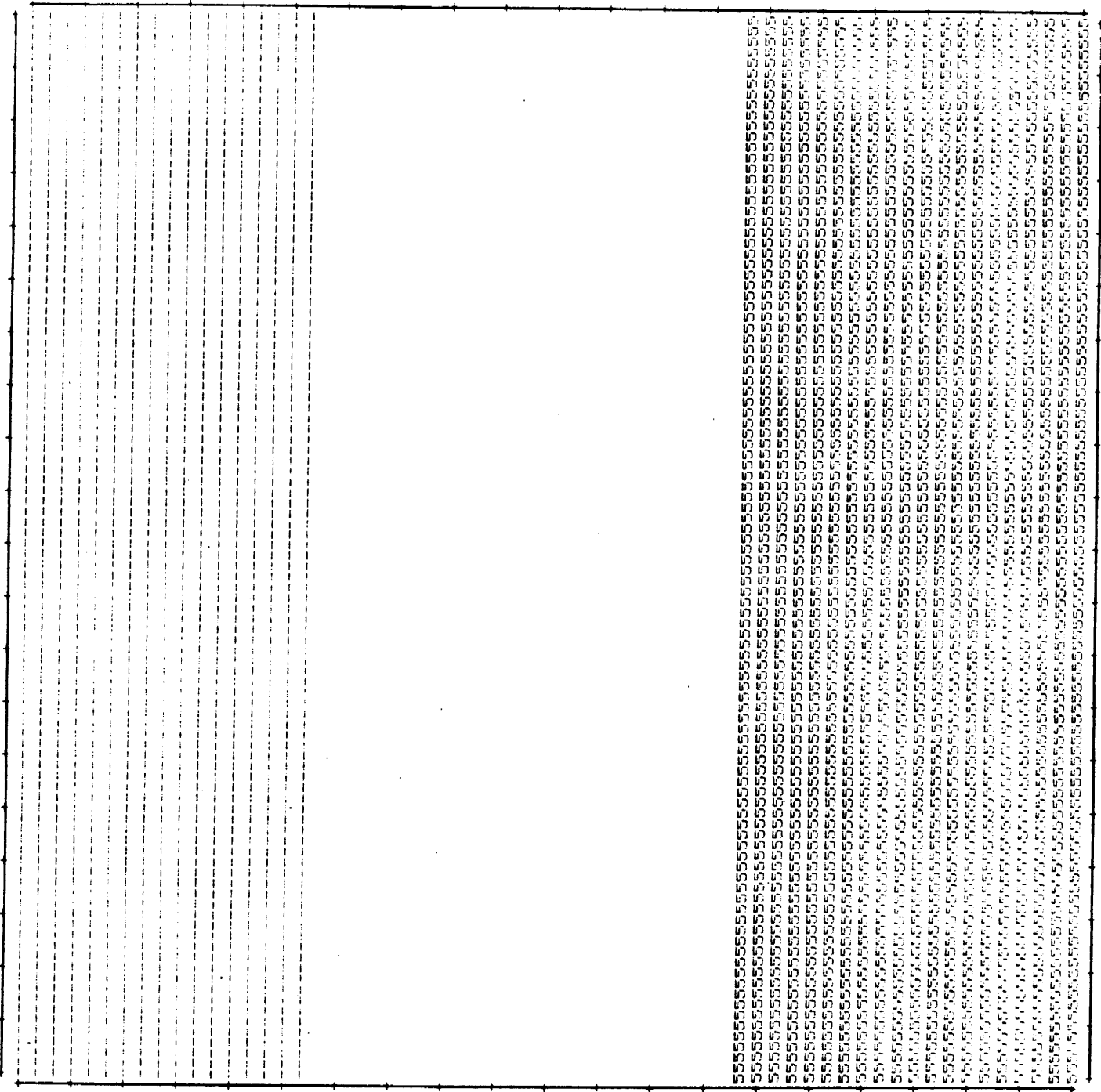
dip



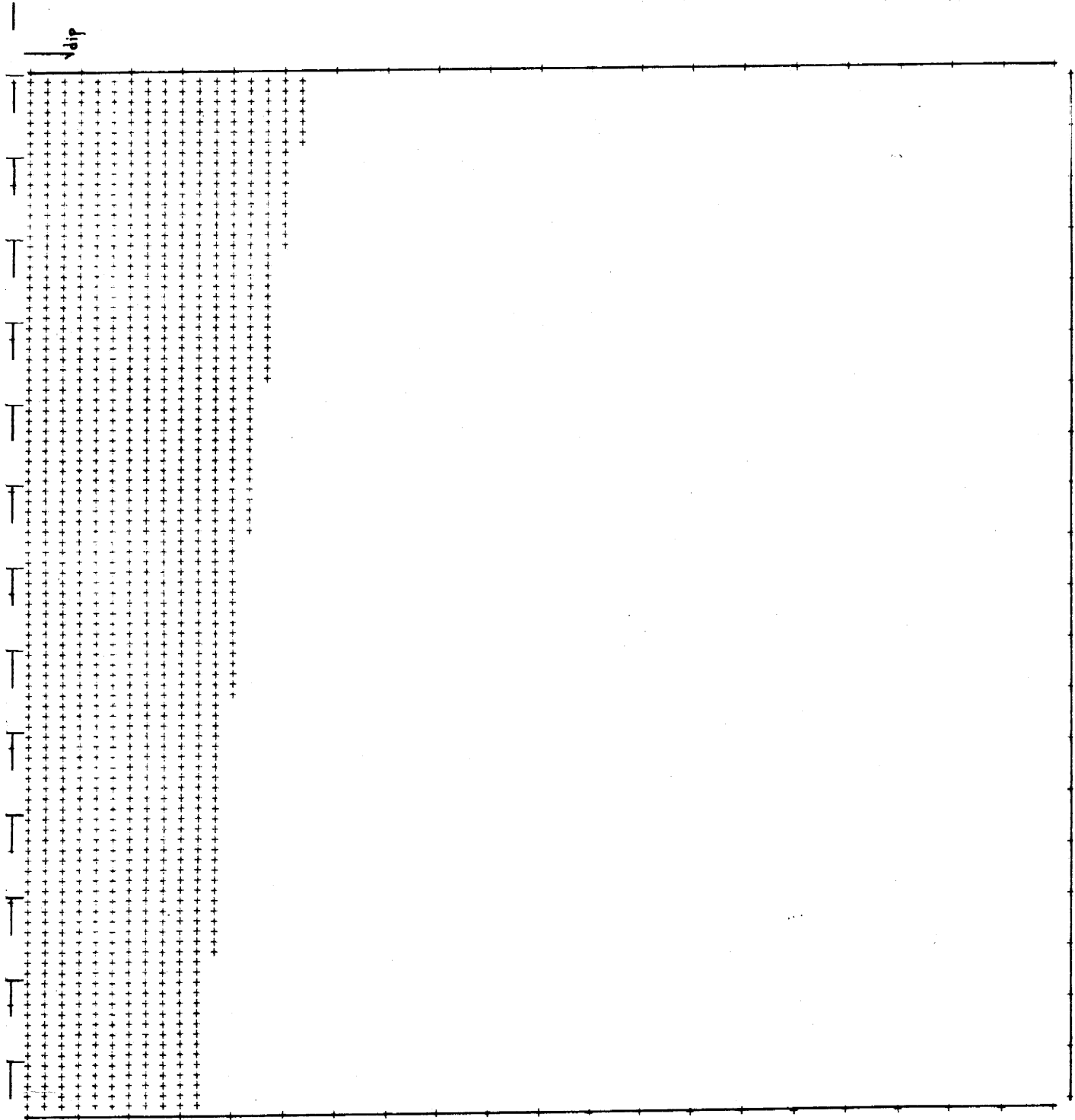
Sx. 14.7

8
 BBB
 BBBB
 BBBB
 BBBB
 BBBB

dip
strike

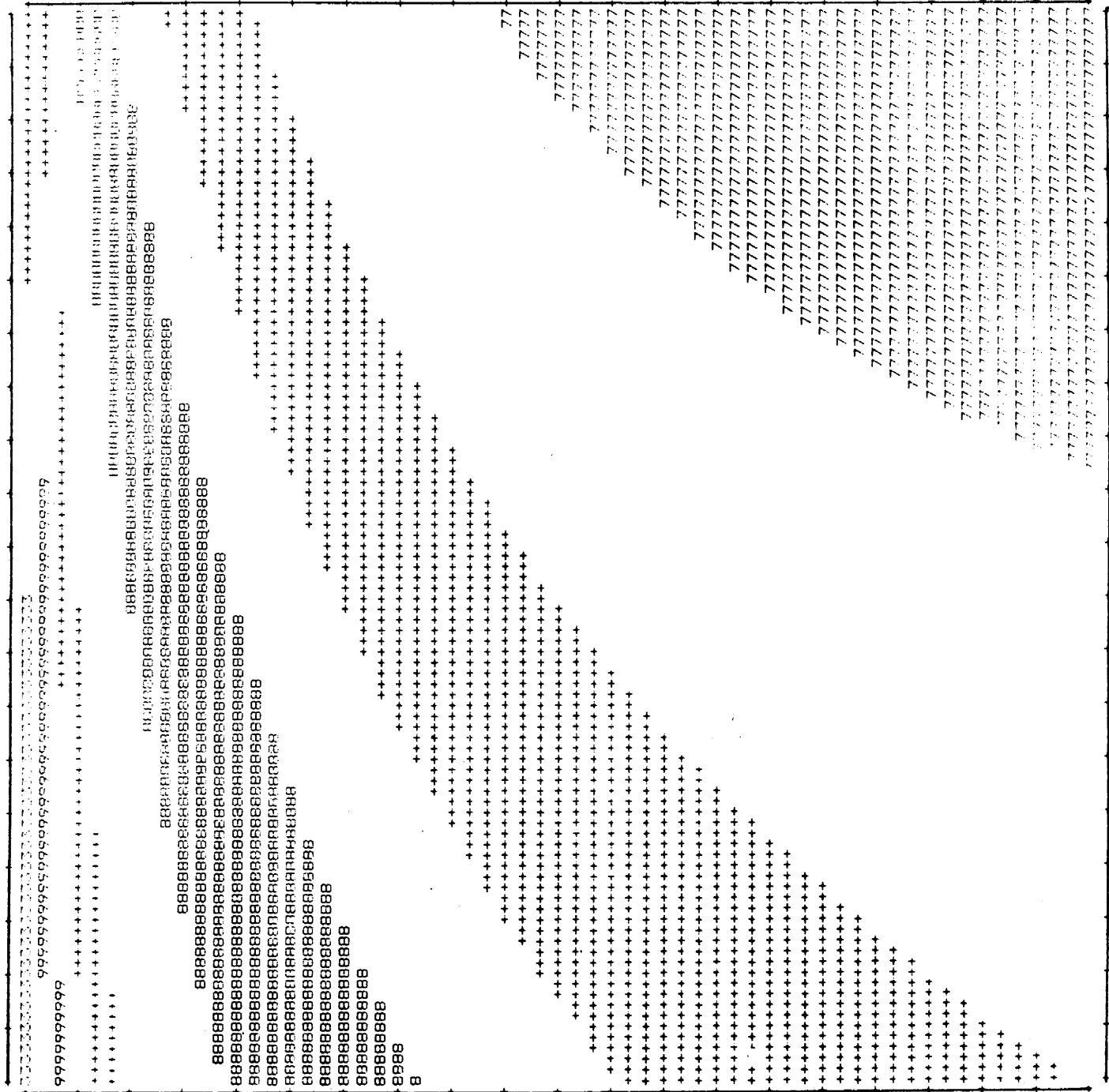


$\Sigma x = 14.8$



$\Sigma x. 14.9$

S
dip



Σx. 1.4.10

2. ΜΑΚΡΟΣΕΙΣΜΙΚΑ ΣΤΟΙΧΕΙΑ ΤΗΣ ΕΥΡΥΤΕΡΗΣ ΠΕΡΙΟΧΗΣ ΚΑΛΑΜΑΤΑΣ

2.1. Ένταση σεισμού και μακροσεισμικές κλίμακες

Με τον όρο μακροσεισμική ένταση εννοούμε μία εμπειρική ποσότητα που βασίζεται στα αποτελέσματα των σεισμών, είναι φθίνουσα συνάρτηση της απόστασης για συγκεκριμένο σεισμό και μετράται σε κλίμακες οι οποίες είναι φραγμένες προς τα πάνω και προς τα κάτω.

Οι παράγοντες που κύρια λαμβάνονται υπόψη στην εκτίμηση των σεισμικών εντάσεων, είναι οι επιπτώσεις που είχε ο σεισμός στην ανθρώπινη ζωή, στις κατασκευές και γενικότερα την επιφάνεια του εδάφους. Ορισμένες φορές λαμβάνονται υπόψη και κάποιες παράμετροι της εδαφικής κίνησης που μετρήθηκαν με ενόργανες μετρήσεις και κυρίως με σεισμοσκόπια.

Πολλοί ερευνητές είχαν στο παρελθόν προτείνει διάφορες κλίμακες μέτρησης των εντάσεων, που περιγράφουν την ποικιλία των βαθμών αισθητότητας και των βλαβών που προκαλεί ένας σεισμός. Για την εκτίμηση των βαθμών έντασης στις κλίμακες εντάσεων, λαμβάνονται συνήθως υπόψη οι διάφοροι τύποι κατασκευών, η ηλικία τους και η ποιότητά τους.

Οι βαθμοί έντασης είναι περισσότερο αντιπροσωπευτικοί όταν χρησιμοποιούνται σε περιοχές που χαρακτηρίζονται από ομοιομορφία στο είδος και την ποιότητα των κατασκευών, όπως συμβαίνει στην Ιαπωνία και στην Κεντρική Ασία.

Σαράντα τέσσερες από τις κλίμακες εντάσεων που έχουν κατά καιρούς προταθεί, συγκρίθηκαν και σχολιάστηκαν από τους Gorshkov και Shenkarev (1958) και αργότερα από τον Medvedev (1961).

Η πρώτη κλίμακα εντάσεων, που πρότειναν το 1880 ο Ιταλός De Rossi και ο Ελβετός Forel, είναι δεκαβάθμια και χρησιμοποι-

Το 1931 οι Αμερικανοί σεισμολόγοι Wood και Neumann τροποποιούν την κλίμακα Mercalli με βάση το νέο τρόπο δόμησης.

Η τροποποιημένη κλίμακα Modified-Mercalli, MM, μετράει την ένταση των αποτελεσμάτων ενός σεισμού σε τοπικό επίπεδο και επειδή βασίζεται στις πραγματικές παρατηρήσεις των αποτελεσμάτων του σεισμού αποκλειστικά σ'ένα συγκεκριμένο τόπο, θεωρείται συχνά περισσότερο αντιπροσωπευτική.

Η μεγάλη ανάπτυξη των τεχνικών κατασκευών και η χρησιμοποίηση νέων δομικών υλικών οδήγησαν το 1964 σε μία νέα αναθεώρηση των μακροσεισμικών κλιμάκων.

Έτσι οι Medvedev, Sponheuer και Karnik (1963, 1964) και Sponheuer (1965) πρότειναν σαν διεθνή κλίμακα έντασης την M.Σ.Κ.

Η τροποποιημένη κλίμακα MM που χρησιμοποιήθηκε στην Ελλάδα οδήγησε σε υποεκτίμηση των υψηλών εντάσεων σε σχέση με την MCS (Shebalin, 1974a).

Το σχήμα (2.1) παρουσιάζει τα αποτελέσματα της σύγκρισης που δίνει ο Shebalin (1969) για την περιοχή των Βαλκανίων χρησιμοποιώντας την Ελληνική εκδοχή της τροποποιημένης κλίμακας MM.

Ένας από τους παράγοντες που επηρεάζουν τη σωστή εκτίμηση των εντάσεων σε σειсмоγενείς περιοχές είναι ο προσθετικός παράγοντας καταστροφών, δηλαδή βλάβες που δεν έγιναν αντιληπτές στο παρελθόν ή που είχαν μερικώς επιδιορθωθεί μετά από έναν σεισμό.

Το 1965 ο Eidy έδειξε ότι δεν είναι δυνατόν να καθιερωθεί διεθνώς μία μόνο μακροσεισμική κλίμακα, επειδή τα κριτήρια για τη βαθμολόγηση των κλιμάκων θα πρέπει να βασίζονται στα τοπικά χαρακτηριστικά δόμησης, τα οποία διαφέρουν από χώρα σε χώρα.

Διάφορες προσπάθειες έχουν γίνει για να βρεθούν σχέσεις μεταξύ της μακροσεισμικής έντασης και φυσικών ποσοτήτων που μπορούν να μετρηθούν, όπως είναι η επιτάχυνση ή η ταχύτητα του εδάφους.

Κλίμακες έντασης	Βαθμοί έντασης																		
	2	2-3	3	3-4	4	4-5	5	5-6	6	6-7	7	7-8	8	8-9	9	9-10	10	11	12
MSK - 64	2	2-3	3	3-4	4	4-5	5	5-6	6	6-7	7	7-8	8	8-9	9	9-10	10	11	12
MCS	2		3	4	4	5	5	6	6	7	7	8	8	9	9	10	10	11	12
MM	1	2	3	3	4	4	5	6	6	7	7	8	8	9	9	10	10	11	12
RF	2		3	4	4	5	6	6	7	7	8	8	9	9	10				
FM	1	2	3	4	4	5	5	6	6	7	7	8	8	9	9	10	10	11	12
RF-M	2	3	4	4	5	5	6	6	7	7	8	8	9	9	10				
FM-M	2	3	4	4	5	5	6	6	7	7	8	8	9	9	10	10	11	12	12
MCS-M	2	3	4	4	5	5	6	6	7	7	8	8	9	9	10	10	11	12	12

Σχήμα 2.1 Συγκριτικός πίνακας εντάσεων (Shebalin, 1969)

Επειδή πάντως οι μακροσεισμικές κλίμακες βασίζονται στα αποτελέσματα της σεισμικής δόνησης και όχι σε μετρήσεις της εδαφικής κίνησης, μπορεί προσωρινά να θεωρούνται περισσότερο πρακτικές στη χρήση τους, για την εκτίμηση των καταστρεπτικών επιπτώσεων ενός σεισμού με τις μετρήσεις της εδαφικής κίνησης. Έτσι, όταν δοθούν ρεαλιστικές τιμές απόκρισης των διαφόρων εδαφικών τύπων στις δεδομένες κινήσεις του εδάφους, η χρήση των μακροσεισμικών κλιμάκων ενδεχόμενα να περιορισθεί σε κάποιο βαθμό.

2.2. Εξέλιξη της έρευνας που σχετίζεται με την εξασθένιση των εντάσεων στο διεθνή χώρο

Η μελέτη των σεισμικών εντάσεων άρχισε πολύ παλιά σε διάφορα μέρη του κόσμου.

Στις Ηνωμένες Πολιτείες από το 1930 αρχίζει η συστηματική συγκέντρωση δεδομένων σεισμικών εντάσεων (από την U.S.Coast and Geodetic Survey) και το 1931 παρουσιάζεται η αναθεωρημένη κλίμακα Mercalli (MM) από τους Wood και Neumann.

Ενας μεγάλος όμως αριθμός πληροφοριών για εντάσεις έχει ήδη παρουσιασθεί πολύ νωρίτερα σε βασικές μελέτες για το σεισμό του 1906 στο

Στην Ιαπωνία η μελέτη των σεισμικών εντάσεων ξεκινάει την ίδια περίπου εποχή με τις Ηνωμένες Πολιτείες, ενώ στη Σοβιετική Ένωση αρχίζει στο τέλος του 1940 και στη συνέχεια εξελίσσεται ταχύτατα. Η ιστορική ανασκόπηση των διαφόρων τρόπων - νόμων που περιγράφουν την μεταβολή της έντασης σε συνάρτηση με τους παράγοντες που την επηρεάζουν δείχνει, όπως αναφέρεται πιο κάτω, ότι προτάθηκαν διάφορες σχέσεις που συνδέουν την ένταση με το μέγεθος, την εστιακή απόσταση, το εστιακό βάθος, τις ισόσειστες επιφάνειες ή τη Γεωλογία μιας περιοχής.

Σχέσεις της μορφής $I-I_0 = f(\Delta, h)$, εκφράζουν την παραδοχή ότι η μακροσεισμική ένταση I σ'ένα τόπο εξαρτάται από την επικεντρική ένταση I_0 , την επικεντρική απόσταση Δ και το βά-

θος της εστίας και έχουν απασχολήσει πολλούς ερευνητές.

Οι Gutenberg και Richter (1942 και 1956) ερεύνησαν με συστηματικό τρόπο τις σχέσεις της έντασης των σεισμών με άλλες φυσικές παραμέτρους (όπως το μέγεθος, το βάθος και η ακτίνα αισθητότητας) και κατάληξαν σε ανάλογες σχέσεις.

Σχέσεις μεταξύ έντασης και εστιακού βάθους δίνονται επίσης από τον Kőnvesliegethy (1907), Blake (1941), Sato (1948), Kawasumi (1951), Medvedev (1959) και σε σειρά δημοσιεύσεων του Shebalin (1955, 1957a, c, 1959).

Οι Howell και Schultz το 1975 χρησιμοποίησαν τη βασική σχέση:

$$I = I_0 e^{\alpha_2} \cdot \Delta^{\beta_2} \cdot e^{-c_2 \Delta} \quad (2.1)$$

(όπου Δ = επικεντρική απόσταση που παρατηρήθηκε η ένταση I για τις Ηνωμένες Πολιτείες και τον Καναδά).

Αργότερα ο Gupta I. (1976), βασιζόμενος σε ισόσειστες καμπύλες 10 σεισμών, επικεντρικής έντασης (I_0) ίσης ή μεγαλύτερης των VI βαθμών MM και εφαρμόζοντας τη σχέση:

$$I_R = I_0 + \alpha + \beta R + c \log R \quad (2.2)$$

μελέτησε την εξασθένιση των εντάσεων στην Κεντρική Αμερική και κατάληξε σε αντιπροσωπευτικούς νόμους.

Ο Chandra (1979) μελέτησε τις σχέσεις απόσβεσης της μορφής:

$$I_R - I_0 = \beta R + c \log (1+R/D) \quad (2.3)$$

και βρήκε νόμους εξασθένισης για κάθε περιοχή των ΗΠΑ.

Ο Båth (1980) με βάση τη μελέτη σεισμών της περιόδου 1951-1976 της Σουηδίας πρότεινε σχέσεις μεταξύ έντασης και άλλων παραμέτρων (επικεντρική απόσταση, μέγεθος, επιτάχυνση) που θεωρούνται όμως αξιόπιστες μόνο για τις Σκανδιναβικές χώρες.

Πρόσφατα οι Kaila και Sarkar (1982) εφάρμοσαν μιά απλούστερη σχέση κάνοντας την υπόθεση ότι η απόσβεση επηρεάζεται μόνο από τον εκθετικό όρο $\Delta^{-\beta r}$.

Επίσης διάφοροι νόμοι που συνδέουν την ένταση του σεισμού με την επικεντρική απόσταση, Δ , και το εστιακό βάθος, h , έ-

χουν δημοσιευθεί και από άλλους ερευνητές (Cornell, 1968, Esteva, 1968, Milne and Davenport 1969, Step, 1971, Prochazkova, 1980, 1981, 1982).

Στο Βαλκανικό χώρο αντίστοιχες μελέτες έχουν γίνει από τους Grigorova & Grigorov (1962), Sulstarova & Koziac (1969, 1975), Radu & Aropei (1979), Shebalin (1974a), Vucinic (1976).

Ο Δρακόπουλος το 1984 μελέτησε την εξασθένηση των εντάσεων σ'ολόκληρο το Βαλκανικό χώρο. Με εφαρμογή της σχέσης

$$I_R - I_0 = \beta R + c \log (1+R/D) \quad (2.4)$$

σε μεγάλες γεωγραφικές περιοχές των Βαλκανίων, βρήκε σε κάθε μία από αυτές, μέσες καμπύλες εξασθένησης. Η μεγαλύτερη τιμή εξασθένησης βρέθηκε στις περιοχές (α) Αλβανίας-ΒΔ Ελλάδας και (β) Δυτικής Τουρκίας, ενώ μικρές τιμές βρέθηκαν για τις περιοχές (α) ΒΑ Ελλάδας-N.Βουλγαρίας και (β) Ν.Γιουγκοσλαβίας.

Άλλοι ερευνητές ασχολήθηκαν με συναρτήσεις της μορφής:

$I = f(M)$ και $I = f(A)$ ή $M = f(A)$ που εκφράζουν τη σχέση της έντασης με το μέγεθος ή την επιφάνεια αισθητότητας ενός σεισμού.

Έτσι, οι Gutenberg και Richter (1942) συσχέτισαν το μέγεθος με την επικεντρική ένταση και κατέληξαν σε εμπειρικό τύπο τον οποίο αργότερα (1956) τροποποίησαν δίνοντας την παρακάτω σχέση:

$$M = 1 + 2 \frac{I_0}{3} \quad (2.5)$$

Ο Hayes το 1953 μελετάει σχέσεις μεγέθους, επικεντρικής έντασης, εστιακού βάθους και μέσης ακτίνας της επιφάνειας αισθητότητας.

Παράλληλα γίνονται διάφορες μελέτες από τον Shebalin (1955, 1957, 1959) που συσχετίζουν την μακροσεισμική ένταση με το αντίστοιχο σεισμικό μέγεθος.

Λεπτομερής ανάλυση της σχέσης $M = f(I_0, h)$ για διάφορες σεισμικές ζώνες της Ευρώπης γίνεται από τον Karnik (1969-1971).

Ο ερευνητής καταλήγει στις εξισώσεις:

$$M = \frac{2}{3} I_0 + 1.7 \log h - 1.7 \quad (2.6)$$

που θεωρείται σαν καλή προσέγγιση για τα δεδομένα του Ελληνικού χώρου και

$$M = 0.4 I_0 + 2.4 \quad (2.7)$$

που δεν απαιτεί γνώση εστιακών βαθών.

Αντίστοιχες σχέσεις δόθηκαν από τους Housner (1970), (1972), Nutth & Zollweg (1974)

Στον Ελληνικό χώρο διάφοροι ερευνητές μελέτησαν τις σχέσεις εξασθένησης των εντάσεων, κυρίως σε συνάρτηση με τη συνάρτηση με την απόσταση.

Ο Γαλανόπουλος (1961α, β), με βάση την υπόθεση ότι η επιτάχυνση είναι ανάλογη της μέγιστης έντασης βρήκε την ακόλουθη σχέση μεταξύ μεγέθους, μέγιστης έντασης και ακτίνας αισθητότητας της περιοχής που έγινε ο σεισμός.

$$M = 1.41 \log I_0 \cdot r^2 - 1.7 \quad (2.8)$$

Το 1974 ο Shebalin πρότεινε σχέσεις της μορφής $I = f(M, \Delta, h)$ και προσδιόρισε το συντελεστή εξασθένησης των εντάσεων για δύο ζώνες του Ελληνικού χώρου, καταλήγοντας στους νόμους:

(α) Για επιφανειακούς σεισμούς: $h \leq 10\text{km}$

$$I_0 = 1.4 M_{LH} - 3.6 \log h + 3.0 \quad (2.9)$$

$$I_i = 1.4 M_{LH} - 3.6 \log \sqrt{\Delta_i^2 + h^2} + 3.0 \quad (2.10)$$

$$M = 0.71 I_i + 1.29 \log S_i - 3.2 \quad (2.11)$$

(β) Για σεισμούς ενδιάμεσου βάθους: $10 < h < H_a$ (όπου $H_a = 50-100\text{km}$)

$$I_0 = 1.45 M_{LH} - 4.4 \log h + 3.9 \quad (2.12)$$

$$I_i = 1.45 M_{LH} - 4.4 \log \sqrt{\Delta_i^2 + h^2} + 3.9 \quad (2.13)$$

$$M = 0.69 I_0 + 1.52 \log S_i - 3.8 \quad (2.14)$$

Ο Δρακόπουλος το 1978β, με τη χρησιμοποίηση πολλών δεδομένων από κανονικούς σεισμούς του Ελληνικού χώρου (με εστίες στο γήινο φλοιό) καταλήγει στη σχέση:

$$M = 2.33 + 0.47 I_0 \quad (2.15)$$

Με βάση τις παραδοχές ότι η Ελλάδα είναι ομοιόμορφη σεισμοτεκτονική ενότητα και ότι η εξασθένιση των εντάσεων κατ' αρχή δεν μεταβάλεται αζιμουθιακά, εφαρμόζει τη σχέση:

$$I_0 - I_i = n \log \frac{r}{h} + \text{όρος απορρόφησης} \quad (2.16)$$

(όπου r = υποκεντρική απόσταση).

Ετσι, προτείνει ως μέση αντιπροσωπευτική τιμή του συντελεστή εξασθένισης " n ", για σεισμούς με μέσο εστιακό βάθος 14km την τιμή $n = 4.8$.

Στην ίδια μελέτη παρατηρείται ότι ιδιαίτερα στη Δυτική Ελλάδα, οι ισόσειστες καμπύλες έχουν ελλειπτική μορφή και έτσι υπολογίζονται τιμές εξασθένισης κατά μήκος του μεγάλου άξονα της έλλειψης (παράλληλα προς τις Ελληνίδες οροσειρές) και κατά μήκος του μικρού άξονα (κάθετα προς τις Ελληνίδες).

Ο Παπαζάχος και οι συνεργάτες του (1982), ασχολήθηκαν επίσης με την εφαρμογή του μοντέλου Blake σε σεισμούς μικρού εστιακού βάθους και υπολόγισαν συντελεστές εξασθένισης για 19 ζώνες του ελληνικού χώρου.

Αντίστοιχες ερευνητικές εργασίες έγιναν από τους Παπαζάχο-Κομνηνάκη (1971), Δελήμπαση (1968, 1991), Δελήμπαση-Δρακόπουλου (1974), Δρακόπουλο (1978α), Δελήμπαση (1980).

Παράλληλα ο Δρακόπουλος το 1978β με βάση τη σχέση:

$$\log \Delta_i = \alpha_{\Delta} + \beta_{\Delta} \cdot M \quad (2.17)$$

και πολλούς χάρτες ισοσειστών του Ελληνικού χώρου, προσδιορίζει ποσοτικές σχέσεις μεταξύ μεγέθους σεισμού και μέσης απόστασης μέχρι την οποία, ορισμένος σεισμός είναι αισθητός με διάφορες στάθμες επικεντρικής έντασης. Οι σχέσεις αυτές βοήθησαν μέχρι σήμερα στην εκτίμηση της σεισμικής επικινδυνότητας.

Ο Chandra (1982), μελέτησε επίσης την εξασθένιση των εντά-

σεων σε συνάρτηση με την απόσταση αφού χώρισε σε διάφορες ζώνες τον Ελλαδικό χώρο.

Πρόσφατα, οι Παπαϊωάννου και Παπαζάχος (1984), μελετώντας επιφανειακούς σεισμούς του Ελληνικού χώρου, κατάληξαν στις παρακάτω σχέσεις απόσβεσης των εντάσεων:

$$I = 6.362 + 1.200M - 4.402 \cdot \log(\Delta + 15) \quad \text{για } h \leq 60\text{km} \quad (2.18)$$

$$I = 7.745 + 2.251M - 7.720 \cdot \log(\Delta + 100) \quad \text{για } h > 60\text{km} \quad (2.19)$$

Το 1984 ο Τάσος μελέτησε την απόσβεση των μακροσεισμικών εντάσεων 12 σεισμών ενδιαμέσου βάθους στο Νότιο Αιγαίο και συγκεκριμένα κατά μήκος του Ελληνικού τόξου, στο εσωτερικό και εξωτερικό του μέρος.

Χρησιμοποιώντας τη σχέση:

$$I - I_i = \alpha + n \log(\Delta + 30) \quad (2.20)$$

υπολόγισε τις τιμές α και n για κάθε μία από τις τρεις περιχές και κατάληξε στις ακόλουθες σχέσεις:

$$I_o - I_i = -5.65 + 4.31 \cdot \log(\Delta + 30) \quad (\text{εσωτερικό τόξο}) \quad (2.21)$$

$$I_o - I_i = -4.01 + 3.34 \cdot \log(\Delta + 30) \quad (\text{Ελληνικό τόξο}) \quad (2.22)$$

$$I_o - I_i = -3.14 + 2.85 \cdot \log(\Delta + 30) \quad (\text{εξωτερικό τόξο}) \quad (2.23)$$

Παράλληλα, το 1984 δίνονται (Δρακόπουλος-Σταμέλου) μέσες καμπύλες εξασθένησης των εντάσεων για διάφορες σεισμοτεκτονικές μονάδες του Ελληνικού χώρου. Τα αποτελέσματα της μελέτης βασίζονται σε επεξεργασία πολλών χαρτών ισοσειστών καμπύλων, κανονικών σεισμών του Ελληνικού χώρου.

Επίσης, ο Παπαϊωάννου το 1984, μελέτησε με συστηματικό τρόπο την απόσβεση των μακροσεισμικών εντάσεων σε 20 σεισμικές ζώνες του Ελληνικού χώρου.

Στις μελέτες, που βασίζονται στις παραπάνω σχέσεις, υπάρχουν και ορισμένα μειονεκτήματα. Στη συνέχεια θα περιγράψουμε εκτενέστερα την εξάρτηση της έντασης από τους διάφορους παράγοντες, τις σχέσεις που προκύπτουν και τα μειονεκτήματα που παρουσιάζονται κατά την εφαρμογή τους. Εδώ απλά επισημαίνουμε, ότι οι σχέσεις που συνδέουν τις εντάσεις

με το εστιακό βάθος του σεισμού, πιστεύεται πως μειονεκτούν στο βαθμό που απαιτούν ακρίβεια στη γνώση της επικεντρικής έντασης και των εστιακών βαθών. Επίσης οι σχέσεις μεταξύ έντασης και υποκεντρικών αποστάσεων δεν θεωρούνται αξιόπιστες όταν εφαρμόζονται σε μικρές επικεντρικές αποστάσεις (nearfield).

2.3. Εξασθένιση των Εντάσεων

2.3.1. Εισαγωγή

Η έλλειψη μεγάλου αριθμού επιταχυνσιογραφημάτων στις Ευρωπαϊκές χώρες, και στην Ελλάδα οδηγεί απαραίτητα στη μελέτη της εξασθένισης των εντάσεων, που θεωρείται κλειδί στην έρευνα της σεισμικής επικινδυνότητας ενός τόπου.

Η ένταση ενός σεισμού, αποτελεί ένα μέτρο σύγκρισης των σεισμικών αποτελεσμάτων σε συγκεκριμένη περιοχή.

Η επιφανειακή κατανομή των σεισμικών εντάσεων και η αποτύπωση των αντίστοιχων δεδομένων σε χάρτες ισοσειστών καμπύλων είναι ένα από τα σημαντικά στοιχεία που συμβάλλουν στην έρευνα της σεισμικής επικινδυνότητας.

Η γεωγραφική κατανομή των μακροσεισμικών αποτελεσμάτων ενός σεισμού εξαρτάται από πολλούς παράγοντες που σχετίζονται με τις ιδιότητες της σεισμικής πηγής (εστιακό βάθος, μέγεθος, συχνότητα, σχέδιο ακτονοβολίας), το μηχανισμό γένεσης (ασυνέχειες, μεταβολές στην ταχύτητα των σεισμικών κυμάτων, την περίοδο, την διάρκεια και το πλάτος της) και τις εδαφικές συνθήκες που επικρατούν στον τόπο (είδος εδαφών), τεκτονικό καθεστώς, βάθος υδροφόρου ορίζοντα κλπ.).

Η εξάρτηση της κατανομής των εντάσεων από τόσους παράγοντες δημιουργεί προβλήματα στην ερμηνεία, γεγονός όμως είναι ότι ορισμένοι από αυτούς τους παράγοντες παίζουν σημαντικότερο συγκριτικά ρόλο στη μορφή των ισοσειστών καμπύλων.

Όπως ήδη αναφέρθηκε, η χωρική κατανομή των εντάσεων εξαρτάται από πολλούς παράγοντες μεταξύ των οποίων επικρατούν η

επικεντρική απόσταση, το εστιακό βάθος των σεισμών και οι γεωλογικές συνθήκες κάθε τόπου.

2.3.2. Εξασθένηση των εντάσεων σε συνάρτηση με την επικεντρική απόσταση

Γενικά έχει παρατηρηθεί ότι για ένα σεισμό, συγκεκριμένου μεγέθους M , η εξασθένηση της έντασης με την αύξηση της επικεντρικής απόστασης δεν αποδίδεται από μία απλή καμπύλη, εφόσον η ένταση επηρεάζεται και από άλλες μεταβλητές.

Ετσι μπορεί να αποδοθεί με διάφορους τρόπους όπως με τις καμπύλες (α) ελαχίστων εντάσεων, (β) μεγίστων εντάσεων, (γ) μέσων εντάσεων, (δ) των μεγίστων εντάσεων που επικρατούν.

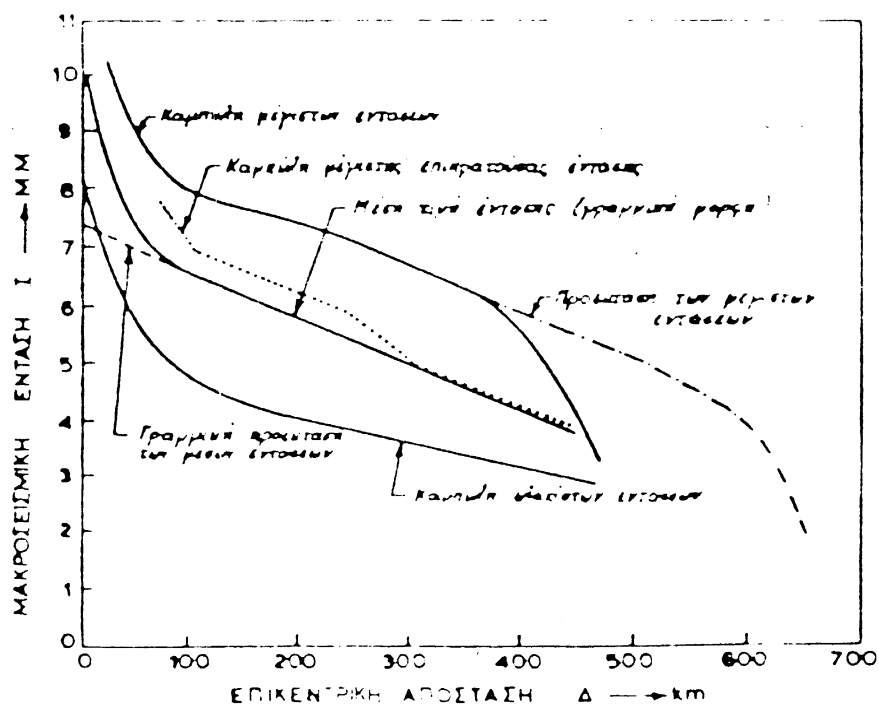
(α) Καμπύλες εξασθένησης ελαχίστων εντάσεων

Εχει παρατηρηθεί ότι οι τιμές των ελαχίστων εντάσεων που στην ουσία αντιπροσωπεύουν τις τιμές που παρατηρούνται στο μητρικό πέτρωμα, εξασθενούν σχεδόν εκθετικά με την αύξηση των επικεντρικών αποστάσεων (Neumann, 1954, 1959).

Τα βασικά μειονεκτήματα των καμπύλων εξασθένησης ελαχίστων εντάσεων οφείλονται στους διαφορετικούς τύπους μητρικών πετρωμάτων, στις πολύπλοκες τεκτονικές δομές και στα περιορισμένα δεδομένα εντάσεων σε διαφορές γεωγραφικές περιοχές.

(β) Καμπύλες μεγίστων εντάσεων

Οι καμπύλες των μεγίστων εντάσεων απεικονίζουν τις μέγιστες τιμές έντασης ενός σεισμού που παρουσιάζονται σε διάφορες επικεντρικές αποστάσεις. Οι καμπύλες αυτές αντιπροσωπεύουν τις εντάσεις που σημειώνονται στα πιο ασταθή εδάφη (σχ.3.1) (αλλουβιακές προσχώσεις, αργιλοαμμώδη εδάφη κλπ.) και δίνουν την τιμή της μέγιστης αναμενόμενης έντασης σε μία δοσμένη επικεντρική απόσταση, ή την μέγιστη επικεντρική απόσταση μέχρι την οποία η ένταση θα γίνει αισθητή.



Σχήμα 3.1 Καμπύλες εξασθένησης των εντάσεων σε συνάρτηση με τις επικεντρικές αποστάσεις για το σεισμό του Arvin-Tehachapi (Neuman and Cloud, 1955)

(γ) Καμπύλες μέσων εντάσεων

Για την κατασκευή των καμπύλων εξασθένησης των μέσων εντάσεων (Barosh, 1969), λαμβάνονται υπόψη οι μέσες τιμές έντασης για διάφορες επικεντρικές αποστάσεις και σχεδιάζεται η μέση καμπύλη μεταξύ των "διασκορπισμένων" σημείων.

Η μέση ένταση εξασθενεί σχεδόν ομαλά με την αύξηση των επικεντρικών αποστάσεων από 20-100km.

(δ) Καμπύλες μέγιστων επικρατουσών εντάσεων

Οι καμπύλες μέγιστων επικρατουσών εντάσεων σχεδιάζονται με βάση τις μέσες επικεντρικές αποστάσεις των διαφόρων ισοσειστών καμπύλων ενός σεισμού και υπολογίζονται από τους χάρτες ισοσειστών.

3.2. Εξασθένηση των εντάσεων σε συνάρτηση με το εστιακό βάθος

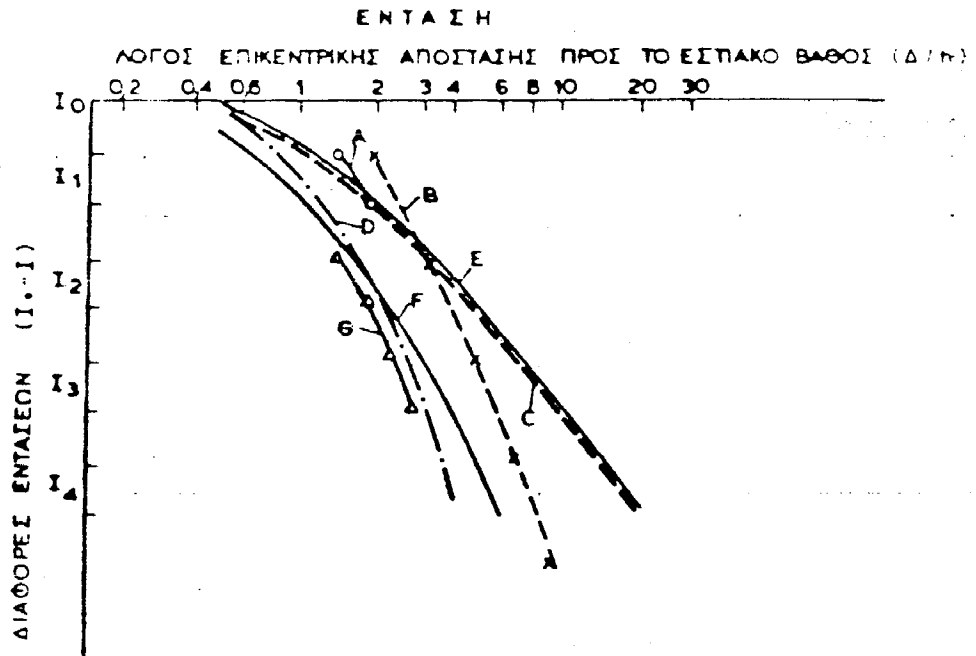
Ενας άλλος παράγοντας που επηρεάζει την εξασθένηση των εντάσεων εξίσου σημαντικά με την επικεντρική απόσταση, είναι το εστιακό βάθος των σεισμών.

Πολλοί ερευνητές ασχολήθηκαν κατά καιρούς με τις σχέσεις εξασθένησης των σεισμικών εντάσεων σε συνάρτηση με το εστιακό βάθος των σεισμών και πρότειναν διάφορες σχέσεις εξασθένησης της μορφής:

$$I_0 - I_i = f\left(\frac{\Delta_i}{h}\right) \quad (3.1)$$

όπου I_0 είναι η επικεντρική ένταση ενός σεισμού και I_i η ένταση που παρατηρείται στην επικεντρική απόσταση Δ_i .

Το σχήμα 3.2 παρουσιάζει τη γραφική σύγκριση των διαφόρων σχέσεων (Shebalin, 1959a) που προτάθηκαν από διάφορους ερευνητές.



Σχήμα 3.2 Σύγκριση των διαφόρων σχέσεων εξασθένησης των εντάσεων με γραφική μέθοδο (Shebalin, 1959a).

Ένα από τα κύρια μειονεκτήματα των σχέσεων αυτής της μορφής είναι η αδυναμία διάκρισης των κανονικών σεισμών από τους

σεισμούς ενδιαμέσου και μεγάλου βάθους, των οποίων ο χαρακτήρας της εξασθένησης των εντάσεων διαφέρει (δηλαδή ο ακριβής καθορισμός του h στην προηγούμενη σχέση).

Ο υπολογισμός των εστιακών βαθών με τη χρήση σχέσεων της παραπάνω μορφής εξαρτάται κύρια από το πόσο ακριβής είναι ο προσδιορισμός της επικεντρικής έντασης I .

Στον Ελληνικό χώρο σύμφωνα με έρευνες που έγιναν, αρχικά από τον Sieberg (1932) και αργότερα από άλλους ερευνητές (Galanopoulos, 1959, Δελήμπασης, 1968, Παρζαχός και Κομνινάκης, 1971, Delibasis, 1982, Τάσσοι, 1984), παρατηρήθηκε ασύμμετρη κατανομή των μακροσεισμικών εντάσεων σεισμών ενδιαμέσου βάθους.

3.3. Εξασθένηση των εντάσεων (I_0) σε σχέση με το μέγεθος

Η επικεντρική ένταση, I_0 , είναι η ένταση που καταγράφεται στην πλειόσειστη περιοχή. Σχέσεις που παρουσιάζουν τη μεταβολή της σε συνάρτηση με διάφορα μεγέθη σεισμών, χρησιμοποιούνται στην εκτίμηση των πιθανών μέγιστων βλαβών που προκαλούνται στην επικεντρική περιοχή από σεισμούς διαφόρων μεγεθών.

3.4. Εξάρτηση των Εντάσεων από τις γεωλογικές συνθήκες

Τα κύρια γεωλογικά χαρακτηριστικά, που επηρεάζουν την κατανομή και την εξασθένηση των εντάσεων, είναι οι τεκτονικές δομές, οι φυσικές ιδιότητες του εδαφικού υλικού, το βάθος του υδροφόρου ορίζοντα, η κλίση του εδάφους, το πάχος των γεωλογικών σχηματισμών και πιθανά το είδος του εδάφους κοντά στη σεισμική εστία.

Η επίδραση του γεωλογικού χαρακτήρα μιάς περιοχής στην κατανομή των εντάσεων, γίνεται φανερή σε διάφορους χάρτες ισοσειστών καμπύλων, όπου παρατηρείται μιά επιμήκυνση των ισοσειστών σε διευθύνσεις παράλληλες προς εκείνες των τεκτονικών δομών της περιοχής.

Οι διάφορες μέθοδοι που εφαρμόζονται στο διεθνή και Ελληνικό χώρο εξαρτώνται από τις ιδιαίτερες γεωλογικές συνθήκες που επικρατούν στις μελετώμενες περιοχές.

Χάρτες Ισοσειστών Καμπύλων

Μιά γενική εικόνα της εξασθένησης των εντάσεων ενός σεισμού σε μία περιοχή δίνουν οι χάρτες ισοσειστών καμπύλων. Η μέθοδος των ισοσειστών βασίζεται στη χαρτογράφηση (τοποθέτηση επάνω σε ένα τοπογραφικό ή πολιτικό χάρτη) όλων των μακροσεισμικών παρατηρήσεων που συγκεντρώθηκαν μετά από ένα σεισμό, αφού προηγούμενα βαθμολογηθούν με βάση τη μακροσεισμική κλίμακα που έχει υιοθετηθεί.

Οι τόποι που παρουσιάζουν την ίδια ένταση, συνδέονται με μία καμπύλη. Οι καμπύλες που συνδέουν τους τόπους με την ίδια ένταση, ονομάζονται ισόσειστες καμπύλες και ουσιαστικά καθορίζουν περιοχές που παρουσιάζουν την ίδια ένταση.

Η σχεδίαση των ισοσειστών καμπύλων μπορεί να γίνει με διάφορους τρόπους.

Σαν γενική παρατήρηση σε ότι αφορά τις μικρές και μεγάλες εντάσεις ενός χάρτη ισοσειστών καμπύλων μπορούμε να πούμε ότι: η ισόσειστη III βαθμού επειδή βρίσκεται στα όρια της αισθητότητας καθώς και οι ισόσειστες που αντιστοιχούν στους VIII και IX βαθμούς και προσδιορίζονται κατά κανόνα από λίγα σημεία, καθορίζονται σε σχέση με τις ενδιάμεσες τιμές με μεγαλύτερη ασάφεια.

Γιὰ τους παραπάνω λόγους σαν πλέον αξιόπιστες θεωρούνται οι ισόσειστες καμπύλες της IV, V, VI, και VII βαθμών έντασης MM.

Παρατηρούμε (σχήμα 4.1), ότι κοντά στο επίκεντρο οι ισόσειστες έχουν περισσότερο ομαλή μορφή, γεγονός που οφείλεται στην ομοιόμορφη ακτινοβολία και διάδοση της σεισμικής ενέργειας, ενώ όσο απομακρυνόμαστε προς τις εξωτερικές ισόσειστες, λόγω της βαθμιαίας εξασθένησης της ενέργειας, η μορφή τους είναι λιγώτερο ομαλή και επηρεάζεται κύρια από τις τοπικές γεωλογικές συνθήκες (Grand-Taylor, 1974). Η μορφή

των ισοσειστών μεγάλων σχετικά σεισμών παρουσιάζει μία έντονη τάση προσανατολισμού, κυρίως στις μεγάλες εντάσεις (εσωτερική ισοσειστή) λόγω της επίδρασης του σεισμογόνου ρήγματος, δηλαδή της πεπερασμένης σεισμογόνου πηγής.

Είναι γεγονός ότι η επιμήκυνση των εξωτερικών ισοσειστών καμπύλων φαίνεται να οφείλεται κυρίως στις τοπικές δομές, παρά στη γραμμική πηγή. Είναι βέβαια πολύ πιθανό οι ίδιες οι τεκτονικές δομές, δηλαδή τα ρήγματα και οι πτυχές, να μη επιδρούν τόσο σημαντικά στην κατανομή των εντάσεων, όσο οι αλλαγές που προκαλούν οι δομές αυτές στα διάφορα πετρώματα.

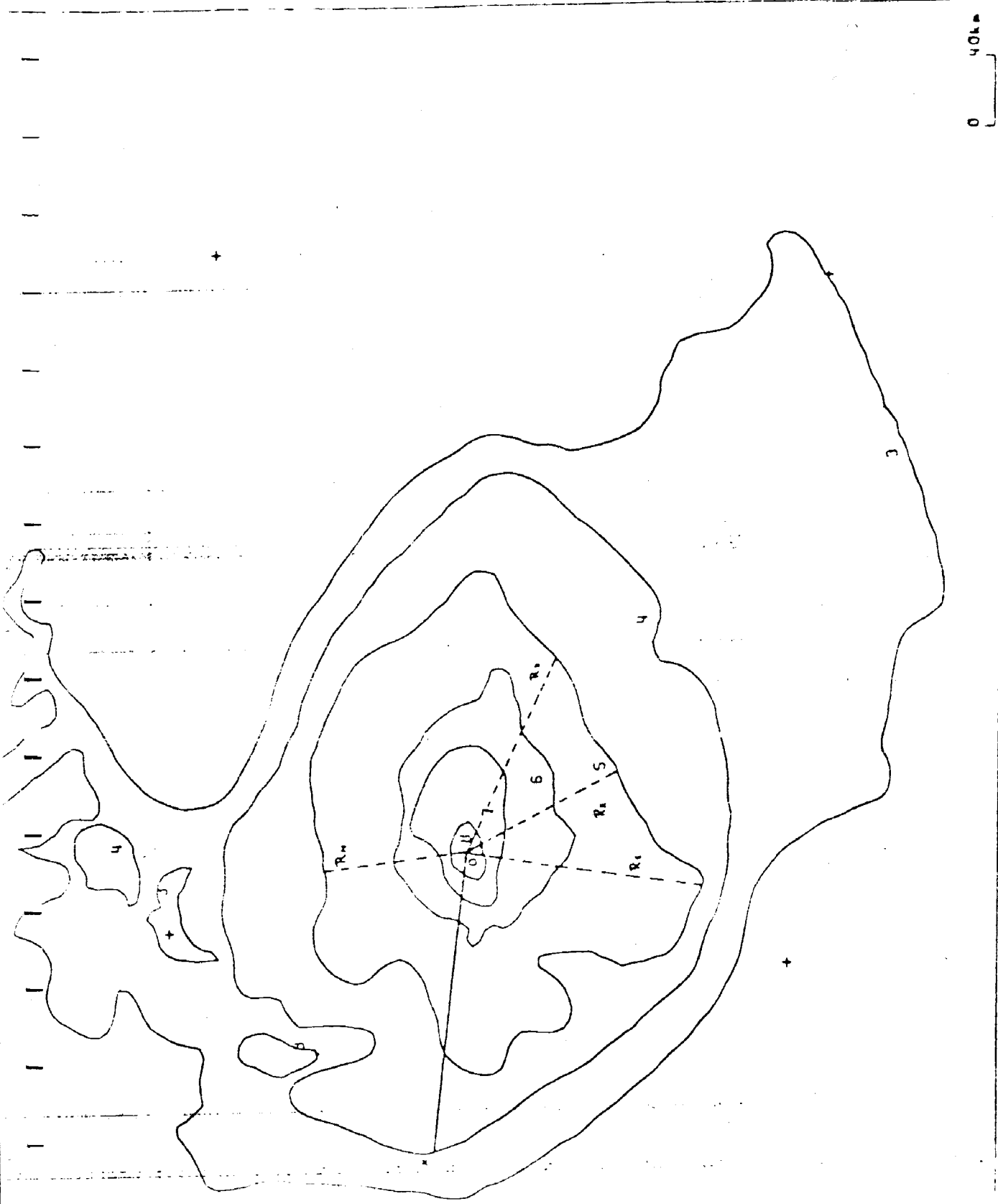
Μακροσεισμικά στοιχεία - καταστροφές μεγάλων σεισμών στην περιοχή της Μεσσηνίας

Οι ρηξιγενείς ζώνες του Μεσσηνιακού-Λακωνικού κόλπου, οι οποίες εκτείνονται και στην Ξηρά, φιλοξενούν εστίες μικρών, μέσων και μεγάλων σεισμών, τόσο επιφανείας, όσο και ενδιάμεσου βάθους. Στις ζώνες αυτές ανήκουν κυρίως οι περιοχές Μεσσήνης-Μάνεσι, ή Χερσόνησος της Μάνης, καθώς επίσης και η τεκτονική τάφος του Ευρώτα και της λεκάνης της Μεγαλόπολης.

Όπως έδειξε ο καταστρεπτικός σεισμός της 27 Αυγούστου 1886 στο ΝΔ άκρο της Πελοποννήσου πιθανά φιλοξενείται εστία παγκόσμιων σεισμών ενδιάμεσου βάθους (Γαλανόπουλος, 1955). Στην περιοχή αυτή, Φιλιατρών-Κυπαρισσίας, υπάρχουν επίσης εστίες μικρών σεισμών.

Από τον αναθεωρημένο χάρτη μεγίστων εντάσεων, Δρακόπουλος-Μακρόπουλος (1983), παρατηρείται γενικά ότι στην πλειονότητα των ισοσειστών χαρτών του Ελληνικού χώρου, υπάρχει επιμήκυνση κατά τη διεύθυνση ΒΒΔ/ΝΝΑ. Η ίδια επιμήκυνση παρατηρείται και μεταξύ των διαφόρων ζωνών ισοσειστών καμπύλων στο χάρτη των μεγίστων παρατηρούμενων εντάσεων.

Η τάση αυτή δείχνει ίσως την ύπαρξη μίας κύριας διεύθυνσης ακτινοβολίας της σεισμικής ενέργειας (ΒΒΔ/ΝΝΑ) και πιθανότατα απεικονίζει το γενικό σχέδιο, των γεωλογικών συνθηκών



Σχήμα 4.1 Παράδειγμα υδροφόρων επιφανειών

της Ελλάδας, που συνδέεται με την κύρια διεύθυνση των Ελληνίδων οροσειρών.

Από το χάρτη φαίνεται ότι η περιοχή της Μεσσηνίας ανήκει στις περιοχές μεγάλης σεισμικότητας, με μέγιστες παρατηρηθείσες εντάσεις ΙΧ βαθμών της κλίμακας Modified Mercalli.

Ενδεικτικά αναφέρονται τα καταστρεπτικά αποτελέσματα μεγάλων σεισμών στην περιοχή όπως χαρακτηριστικά συμπεριλαμβάνονται στο βιβλίο Σεισμική Γεωγραφία της Ελλάδος (Α. Γαλανόπουλος, 1955).

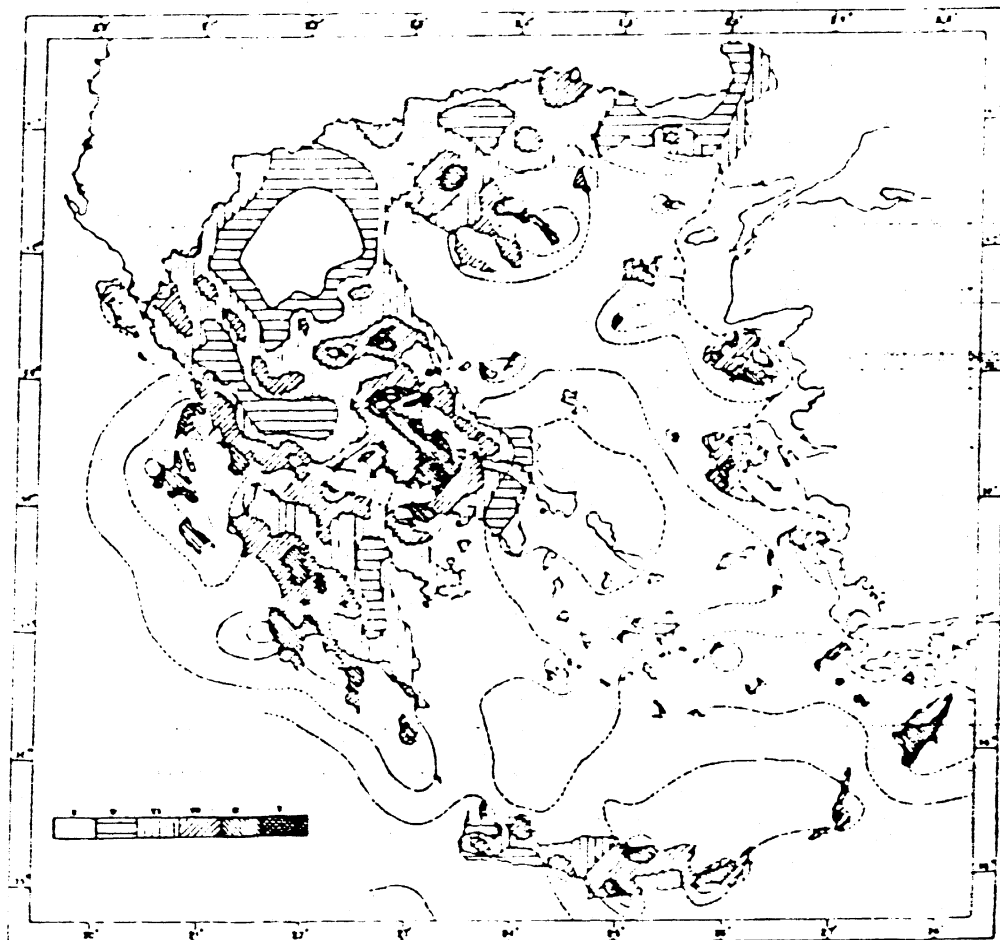
1885, Μαρτίου 28. Καταστρεπτικός σεισμός εις την Μεσσηνίαν, ιδίως εις την περιοχήν Μεσσήνης-Μάνεσι.

1886, Αυγούστου 27. Μέγας σεισμός εις την δυτικήν ακτήν της Μεσσηνίας κατέστρεψε τα Φιλιατρά, την Λιγούδισταν και την Κορώνην, ως και 123 περίπου χωρία. 3 άλλαι πόλεις μετά 37 χωρίων εβλάβησαν ισχυρώς και 7 ακόμη άλλαι μετά 85 περίπου χωρίων υπέστησαν σημαντικὰς ζημίας. Εν όλω κατέρρευσαν ή υπέστησαν ακατοίκητοι 6000 περίπου οικίαι, εφονεύθησαν δε άνω των 326 και ετραυματίσθησαν όχι ολιγώτεροι των 796.

1899, Ιανουαρίου 22. Σοβαρός σεισμός εις την δυτικήν ακτήν της Μεσσηνίας κατέστρεφεν εις την Κυπαρισσίαν και τους γειτονικούς αυτής τόπου περίπου 245 οικίας· άνω των 275 κατέστησαν ετοιμόρροποι. Εσημειώθησαν περίπου 50 τραυματίαι.

1934, Ιανουαρίου 9. Ισχυρός σεισμός προξένησεν ελαφράς ρωγμάς επί των τοίχων μερικών οικιών των Καλαμών.

1947, Οκτωβρίου 6. Σοβαρός σεισμός, μεγέθους 7, με επίκεντρον 36°9 N, 22°0 E, επέφερεν εις την νοτιοδυτικήν άκραν της Πελοποννήσου μέγαν καταστροφάν, ιδίως εις την Επαρχίαν της Πυλίας. Ενταύθα από τα 4888 κτίρια 54 οικισμών, 293 οικίαι και 4 εκκλησίαι κατεστράφησαν εξ ολοκλήρου, 819 οικίαι, 17 εκκλησίαι και 5 σχολεία μερικώς και 468 οικίαι ελαφρώς. Επί της δυτικής ακτής της Μάνης αι ζημίαι υπήρξαν μικρότεραι. Ούτως, από τα 2638 κτίρια 18 βλαβέντων οικισμών, 9 οικίαι κατεστράφησαν εντελώς, 78 κτίρια-μεταξύ των οποίων 5 εκκλησίαι και 2 σχολεία-μερικώς και 120 ελαφρώς, 3 νεκρού και 20 τραυματίαι, εκ τούτων 4 σοβαρώς.



Σχήμα 5.1 Αναθεωρημένος χάρτης των μεγίστων εντάσεων του Ελληνικού χώρου (Drakopoulos-Makropoulos, 1983)

Μέθοδος επεξεργασίας των μακροσεισμικών δεδομένων

Παραδοχές - Βασική σχέση

Με τις σχέσεις εξασθένησης των σεισμικών εντάσεων σε συνάρτηση με την υποκεντρική απόσταση ασχολήθηκαν σε διεθνή κλίμακα πολλοί ερευνητές.

Εχουμε ήδη αναφέρει τους παράγοντες που επιδρούν στην εξασθένηση των εντάσεων. Εδώ θα αναπτύξουμε συνοπτικά τις γενικές παραδοχές και την πορεία που ακολουθείται διεθνώς για την εύρεση των σχέσεων αυτών και θα αιτιολογήσουμε, με τον τρόπο αυτό, την επιλογή των μεθόδων που κάναμε γι' αυτή τη μελέτη.

Αναλυτικότερα υιοθετήσαμε τη βασική παραδοχή ότι σε κάθε θέση η σεισμική ένταση είναι ανάλογη του λογάριθμου της πυκνότητας της σεισμικής ενέργειας, δηλαδή ισχύει:

$$I = K_4 + K_5 \ln E \quad (6.1)$$

(όπου K_4, K_5 είναι σταθερές)

Λαμβάνοντας παράλληλα υπόψη την κλασσική εξίσωση εξασθένησης της ενέργειας

$$E = \left(\frac{E_0}{4\pi}\right) \Delta^{-\beta} \epsilon^{-c\Delta} \quad (6.2)$$

(όπου E_0 είναι η ολική ενέργεια που απελευθερώθηκε στην εστία β σταθερά που αντιπροσωπεύει την εξασθένηση λόγω γεωμετρικής διασποράς και c σταθερά που αντιπροσωπεύει την εξασθένηση λόγω απορρόφησης) και αντικαθιστώντας την (6.2) στην (6.1) καταλήγουμε στην εξίσωση:

$$I = K_4 + K_5 \ln\left(\frac{E_0}{4\pi}\right) - K_5\beta(\ln\Delta) - K_5c\Delta \quad (6.3)$$

Στο επίκεντρο όπου $h = \Delta$ η εξίσωση (6.3) εκφράζεται από την:

$$I_0 = K_4 + K_5 \ln\left(\frac{E_0}{4\pi}\right) - K_5\beta(\ln h) - K_5ch \quad (6.4)$$

Με τη χρησιμοποίηση των συντμήσεων:

$$a_1 = K_5\beta(\ln h) + K_5ch$$

$$\beta_1 = K_5 \beta$$

$$c_1 = K_5 c$$

και απαλείφοντας το E μεταξύ των (6.3) και (6.4) καταλήγουμε στην

$$I = I_0 + \alpha_1 - \beta_1 \ln \Delta - c_1 \Delta \quad (6.5)$$

η οποία είναι ισοδύναμη με αυτή που χρησιμοποίησε ο Chandra (1979) και άλλοι ερευνητές αργότερα.

Εάν το αποτέλεσμα της εκθετικής απορρόφησης είναι μικρό συγκρινόμενο με τη γεωμετρική διασπορά η εξίσωση (6.1) γράφεται (Newmann, 1954, Cornell, 1968)

$$I = I_0 + \alpha_1 - \beta_1 \ln \Delta \quad (6.6)$$

Ανάλογες σχέσεις χρησιμοποίησαν επίσης οι Esteva (1968) και Båth (1980).

Εάν όμως η γεωμετρική διασπορά μπορεί να παραληφθεί συγκρινόμενη με την εκθετική απορρόφηση, τότε η εξίσωση μπορεί γραφτεί:

$$I = I_0 + \alpha_1 - c_1 \Delta \quad (6.7)$$

Η εξίσωση (6.1) στην οποία βασίσθηκαν οι υπόλοιπες είναι εμπειρική.

Στην πραγματικότητα υπάρχει μιά μεγάλη ποικιλία εναλλακτικών σχέσεων που συνδέουν την ένταση με τη σεισμική ενέργεια και περιγράφουν την εξασθένιση των σεισμικών εντάσεων σε συνάρτηση με την απόσταση.

Πρόσφατα πάντως οι περισσότεροι ερευνητές εφαρμόζουν εμπειρικές σχέσεις εξασθένισης των εντάσεων της μορφής: (στην Ελλάδα οι Δρακόπουλος, 1984, Δρακόπουλος-Σταμέλου, 1984, Παπαϊωάννου, 1984).

$$I(R) - I_0 = \alpha + \beta R + c \log R \quad (6.8)$$

όπου $I(R)$ είναι η ένταση σε μιά απόσταση R από το επίκεντρο του σεισμού, I_0 είναι η επικεντρική ένταση και α , β , c είναι σταθερές που προσδιορίζονται για κάθε περιοχή μελέτης. Η ύπαρξη, στη σχέση αυτή, του σταθερού όρου α δείχνει ότι η καμπύλη εξασθένισης των εντάσεων εξαρτάται άμεσα από

τις επικεντρικές εντάσεις του συνόλου των σεισμών που χρησιμοποιείται στην ανάλυση. Συγκεκριμένα η εμπειρική αυτή σχέση παρουσιάζει ένα γρήγορο ρυθμό εξασθένησης όταν το σύνολο των δεδομένων περιλαμβάνει πολλούς σεισμούς, μεγάλων επικεντρικών εντάσεων I_0 και ένα αργό ρυθμό εξασθένησης όταν τα δεδομένα περιλαμβάνουν συστηματικά, σεισμούς μικρών επικεντρικών εντάσεων I_0 .

Η μεγάλη αυτή εξάρτηση της καμπύλης εξασθένησης από τις επικεντρικές εντάσεις των σεισμών δημιουργεί έντονο πρόβλημα στις περιπτώσεις που αντί για επικεντρικές εντάσεις σε μέλετες χρησιμοποιήθηκαν αντίστοιχα μέγιστες παρατηρηθείσες (I_{max}).

Συστηματικά χαμηλές τιμές λαμβάνονται όταν οι μέγιστες παρατηρηθείσες εντάσεις εξισώνονται με τις επικεντρικές. Όπως είναι γνωστό στην Ελλάδα πολλοί σεισμοί συμβαίνουν στον υποθαλάσσιο της χώρα και επομένως δεν είναι γνωστή η επικεντρική του ένταση. Έτσι στη θέση αυτής χρησιμοποιήθηκε στο παρελθόν η μέγιστη ένταση που παρατηρήθηκε (I_{max}) στην Ξηρά. Το πρόβλημα αυτό ξεπεράστηκε στο συγκεκριμένο ερευνητικό πρόγραμμα, διότι χρησιμοποιήθηκαν επαναπροσδιορισμένες επικεντρικές εντάσεις σεισμών (Σταμέλου, 1985).

Η εξίσωση (6.8) που αναφέραμε προηγούμενα έχει επίσης το μειονέκτημα να δίνει την εξασθένηση μόνο στις περιοχές που βρίσκονται σε κάποια απόσταση από το επίκεντρο και όχι πάνω ή πολύ κοντά στην επικεντρική περιοχή. Συνήθως στις μελέτες σεισμικής επικινδυνότητας γινόταν η παραδοχή ότι σε μικρές αποστάσεις από το επίκεντρο δεν έχουμε πρακτικά εξασθένηση των εντάσεων.

Στην παρούσα μελέτη το πρόβλημα αυτό ξεπεράστηκε με την αντικατάσταση του R από το $R+D$ (όπου D είναι το μέσο εστιακό βάθος των σεισμών της περιοχής μελέτης), και με την εφαρμογή της παραδοχής (Chandra, 1979) ότι:

$$I_R = I_0 \quad \text{όπου} \quad R = 0$$

Έτσι, η εξίσωση (6.8) μετατρέπεται στην

$$I(R) - I_0 = \beta \cdot R + c \log (1+R/D) \quad (6.9)$$

Κατά την εφαρμογή στη θέση του D έχουμε:

$$I(R) - I_0 = \beta \cdot R + c \log (R+D) - c \log D$$

δηλαδή είναι της μορφής:

$$I(R) - I_0 = \alpha + \beta R + c \log (R+D) \quad (6.10)$$

Εξισώσεις αυτής της μορφής αίρουν το βασικό μειονέκτημα των προηγούμενων σχέσεων στο επίκεντρο ($R=0$) με λογική βέβαια προϋπόθεση ότι η σεισμική εστία βρίσκεται πάντα σε κάποιο βάθος κάτω από την επιφάνεια.

Είναι προφανές ότι με την εφαρμογή της εξίσωσης (6.10) αίρονται ουσιαστικά τα μειονεκτήματα που δημιουργούσαν στην πράξη οι προηγούμενες σχέσεις (π.χ. ανεπάρκεια γνώσης του πραγματικού I_0 , παράγοντα βάθους κλπ.).

Για το λόγο αυτό η σχέση (6.10) θεωρήθηκε ότι περιγράφει πιστότερα τον τρόπο εξασθένησης των εντάσεων και υιοθετήθηκε στη μελέτη αυτή.

Κατά τον αναλυτικό υπολογισμό της σχέσης χρησιμοποιήθηκε, για κάθε σεισμό, το πραγματικό εστιακό του βάθος (h) έτσι ώστε η παράμετρος D , που εκφράζει το μέσο εστιακό βάθος των σεισμών της περιοχής να είναι περισσότερο αντιπροσωπευτική και η τελική εξίσωση που εφαρμόσθηκε είναι της μορφής:

$$I_R - I_0 = \alpha + \beta R + c \log \sqrt{\Delta^2 + h^2}$$

Για την παρούσα μελέτη υπολογίσθηκαν επίσης σχέσεις εξασθένησης των εντάσεων συναρτήσει του σεισμικού μεγέθους M και της επικεντρικής και υποκεντρικής απόστασης της μορφής:

$$I_R = \alpha + \beta M + c \log \Delta \quad \text{ή} \quad I_R = \alpha + \beta M + c \log R$$

όπου Δ = επικεντρική απόσταση

R = υποκεντρική "

M = μέγεθος

Συλλογή - Αξιολόγηση δεδομένων

Όπως ήδη αναφέρθηκε το παρόν ερευνητικό πρόγραμμα έχει σαν κύριο στόχο της την εύρεση σχέσεων που περιγράφουν την εξασθένιση των σεισμικών εντάσεων σε συνάρτηση με την απόσταση, και τα σεισμικά μεγέθη για την περιοχή της Καλαμάτας.

Για το σκοπό αυτό συγκεντρώθηκαν από διάφορες πηγές όλα τα διαθέσιμα μακροσεισμικά και μικροσεισμικά δεδομένα.

(α) Μακροσεισμικά στοιχεία

Στο κεφάλαιο αυτό θα αναφέρουμε γενικά χωρίς επιστημονικό σχολιασμό και επί μέρους λεπτομέρειες τα μακροσεισμικά στοιχεία, δηλαδή τους χάρτες ισοσειστών, που χρησιμοποιήθηκαν στην εκπόνηση αυτής της μελέτης.

Χάρτες ισοσειστών, που χρησιμοποιήθηκαν στην εκπόνηση αυτής της μελέτης.

Χάρτες ισοσειστών καμπύλων για μεγάλους σεισμούς του Ελληνικού χώρου έχουν εκπονηθεί από πολλούς Έλληνες και ξένους ερευνητές. Συγκεντρωμένοι χάρτες ισοσειστών περιέχονται στις ακόλουθες πηγές:

- Ατλαντας ισοσειστών χαρτών UNDP/Unesco που εκπονήθηκε στα πλαίσια του προγράμματος "Μελέτη Σεισμικότητας της Βαλκανικής περιοχής" (Shebalin et al., 1974a,b).
- Ατλαντας ισοσειστών εργαστηρίου Γεωφυσικής Πανεπιστημίου Θεσσαλονίκης (Parazachos et al.).
- Χάρτες ισοσειστών που περιέχονται στα μηνιαία σεισμολογικά Δελτία του Γεωδυναμικού Ινστιτούτου του Αστεροσκοπείου Αθηνών.

Για τους περισσότερους σεισμούς τον Ατλαντα ισοσειστών UNDP/Unesco εκπονήθηκαν δύο χάρτες.

- ο αρχικός χάρτης ισοσειστών καμπύλων
- ο γενικευμένος χάρτης ισοσειστών.

Οι λεπτομερείς αρχικοί χάρτες ισοσειστών για τους σεισμούς του Ελληνικού χώρου εκπονήθηκαν από Έλληνες ερευνητές του

Αστεροσκοπείου Αθηνών και του Τομέα Γεωφυσικής του Πανεπιστημίου Αθηνών με υπεύθυνο τον Ι. Δρακόπουλο (1973). Σε κάθε χάρτη του Ατλαντα (Shebalin et al., 1974) αναφέρεται και το όνομα του επιστήμονα που τον εκπόνησε.

Οι αρχικοί χάρτες ισοσειστών, όπως βλέπουμε ως τυπικό παράδειγμα στο σχήμα 6.1, χαρακτηρίζονται από μία πολυπλοκώτερη μορφή σε σχέση με τους γενικευμένους που παρουσιάζουν μορφή περισσότερο κανονική, δηλαδή κυκλική ή ελαφρά ελλειπτική.

Οι μακροσεισμικές κλίμακες έντασης που χρησιμοποιούνται στον Ατλαντα της Unesco είναι οι: Modified-Mercalli (MM), Mercalli-Cancani-Sieberg (MCS) και Medvedev-Sponheuer-Karnik (MSK).

Σχετική ανασκόπηση σε προηγούμενες δημοσιεύσεις χαρτών ισοσειστών καμπύλων, δείχνει ότι ένας μεγάλος αριθμός αξιόπιστων δεδομένων δεν έχει χρησιμοποιηθεί επαρκώς και ότι δεν υπάρχει ομοιογένεια και ομοιομορφία στους χάρτες, επειδή εκπονήθηκαν από διάφορους επιστήμονες οι οποίοι ακολούθησαν διαφορετική τεχνική και χρησιμοποίησαν διαφορετική μακροσεισμική κλίμακα.

Στο Εργαστήριο Γεωφυσικής του Αριστοτελείου Πανεπιστημίου Θεσσαλονίκης έγινε προσπάθεια να ξεπεραστούν τα παραπάνω προβλήματα και έτσι συντάχθηκε το 1982 ένας νέος Ατλαντας ισοσειστών χαρτών (Παπαζάχος και συνεργάτες, 1982).

Ο συγκεκριμένος Ατλαντας περιλαμβάνει συνολικά 125 χάρτες ισοσειστών σεισμών της περιόδου 1902-1981. Η επιφάνεια που περικλείεται από δύο διαδοχικές ισόσειστες καμπύλες έντασης I και I+1, περιλαμβάνει τόπους όπου η ένταση εκτιμήθηκε ότι βρίσκεται μεταξύ αυτών των δύο τιμών ($\zeta < I_0 + 1$). Κατά το σχεδιασμό των χαρτών προτιμήθηκε χάραξη "ομαλών" ισοσειστών καμπύλων αντί των ιδιαίτερα λεπτομερών. Η κλίμακα εντάσεων για όλους τους σεισμούς του συγκεκριμένου Ατλαντα ισοσειστών είναι η Modified-Mercalli (MM).

Τέλος, πρόσθετη πηγή ισοσειστών χαρτών είναι τα μηνιαία δελτία του Αστεροσκοπείου Αθηνών, που είναι και ο υπεύθυνος φο-

ρέας της χώρας για τη συλλογή όλων των μακροσεισμικών δεδομένων. Αλλωστε και οι δύο Ατλαντες που προαναφέρθηκαν και χρησιμοποιήθηκαν στο παρόν ερευνητικό πρόγραμμα, βασίζονται αποκλειστικά σε μακροσεισμικά στοιχεία του Γεωδυναμικού Ινστιτούτου του Αστεροσκοπείου Αθηνών.

Οι κλίμακες εντάσεων των μηνιαίων δελτίων είναι κυρίως η Modified-Mercalli (MM) και η Mercalli-Cancani-Sieberg (MSC). Οι τιμές της μέγιστης έντασης I_{max} αντιστοιχούν στη μέγιστη ένταση που αναφέρεται στον κατάλογο τοποθεσιών και εντάσεων του Δελτίου του Ε.Α.Α.

Από τους χάρτες αυτούς επιλέχθηκαν οι γενικευμένες μορφές ισοσειστών αφ' ενός λόγω του ότι ο τύπος αυτός θεωρείται πιό χρήσιμος στον προσδιορισμό των εστιακών παραμέτρων και στην περιγραφή του τρόπου εξασθένησης των εντάσεων και αφ' ετέρου για να είναι ομοιογενή δεδομένα με τους χάρτες ισοσειστών του Πανεπιστημίου Θεσσαλονίκης.

Από τις παραπάνω πηγές χρησιμοποιήθηκαν τελικά 38 σεισμοί της περιόδου 1900-1986, για τους οποίους υπολογίστηκαν οι τιμές των παρατηρουμένων εντάσεων στην Καλαμάτα.

(β) Μικροσεισμικά στοιχεία

Στον Ελληνικό χώρο η πρώτη αξιόλογη προσπάθεια συγκέντρωσης όλων των σεισμολογικών δεδομένων έγινε από το Γαλανόπουλο (1960-61) με τη δημοσίευση των πρώτων καταλόγων. Όλοι οι μεταγενέστεροι κατάλογοι βασίζονται σ' ένα μεγάλο βαθμό σ' αυτήν την αρχική εργασία μεγάλης σπουδαιότητας.

Συστηματική προσπάθεια έγινε αργότερα από τους Παπαζάχο-Κομνηνάκη, που δημοσίευσαν δύο καταλόγους σεισμών (1978, 1982) στους οποίους συμπεριέλαβαν και νέα στοιχεία και βελτίωσαν την ακρίβεια ορισμένων σεισμολογικών παραμέτρων.

Το 1974 δημοσιεύθηκε ο κατάλογος της Unesco (Shebalin et al, 1974) για ολόκληρη τη Βαλκανική περιοχή. Τα Ελληνικά δεδομένα που περιέχονται σ' αυτόν υποβλήθηκαν με λεπτομερή αναλυτική εργασία των Γαλανόπουλου, Δρακόπουλου, Δελήμπαση (1974).

Τέλος, το 1981 οι Μακρόπουλος και Burton βελτίωσαν τα δεδομένα των σεισμών που περιλαμβάνονται στον κατάλογο της Unesco, επανυπολογίζοντας πολλές εστιακές παραμέτρους, συμπεριλαμβανομένων και των μεγεθών, εφόσον είχαν αρκετά δεδομένα που δικαιολογούσαν αυτόν τον επανυπολογισμό.

Στον κατάλογο σεισμών της χρονικής περιόδου 1917-1964 επαναπροσδιόρισαν όλες τις υποκεντρικές παραμέτρους και χρησιμοποιώντας τη μέθοδο Jed (Joint-Epicenter-Determination) του Douglas (1976) επανεκτίμησαν τα σεισμικά μεγέθη, βασίζόμενοι στη σύγκριση με τα δεδομένα των σειсмоγράφων της Upsala.

Για τη χρονική περίοδο 1964-1978 δεν επιχειρήθηκε επαναπροσδιορισμός των επικέντρων και υιοθετήθηκαν τα επίκεντρα του ISC, ενώ τα μεγέθη των σεισμών αυτής της περιόδου επανεκτιμήθηκαν.

Για τη χρονική περίοδο 1902-1916 υιοθετήθηκαν οι υποκεντρικές παράμετροι του καταλόγου της Unesco και τα μεγέθη των σεισμών έως το 1907.

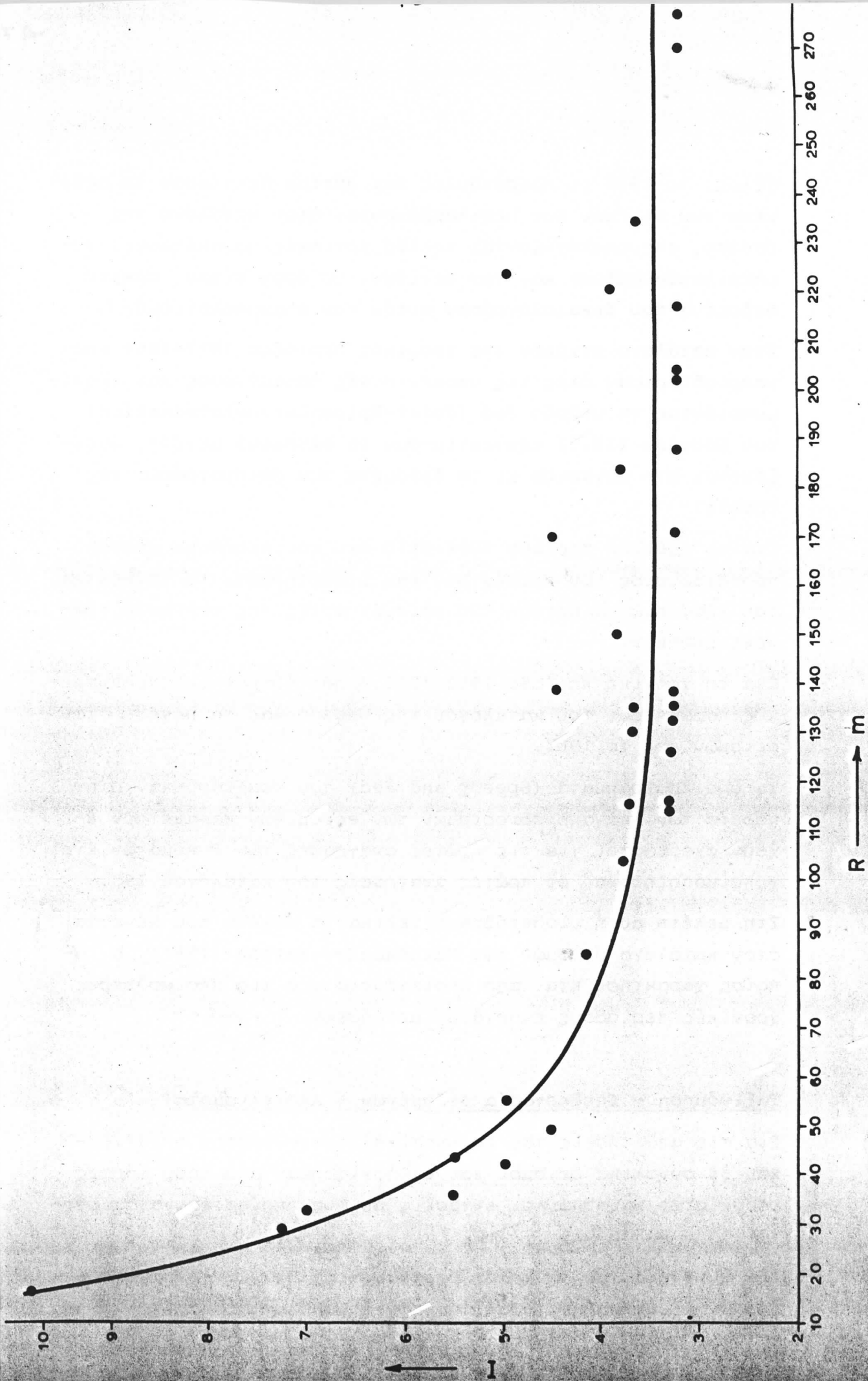
Τα δύο προγράμματα (Speedy and Jed) που εφαρμόστηκαν στην πορεία των επαναπροσδιορισμών των σεισμικών παραμέτρων έχουν σχεδιαστεί για τις πρώτες αναγραφές των P κυμάτων, έτσι χρησιμοποιήθηκαν οι πρώτες αναγραφές του καταλόγου ISC.

Στη μελέτη αυτή υιοθετήθηκαν τελικά τα μεγέθη που δίνονται στον κατάλογο σεισμών των Μακρόπουλου-Burton (1981), ο οποίος χαρακτηρίζεται από ομοιογένεια για τις περισσότερες χρονικές περιόδους εννογάνων μετρήσεων.

Ταξινόμηση - Επεξεργασία Δεδομένων - Αποτελέσματα

Για τις απαιτήσεις του ερευνητικού προγράμματος επιλέχθηκαν 38 συνολικά σεισμοί και υπολογίσθηκαν από τους χάρτες ισοσειστών καμπυλών οι εντάσεις με τις οποίες έγιναν αισθητοί στην Καλαμάτα.

Στη συνέχεια, με τη χρήση προγράμματος H/Y και εφαρμογή μεθόδου παλινδρομικής ανάλυσης των δεδομένων υπολογίσθηκαν οι



Σχήμα 662 Σχήμα 6.2 Κεντρική απορροφή των σεισμικών εντάσεων στην περιοχή Καλαμάτας

σχέσεις εξασθένησης των εντάσεων σε συνάρτηση με την υποκεντρική απόσταση και το μέγεθος που παρουσιάζονται στον πίνακα 6.1. Ακολουθούν τα αποτελέσματα του H/Y και η καμπύλες εξασθένισης των εντάσεων για την περιοχή της Καλαμάτας (σχ. 6.2).

Π Ι Ν Α Κ Α Σ 6

ΣΧΕΣΕΙΣ ΕΞΑΣΘΕΝΗΣΗΣ ΤΩΝ ΕΝΤΑΣΕΩΝ ΣΕ ΣΥΝΑΡΤΗΣΗ ΜΕ
ΕΠΙΚΕΝΤΡΙΚΗ-ΥΠΟΚΕΝΤΡΙΚΗ ΑΠΟΣΤΑΣΗ ΚΑΙ ΜΕΓΕΘΟΣ ΓΙΑ
ΤΗΝ ΠΕΡΙΟΧΗ ΤΗΣ ΚΑΛΑΜΑΤΑΣ

$$I_R - I_o = 0.60360 + 0.00087\Delta - 1.98067 \log \sqrt{\Delta^2 + h^2}$$

correlation coefficient= 0.428
St error of estimates = 1.333

$$I_R - I_o = 2.582 + 0.00518\Delta - 3.311 \log \sqrt{\Delta^2 + h^2}$$

correlation coefficient= 0.54826
St error of estimates = 0.96

$$I_R = 3.8525 + 1.0628M - 2.9223 \log R$$

correlation coefficient= 0.74
St error of estimates = 0.97

$$I_R = 3.1060 + 1.1139M - 2.7686 \log \Delta$$

correlation coefficient= 0.7445
St error of estimates = 0.96

όπου R = υποκεντρική απόσταση
Δ = επικεντρική απόσταση

Σχολιασμός των νόμων εξασθένησης των εντάσεων

Οι νόμοι εξασθένησης των εντάσεων σε συνάρτηση με την υποκεντρική απόσταση και το μέγεθος έχουν κυρίαρχο χαρακτήρα σε όλες τις μελέτες σεισμικής επικινδυνότητας και σε άλλα πρακτικά προβλήματα της σεισμολογικής έρευνας.

Έχει δειχτεί ότι η υιοθέτηση μέσω τιμών εξασθένησης από άλλες περιοχές οδηγεί σε υποεκτίμηση ή υπερεκτίμηση του σεισμικού κινδύνου.

Ο πιθανολογικός υπολογισμός της σεισμικής επικινδυνότητας σε μία συγκεκριμένη θέση βασίζεται στον προσδιορισμό των εντάσεων που προκλήθηκαν στη θέση αυτή, από όλους τους σεισμούς που περιβάλλουν το συγκεκριμένο σημείο. Κλειδί για όλες αυτές τις αναγωγές είναι οι καμπύλες εξασθένησης τοπικού χαρακτήρα, που είναι αντιπροσωπευτικές για την περιοχή μελέτης.

Πιστεύουμε ότι η μεγαλύτερη πρακτική συμβολή των σχέσεων εξασθένησης που βρέθηκαν στο παρόν ερευνητικό πρόγραμμα, είναι ότι μπορούν να χρησιμοποιηθούν στις μελέτες σεισμικής επικινδυνότητας της περιοχής Καλαμάτας και να βελτιώσουν κατά πολύ τα μέχρι σήμερα αποτελέσματα.

Ετσι γνωρίζοντας την επικεντρική ένταση ενός σεισμού μπορούμε με εφαρμογή του αντίστοιχου νόμου να υπολογίσουμε, σε μία συγκεκριμένη απόσταση R από το επίκεντρο, την ένταση με την οποία θα γίνει αισθητός.

Επίσης γνωρίζοντας την ένταση I_R , με την οποία γίνεται αισθητός ένας σεισμός σε απόσταση R από το επίκεντρο, μπορούμε από την αντίστοιχη εξίσωση να υπολογίσουμε την επικεντρική ένταση I_0 , γεγονός που έχει ιδιαίτερη σημασία όταν ο σεισμός έχει γίνει στον υποθαλάσσιο χώρο. Σε κάθε σχέση, το μέσο εστιακό βάθος D των σεισμών υπολογίστηκε με βάση την παραδοχή $R = 0$ δηλαδή στο επίκεντρο).

Παράλληλα από τις σχέσεις της μορφής $I_R = a + \beta M + c \log R$ μπορούμε γνωρίζοντας το μέγεθος ενός σεισμού να υπολογίσουμε την ένταση με την οποία θα γίνει αισθητός σε διάφορες επικεντρικές αποστάσεις.

Οι ρελιστικώτερες τιμές εντάσεων (πιθανολογικές) που είναι δυνατό να προσδιορισθούν για συγκεκριμένες θέσεις, μπορούν να συμβάλουν αποφασιστικά στην εκπόνηση ειδικών μελετών σεισμικής επικινδυνότητας και στην αναθεώρηση του Ελληνικού κώδικα αντισεισμικών κατασκευών, για το Νομό Μεσσηνίας.

3. ΚΩΔΙΚΟΠΟΙΗΣΗ ΤΩΝ ΓΕΩΛΟΓΙΚΩΝ ΣΧΗΜΑΤΙΣΜΩΝ

Όπως αναφέρθηκε προηγούμενα, η μέθοδος του προσδιορισμού των αναμενομένων εντάσεων των σεισμών με δεδομένα τα μεγέθη προηγούμενων σεισμών με δεδομένα τα μεγέθη προηγούμενων σεισμών σε μία περιοχή είναι δυνατόν να αστοχήσει εάν ληφθούν υπόψη δύο σοβαρές επιδράσεις:

- (α) Των τεχνικών χαρακτηριστικών των κτιρίων.
- (β) Των τοπικών γεωλογικών συνθηκών.

Μάλιστα ο σεισμικός συντελεστής που έχει σχέση με τον πρώτο παράγοντα και φορά την κατανομή των πρόσθετων και μόνιμων φορτίων των στοιχείων μίας οικοδομής και μίας τεχνικής κατασκευής, επηρεάζεται επίσης από τον δεύτερο, δηλαδή από το γεωλογικό καθεστώς της περιοχής. Συνεπώς η λύση μίας σειράς προβλημάτων των γεωλογικών συνθηκών στην περιοχή, μπορούν να αποτελέσουν το κλειδί για μία μεγαλύτερη προσέγγιση των πραγματικών και όχι θεωρητικών αναμενόμενων εντάσεων.

Στη συνέχεια θα αναφέρουμε περιληπτικά την τεράστια επίδραση που έχουν η λιθογεωλογία και η τεκτονική στη διαμόρφωση της τελικής έντασης της σεισμόπληκτης περιοχής.

3.1. Επίδραση της Λιθογεωλογίας

Είναι γνωστό ότι άλλα εδάφη θεμελίωσης θεωρούνται σεισμικά επικίνδυνα ενώ άλλα θεωρούνται λιγώτερο επικίνδυνα ή και ακίνδυνα.

- 3.1.1. Οι σταθερές βραχώδεις μάζες που συνήθως είναι παλαιότεροι γεωλογικοί σχηματισμοί θεωρούνται ότι είναι σεισμικά ακίνδυνες και το ασφαλέστερο έδαφος θεμελίωσης. Στα πετρώματα αυτά αποκλείονται οι βλάβες από καθίζηση και ολίσθηση με την προϋπόθεση πάντα ότι απαντώνται σε παχιά στρώματα και δεν έχουν υποστεί αποσάθρωση. Σ' αυτούς τους σχηματισμούς οι σεισμικές εντάσεις δεν υφίστανται ενίσχυση. Μερικά πετρώματα της κατηγορίας αυτής είναι: όλα τα ηφαιστειογενή, τα με-

ταφορφωμένα, οι ασβεστόλιθοι και δολομίτες, οι ψαμμίτες, οι ασβεστόλιθοι και δολομίτες, οι ψαμμίτες, τα κροκαλοπαγή και λατυποπαγή, οι μαρμαρυγιακοί και οι αργιλικοί σχιστόλιθοι και οι τόφφοι.

(α) Οι ασβεστόλιθοι πρέπει να μελετώνται με ιδιαίτερη προσοχή επειδή οι φυσικομηχανικές αντοχές τους μειώνονται όταν έχουν υποστεί έντονο τεκτονισμό ή (και) καρστικοποίηση. Σχετικά με τον τεκτονισμό αναφερόμαστε παρακάτω, σχετικά όμως με την καρστικοποίηση θα πρέπει να εξετάζεται ο βαθμός που έχει προχωρήσει το φαινόμενο και επίσης η πλήρωση ή μή των κενών με αργιλικό υλικό. Η πλήρωση των καρστικών κοιλιοτήτων με αργιλικό υλικό είναι δυνατόν να προκαλέσει διαφορικές καθιζήσεις στο τεχνικό έργο που θεμελιώνεται εξ ολοκλήρου και εν μέρει σε αργίλους αντί στους ασβεστόλιθους που αναμένετο αρχικά, με συνέπεια να επέρχεται αύξηση στην τιμή των εντάσεων.

Οι λεπτοπλακώδεις ασβεστόλιθοι, ιδιαίτερα μάλιστα όταν μεταξύ των πλακών των στρωμάτων παρεμβάλλονται λεπτά στρώματα πετρωμάτων, παρεμβάλλονται λεπτά στρώματα πετρωμάτων χαλαρότερων παύει να συμπεριφέρεται όπως οι σταθερές βραχώδεις μάζες και ευθέως ανάλογα με την έκταση των φαινομένων στη μάζα του, αυξάνεται και η σεισμική ένταση.

Οι λεπτοπλακώδης, πολυπτυχωμένος και με ενδιαστρώσεις σχιστών αργίλων ασβεστόλιθος του Ανώτερου Κρητιδικού της ενότητας της Πύνδου, της περιοχής μελέτης, είναι ένας προβληματικός σχηματισμός που δεν μπορεί να καταταχθεί στα πετρώματα αυτής της κατηγορίας.

(β) Οι ψαμμίτες και τα κροκαλοπαγή-λατυποπαγή επιβαρύνουν τη σεισμική επιτάχυνση όταν το συνδετικό υλικό των κόκκων ή των κροκαλολατυπών είναι αργιλικό. Η διόγκωση της αργίλου από την επαφή με το νερό οδηγεί στη μείωση της συνεκτικότητας του πετρώματος που μπορεί να οδηγήσει με τη σειρά της μέχρι και την πλήρη χαλάρωση του πετρώματος. Τότε το πέτρωμα συμπεριφέρεται όπως εκείνα της κατηγορίας 2 ή 3 που αναφέρονται

παρακάτω.

Οι σχηματισμοί αυτοί πολλές φορές απαντούν σε εναλλαγές στρωμάτων με μάργες, ιλυόλιθους, σχίστες, αργίλους, δηλαδή με πετρώματα που επιφέρουν αύξηση των σεισμικών εντάσεων. Η εναλλαγή αυτή είναι δυνατόν να εμφανίζεται στη θέση μιάς θεμελίωσης γεγονός ολέθριο γι'αυτήν,

Στη μελετηθείσα περιοχή τα λατυποπαγή-κροκαλοπαγή συνιστούν σχηματισμούς κύρια του Πλειοκαίνου με βαθμό συνεκτικότητας από μέτριο έως μεγάλο.

3.2. Οι νέοι και νεώτεροι γεωλογικοί σχηματισμοί συνιστούν εδάφη σεισμικά επικίνδυνα. Πρόκειται για τα χαλαρά εδάφη που είναι και τα περισσότερο διαδεδομένα. Έχει αποδειχθεί ότι:

(α) Η σεισμική ένταση αυξάνει στα μαλακά εδάφη εξ αιτίας της αύξησης του πλάτους των εδαφικών ταλαντώσεων με μεγάλες περιόδους οι οποίες είναι και οι πιο επικίνδυνες στη συμπεριφορά των κτιρίων απ'ότι είναι οι μικρές περίοδοι.

(β) Τα πλάτη των κυμάτων αυξάνουν όσο ελαττούται το πάχος του χαλαρού εδάφους. Αντίθετα, ελαττούμένου του πάχους των προσχώσεων, ελαττούται συνήθως η περίοδος των μέγιστων κυμάτων. Συνεπώς, οι σεισμικές εντάσεις αναμένεται να αυξηθούν εκεί όπου χαλαρά εδάφη μικρού πάχους επικάθηνται σε στερεό βραχώδες υπόβαθρο.

Τα κτίρια που θεμελιώνονται σε χαλαρά εδάφη μεγάλου πάχους, με τα θεμέλια τους επιδρούν και μεταβάλλουν τις ορισκές συνθήκες του εδάφους και ανακλούν μέρος της σεισμικής ενέργειας. Ένα δεύτερο αποτέλεσμα της φόρτισης χαλαρών εδαφών μεγάλου πάχους είναι η αύξηση της πυκνότητάς του. Σαν συνέπεια αυτής της αύξησης και της απορρόφησης μέρους της σεισμικής ενέργειας μεταβάλλεται σε έργο τριβής, η τοπική ένταση του σεισμού μειώνεται και γίνεται μικρότερη της αναμενόμενης. Βέβαια η επίδραση αυτή είναι διαφορετική στις εύκαμπτες κατασκευές όπου το ποσοστό της σεισμικής βλάβης αυξάνει ανάλογα

με το πάχος των αλλουβιακών αποθέσεων σε αντίθεση με τις επιπτώσεις στις άκαμπτες κατασκευές όπου το ποσοστό της σεισμικής βλάβης είναι αντιστρόφως ανάλογο του πάχους των αλλουβίων αποθέσεων.

3.3. Οι αργιλούχοι πηλίτες (άργιλοι-πηλίτες) συνιστούν μιά ιδιαίτερη κατηγορία εδαφών αναφορικά με την επίδραση τους στην τιμή της αναμενόμενης έντασης. Τα εδάφη αυτά μπορεί να είναι σεισμικά ακίνδυνα και η επίδραση τους στην ένταση μηδαμινή όταν είναι οριζόντια και σε συμπαγή κατάσταση. Αυτό όμως δεν συμβαίνει συνήθως. Στην περίπτωση που τα εδάφη αυτά είναι ψαθυρά ή έχουν υποστεί διόγκωση, επιβαρύνουν την τιμή της αναμενόμενης έντασης. Το ποσοστό της άμμου που περιέχει ένας πηλίτης είναι δυνατόν να αποτελέσει την αιτία του σχηματισμού επιφανειών ολίσθησης, με συνέπεια την εμφάνιση πρόσθετων βλαβών και καθιζήσεις ή ολισθήσεις. Είναι δυνατόν ακόμη λόγω των εναλλαγών των σχηματισμών αυτών με αμμώδεις μάργες κλπ. να συμβούν διαφορικές καθιζήσεις. Σημειώνεται ότι οι εναλλαγές αυτές είναι δυνατόν να συμβαίνουν και στην έκταση του θεμέλιου ενός τεχνικού έργου. Εάν η επιφάνεια θεμελίωσης δεν έχει καλά συμπυκνωθεί, τα σεισμικά κύματα θα προκαλέσουν καθίζηση του εδάφους. Η καθίζηση αυτή συνοδεύεται με το ολή δυναμικής ενέργειας σε κινητική με συνέπεια την αύξηση της σεισμικής έντασης.

3.4. Τα υλικά της ζώνης επώθησεως από μηχανική άποψη η επώθηση θεωρείται μια διάτμηση (ή πολλές διατμήσεις) μεγάλης κλίμακας, με αποτέλεσμα τα υλικά που εμπλέκονται μέσα σ' αυτή να παρουσιάζουν πτωχή αντοχή (ιδιαίτερα όταν το υποκείμενο υλικό είναι αργιλικός φλύσχης, που εκτός από την προδιατμημένη κατάσταση επιδέχεται και πρόσθετη αποσάθρωση από νερά που φθάνουν και ρέουν πάνω του). Η ζώνη αυτή τελικά συμπεριφέρεται σαν πέτρωμα της κατηγορίας 2 παραπάνω, αυξάνοντας την αναμενόμενη ένταση.

Προχωρώντας στο κάλυμμα της επώθησης ή της επίπλευσης, παρατηρούμε ότι το μεγαλύτερο μέρος της σεισμικής ενέργειας με-

ταδίδεται δια μέσου του κάτω τεμάχους. Εκεί όπου τα υποκείμενα πετρώματα συναντώνται στην επιφάνεια παρατηρείται αύξηση της σεισμικής έντασης.

3.5. Τα πλευρικά κορήματα και οι κώνοι κορημάτων επιβαρύνουν πολύ τη σεισμική ένταση. Αναφέρεται (Richter, 1958) ότι η κίνηση του εδάφους σ' αυτές τις περιπτώσεις μπορεί να είναι μέχρι και 10 φορές μεγαλύτερη της κίνησης που εμφανίζεται σε στερεό υπόβαθρο. Καιφυσικά δεν μιλάμε για την περίπτωση που τα εδάφη αυτά είναι δυνατόν να κατολισθήσουν ή να ολισθήσουν. Η ρευστοποίηση των χαλαρών εδαφών σαν συνέπεια μεγάλων σεισμών είναι ένα ενδεχόμενο που πρέπει να εξετάζεται με ιδιαίτερη προσοχή.

3.6. Τα ελώδη, βαλτώδη εδάφη γενικά επιβαρύνουν την τιμή της έντασης. Εάν όμως η διαπότιση τους είναι μεγάλη η εσωτερική τριβή των εδαφών αυτών είναι πολύ μικρή και δεν προκαλούν αύξηση της σεισμικής έντασης επειδή τα κύματα P διαδίδονται σχεδόν κατακόρυφα και ακόμη επειδή τα 5 κύματα δεν διέρχονται από αυτά.

3.7. Οι τεχνητές προσχώσεις είναι μιά ειδική κατηγορία εδαφών που αυξάνουν επίσης την αναμενόμενη ένταση.

3.2. Επίδραση της Παλαιο-Νεοτεκτονικής

Η προηγούμενη κατάσταση περιπλέκεται όταν προσπαθήσουμε να εισάγουμε και τον παράγοντα "τεκτονική καθεστώς γεωλογικού σχηματισμού ή περιοχής" και εξετάσουμε και την επίδραση του στην αναμενόμενη ένταση.

(α) Τα ενεργά ρήγματα είναι δυνατόν να προκαλέσουν:

(α) Αύξηση της ενέργειας που εκλύεται

(β) Εκλυση της αποταμιευμένης δυναμικής ενέργειας.

Είναι σαφές ότι και στις δύο περιπτώσεις προκαλείται αύξηση της έντασης του σεισμικού φαινομένου. Στη δεύτερη περίπτωση μάλιστα συμβαίνει δραστηριοποίηση δευτερογενών σεισμικών ε-

στιών που εάν βρίσκονται κοντά στην οριακή ισοσειστο, την προωθούν προς το εξωτερικό μέρος.

Η διεύθυνση των ρηξιγενών ζωνών επιδρά στη διάδοση των σεισμικών κυμάτων. Εάν είναι ίδια ή περίπου ίδια με εκείνη της ακτίνας ώθησης διευκολύνει τη διάδοση της ενέργειας και δεν προκαλεί αύξηση της αναμενόμενης έντασης σε περιοχές κοντά στην οριακή ισοσειστο (εφ' όσον βέβαια το ρήγμα οδηγήσει το σεισμικό κύμα εκεί).

Η σεισμική ένταση ελάχιστη ή και καθόλου και στις περιπτώσεις εκείνες που η επιφάνεια διαρρήξεως έχει πληρωθεί δευτερογενώς από ηφαιστείτες ή τεκτονικά λατυποπαγή καλά συγκολλημένα. Στις περιπτώσεις όμως που το κενό έχει πληρωθεί από χαλαρά υλικά, πρέπει να αναμένεται σημαντική επιβάρυνση της σεισμικής έντασης.

Τα ενεργά ρήγματα επαναδραστηριοποιούμενα κατά τη διάρκεια ενός σεισμού, είναι δυνατόν να προκαλέσουν έντονη διάρρηξη του πετρώματος με αποτέλεσμα τη δημιουργία ακόμη και μεγάλου πάχους ζώνη χαλαρού τεκτονικού μακρολατυποπαγούς. Το γεγονός αυτό παρατηρήθηκε σαν αποτέλεσμα των πρόσφατων σεισμών της Καλαμάτας. Μεγάλες περιοχές, κύρια της Τρίπολης, μετατράπηκαν σε "χαλαρές" βραχώμαζες με εντελώς διαφορετικά φυσικοχημικά χαρακτηριστικά (Ελαιοχώρι). Οι ασβεστόλιθοι σ' αυτήν την περίπτωση συμπεριφέρονται όπως περίπου οι νεώτεροι γεωλογικοί σχηματισμοί και όχι όπως θα αναμενόταν σαν σταθερές βραχώδεις μάζες, αυξάνοντας την τιμή της αναμενόμενης έντασης.

3.3. Επίδραση της γεωμορφολογίας και μορφοτεκτονικής

Η συστηματική γεωμορφολογική ανάλυση υποβοηθά στην κινηματική και κατ' επέκταση και στη δυναμική ανάλυση μιας περιοχής στοιχεία που επηρεάζουν με τη σειρά τους τις σεισμικές εντάσεις.

Η μορφοτεκτονική, δηλαδή η επίδραση των τεκτονικών δυνάμεων στη διαμόρφωση του ανάγλυφου πρέπει να μελετάται λεπτομερώς.

Εμμεσα μας δίνει στοιχεία για τις αναμενόμενες εντάσεις επειδή μας δίνει στοιχεία για την τεκτονική κατάσταση. Ομως μας δίνει και άμεσα στοιχεία από την καταγραφή και μελέτη για παράδειγμα των κορημάτων, των διαβρωσιγενών επιφανειών κλπ.

Από όσα αναφέρθηκαν προηγούμενα έχει γίνει αντιληπτή η επίδραση της γεωλογίας στην εύξηση ή ελάττωση της τιμής της θεωρητικά αναμενόμενης σεισμικής έντασης.

Στις μέρες μας, γίνεται διεθνώς προσπάθεια για συνεργασία της Σεισμολογίας και της Γεωλογίας, ώστε οι τιμές των αναμενόμενων εντάσεων να ξεφύγουν από το θεωρητικό επίπεδο και να αγγίξουν περισσότερο την πραγματικότητα. Οι μικροζωνικές μελέτες είναι δυνατόν να προχωρήσουν με αρκετά μεγάλη ακρίβεια σ' αυτήν την πρόβλεψη, επειδή εξετάζουν με μεγάλη λεπτομέρεια την κατάσταση των γεωλογικών σχηματισμών και τη γεωτεκτονική δομή των περιοχών όπου πραγματοποιούνται. Δυστυχώς όμως για την ευρύτερη περιοχή της Καλαμάτας ή μικροζωνική μελέτη δεν έχει προχωρήσει στην λεπτομέρεια που απαιτείται, ώστε να γίνει δυνατή η ακριβέστερη χάραξη των αναμενόμενων ισοσειστών καμπύλων των μελλοντικών σεισμών, γεγονός που θα είχε ευνοϊκοτατα αποτελέσματα στην αντισεισμική θωράκιση της πόλης.

Με την παρούσα μελέτη επιθυμούμε να συμβάλλουμε στην όλη συντονισμένη προσπάθεια της εκπόνησης της Μικροζωνικής Μελέτης της Καλαμάτας, όμως σύμφωνα και με τα παραπάνω, οι εργασίες προχωρούν σε μεγαλύτερη κλίμακα και λύνονται περισσότερα προβλήματα θα μας παρέχονται και χρήσιμα στοιχεία για να προσεγγίζουμε την μελλοντική πραγματικότητα.

Στη διεθνή βιβλιογραφία αναφέρεται προσπάθεια κωδικοποίησης των γεωλογικών σχηματισμών που συναντώνται σε μία περιοχή. Τα πετρώματα χωρίζονται σε κατηγορίες. Η κάθε μία απ' αυτές επιδρά με διαφορετικό τρόπο και διορθώνει θετικά ή αρνητικά τη θεωρητική τιμή της αναμενόμενης έντασης. Γίνεται παραδεκτό δε ότι τα πετρώματα που συμπεριλαμβάνονται σε μία κατηγορία επιδρούν ομοιότροπα στη σεισμική ένταση.

Μια προσπάθεια τέτοιας κωδικοποίησης και χωρισμού των πετρωμάτων θα παρουσιάσουμε στη συνέχεια.

Σύμφωνα με την εργασία του Everden (197) στις ΗΠΑ η κωδικοποίηση γίνεται σύμφωνα με τον πίνακα 3.1.

Π Ι Ν Α Κ Α Σ 3.1

	ΕΙΔΟΣ ΠΕΤΡΩΜΑΤΟΣ	ΚΑΤΗΓΟΡΙΑ	ΕΠΙΔΡΑΣΗ ΣΤΗΝ ΑΝΑΜΕΝΟΜΕΝΗ ΣΕΙΣΜΙΚΗ ΕΝΤΑΣΗ
	<u>Ι ζ η μ α τ ο γ ε ν ή</u>		
1	Τεταρτογενή	A	0
2	Ανώτερου Τριτογενούς	B	-1
3	Κατώτερου "	C	-1,5
4	Κρητιδικού	D	-2
5	Ιουρασικού	E	-2,25
6	Ανώτερου Παλαιozoϊκού	F	-2,5
7	Μέσου Π "	G	-2,75
8	Κατώτερου "	H	-2,75
9	Νεώτερο Προκάμβριο	I	-2,75
10	Παλαιότερο "	J	-3
11	<u>Ε κ ρ η ξ ι γ ε ν ή</u>	K	-3
12	<u>Δ υ ε ι σ δ ύ σ ε ι ς</u>	L	-3

Π Ι Ν Α Κ Α Σ 3.2

	ΕΙΔΟΣ ΠΕΤΡΩΜΑΤΟΣ	ΕΠΙΔΡΑΣΗ ΣΤΗΝ ΑΝΑΜΕΝΟΜΕΝΗ ΣΕΙΣΜΙΚΗ ΕΝΤΑΣΗ
1	Σκληρά πετρώματα: γρανίτες γνεύσιλοι, βασάλτες	Μειώνουν την αναφερόμενη σεισμική ένταση κατά 1 βαθμό.
2	Σταθερά εζήματα	Δεν επιφέρουν μεταβολή.
3	Αλλούβια	Αυξάνουν την αναφερόμενη σεισμική ένταση κατά 1 βαθμό.
4	Τεχνητές τοσχώσεις	Αυξάνουν την αναμενόμενη ένταση κατά 1,5 βαθμούς.

Παρατήρηση

Ιδιαίτερα πρέπει να λαμβάνονται υπ' όψη πιθανές ρευστοποιήσεις εδαφών, καθιζήσεις, ολισθήσεις, επιπεύσεις, διαρρήξεις κλπ. που επιδρούν και αλλοιώνουν τη φυσική κατάσταση του πετρώματος.

Κρίνουμε σκόπιμο πριν προχωρήσουμε στην κωδικοποίηση των πετρωμάτων της συγκεκριμένης περιοχής να αναφέρουμε σε συντομίας μερικά χαρακτηριστικά τους.

Στην περιοχή που καλύπτει το ερευνητικό πρόγραμμα συναντάμε ένα ευρύ φάσμα γεωλογικών σχηματισμών και από την άποψη της στρωματογραφίας και από την άποψη της λιθολογίας. Ιδιαίτερη βοήθεια μας προσφέρει η μελέτη της γεωλογίας του μεγαλύτερου τμήματος της περιοχής, που πραγματοποιήθηκε στα πλαίσια της Μικροζωνικής Μελέτης Καλαμάτας, που συντάχθηκε το Δεκέμβριο 1986 από ομάδα γεωλόγων του Τομέας Δυναμικής Τεκτονικής και Εφαρμοσμένης Γεωλογίας του Γεωλογικού Τμήματος του Πανεπιστημίου Αθηνών και ο γεωλογικός χάρτης που εκδόθηκε το 1986 από το ΙΓΜΕ.

Σύμφωνα με τα παραπάνω, στην περιοχή του ερευνητικού προγράμματος συναντώνται:

(α) Γεωτεκτονική Ενότητα Τρίπολης

- Συνίσταται από: νηριτικούς ασβεστόλιθους, δολομίτες και δολομιτικούς ασβεστόλιθους. Είναι ηλικίας Ιουρασικού-Ηώκαινου και απαντούν στην Ανατολική-Βορειοανατολική περιοχή μελέτης. Το χωριό Ελαιχώρι έχει θεμελιωθεί σ' αυτόν το σχηματισμό. Ο ίδιος σχηματισμός συναντάται επίσης στο νότιο άκρο της περιοχής της ΖΟΕ ανατολικά της προτεινόμενης έκτασης για παραθεριστική κατοικία.

- Από το σχηματισμό του φλύσχη που αποτελείται από εναλλαγές ψαμμιτών, πηλιτών και ιλυολίθων με κατά θέσεις επικράτηση της μίας ή της άλλης φάσης (Ανώτερο Ηώκαινο).

(β) Γεωτεκτονική Ενότητα Πίνδου

Οι σχηματισμοί της ενότητας της Πίνδου είναι επωθημένοι πάνω

σε εκείνους της γεωτεκτονικής ενότητας της Τρίπολης και συνίστανται από:

- Εναλλαγές αργιλομαργαϊκών στρωμάτων και ψαμιτιτών ("πρώτος φλύσχη"). Προς τα κάτω ο σχηματισμός μεταβαίνει προς ερυθρούς κερατόλιθους εναλλασσόμενους με μάργες και ψαμιμίτες (Ιουρασικό-Κενομάνιο).
- Ασβεστόλιθους λεπτοπλακώδεις και πολυπτυχωμένους με ενδιαστρώσεις σχιστών αργίλων που επίκεινται κανονικά του "Πρώτου φλύσχη" ηλικίας (Αν.Κρητιδικού).

(γ) Νεογενείς σχηματισμοί

Απαντώνται βόρεια της πόλης της Καλαμάτας και συνιστούν το μεγαλύτερο μέρος της λοφώδους περιοχής. Χωρίζονται σε δύο μεγάλες εμφανίσεις από το Νέδοντα ποταμό. Συνίστανται από ψαμιμίτες, μάργες και κροκαλοπαγή πλειοκαίνου ηλικίας.

(δ) Τεταρτογενείς Σχηματισμοί

- Πλειστοκαινικοί σχηματισμοί: Περιβάλλουν από βορρά την πόλη της Καλαμάτας και αποτελούν το υπόλοιπο τμήμα λοφώδους περιοχής. Συνίστανται από υλικά πλευρικών κορημάτων και κώνων κορημάτων που προέρχονται από τη διάβρωση των γεωτεκτονικών ενότητων της Τρίπολης και της Πίνδου.
- Ολοκαινικοί σχηματισμοί. Είναι οι σχηματισμοί της πεδιάδας της Καλαμάτας που αναπτύσσονται κατά μήκος της παραλιακής ζώνης σε απόσταση 20-80 χιλ. από τη γραμμή ακτής.

Η αλπική ορογένεση που έχει επιδράσει έντονα, έχει δημιουργήσει ένα σύνθετο γεωλογικό καθεστώς και έχει δώσει πολύπλοκες δομές. Η επίδραση της δεν περιορίζεται στο παρελθόν αλλά συνεχίζει και στην πρόσφατη γεωλογική ιστορία.

Στη συνέχεια προτείνουμε κωδικοποίηση σύμφωνα με τον πίνακα 3.3 με βάσει τα διεθνή δεδομένα.

Π Ι Ν Α Κ Α Σ 3.3.

ΕΙΔΟΣ ΠΕΤΡΩΜΑΤΟΣ		ΕΠΙΔΡΑΣΗ ΣΤΗΝ ΑΝΑΜΕΝΟΜΕΝΗ ΕΝΤΑΣΗ	
1	Σκληρά πετρώματα	A	-1
2	Φλύσχης	B	Απαιτείται ειδική μελέτη
3	Γεώδη πετρώματα	Γ	0
4	Χαλαροί σχηματισμού	Δ	+1
5	Τεχνητές προσχώσεις	Ε	+1,5

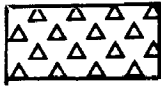
ΠΙΝΑΚΑΣ ΣΕΙΣΜΩΝ

DATE	LAT.	LON.	I	M	H
30FEB1909	38.7	22.2	3.0	6.2	20.0
15JUL1909	37.9	21.5	3.0	5.7	10.0
24JAN1912	38.1	20.5	3.0	6.4	11.0
06JUL1925	37.9	22.1	5.0	6.9	120.0
26JUN1926	36.1	27.8	5.5	7.7	100.0
01JUL1927	36.8	27.8	5.0	6.8	15.0
22APR1928	38.0	23.0	3.0	6.2	14.0
14FEB1930	35.6	25.0	3.0	6.8	120.0
174PR1930	37.8	23.1	3.0	5.9	11.0
29SEP1932	40.9	23.3	5.0	6.2	13.0
06OCT1947	36.8	22.0	7.0	6.9	25.0
114DEC1951	38.1	20.6	4.5	6.8	33.0
05SEP1953	37.9	23.1	4.0	5.8	12.0
15JUN1954	37.7	21.2	3.0	5.8	33.0
12MAY1954	37.7	21.8	4.5	4.8	4.5
29MAY1955	37.7	21.2	4.0	5.7	33.0
13APR1955	37.2	22.3	5.5	5.9	38.0
274JUL1955	37.4	21.0	4.0	6.2	40.0
122JUL1955	37.5	21.8	4.5	5.2	38.0
10V1955	37.5	21.8	4.5	6.4	28.0
02JUL1961	37.1	22.0	5.5	5.5	15.0
10APR1961	37.5	20.1	3.0	6.3	40.0
06JUL1961	38.0	21.2	3.0	5.7	36.0
06OCT1961	37.7	21.1	3.0	5.1	17.0
17JUL1964	38.0	23.6	4.5	5.7	160.0
3077FEB64	38.1	21.6	4.0	6.6	16.0
014PR1965	37.7	22.0	4.5	6.1	34.0
09APR1965	35.1	24.3	3.0	6.1	32.0
01SEP1966	37.5	22.1	5.0	5.6	12.0
284F1966	37.9	20.9	3.5	5.8	25.0
04JUL1968	37.9	23.2	3.0	5.7	16.0
09JUL1969	37.5	20.3	3.0	5.7	30.0
11FEB1970	37.6	22.7	3.0	4.9	80.0
08APR1970	38.2	22.5	4.5	6.3	17.0
13SEP1972	38.0	22.4	4.5	6.3	75.0
17SEP1972	38.3	20.3	3.0	6.3	33.0
24FEB1981	38.1	22.8	5.0	6.7	10.0
19SEP1986	37.1	22.2	10.0	6.2	8.0

Υ Π Ο Μ Ν Η Ξ Α
Γ Ε Ω Λ Ο Γ Ι Κ Ο Υ Χ Α Ρ Τ Η



Αλλουβιακές αποθέσεις



Πλευρικά κορήματα



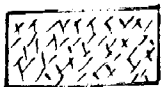
Αναβαθμίδες (χερσαίες)



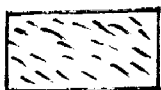
Θαλάσσιοι νεογενείς σχηματισμοί



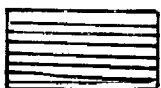
Ασβεστόλιθοι λεπτοστρωματώδεις καλύμματος Πίνδου



"Πρώτος Φλύσχης"



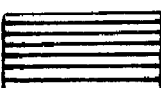
Φλύσχης Τρίπολης



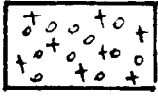
Ασβεστόλιθοι Τρίπολης (Παλαιόκαινο-Νέοκαινο)



Ασβεστόλιθοι Τρίπολης (Κρητιδικό)



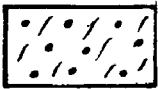
Ασβεστόλιθοι Τρίπολης (Ιουρασικό)



Ηφαιστειοιζηματογενή στρώματα Τυρού



Ασβεστόλιθοι Τυρού



Ασβεστόλιθοι Ιονίου

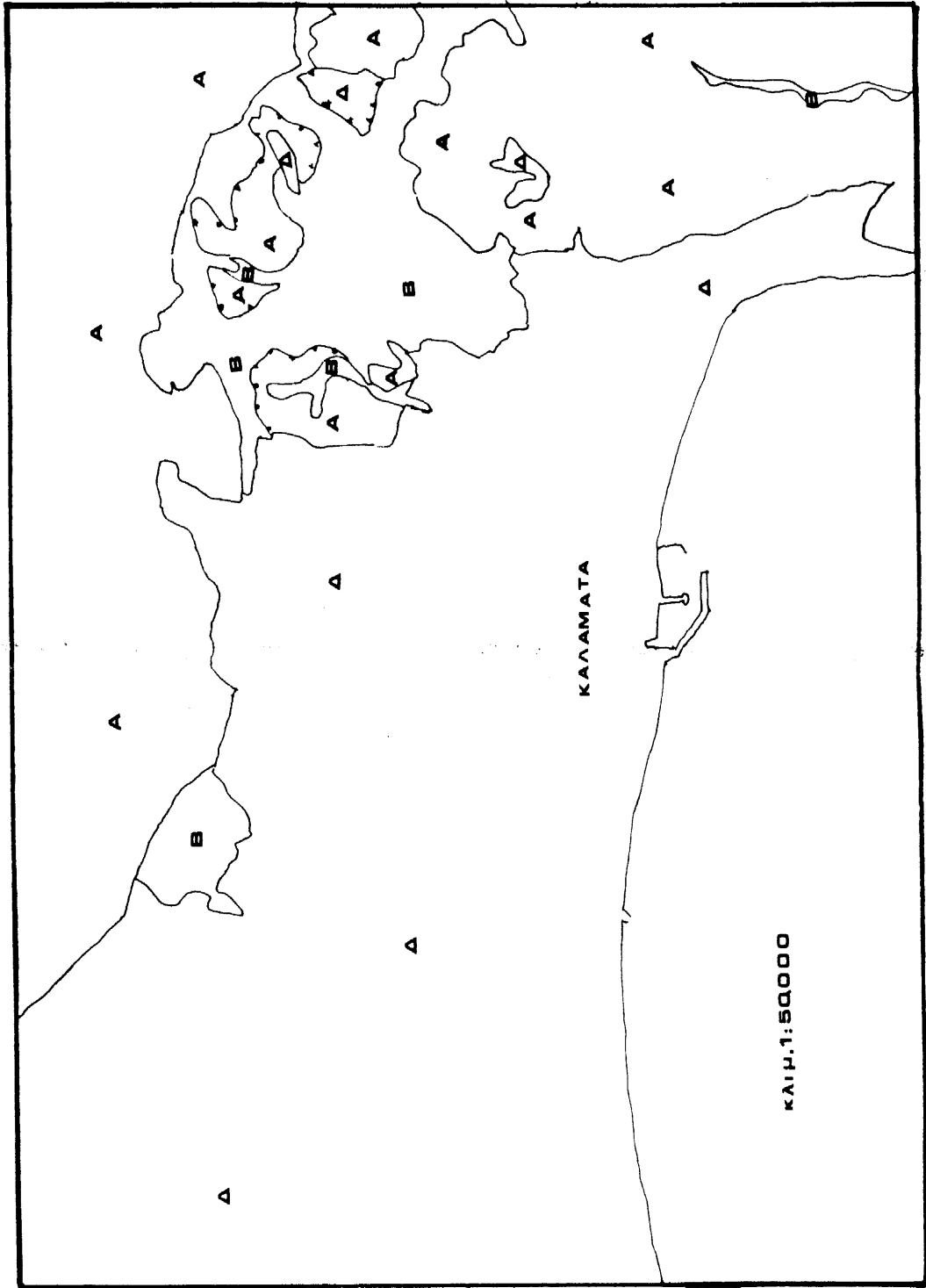


ρήγμα ορατό-πιθανό



επώθηση

ΧΑΡΤΗΣ ΚΩΔΙΚΟΠΟΙΗΜΕΝΩΝ ΓΕΩΛΟΓΙΚΩΝ
ΣΧΗΜΑΤΙΣΜΩΝ



ΚΑΛΑΜΑΤΑ

ΚΛΙΜ. 1:50000