

<b>Πρακτικά 3ου Συνεδρίου Μάιος 1986</b>			
<b>Δελτ. Ελλ. Γεωλ. Εταιρ.</b>	<b>Τομ.</b>	<b>σελ.</b>	<b>Αθήνα</b>
<b>Bull. Geol. Soc. Greece</b>	<b>XX/3</b>	<b>271-284</b>	<b>1988</b>
	<b>Vol.</b>	<b>pag.</b>	<b>Athens</b>

## ΕΚΤΙΜΗΣΗ ΤΟΥ ΣΕΙΣΜΙΚΟΥ ΚΙΝΔΥΝΟΥ ΣΤΗΝ ΠΕΡΙΟΧΗ ΤΗΣ ΑΜΦΙΣΣΑΣ ΚΑΙ ΘΕΩΡΗΤΙΚΟ ΜΟΝΤΕΛΟ ΥΠΟΛΟΓΙΣΜΟΥ ΤΩΝ ΑΝΑΜΕΝΟΜΕΝΩΝ ΜΑΚΡΟΣΕΙΣΜΙΚΩΝ ΕΝΤΑΣΕΩΝ

Ι. ΔΡΑΚΟΠΟΥΛΟΣ\*, Κ. ΜΑΚΡΟΠΟΥΛΟΣ\*, Ι. ΠΑΠΟΥΛΙΑ\*\*,  
Ι. ΣΤΑΜΕΛΟΥ\*\*\*, Γ. ΣΤΑΥΡΑΚΑΚΗΣ\*\*

### Σ Υ Ν Ο Ψ Η

Στην εργασία αυτή εκτιμάται η σεισμική επικινδυνότητα στην πόλη της Αμφισσας, Κ.Ελλάδα, με παραμέτρους τη μακροσεισμική ένταση και τη μέγιστη εδαφική επιτάχυνση, με τη μεθοδολογία CORNELL. Για την εύρεση τοπικού νόμου εξασθένησης των μακροσεισμικών εντάσεων, έγινε ανάλυση 61 χαρτών ισοσειστών και ο νόμος που προέκυψε χρησιμοποιήθηκε στο μοντέλο σεισμικού κινδύνου. Έτσι, υπολογίστηκαν οι περίοδοι επανάληψης για τις διάφορες στάθμες των εξεταζόμενων παραμέτρων.

Στη συνέχεια αναπτύχθηκε ένα θεωρητικό μοντέλο για τον υπολογισμό των αναμενόμενων μακροσεισμικών εντάσεων, με βάση τα παρατηρηθέντα μακροσεισμικά στοιχεία της περιοχής.

### A B S T R A C T

The seismic hazard in the city of Amphissa, Central Greece, is estimated, in terms of seismic intensity and maximum ground acceleration. 61 isoseismal maps were analysed, in order to obtain a local intensity-attenuation law to be used in the model. The results of the analysis are in the form of "return periods", for each one of the examined parameters.

A theoretical model for the estimation of expected Seismic Intensities, based on the macroseismic observations of the area of interest, is presented in the second part of this study.

#### 1. ΕΙΣΑΓΩΓΗ

Η εκτίμηση του σεισμικού κινδύνου είναι ένα από τα σπουδαιότερα προβλήματα της εφαρμοσμένης σεισμολογικής έρευνας. Ο υπολογισμός του γίνεται κατά διάφορους τρόπους, σύμφωνα με τις απαιτήσεις των τεχνικών έργων και τους όρους πολεοδομικής ανάπτυξης, καθώς και τις τοπικές γεωτεκτονικές συνθήκες.

Η επιλογή του μοντέλου ανάλυσης γενικά βασίζεται στα διαθέσιμα σεισμολογικά και σειμοτεκτονικά στοιχεία και στη δυνατότητα του μοντέλου να αξιοποιήσει όσο το δυνατό περισσότερες πληροφορίες. Ένα τέτοιο μοντέλο είναι αυτό που βασίζεται στη μέθοδο CORNELL (CORNELL, 1968). Το μοντέλο αυτό εφαρμόζεται πα-

---

\* Τομέας Γεωφυσικής-Γεωθερμίας Παν/μιου Αθηνών.  
 \*\* Οργανισμός Αντισεισμικού Σχεδιασμού και Προστασίας (Ο.Α.Σ.Π.).  
 \*\*\* Διεύθυνση Σεισμολογίας και Αντισεισμικών Κατασκευών, ΥΠΟΠ

ρακάτω στην αποτύπωση του σεισμικού κινδύνου από άποψη μακροσεισμικής έντασης και μέγιστης εδαφικής επιτάχυνσης στην πόλη της Αμφισσας.

Τέλος, τα ίδια μακροσεισμικά στοιχεία χρησιμοποιούνται για την ανάπτυξη μοντέλου υπολογισμού των αναμενομένων μακροσεισμικών εντάσεων από σεισμούς που προέρχονται από τον ίδιο εστιακό χώρο, διαφορετικών μεγεθών, θεωρώντας ότι ο μηχανισμός γένεσής τους είναι σχεδόν όμοιος. Το προτεινόμενο μοντέλο ενσωματώνει επίσης τα γεωτεκτονικά χαρακτηριστικά της περιοχής και δίνει τη δυνατότητα εκτίμησης των μακροσεισμικών εντάσεων για όλα τα πιθανά αναμενόμενα μεγέθη.

## Μ Ε Ρ Ο Σ Ι

### 2. ΜΕΘΟΔΟΣ CORNELL

#### 2.1. Βασική ιδέα

Με τη μέθοδο CORNELL (CORNELL, 1968), εκτιμάται ο σεισμικός κίνδυνος - πιθανότητα να μην ξεπεραστεί μία συγκεκριμένη τιμή κάποιας εδαφικής παραμέτρου, για δεδομένη χρονική περίοδο - σ'ένα σημείο, με βάση τη σεισμικότητα και τα τεκτονικά στοιχεία της εξεταζόμενης περιοχής.

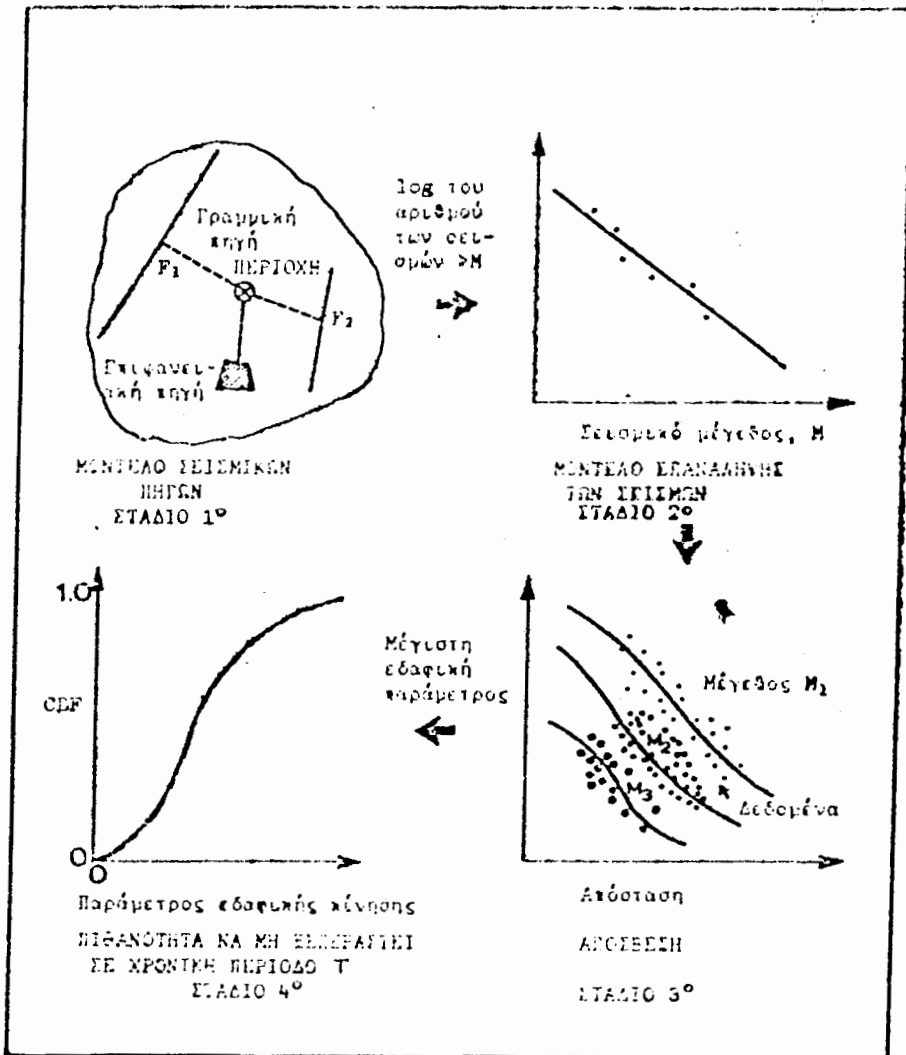
Για το σκοπό αυτό ακολουθούνται 4 βασικά στάδια: στο πρώτο στάδιο γίνεται εντοπισμός των σεισμικών πηγών, στο δεύτερο στάδιο καθορισμός του μοντέλου επανάληψης των σεισμών, στο τρίτο στάδιο εκλογή του μοντέλου απόσβεσης της εξεταζόμενης παραμέτρου και τέλος, υπολογισμός της συνεισφοράς όλων των σεισμικών πηγών στη θέση μελέτης (σχήμα 1).

#### 2.2. Υπολογισμός του σεισμικού κινδύνου

##### 2.2.1. Μοντέλο σεισμικών πηγών

Η μοντελοποίηση των σεισμικών πηγών γίνεται με βάση τη γεωγραφική κατανομή των επικέντρων και τα γεωτεκτονικά χαρακτηριστικά της περιοχής. Στη μέθοδο CORNELL, οι σεισμικές πηγές απεικονίζονται σαν σημειακές, γραμμικές ή επιφανειακές, σε σταθερό βάρος,  $H$ .

Μία σημειακή πηγή ορίζεται, όταν υπάρχει μεγάλη συγκέντρωση σ'ένα σημείο, που βρίσκεται σε μεγάλη απόσταση από τη θέση της εξεταζόμενης περιοχής. Μία γραμμική πηγή ορίζεται, όταν παρατηρείται κατανομή επικέντρων κατά μήκος μίας ευθείας γραμμής, που, προσεγγιστικά, συσχετίζεται με κάποιο γνωστό ρήγμα ή με κάποια ρηξιγενή ζώνη της εξεταζόμενης περιοχής. Τέλος, όταν υπάρχει διασπορά επικέντρων σε μία περιοχή με έντονο τεκτονισμό και διασταυρούμενα - χωρίς κυρίαρχουσα διεύθυνση - ρήγματα, τότε η σεισμική πηγή ορίζεται σαν επιφανειακή.



Σχήμα 1 Γραφική απεικόνιση του τρόπου εκτίμησης του σεισμικού κινδύνου.  
(after Mortgat, 1976)

### 2.2.2. Μοντέλο επανάληψης των σεισμών

Το πιθανολογικό μοντέλο που χρησιμοποιείται για να περιγράψει η μελλοντική εμφάνιση σεισμών στη μέθοδο CORNELL, είναι το μοντέλο POISSON (CORNELL, 1968). Σύμφωνα με το μοντέλο POISSON, η κατανομή της σεισμικότητας, σε μία περιοχή, εξετάζεται θεωρώντας ότι, το μέσο ποσοστό εμφάνισης των σεισμών παραμένει χρονικά σταθερό. Με ανάλυση παλινδρόμησης, υπολογίζεται η ευθεία που ταιριάζει καλύτερα στα δεδομένα της περιοχής και προσδιορίζονται οι σταθερές του επαναληπτικού νόμου των σεισμών, σύμφωνα με τη σχέση των GUTENBERG-RICHTER (1956):

$$\log N(M) = a - bM \quad (2.1)$$

όπου  $N(M)$  ο ετήσιος αριθμός σεισμών με μέγεθος μεγαλύτερο ή ίσο του  $M$ .

### 2.2.3. Μοντέλο απόσβεσης

Για την περιγραφή του τρόπου απόσβεσης της σεισμικής ενέργειας από την εστία του σεισμού μέχρι τη θέση της εξεταζόμενης περιοχής, χρησιμοποιούνται εμπειρικές σχέσεις, που παρέχουν πληροφορίες για τα χαρακτηριστικά της εδαφικής κίνησης (ESTEVA and VILLAVARDE, 1973, ORPHALL and LAHOUD, 1974, TRIFUNAC, 1976, MCGUIRE, 1978, MAKROPOULOS, 1978, AMBRASEYS, 1978, CAMPBELL, 1981, BOLT and AMBRAHAMSON, 1982).

Οι πιο συνηθισμένες σχέσεις απόσβεσης είναι της μορφής:

$$A = f(M, R) \quad (2.2)$$

όπου  $A$  η εξεταζόμενη παράμετρος,  $M$  το μέγεθος του σεισμού και  $R$  η αποκεντρική απόσταση. Οι παράμετροι των σχέσεων απόσβεσης υπολογίζονται με ανάλυση παλινδρόμησης των παρατηρηθέντων δεδομένων.

### 2.2.4. Σεισμική φόρτιση στην εξεταζόμενη περιοχή

Στο τελευταίο στάδιο της εκτίμησης του σεισμικού κινδύνου, με συνδυασμό των αποτελεσμάτων της μελέτης σεισμικότητας (στάδιο 2) και του νόμου απόσβεσης (στάδιο 3), υπολογίζεται η πιθανότητα να μη γίνει υπέρβαση κάποιας προκαθορισμένης στάθμης μιάς εδαφικής παραμέτρου, για δεδομένη χρονική περίοδο.

## 3. ΒΑΣΙΚΗ ΘΕΩΡΙΑ ΓΙΑ ΤΟΝ ΥΠΟΛΟΓΙΣΜΟ ΤΟΥ ΣΕΙΣΜΙΚΟΥ ΚΙΝΔΥΝΟΥ

Τα βασικά σημεία της μαθηματικής ανάλυσης για τον υπολογισμό του σεισμικού κινδύνου έχουν ως εξής:

Η συσσωρευτική κατανομή πιθανότητας μιάς παραμέτρου  $X$  της εδαφικής κίνησης, δίνεται από τη σχέση

$$F(X) = \frac{\text{αριθμός αναμενόμενων σεισμών με } X \leq X_0 \text{ και } M \geq M_{\min}}{\text{συνολικός αριθμός αναμενόμενων σεισμών με } M \geq M_{\min}} \quad (3.1)$$

όπου  $X_0$  η ελάχιστη θεωρούμενη τιμή της εξεταζόμενης εδαφικής παραμέτρου και  $M$  το σεισμικό μέγεθος.

Ο μέσος αριθμός σεισμών, για τους οποίους δεν θα ξεπεραστεί η τιμή  $X$ , ορίζεται από τη σχέση

$$R(X) = 1 / (1-F(X)) \quad (3.2)$$

Η ποσότητα  $R(X)$  αναφέρεται σαν περίοδος επανάληψης, εκφράζει όμως τον αριθμό των σεισμών.

Η περίοδος επανάληψης της παραμέτρου  $X$ , σε χρόνια, είναι

$$R_y(X) = \frac{R(X)}{\text{αναμενόμενος αριθμός σεισμών ανά έτος } (M \geq M_{\min})} \quad (3.3)$$

Οι ποσότητες  $F(X)$ ,  $R(X)$  και  $R_y(X)$  υπολογίζονται για κάθε στάθμη της εδαφικής παραμέτρου  $X$ .

Η ποσότητα που ενδιαφέρει, όσον αφορά το σεισμικό κίνδυνο, είναι η πιθανότητα να μη γίνει υπέρβαση κάποιας στάθμης της εδαφικής παραμέτρου  $X$ , σε μία δεδομένη χρονική περίοδο ή ισοδύναμα η τιμή της εδαφικής παραμέτρου που δεν θα ξεπεραστεί με δεδομένη την πιθανότητα, για δεδομένη χρονική περίοδο, σε μία θέση της εξεταζόμενης περιοχής. Και τα δύο αυτά προβλήματα λύνονται με τη θεωρία της κατανομής των ακραίων τιμών του GUMBEL (GUMBEL, 1966).

Θεωρώντας ότι η κατανομή των σεισμών ακολουθεί διαδικασία POISSON, με μέσο λόγω εμφάνισης  $\lambda$ , η μέγιστη πιθανοτική κατανομή της παραμέτρου  $X$ , δίνεται από τη σχέση

$$F_{\max}(X) = \exp \{-\lambda(1-F(X))\} \quad (3.4)$$

Για μεγάλες τιμές του λόγου  $\lambda$ , η ποσότητα  $F_{\max}(X)$  είναι πολύ ευαίσθητη στις μεταβολές της παραμέτρου  $X$ .

Εάν  $\lambda = \Phi t$ , όπου  $\Phi$  ο αναμενόμενος μέσος αριθμός σεισμών ανά έτος και  $t$ , ο αριθμός των ετών της εξεταζόμενης περιόδου, τότε

$$F_{\max, t}(X) = \exp \{-\Phi t(1-F(X))\} \quad (3.5)$$

Λαμβάνοντας υπόψη τη σχέση (3.4), η (3.5) γίνεται

$$F_{\max, t}(X) = \exp -t/R_y(X) \quad (3.6)$$

Εάν  $t = R_y(X)$ , δηλαδή ο αριθμός των ετών στη χρονική περίοδο που εξετάζεται είναι ίσος με την περίοδο επανάληψης σε έτη, η ποσότητα  $F_{\max, t}(X)$  γίνεται

$$F_{\max, t}(X) = e^{-1} \approx 0.37$$

Αυτό σημαίνει ότι, με την υπόθεση POISSON, μία στάθμη της εδαφικής παραμέτρου  $X$  με περίοδο επανάληψης  $t$  έχει πιθανότητα 63% να γίνει υπέρβασή της σε  $t$  χρόνια.

#### 4. ΔΕΔΟΜΕΝΑ

##### 4.1. Πηγές δεδομένων

Για τη μελέτη του νόμου εξασθένησης των μακροσεισμικών εντάσεων, στην παρούσα εργασία, έγινε ανάλυση 61 χαρτών ισοσειστών της περιόδου 1900-1982, των σεισμών που έγιναν στην περιοχή της Φωκίδας και συγκεκριμένα, σε ακτίνα 120 χιλιομέτρων από την πόλη της Αμφισσας (38.53N, 22.38E).

Σαν πηγές μακροσεισμικών στοιχείων, χρησιμοποιήθηκαν:

- (α) ο Ατλαντας Ισοσειστών της UNESCO/UNDP (1971),
- (β) ο Ατλαντας Ισοσειστών του Εργαστηρίου Γεωφυσικής του Παν/μιου Θεσσαλονίκης (ΠΑΡΑΖΑΧΟΣ et al., 1982).
- (γ) τα Μηνιαία Δελτία του Αστεροσκοπείου Αθηνών.

Πηγή των μακροσεισμικών στοιχείων, για το διάστημα 1900-1978, ήταν ο κατάλογος Σεισμών των Μακρόπουλου-Burton (1981), (ΒΑΤΗ, 1973). Για το διάστημα 1979-1983, χρησιμοποιήθηκαν τα δελτία του ISC.

Οι παράμετροι των σεισμικών πηγών του μοντέλου που χρησιμοποιήθηκε στην ανάλυση και τα γεωμετρικά χαρακτηριστικά τους φαίνονται στον πίνακα 1.

Στο σχήμα 1, φαίνεται ο χάρτης των επικέντρων των σεισμών, μεγέθους  $M \geq 4.0$ , για την περίοδο 1900-1983, καθώς και το προτεινόμενο μοντέλο σεισμικών πηγών.

##### 4.2. Επεξεργασία δεδομένων

###### 4.2.1. Νόμος απόσβεσης μακροσεισμικής έντασης

Στην πορεία της μελέτης, με τη χρήση ειδικού προγράμματος Η/Υ, ψηφιοποιήθηκαν και εμβαδομετρήθηκαν οι ισοσειστές επιφάνειες κάθε χάρτη. Στην περίπτωση σεισμών που οι αντίστοιχοι χάρτες τους περιέχονται και στους δύο Ατλαντες Ισοσειστών υιοθετήθηκε, μετά από σύγκριση μεταξύ τους ο αντιπροσωπευτικότερος. Έτσι, υπολογίστηκαν οι μέσες ακτίνες των ισοσειστών επιφανειών κάθε ενός από τους σεισμούς.

Τέλος, με εφαρμογή πολλαπλής παλινδρομικής ανάλυσης, υπολογίστηκαν οι συντελεστές της σχέσης

$$I_R = a + bM - c \log R \quad (4.1)$$

όπου  $I_R$  η μακροσεισμική ένταση σε απόσταση  $R$ ,  $M$  το μέγεθος του σεισμού και  $R$  η υποκεντρική απόσταση. Έτσι πήραμε:

$$a = 5.9 \pm 0.76, \quad b = 1.01 \pm 0.07 \quad \text{και} \quad c = 3.69 \pm 0.15,$$

για σύνολο 240 δεδομένων. Δηλαδή:

$$I_R = (5.91 \pm 0.76) + (1.01 \pm 0.07) M - (3.69 \pm 0.15) \log R \quad (4.2)$$

ΣΕΙΣΜΙΚΟΤΗΤΑ ΚΑΙ ΓΕΩΜΕΤΡΙΚΑ ΧΑΡΑΚΤΗΡΙΣΤΙΚΑ  
ΤΩΝ ΣΕΙΣΜΙΚΩΝ ΠΗΓΩΝ ΤΟΥ ΠΡΟΤΕΙΝΟΜΕΝΟΥ ΜΟΝΤΕΛΟΥ

ΣΕΙΣΜΙΚΗ ΠΗΓΗ	ΠΑΡΑΜΕΤΡΟΣ b	ΕΛΑΧΙΣΤΟ ΕΞΕΤΑΖΟΜΕΝΟ ΣΕΙΣΜΙΚΟ ΜΕΓΕΘΟΣ	ΕΤΗΣΙΟΣ ΡΥΘΜΟΣ ΕΜΦΑΝΙΣΗΣ	H	ΓΕΩΜΕΤΡΙΚΑ ΧΑΡΑΚΤΗΡΙΚΑ ΣΕΙΣΜΙΚΩΝ ΠΗΓΩΝ				ΜΕΓΙΣΤΟ ΑΝΑΜΕΝΟΜΕΝΟ ΣΕΙΣΜΙΚΟ ΜΕΓΕΘΟΣ
					F <sub>1</sub> (km)	F <sub>2</sub> (km)	F <sub>3</sub> (°)	F <sub>4</sub> (°)	
A <sub>1</sub>	-0,778	4,0	1,344	25	50	110	280	360	7,0
A <sub>2</sub>	-0,689	4,0	1,517	21	70	112	11	40	7,0
A <sub>3</sub>	-0,643	4,0	0,874	22	70	106	108	130	7,2
A <sub>4</sub>	-0,728	4,0	0,723	22	80	132	138	155	7,0
A <sub>5</sub>	-0,794	4,0	1,015	26	60	124	178	232	7,0
A <sub>6</sub>	-0,859	4,0	0,964	19	100	160	50	66	7,0
F <sub>7</sub>	-0,576	4,0	0,308	19	30	4	120	-	7,2
F <sub>8</sub>	-0,669	4,0	1,217	25	30	65.8	-67.8	-	7,2
F <sub>9</sub>	-0,733	4,0	0,081	11	70	30	90	-	7,2

ΠΕΡΙΟΔΟΣ ΕΠΑΝΑΛΗΨΗΣ, ΣΕ ΧΡΟΝΙΑ, ΓΙΑ  
ΔΙΑΦΟΡΕΣ ΣΤΑΘΜΕΣ ΜΑΚΡΟΣΕΙΣΜΙΚΗΣ ΕΝΤΑΣΗΣ ΚΑΙ ΜΕΓΙΣΤΗΣ  
ΕΔΑΦΙΚΗΣ ΕΠΙΤΑΧΥΝΣΗΣ

ΕΔΑΦΙΚΗ ΠΑΡΑΜΕΤΡΟΣ	ΣΤΑΘΜΗ ΕΔΑΦΙΚΗΣ ΠΑΡΑΜΕΤΡΟΥ	ΠΕΡΙΟΔΟΣ ΕΠΑΝΑΛΗΨΗΣ (χρόνια)
Μακροσεισμική ένταση (MM)	4,0	2
	5,0	6
	6,0	35
	6,5	110
	7,0	806
Μέγιστη εδαφική επιτάχυνση (cm/sec <sup>2</sup> )	10	1
	25	2
	50	3
	75	15
	100	39
	150	187

#### 4.2.2. Νόμος απόσβεσης της μέγιστης εδαφικής επιτάχυνσης

Για την απόσβεση της μέγιστης εδαφικής επιτάχυνσης, χρησιμοποιήθηκε η σχέση

$$A = \frac{2164 \exp(0.8M)}{(R+20)^{1.00}} \quad (\text{ΜΑΚΡΟΠΟΥΛΟΣ, 1978}) \quad (4.3)$$

Η παραπάνω σχέση αναφέρεται σε στερεό υπόβαθρο και η αναγωγή των αποτελεσμάτων στην επιφάνεια του εδάφους γίνεται με διάφορες μεθοδολογίες, που όμως ξεφεύγουν από το σκοπό της παρούσας εργασίας.

#### 4.2.3. Μέγιστο μέγεθος

Ο καθορισμός του μέγιστου μεγέθους για κάθε σεισμική πηγή είναι από τα δυσκολότερα σημεία της ανάλυσης. Στην παρούσα εργασία υιοθετήθηκε το μέγιστο αναμενόμενο σε διάστημα 100 χρόνων μέγεθος, όπως υπολογίστηκε από τη μέθοδο των ακραίων τιμών (GUMBEL, 1966).

### 5. ΑΠΟΤΕΛΕΣΜΑΤΑ

Στον πίνακα 2 φαίνεται η περίοδος επανάληψης, σε χρόνια, για διάφορες στάθμες της μακροσεισμικής έντασης και της μέγιστης εδαφικής επιτάχυνσης. Από τα αποτελέσματα του πίνακα 2, γίνεται φανερό ότι, ο σεισμικός κίνδυνος στην πόλη της Αμφισσας, από άποψη μακροσεισμικής έντασης και μέγιστης εδαφικής επιτάχυνσης, είναι χαμηλός μέχρι μέσος, γεγονός που επιβεβαιώνεται και από τις μακροσεισμικές παρατηρήσεις των 80 χρόνων που καλύπτει το δείγμα μας.

Συγκεκριμένα, μακροσεισμική ένταση της τάξης των 6.5 βαθμών της κλίμακας MERCALLI αναμένεται να παρατηρηθεί κάθε 110 χρόνια, ενώ μέγιστη εδαφική επιτάχυνση 0.15g έχει περίοδο επανέληψης 187 χρόνια.

Πάντως, τα ιδιαίτερα γεωτεκτονικά στοιχεία μιάς περιοχής καθώς και οι ίδιες οι φυσικές παράμετροι του σεισμού, παίζουν το σημαντικότερο ρόλο στον καθορισμό του σεισμικού κινδύνου. Αυτό αποτέλεσε και τη βασική ιδέα για την ανάπτυξη ενός μοντέλου εκτίμησης των αναμενόμενων μακροσεισμικών εντάσεων με βάση το μέγεθος του σεισμού και τα γεωλογικά χαρακτηριστικά της περιοχής, που παρουσιάζεται στο δεύτερο μέρος της παρούσας μελέτης.

## Μ Ε Ρ Ο Σ     Ι Ι

### 6. ΜΟΝΤΕΛΟ ΥΠΟΛΟΓΙΣΜΟΥ ΤΗΣ ΜΑΚΡΟΣΕΙΣΜΙΚΗΣ ΕΝΤΑΣΗΣ

Ο προσδιορισμός της μακροσεισμικής έντασης σε μία περιοχή από γνωστές σεισμικές πηγές είναι πρωταρχικής σημασίας για την εκτίμηση των αναμενόμενων βλαβών σε περίπτωση ισχυρού σεισμού. Επειδή οι γνωστές σχέσεις απόσβεσης της



μορφής  $I = f(\Delta, M)$  ή  $I = f(I_e, \Delta)$  όπου  $I_e$ ,  $\Delta$ ,  $M$  η μέγιστη επικεντρική ένταση, επικεντρική απόσταση και σεισμικό μέγεθος, αντίστοιχα, είναι αρκετά ευαίσθητες στην εφαρμογή τους και η αξιοπιστία τους βασίζεται στον αριθμό των δεδομένων που έχουν χρησιμοποιηθεί, είναι απαραίτητη η αναζήτηση νέων μεθόδων υπολογισμού της μακροσεισμικής έντασης με βάση τις φυσικές παραμέτρους του σεισμού και τα γεωλογικά χαρακτηριστικά της εξεταζόμενης περιοχής.

Το προτεινόμενο μοντέλο προϋποθέτει ότι, οι σεισμοί που αντιστοιχούν σε κάθε σεισμική πηγή, έχουν τον ίδιο σχεδόν μηχανισμό γένεσης και ότι, στο εξεταζόμενο σημείο η αναμενόμενη εδαφική κίνηση θα διαφέρει μόνο κατά ένα αριθμητικό παράγοντα, που εξαρτάται από τις γεωλογικές συνθήκες της περιοχής.

Θεωρούμε ότι η μακροσεισμική ένταση,  $I$ , δίνεται σε συνάρτηση της εδαφικής επιτάχυνσης,  $A$ , από τη σχέση:

$$I = f(A) \quad (6.1)$$

Έτσι, για τον πρώτο σεισμό, που αντιστοιχεί σε μία δεδομένη σεισμική πηγή της περιοχής, θα έχουμε

$$I_1 = f(A_1) \quad (6.2)$$

Με βάση το μοντέλο HASKELL (1964) και από τη θεωρία ελαστικότητας, η εκλυόμενη σεισμική ενέργεια, για τον πρώτο σεισμό, δίνεται από τη σχέση:

$$2E_1 = \int_V \rho \dot{\chi}_1^2 dX + \int_V C_{ijpq} \frac{\partial U_i}{\partial X_j} \cdot \frac{\partial U_p}{\partial X_q} dX \quad (6.3)$$

όπου  $\dot{\chi}_1$  η ταχύτητα ταλάντωσης των εδαφικών μορίων,  $\rho$  η πυκνότητα του υλικού,  $C_{ijpq}$  ο ελαστικός τανυστής,  $U_i$  η μετάθεση των εδαφικών μορίων από τη θέση ισορροπίας και  $V$  ο σεισμικός όγκος στον οποίο αναφέρεται η ολοκλήρωση.

Το πρώτο ολοκλήρωμα της σχέσης (6.3) δίνει την κινητική ενέργεια και το δεύτερο την ενέργεια παραμόρφωσης.

Ένας δεύτερος σεισμός, που θα προέρχεται από την ίδια σεισμική πηγή, θα πληρεί τις σχέσεις:

$$I_2 = f(aA_1) \quad (6.4)$$

και

$$2E_2 = \int_V \rho (a\dot{\chi}_1^2) dX + \int_V C_{ijpq} \frac{\partial (aU_i)}{\partial X_j} \cdot \frac{\partial (aU_p)}{\partial X_q} dX \quad (6.5)$$

όπου  $a$  η αριθμητική σταθερά.

Από τις σχέσεις (6.3) και (6.5) παίρνουμε:

$$2E_2 = a^2 \left\{ \int_V \rho \dot{\chi}_1^2 dX + \int_V C_{ijpq} \frac{\partial U_i}{\partial X_j} \cdot \frac{\partial U_p}{\partial X_q} dX \right\} \quad (6.6)$$

Συνεπώς,

$$E_2 = a^2 E_1 \quad (6.7)$$

Αντικαθιστώντας την τιμή του  $a$  από την παραπάνω σχέση στη σχέση (6.2), έχουμε:

$$I = f(aA_1) = f\left(\frac{A_1}{E_1^{\frac{1}{2}}} E_2^{\frac{1}{2}}\right) = f \exp\left(\ln \frac{A_1}{E_1^{\frac{1}{2}}} + \ln E_2^{\frac{1}{2}}\right) \quad (6.8)$$

Ορίζουμε,

$$k = 2 \ln \frac{A}{E^{\frac{1}{2}}} \quad (6.9)$$

τότε,

$$I = f\{\exp[\frac{1}{2}(k + \ln E_2)]\} \quad (6.10)$$

ή

$$I = F(k + \ln E_2) \quad (6.11)$$

Είναι φανερό ότι, ο συντελεστής  $k$ , όπως ορίζεται στις παραπάνω σχέσεις, εξαρτάται μόνο από τα χαρακτηριστικά της σεισμικής εστίας.

Από τις σχέσεις (6.10) και (6.11) παίρνουμε

$$F(X) = f(e^{\frac{1}{2}X}) \quad (6.12)$$

Επομένως η παρατηρούμενη μακροσεισμική ένταση σε κάποιο σημείο, για σεισμούς που αντιστοιχούν στην ίδια σεισμική πηγή, είναι συνάρτηση του φυσικού λογάριθμου της σεισμικής ενέργειας.

Η μακροσεισμική ένταση σε οποιοδήποτε σημείο, θα δίνεται από τη συνάρτηση  $F$  και από τον παράγοντα  $k$ , που θεωρεί τα χαρακτηριστικά διάδοσης των σεισμικών κυμάτων και, επομένως, και τα γεωλογικά χαρακτηριστικά της περιοχής.

Για τον προσδιορισμό της παραμέτρου  $k$ , μόνο μία παρατηρούμενη ένταση στο εξεταζόμενο σημείο, από παλαιότερους σεισμούς, είναι απαραίτητη.

Θεωρούμε για παράδειγμα τη σχέση (RICHTER, 1956)

$$I = 3 \log A + 1,5 \quad (6.13)$$

τότε θα έχουμε

$$f(X) = 3 \log(e^{\frac{1}{2}X}) + 1,5 = 3 \left(\frac{X}{2} \log e\right) + 1,5 = 0,65X + 1,5 \quad (6.15)$$

Επειδή  $X = k + \ln E$ , παίρνουμε

$$I = 1,5 + 0,65k + 0,65 \ln E \quad (6.16)$$

Χρησιμοποιώντας την παραπάνω σχέση, ο συντελεστής  $k$ , προσδιορίζεται εφ'όσον η  $I$  στο εξεταζόμενο σημείο, από παλαιότερο σεισμό, γνωστού μεγέθους  $M$ -επομένως και ενέργειας  $E$ -είναι γνωστή.

Με αυτό τον τρόπο, είναι δυνατός ο υπολογισμός ενός πίνακα για το συντελεστή  $k$ , για μία δεδομένη σεισμική πηγή και για διαφορετικά σημεία παρατήρησης. Με βάση τον πίνακα της περιοχής γίνεται πλέον η εκτίμηση των μακροσεισμικών εντάσεων στα ίδια εξεταζόμενα σημεία, αλλά για κάθε πιθανό μελλοντικό σείσμο,

από την ίδια σεισμική πηγή.

Το προτεινόμενο μοντέλο, που είναι γενικό και μπορεί να εφαρμοστεί σε κάθε περιοχή με μακροσεισμικές παρατηρήσεις, εφαρμόστηκε για την εκτίμηση των αναμενόμενων μακροσεισμικών εντάσεων, στην ευρύτερη περιοχή από 37°N-39°N και 22°E-24°E, με βάση τα μακροσεισμικά αποτελέσματα του σεισμού των Αλκυονίδων της 24 Φεβρουαρίου 1981 (ΠΑΠΑΖΑΧΟΣ et al., 1982), σε περίπτωση εμφάνισης σεισμού στον ίδιο εστιακό χώρο, τυχαίου μεγέθους M.

Από τη σχέση των GUTENBERG-RICHTER (1956),

$$\log E = 1,5M_s + 11,8 \quad (6.17)$$

για M = 6,7, υπολογίζεται η εκλυόμενη σεισμική ενέργεια, ίση με  $7,07 \times 10^{21}$  erg.

Θεωρώντας τις περιοχές, που βρίσκονται στην ισόσειστη IX, και από τη σχέση (C.16), υπολογίζεται η τιμή του συντελεστή  $k = -38,77$ .

Με βάση τις παραπάνω τιμές, και για διάφορα σεισμικά μεγέθη, υπολογίζονται οι αναμενόμενες μακροσεισμικές εντάσεις στις αντίστοιχες περιοχές. Οι τιμές των M, I, φαίνονται στον πίνακα 4. Αντίστοιχοι υπολογισμοί γίνονται και για τις περιοχές που βρίσκονται σε διαφορετικές ισόσειστες. Τα αποτελέσματα συνοψίζονται στους πίνακες 5-7.

Ετσι, για κάθε αναμενόμενο σεισμό από τον ίδιο εστιακό χώρο, εκτιμάται η μακροσεισμική ένταση που θα παρατηρηθεί σε διάφορες περιοχές, με βάση το μέγεθος του σεισμού και το συντελεστή k, που εξαρτάται, κύρια, από τα γεωλογικά χαρακτηριστικά της περιοχής.

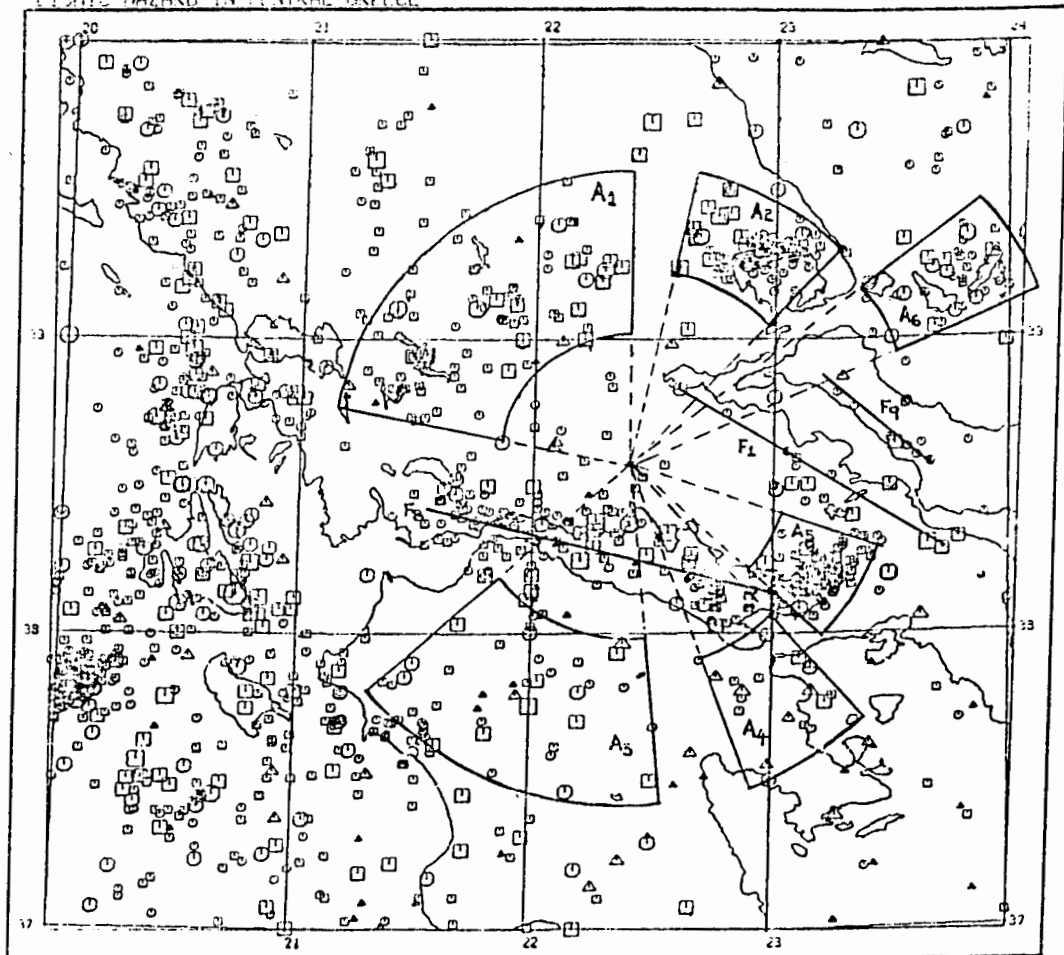
#### ΓΕΝΙΚΑ ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ

Ο σκοπός της παρούσας εργασίας ήταν δυαδικός. Πρώτα, με βάση τη μέθοδο CORNELL, θεωρώντας ότι η κατανομή των σεισμικών μεγεθών είναι εκθετική, εκτιμήθηκε ο σεισμικός κίνδυνος στην πόλη της Αμφισσας. Ο σεισμικός κίνδυνος υπολογίστηκε σε συνάρτηση των αναμενόμενων μακροσεισμικών εντάσεων και μέγιστων εδαφικών επιταχύνσεων. Τα αποτελέσματα έδειξαν ότι, η κατανομή των παραπάνω παραμέτρων κυμαίνεται σε χαμηλά επίπεδα και με περιόδους επανάληψης, που βρίσκονται σε λογική συμφωνία με τα παρατηρούμενα μεγέθη της εξεταζόμενης περιοχής.

Ο προσδιορισμός τοπικών σχέσεων εξασθένησης και η ενσωμάτωσή τους στο μοντέλο σεισμικού κινδύνου, βελτίωσε τη μεθοδολογία και την αξιοπιστία των αποτελεσμάτων.

Στο δεύτερο μέρος, με τη χρήση των μακροσεισμικών αποτελεσμάτων, αναπτύχθηκε ένα νέο ντετερμινιστικό μοντέλο υπολογισμού της μακροσεισμικής έντασης σε μία περιοχή, θεωρώντας ότι ο μηχανισμός γένεσης των σεισμών θα είναι σχεδόν ο ίδιος. Το μοντέλο εξαρτάται από την εκλυόμενη σεισμική ενέργεια και ενσωματώνει τα κύρια γεωλογικά στοιχεία στην απόσβεση της μακροσεισμικής έντασης.

SEISMIC HAZARD IN CENTRAL GREECE



PROJECTION: UTM  
SCALE = 1 : 1993719

Σχήμα 2 Μοντέλο Σεισμικών πηγών για την πόλη της Αμφισσας.

Π Ι Ν Α Κ Α Σ 4

ΙΧ - ισόσειστη  $K = -38.77$

Μ	I (MM)
6,7	9,0
6,5	8,5
6,3	8,1
6,1	7,6
5,9	7,2
5,7	6,7
5,5	6,3

Π Ι Ν Α Κ Α Σ 5

VIII - ισόσειστη  $K = -40.31$

Μ	I (MM)
6,7	8,0
6,5	7,5
6,3	7,1
6,1	6,6
5,9	6,2
5,7	5,7
5,5	5,3

Π Ι Ν Α Κ Α Σ 6

VII - ισόσειστη  $K = -41.84$

Μ	I (MM)
6,7	7,0
6,5	6,5
6,3	6,1
6,1	5,6
5,9	5,2
5,7	4,7
5,5	4,3

Π Ι Ν Α Κ Α Σ 7

VI - ισόσειστη  $K = -43.38$

Μ	I (MM)
6,7	6,0
6,5	5,5
6,3	5,1
6,1	4,6
5,9	4,2
5,7	3,7
5,5	3,3

## B I B Λ Ι Ο Γ Ρ Α Φ Ι Α

- AMBRASEYS, N. 1978. Preliminary Analysis of European Strong-motion data for the period 1965-1978. (Part II). *Bull. of the EAGE*, 4, 17-38.
- BÄTH, M. 1973. Introduction to Seismology. *Basel and Stuttgart, Birkhäuser, Verlag*.
- BOLT, . and AMBRAHAMSON, . 1982. New Attenuation Relations of Strong-ground motion. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 72, 2307-2321.
- CAMPBELL, K.W., 1981. Near source attenuation of peak horizontal acceleration. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 71, 2039-2070.
- CORNELL, A. 1968. Engineering Seismic Risk Analysis. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 58, 1503-1606.
- ESTEVA, L. and VILLAYERDE, D. 1973. Seismic Risk, Design Spectra and structural Reliability. *Proceedings of the 9th Eng. World Conference on Earthquake Engineering*, Rome, Vol. II, 2586-2596.
- GUMBEL, E.J. 1966. Statistics of Extremes. *Columbia Univ. Press*, New York, 375pp.
- GUTENBERG, B. and RICHTER, C.F. 1956. Earthquake Magnitude, Intensity, Energy and Acceleration. *Seism. Soc. Am., Bull.*, 46, N°2, 138-154.
- HASKELL, N.A. 1964. Total Energy and Energy Spectral Density of Elastic Wave Propagating Faults. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 54, 1811-1841.
- MAKROPOULOS, K. 1978. The Statistics of large earthquake magnitude and an evaluation of Greek Seismicity. *PhD thesis, Univ. of Edin. Scotland*, pp. 193.
- MAKROPOULOS, K. and BURTON, P.W. 1981. A Catalogue of Earthquakes in Greece and Surrounding Areas.
- McGUIRE, R. 1978. A simple model for estimating Fourier Amplitude spectra of horizontal ground acceleration. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 68, 803-822.
- ORPHALL, D. and LAHOUD, J.A. 1974. Prediction of peak ground motion from earthquakes. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 64, 1563-1574.
- PAPAZACHOS, B. et al. 1982. Atlas of Iseismal Maps for Earthquakes in Greece 1902-1981. *Univ. of Thes., Geoph. Lab.*, Publ. N°4, Thessaloniki.
- TRIFUNAC, D. 1976. Preliminary analysis of the peaks of strong earthquake ground motion dependence on earthquake magnitude, epicentral distance and recording site conditions. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 66, 189-219.
- UNPP / UNESCO, 1971. Atlas of Iseismal Maps for the Balkan Region.