

ΠΑΝΕΠΙΣΤΗΜΙΟ ΑΘΗΝΩΝ
ΤΟΜΕΑΣ ΓΕΩΦΥΣΙΚΗΣ

ΣΧΕΔΙΑΣΜΟΥ & ΠΡΟΒΛΑΣΙΑΣ (Ο. Α. Σ. Π.)	
ΑΡΙΘΜ. ΠΡΩΤ.	2184
ΗΜΕΡΟΜΗΝΙΑ	21-12-87

ΕΚΠΟΝΗΣΗ ΓΕΩΦΥΣΙΚΩΝ ΕΡΕΥΝΩΝ ΣΕ ΟΙΚΙΣΜΟΥΣ ΤΗΣ ΕΠΑ
ΜΕΣΣΗΝΙΑΣ

ΤΕΛΙΚΗ ΕΚΘΕΣΗ

ΑΘΗΝΑ ΔΕΚΕΜΒΡΙΟΣ 1987

Πρόλογος

Το παρόν ερευνητικό πρόγραμμα ανατέθηκε από τον ΟΑΣΠ στον Τομέα Γεωφυσικής του Παν/μίου Αθηνών στα πλαίσια της επέκτασης της μικροζωνικής μελέτης της Καλαμάτας.

Στο πρώτο μέρος του ερευνητικού προγράμματος έγινε συγκέντρωση και ανάλυση των σεισμολογικών στοιχείων των πόλεων Μεσσήνης-Γαργαλιάνων και Φιλιατρών, υπολογίστηκε η κατανομή των αναμενόμενων σεισμικών μεγεθών, των αναμενόμενων επιταχύνσεων και τα φάσματα σχεδιασμού των παραπάνω πόλεων.

Στο δεύτερο μέρος παρουσιάζονται τα αποτελέσματα των γεωηλεκτρικών και γεωσεισμικών μετρήσεων στην περιοχή της Μεσσήνης.

Στο ερευνητικό πρόγραμμα έλαβαν μέρος:

Μακρόπουλος Κώστας, Επ. Καθηγητής στον Τομέα Γεωφυσικής του Παν/μίου Αθηνών (επ.υπεύθυνος του προγράμματος).
Λούης Γιάννης, Λέκτορας στον Τομέα Γεωφυσικής Παν/μίου Αθην.
Παπαδόπουλος Ταξ., Λέκτορας στον Τομέα Γεωφυσικής Παν/μίου Αθην.
Σταυρακάκης Γιώργος, Δρ. Σεισμολόγος
Σταμέλου Ιφιγένεια, Δρ. Σεισμολόγος
Ιωαννίδου Ελένη, Γεωφυσικός (Δ/ση Γ8 του ΥΠΕΧΩΔΕ)
Παπούλια Ιωάννα, Γεωλόγος του ΟΑΣΠ.

ΚΕΦΑΛΑΙΟ Ι

ΣΕΙΣΜΟΛΟΓΙΚΕΣ ΕΡΓΑΣΙΕΣ

1. ΡΥΘΜΟΣ ΕΚΚΛΥΣΗΣ ΤΗΣ ΣΕΙΣΜΙΚΗΣ ΕΝΕΡΓΕΙΑΣ ΣΤΗΝ ΕΥΡΥΤΕΡΗ ΠΕΡΙΟΧΗ ΤΩΝ ΠΟΛΕΩΝ ΜΕΣΣΗΝΗΣ-ΓΑΡΓΑΛΙΑΝΩΝ-ΦΙΛΙΑΤΡΩΝ

1.1. Εισαγωγή

Όπως είναι γνωστό, τα περισσότερα μοντέλα εκτίμησης της σεισμικής επικινδυνότητας μιάς περιοχής θεωρούν ότι το μέσο ποσοστό εμφάνισης των σεισμών είναι σταθερό με το χρόνο και υπολογίζεται με βάση τη συχνότητα εμφάνισης των σεισμών στην εξεταζόμενη περιοχή. Θεωρώντας στην συνέχεια ότι οι σεισμοί ακολουθούν τους νόμους της κατανομής Poisson, υπολογίζεται η πιθανότητα εμφάνισης N σεισμών με μέγεθος μεγαλύτερο ή ίσο ενός προκαθορισμένου m στα επόμενα T χρόνια.

Επειδή το μέσο ποσοστό εμφάνισης των σεισμών λ είναι η βασικότερη παράμετρος της κατανομής Poisson, είναι προφανές ότι τα αποτελέσματα της σεισμικής επικινδυνότητας εξαρτώνται άμεσα από την ακρίβεια υπολογισμού της. Σε περιοχές με μικρό αριθμό σεισμολογικών δεδομένων οι αβεβαιότητες υπολογισμού της παραμέτρου λ είναι μεγάλες και επομένως και τα αποτελέσματα της ανάλυσης της σεισμικής επικινδυνότητας είναι υπο-εκτιμημένα ή υπερ-εκτιμημένα ανάλογα με την περιοχή.

Ένας από τους σκοπούς του παρόντος ερευνητικού προγράμματος είναι η ανάπτυξη μοντέλου υπολογισμού του μέσου ποσοστού εμφάνισης των σεισμών με βάση το ρυθμό έκλυσης της σεισμικής ενέργειας (energy flux) και η εφαρμογή του στην ευρύτερη περιοχή των πόλεων Μεσσήνης-Γαργαλιάνων-Φιλιατρών.

1.2. Μοντέλο Υπολογισμού του Μέσου Ποσοστού Εμφάνισης των Σεισμών

Θεωρούμε ότι για ένα συγκεκριμένο ρήγμα, το μέσο ποσοστό ολίσθησης το χρόνο είναι \bar{u} και $\bar{\sigma} = \sigma_1 - \sigma_2$ η διαφορά μεταξύ των αρχικών (πριν από το σεισμό) και των τελικών (μετά το σεισμό) τεκτονικών τάσεων. Τότε, το ποσό της ελαστικής ενέργειας που έχει συσσωρευθεί το χρόνο θα είναι:

$$E_t = \bar{u} \cdot \bar{\sigma} \cdot A \quad (1)$$

όπου A είναι συνολική επιφάνεια του ρήγματος.

Ορίζουμε "ρυθμό έκλυσης της σεισμικής ενέργειας" (energy flux) E_F το ποσοστό της σεισμικής ενέργειας που εκλύεται το χρόνο υπό μορφή σεισμικής ακτινοβολίας. Τότε θα έχουμε:

$$E_F = nE_t = n \cdot \bar{\sigma} \cdot \bar{u} \cdot A \quad (2)$$

όπου n είναι ο συντελεστής σεισμικής απόδοσης (seismic efficiency). Το γινόμενο $n \cdot \bar{\sigma}$ ορίζεται σαν "φαινόμενη τάση" (apparent stress) και ο υπολογισμός του είναι εξαιρετικά δύσκολος.

Στη συνέχεια θεωρούμε ότι η έκλυση της σεισμικής ενέργειας είναι τυχαία στον χρόνο και στο μέγεθος. Η αναμενόμενη κατανομή της σεισμικής ενέργειας σε μιά περιοχή θα είναι:

$$\bar{E} = \int_{m_e}^{m_u} E(m) \cdot f(m) dm \quad (3)$$

όπου m_u , m_e είναι το κάτω και άνω όριο του σεισμικού μεγέθους που θεωρούνται στην ανάλυση και $f(m)$ η συνάρτηση πυκνότητας πιθανότητας του σεισμικού μεγέθους, $E(m)$ είναι η σεισμική ενέργεια που εκλύεται από ένα σεισμό προκαθορισμένου μεγέθους m και δίνεται από τη γνωστή σχέση των Gutenberg-Richter:

$$\log E(m) = 11.8 + 1.5m \quad (4)$$

Η κατανομή του σεισμικού μεγέθους θεωρείται εκθετική και η συνάρτηση πυκνότητας πιθανότητας $f(m)$ θα είναι ίση με:

$$f(m) = \frac{b \ln 10 \cdot \exp^{-b(m-m_e)}}{1 - \exp^{-b(m_u-m_e)}} \quad (5)$$

Με αντικατάσταση των σχέσεων (5) και (4) στην εξίσωση (3) προκύπτει:

$$\begin{aligned} \bar{E} &= 10^{11.8} \cdot \frac{b}{1.5-b} \cdot \frac{10^{(1.5-b)m_u} - 10^{(1.5-b)m_e}}{10^{-bm_e} - 10^{-bm_u}} \\ &= 10^{11.8} \cdot \frac{b}{1.5-b} \cdot 10^{(1.5-b)m_u - bm_e} \end{aligned} \quad (6)$$

Επειδή θεωρούμε ότι η εμφάνιση των σεισμών είναι τυχαία στο χρόνο, το μέσο ποσοστό εμφάνισης των σεισμών θα δίνεται σε συνάρτηση του ρυθμού έκλυσης της σεισμικής ενέργειας E_F και της αναμενόμενης κατανομής \bar{E} για κάθε σεισμό σύμφωνα με τη σχέση:

$$\lambda = \frac{E_F}{\bar{E}} \quad (7)$$

Έτσι, με βάση το παραπάνω μοντέλο, το μέσο ποσοστό εμφάνισης των σεισμών σε μία περιοχή υπολογίζεται σε συνάρτηση ρεαλιστικών φυσικών παραμέτρων και όχι μόνο βάση της συχνότητας εμφάνισης των σεισμών στην εξεταζόμενη περιοχή.

1.3. Εφαρμογή του Προτεινόμενου Μοντέλου στην Περιοχή των Πόλεων Γαργαλιάνων-Φιλιατρών και Μεσσήνης

Το μοντέλο που αναπτύχθηκε παραπάνω εφαρμόστηκε για την περιοχή της Ν.Δ Πελοποννήσου που αποτελεί το νότιο-δυτικό τμήμα του Ελληνικού Τόξου.

Για την περιοχή αυτή θεωρήθηκε ότι το μέσο ποσοστό ολίσθησης είναι της τάξης των 2.0 cm/yr, η φαινόμενη τάση της τάξης των 10 bars και η σεισμική επιφάνεια της τάξης των $(150 \times 15) \text{ km}^2$. Με βάση τις παραπάνω παραμέτρους, ο ρυθμός έκλυσης της σεισμικής ενέργειας θα είναι (σχ. 2).

$$E_F = (10^7) \cdot (2.0) \cdot (150 \times 35) \cdot 10^{10} = 1.05 \times 10^{21} \text{ ergs/yr}$$

Θεωρώντας ότι $b = 0.8$ και ότι το ελάχιστο και μέγιστο σεισμικό μέγεθος είναι 4.0 και 7.5 αντίστοιχα, τότε από τη σχέση (6) προκύπτει:

$$\begin{aligned} \bar{E} &= 10^{11.8} \cdot \frac{0.8}{1.5-0.8} \cdot 10^{(1.5 \times 7.5 - 0.8 \times 7.5 + 0.8 \times 4.0)} = \\ &= 1.143 \times 10^{21} \text{ erg/event} \end{aligned}$$

Επομένως το ποσοστό εμφάνισης των σεισμών με μέγεθος μεγαλύτερο του 4.0 για την ευρύτερη περιοχή της Ν.Δ Πελοποννήσου θα είναι:

$$\lambda = \frac{E_F}{E} = \frac{1.05 \times 10^{21}}{1.143 \times 10^{21}} = 1 \text{ event/yr.}$$

2. ΕΠΕΞΕΡΓΑΣΙΑ ΜΑΚΡΟΣΕΙΣΜΙΚΩΝ ΣΤΟΙΧΕΙΩΝ ΕΥΡΥΤΕΡΗΣ ΠΕΡΙΟΧΗΣ ΚΑΛΑΜΑΤΑΣ. ΣΥΝΤΕΛΕΣΤΗΣ ΕΞΑΣΘΕΝΗΣΗΣ "ν" ΤΩΝ ΕΝΤΑΣΕΩΝ

2.1 Εισαγωγή

Ο συντελεστής εξασθένησης "ν" αποτελεί ένα άλλο τρόπο έκφρασης της εξασθένησης των εντάσεων σε συνάρτηση με την απόσταση. Έτσι στην μελέτη αυτή προσδιορίζεται ο συντελεστής "ν" για την ευρύτερη περιοχή της Καλαμάτας (Μεσσήνη, Φιλιατρά, Γαργαλιάνοι) και για σεισμούς με εστιακά βάθοι από 0-20 km (κατηγορία 1), 20-40 km (κατηγορία 2), 40-60 km (κατηγορία 3) και 60-160 km (κατηγορία 4)

2.2 Γενικές Παραδοχές Προτεινόμενες Τιμές των "ν" στον Διεθνή Χώρο

Η σχέση μεταξύ σεισμικής έντασης και υποκεντρικής απόστασης εκφράστηκε αρχικά απλά από τον τύπο:

$$I = \text{σταθ.} - \alpha \log D - \beta \cdot D \quad (2.1)$$

$$\text{όπου } D^2 = h^2 + r^2$$

η σχέση αυτή, όπως έχει προαναφερθεί απασχόλησε στο παρελθόν πολλούς ερευνητές και βασίζεται στους ακόλουθους ορισμούς: α) της μακροσεισμικής έντασης και β) της σεισμικής ενέργειας.

$$\alpha) I = p \log z + g \quad (z = \text{επιτάχυνση της εδαφικής κίνησης)}$$

$$\beta) E = C \cdot D^{-n} \cdot \exp(-\epsilon \cdot D)$$

Αρχικά οι συντελεστές α , β , c , p , g θεωρούνται σαν σταθεροί παράγοντες που εξαρτώνται από άλλους παράγοντες όπως, την περίοδο των κυμάτων τις διαστάσεις της σεισμικής εστίας, τις γεωλογικές συνθήκες που επικρατούν στη διαδρομή εστίας-θέσης παρατήρησης, τον μηχανισμό γένεσης των σεισμών κ.λ.π. (λεπτομερής ανάλυση βρίσκεται στις μελέτες των E. Peterschmitt (1952), N. V. Shebalin (1957, 1959), W. Sponheuer (1960)).

Προκειμένου να περιοριστεί ο αριθμός των συντελεστών ο R. Kövesligethy (1907) πρότεινε τη σχέση 2.1.

$$I_o - I_n = \alpha \log(D_n/h) - \beta(D_n-h) \quad (2.2)$$

ή

$$I_o - I_n = \nu \log(D_n/h) \quad (2.3)$$

όπου $\alpha=3$, $\beta=3 \log e \cdot k$ (k = συντελεστής απορρόφησης) και ο A. Blake (1940) την σχέση (2.3) που είναι ακόμη απλούστερη από την προηγούμενη.

Η σχέση (2.2) χρησιμοποιήθηκε αργότερα από τον F. Gassmann (1925) που βρήκε τιμές του k από 0.00 έως 0.66, τον E. Peterschmitt (1952) που ανέπτυξε ένα νέο τρόπο ταυτόχρονου προσδιορισμού των συντελεστών α , β και των I_o και h και τον W. Sponheuer (1960) που την χρησιμοποίησε στον υπολογισμό των I_o και h και k (με γραφική μέθοδο), ενώ παράλληλα πρότεινε θεωρητικές καμπύλες εξασθένισης των εντάσεων σε συνάρτηση με την απόσταση.

Μέχρι σήμερα πολλές μέθοδοι έχουν αναπτυχθεί με βάση τη σχέση του Kövesligethy. Στις περισσότερες μεθόδους όμως είναι απαραίτητη η γνώση όλων των ακτίνων των ισόσειστων επιφανειών, έτσι ώστε να γίνεται πραγματικά πολύ κοπιαστικός ο αριθμητικός και γραφικός υπολογισμός σε περιπτώσεις που υπάρχουν πολλά δεδομένα παρατηρήσεων.

Δυστυχώς, σ'ένα μεγάλο αριθμό σεισμών των ευρωπαϊκών καταλόγων σεισμών είναι γνωστές μόνο οι ακτίνες r_3 και r_5 (που αντιστοιχούν σε εντάσεις III και V βαθμών M.C.S.).

Τα τελευταία χρόνια πάντως έχουν γίνει χάρτες ισόσειστων καμπύλων για μεγάλο σχετικά αριθμό σεισμού. Έτσι ο N.V. Shebalin (1957, 1959α,β) εφάρμοσε την σχέση 2.3 που πρότεινε ο Blake και υπολόγισε τον συντελεστή " ν " σε σχέση με διαφορετικά εστιακά βάθη. Ο ερευνητής βρήκε την τιμή $\nu=3.6$ για σεισμούς που έχουν την εστία τους επάνω από το ανώτατο όριο της ασθενόσφαιρας k την τιμή $V=6.0$ για σεισμούς που συμβαίνουν στην ασθενόσφαιρα $h>60-90\text{km}$).

Η απλούστερη αυτή σχέση (2.3) που περιγράφει την εξασθένηση των εντάσεων σε συνάρτηση με την απόσταση χρησιμοποιήθηκε από πολλούς ερευνητές.

Ο A. Blake (1940) καταλήγει σε μιά εμπειρική τιμή του συντελεστή εξασθένησης $\omega=5.3$. Οι Gutenberg and Richter (1942 και 1956) όπως ήδη έχουμε αναφέρει στα προηγούμενα πρότειναν για τους σεισμούς της Καλιφόρνιας, την σχέση $I_1 - I_2 = 6 \log(D_2/D_1)$, την οποία χρησιμοποίησαν στην τροποποιημένη της μορφή $I_0 - I_2 = 6 \log r/h$ (όπου $I_r = I - II$, r = ακτίνα αισθητότητας για τον προσδιορισμό του εστιακού βάθους).

Ο F. Newman (1954) κατέληξε στη σχέση $I_1 - I_2 = 3.17 \log(D_2/D_1)$. Ο Karnik (1959) μετά από μελέτη των σεισμών της Κεντρικής Ευρώπης βρίσκει ότι η τιμή του συντελεστή εξασθένησης "ν" κυμαίνεται μεταξύ 2.7 και 7.4. Ο Mei Shi Yun (1960) δίνει για την Κίνα την τιμή $\nu=5.0$ και παράλληλα δίνεται μιά παρόμοια τιμή, $\nu=4.7$, από τους C.Y.Fu και C.I. Liu (1960).

Οι παραπάνω τιμές του συντελεστή εξασθένησης "ν" και άλλες που προκύπτουν από την διεθνή βιβλιογραφία φανερώνουν μεγάλη διασπορά. Αυτό οφείλεται κυρίως στο γεγονός ότι ο συντελεστής εξασθένησης "ν" εξαρτάται σε μεγάλο βαθμό από το εστιακό βάθος των σεισμών.

Έτσι οι παραπάνω σχέσεις χρησιμοποιήθηκαν από πολλούς ερευνητές και για τον προσδιορισμό των εστιακών βαθών των σεισμών. Πρέπει πάντως να υπογραμμίσουμε ότι η απλή σχέση του Blake μπορεί να χρησιμοποιείται για πολύ προσεγγιστικό προσδιορισμό βαθών, οι θεωρητικές καμπύλες έντασης - απόστασης που πρότεινε ο Sponheuer (σχέση 2.2) δίνουν μια πολύ γρήγορη εκτίμηση του βάθους και του συντελεστή εξασθένησης των εντάσεων.

2.5 Υπολογισμός Συντελεστή Εξασθένησης των Εντάσεων - Περιγραφή Εργασιών

Η σύγκριση των δύο μοντέλων (Kövesligethy - Blake) στον Ελληνικό χώρο δείχνει ότι η παρατηρούμενη διασπορά που εμφανίζει ο συντελεστής εξασθένησης "ν" στο μοντέλο του Blake είναι πολύ μικρότερη

από την αντίστοιχη των συντελεστών ν και ρ του μοντέλου του Kövesligethy. Για το λόγο αυτό από πολλούς ερευνητές προτείνεται σαν πιο κατάλληλο για τον Ελληνικό χώρο το μοντέλο του Blake.

Πρέπει όμως να επισημανθεί ότι το μοντέλο του Kövesligethy αποδίδει καλλίτερα την ακριβή περιγραφή του μακροσεισμικού πεδίου, ιδιαίτερα σε μεγάλους σεισμούς, όπου το αποτέλεσμα της απορρόφησης είναι αρκετά σημαντικό σε αποστάσεις μερικών εκατοντάδων χιλιομέτρων.

Από την άλλη πλευρά η εξίσωση αυτή έχει το μειονέκτημα να απαιτεί για κάθε περιοχή τουλάχιστον 30 - 100 ανεξάρτητες παρατηρήσεις, για να είναι δυνατόν να προσδιοριστούν οι τέσσερις εμπειρικοί συντελεστές που περιέχει.

Για όλους τους λόγους που αναφέραμε παραπάνω, στην μελέτη αυτή ο προσδιορισμός του συντελεστή εξασθένησης γίνεται με βάση την σχέση του Blake:

$$I_0 - I = \nu \log 1 + \Delta^2/h^2 \quad (2.12)$$

και εφαρμογή της γραφικής μεθόδου.

Έτσι σε κάθε κατηγορία εστιακών βαθών και σεισμών, της ευρύτερης περιοχής της Μεσσηνίας, χρησιμοποιήσαμε βελτιωμένες τιμές I_0 , επικεντρικών εντάσεων (Σταμέλου 1985) και με βάση την αρχή της παραλληλίας φέρναμε τις μέσες ευθείες εξασθένησης.

Η εφαπτομένη της γωνίας που σχηματίζει κάθε ευθεία με τον άξονα των X , δίνει τον συντελεστή εξασθένησης, ν , των εντάσεων.

Ο Πίνακας 3 παρουσιάζει για κάθε ισόσειστη καμπύλη (βαθμών III-IX τις τιμές $I_0 - I$ και $\log 1 + \Delta^2/h^2$ που χρησιμοποιήθηκαν.

Ο Πίνακας 4 παρουσιάζει σε κάθε μια κατηγορία εστιακών βαθών τις τελικές τιμές του ν που προσδιορίστηκαν.

ΠΙΝΑΚΑΣ 4

Κατηγορίες Εστιακών Βαθών

ΠΕΡΙΟΧΗ	1 (0-20 km)	2 (20-40km)	3 (40-60 km)	4 (60-160 km)
ΜΕΣΣΗΝΗ-ΓΑΡΓΑΛΙΑΝΟΙ-ΦΙΛΙΑΤΡΑ	$\nu = 3.57$	$\nu = 5.00$	$\nu = 6.00$	$\nu = 6.15$

Πίνακας 3: Υπολογισμός του Συντελεστή Εξασθένησης στην περιοχή
Καλαμάτας.
ΒΑΣΟΣ ΣΕΙΣΜΩΝ (0-20) km.

ΕΜΠ. ΡΟΜΙΝΙΑ	Io	Io-I	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX
1909-MAY-30	7.53	Io-I	0.866 4.53	0.598 3.53	0.288 2.53	0.073 1.53	-	-	-
1928-APR-22	9.57	Io-I ----	-	-	1.153 4.57	0.888 3.57	0.748 2.57	0.600 1.57	0.265 0.57
1931-JAN-4	7.90	Io-I	1.172 4.90	1.021 3.90	0.815 2.90	0.580 1.90	-	-	-
1953-MAR-4	7.51	Io-I	-	1.244 3.51	0.971 2.51	0.704 1.51	0.224 0.51	-	-
1953-JUL-13	7.40	Io-I	-	1.351 3.40	0.966 2.40	0.757 1.40	0.355 0.40	-	-
1953-SEP-5	7.88	Io-I	0.886 4.88	0.679 3.88	0.413 2.88	0.176 1.88	0.0285 0.88	-	-
1954-APR-17	8.08	Io-I	-	0.757 4.08	0.500 3.08	0.093 2.08	0.019 1.08	-	-
1956-JAN-13	7.06	Io-I	-	0.547 3.06	0.209 2.06	-	-	-	-

Στον παραπάνω πίνακα παρατηρούμε ότι αυξανόμενου του εστιακού βάθους των σεισμών, αυξάνει αντίστοιχα, όπως ναμένετο και θεωρητικά, ο συντελεστής εξασθένησης των εντάσεων.

Στα **σχήματα** 2.1 έως 2.4 φαίνεται η γραφική παράσταση των σχέσεων και οι μέσες ευθείες εξασθένησης των εντάσεων σε κάθε κατηγορία βαθών της περιοχής.

Παρατηρούμε ότι σε ορισμένες περιπτώσεις η καμπύλη εξασθένησης ενός σεισμού αποτελείται από δύο μέρη με διαφορετική κλίση το κάθε ένα. Το φαινόμενο αυτό αποδίδεται (Karnik 1969) στις γραμμικές διαστάσεις της εστιακής ζώνης της οποίας το επιφανειακό τμήμα φαίνεται ότι ευθύνεται για τον πιο απότομο κλάδο της καμπύλης, ενώ το βαθύτερο τμήμα λειτουργεί σαν μια δευτερεύουσα σεισμική εστία και προκαλεί μια πιο ομαλή κλίση στην καμπύλη εξασθένησης.

Καμπύλες εξασθένησης πιο σύνθετης μορφής πιθανά επηρεάζονται και από τις τοπικές γεωλογικές συνθήκες μιας περιοχής και ακόμη από το σχέδιο ακτινοβολίας των σεισμικών κυμάτων / μηχανισμός γένεσης).

Σε ορισμένους μεγάλους σεισμούς η αλλαγή της κλίσης της καμπύλης εξασθένησης των εντάσεων σε μιά συγκεκριμένη απόσταση, αποδίδεται (Ergin 1969) κυρίως στην άφιξη πρόσθετης ενέργειας που προέρχεται είτε από την ολική ανάκλαση των κυμάτων χώρου σε κάποια ασυνέχεια (μέσα στον φλοιό) ή στο ανώτερο μανδύα ή στην Mohorovicic, στα όρια φλοιού-μανδύα.

Πίνακας 3: Υπολογισμός του Συντελεστή Εξασθένησης στην Περιοχή
Καλαμιάτσας.
ΒΑΘΟΣ ΣΕΙΣΜΩΝ (0-20) km.

ΕΜΠΟΡΙΣΜΟΣ	Ιο	Ιο-Ι	ΙΙΙ	ΙV	V	VI	VII	VIII	IX
1909-MAY-30	7.53	Ιο-Ι	0.866 4.53	0.598 3.53	0.288 2.53	0.073 1.53	-	-	-
1928-APR-22	9.57	Ιο-Ι ----	-	-	1.153 4.57	0.888 3.57	0.748 2.57	0.600 1.57	0.265 0.57
1931-JAN-4	7.90	Ιο-Ι	1.172 4.90	1.021 3.90	0.815 2.90	0.580 1.90	-	-	-
1953-MAR-4	7.51	Ιο-Ι		1.244 3.51	0.971 2.51	0.704 1.51	0.224 0.51	-	-
1953-JUL-13	7.40	Ιο-Ι		1.351 3.40	0.966 2.40	0.757 1.40	0.355 0.40	-	-
1953-SEP-5	7.88	Ιο-Ι	0.886 4.88	0.679 3.88	0.413 2.88	0.176 1.88	0.0285 0.88	-	-
1954-APR-17	8.08	Ιο-Ι	-	0.757 4.08	0.500 3.08	0.093 2.08	0.019 1.08	-	-
1956-JAN-13	7.06	Ιο-Ι	-	0.547 3.06	0.209 2.06	-	-	-	-

ΠΙΝΑΚΑΣ 3 (συνέχεια)

ΕΠΙΧΡΗΜΑΤΙΑ	10	10-1	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX
1957-DEC-13	7.08	10-1	-	0.566 3.08	0.327 2.08	-	-	-	-
1961-DEC-13	6.74	10-1	0.793 3.74	0.610 2.74	0.306 1.74	0.086 0.74	-	-	-
1962-JAN-10	6.51	10-1	-	1.002 2.51	0.411 1.51	-	-	-	-
1962-MAY-19	6.65	10-1	-	0.986 2.65	0.497 1.65	0.079 0.65	-	-	-
1965-JUL-6	8.57	10-1	1.172 5.57	0.908 4.57	0.545 3.57	0.246 2.57	0.043 1.57	-	-
1966-JAN-2	6.97	10-1	0.879 3.97	0.669 2.97	0.432 1.97	0.082 0.97	-	-	-
1967-JAN-4	6.61	10-1	1.933 3.61	1.731 2.61	1.438 1.61	1.150 0.61	-	-	-
1968-JUL-4	8.04	10-1	0.886 5.04	0.693 4.04	0.379 3.04	0.177 2.04	0.023 1.04	-	-

ΠΙΝΑΚΑΣ 3 (συνέχεια)

ΠΕΡΙΟΧΗ	ΙΟ	ΙΟ-Ι	ΙΙΙ	ΙV	V	VI	VII	VIII	IX
1974-NOV-14	7.19	10-1	-	1.069 3.19	0.798 2.19	0.424 1.19	-	-	-
1975-JUN-30	6.69	10-1	-	1.381 2.69	0.949 1.69	0.465 0.69	-	-	-
1975-DEC-31	5.42	10-1	-	-	0.797 0.42	-	-	-	-
1975-DEC-31	8.31	10-1	-	0.671 4.31	0.445 3.31	0.162 2.31	0.055 1.31	0.014 0.31	-
1981-11-24	9.95	10-1	-	1.099 6.95	0.920 4.95	0.449 2.95	0.255 1.95	0.053 0.95	-

ΠΙΝΑΚΑΣ 3 (συνέχεια)
ΒΑΘΟΣ ΣΕΙΣΜΩΝ (20-40) km

ΗΜΕΡΟΜΗΝΙΑ	Io	Io-1	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX
1962-JAN-19	6.94	Io-1	0.491 3.94	0.331 2.94	0.166 1.94	0.034 0.94	-	-	-
1962-JAN-19	6.85	Io-1	-	0.312 2.85	0.053 1.85	-	-	-	-
1970-APR- 8	7.72	Io-1	0.921 4.72	0.741 3.72	0.483 2.72	0.204 1.72	0.059 0.72	-	-
1970-OCT- 1	6.19	Io-1	0.447 3.19	0.191 2.19	0.014 1.19	-	-	-	-
1974-NOV-14	6.85	Io-1	0.667 3.85	0.447 2.85	0.233 1.85	0.044 0.85	-	-	-
1974-NOV-14	7.01	Io-1	-	0.350 3.01	0.181 2.01	0.012 1.01	-	-	-
1974-DEC- 2	6.78	Io-1	-	0.314 2.78	0.136 1.78	-	-	-	-

ΠΙΝΑΚΑΣ 3 (συνέχεια)
ΒΑΘΟΣ ΣΕΙΣΜΩΝ (20-40) km

ΗΜΕΡΟΜΗΝΙΑ	10	10-1	111	IV	V	VI	VII	VIII	IX
1975-JAN- 8	7.00	10-1	0.697 4.00	0.502 3.00	0.282 2.00	-	-	-	-
1978-APR- 5	5.86	10-1	-	0.157 1.86	0.031 0.86	-	-	-	-
1978-SEP- 9	5.49	10-1	0.472 2.49	0.236 1.49	0.028 0.49	-	-	-	-
1981-MAR- 4	8.07	10-1	0.963 5.07	0.774 4.07	0.552 3.07	0.376 2.07	0.201 1.07	0.080 0.07	-

ΠΙΝΑΚΑΣ 3 (συνέχεια)
ΒΑΘΟΣ ΣΕΙΣΜΩΝ 40-60) km

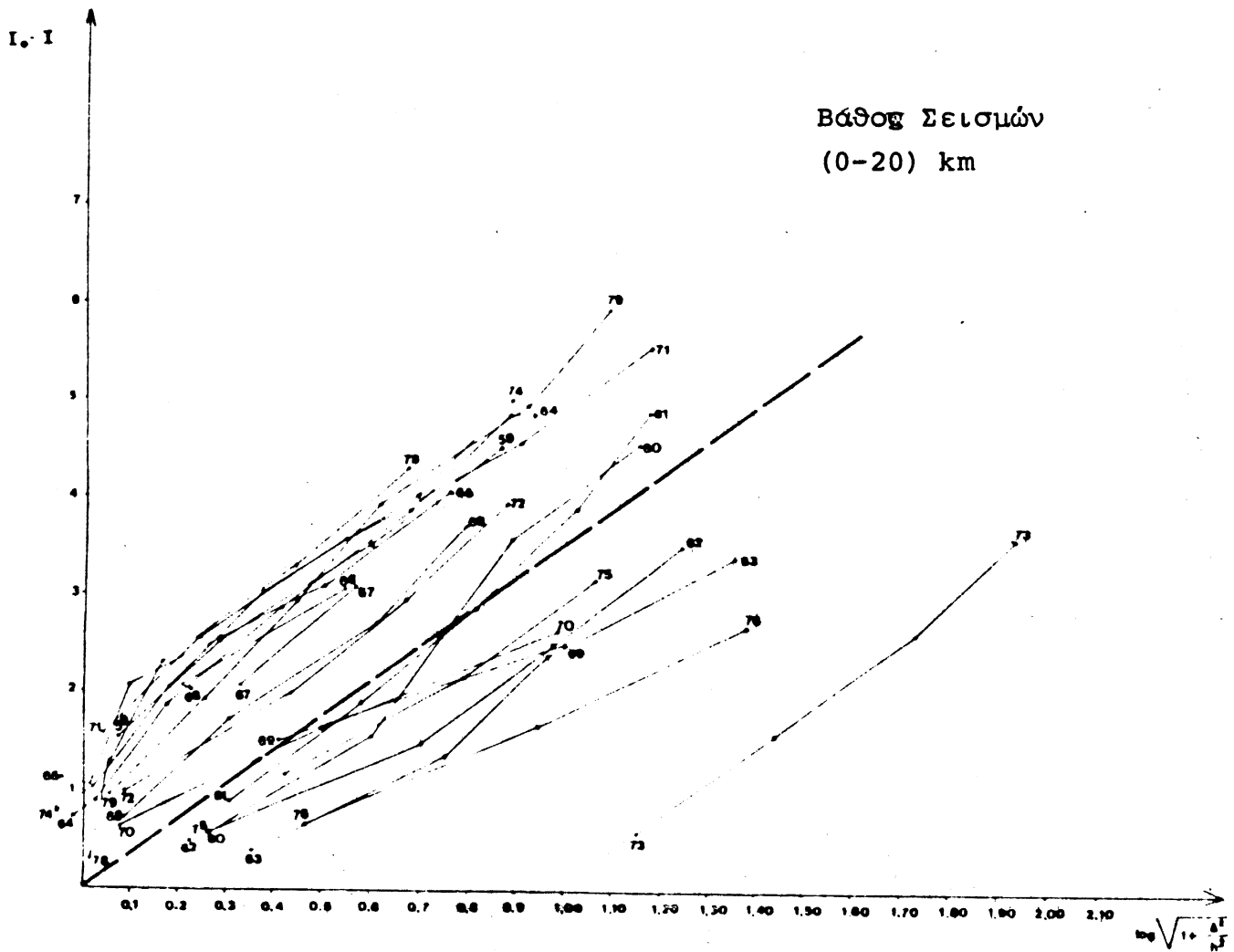
ΕΠΙΠΕΔΙΝΙΑ	Io	Io-I	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX
1927-JUL-1	9.79	Io-I	-	0.652 5.79	0.459 4.79	0.205 3.79	0.116 2.79	0.041 1.79	0.002 0.79
1962-OCT-4	8.20	Io-I	0.412 5.20	0.243 4.20	0.075 3.20	0.010 2.20	-	-	-
1965-MAR-31	9.65	Io-I	-	0.617 5.65	0.413 4.65	0.244 3.65	0.105 2.65	0.018 1.65	-
1970-FEB-22	7.75	Io-I	-	0.199 3.75	0.076 2.75	0.035 1.75	0.013 0.75	-	-
1972-OCT-10	6.02	Io-I	0.183 3.02	0.077 2.02	0.008 1.02	0.001 0.02	-	-	-
1973-JAN-10	7.58	Io-I	0.242 4.58	0.096 3.58	0.008 2.58	- 1.58	0.001 0.58	-	-
1973-JUL-14	6.35	Io-I	-	0.122 2.35	0.015 1.35	-	-	-	-
1977-JAN-16	6.93	Io-I	0.189 3.93	0.090 2.93	0.035 1.93	0.007 0.93	-	-	-
1979-MAR-26	7.35	Io-I -----	-	0.121 3.35 -----	0.066 2.35 -----	0.021 1.35 -----	-	-	-

ΠΙΝΑΚΑΣ 3 (συνέχεια)
ΒΑΘΟΣ ΣΕΙΣΜΩΝ: (60-160) km

ΕΛΛΗΣΜΟΝΙΑ	10	10-1	111	IV	V	VI	VII	VIII	IX
1959-AUG-16	6.41	10-1	0.2699	0.157 3.41	0.090 2.41	0.004 1.41	0.000	-	-
1961-JAN-23	8.82	10-1	-	-	-	0.193 2.82	0.062 1.82	0.001 0.32	-
1962-AUG-28	8.95	10-1	-	-	0.257 3.95	0.063 2.95	0.004 1.95	-	-
1964-JUL-17	9.17	10-1	0.458 6.17	0.231 5.17	0.024 4.17	-	-	-	-
1965-NOV-28	6.75	10-1	0.336 3.75	0.212 2.75	0.044 1.75	-	-	-	-
1970-FEB-11	6.22	10-1	0.217 3.22	0.075 2.22	-	-	-	-	-
1972-SEP-13	7.09	10-1 -----	-	0.213 3.09 -----	0.031 2.09 -----	0.003 1.09 -----	-	-	-

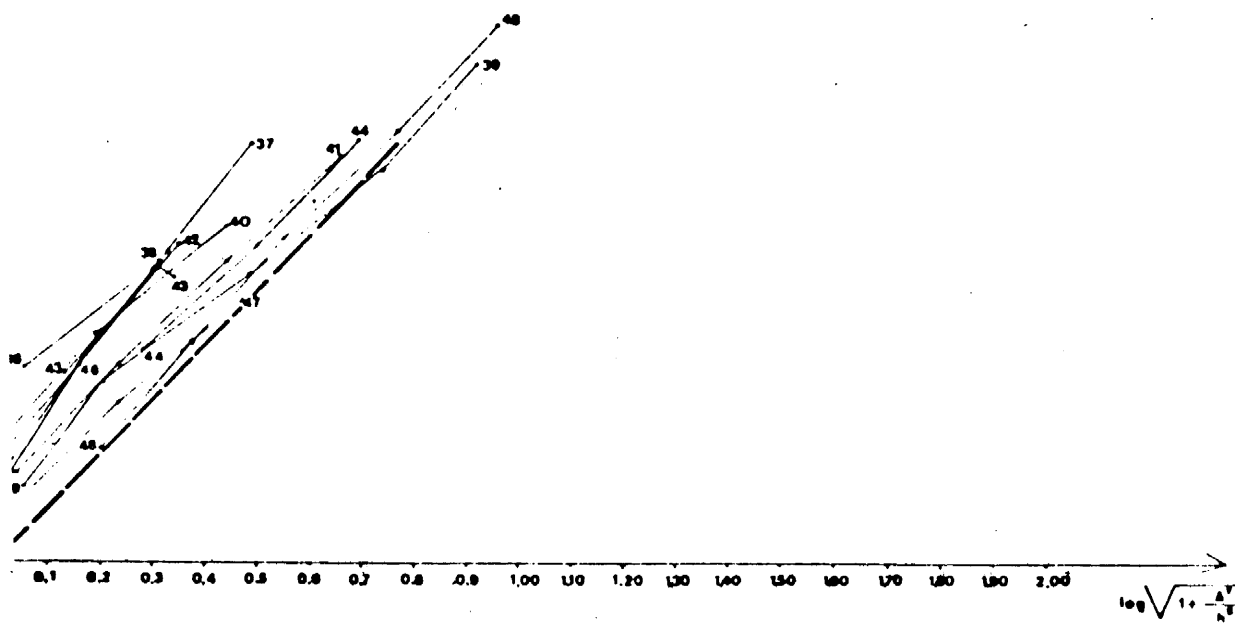
ΠΙΝΑΚΑΣ 3 (συνέχεια)
ΒΑΘΟΣ ΣΕΙΣΜΩΝ: (60-160) km

ΠΕΡΙΟΧΗ	Ι 0	Ι 0-1	Ι ΙΙΙ	Ι V	Ι V	Ι VΙ	Ι VΙΙ	Ι VΙΙΙ	Ι X
1903-AUG-11	9.69	10-1	-	0.359 5.69	0.215 4.69	0.078 3.69	0.017 2.69	0.001 1.69	-
1910-FEB-18	8.92	10-1	-	-	-	0.066 2.92	0.015 1.92	0.002 0.92	0.265 0.57
1925-JUL-6	7.95	10-1	0.601 4.95	0.418 3.95	0.254 2.95	0.065 1.95	-	-	-
1926-JUN-26	11.79	10-1	-	-	-	0.559 5.79	0.341 4.79	0.140 3.79	0.020 2.79
1930-FEB-14	8.86	10-1	0.518 5.86	0.361 4.86	0.206 3.86	0.103 2.86	0.037 1.86	0.006 0.86	-
1930-APR-17	7.39	10-1	0.419 4.39	0.273 3.39	0.158 2.39	0.091 1.39	0.027 0.39	-	-
1935-FEB-25	8.58	10-1	-	0.594 4.58	0.399 3.58	0.249 2.58	0.129 1.58	-	-
		----		----	----	----	----		

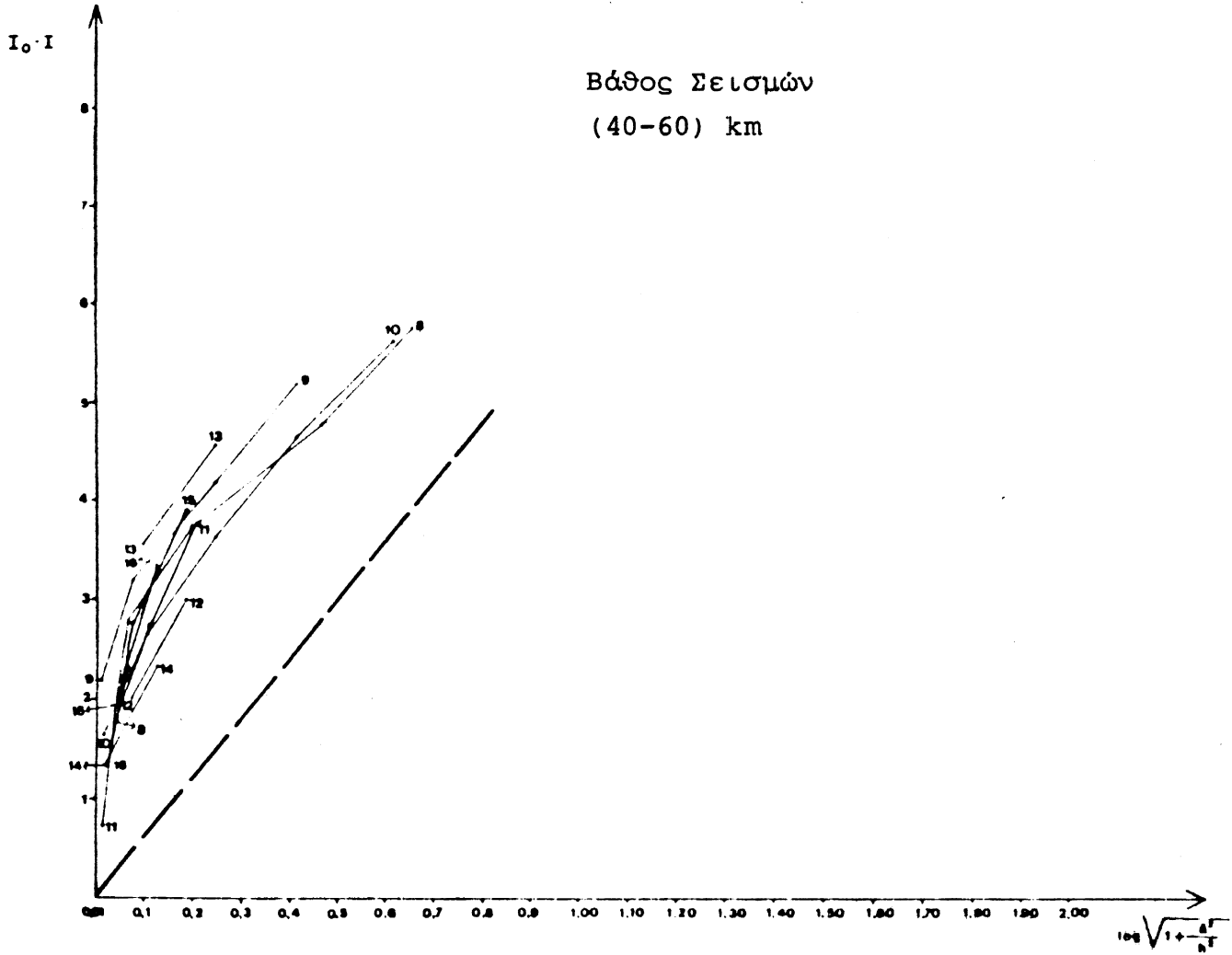


Σχ. 2.1. Γραφικός Προσδιορισμός του συντελεστή εξασθένησης των μακροσεισμικών εντάσεων.

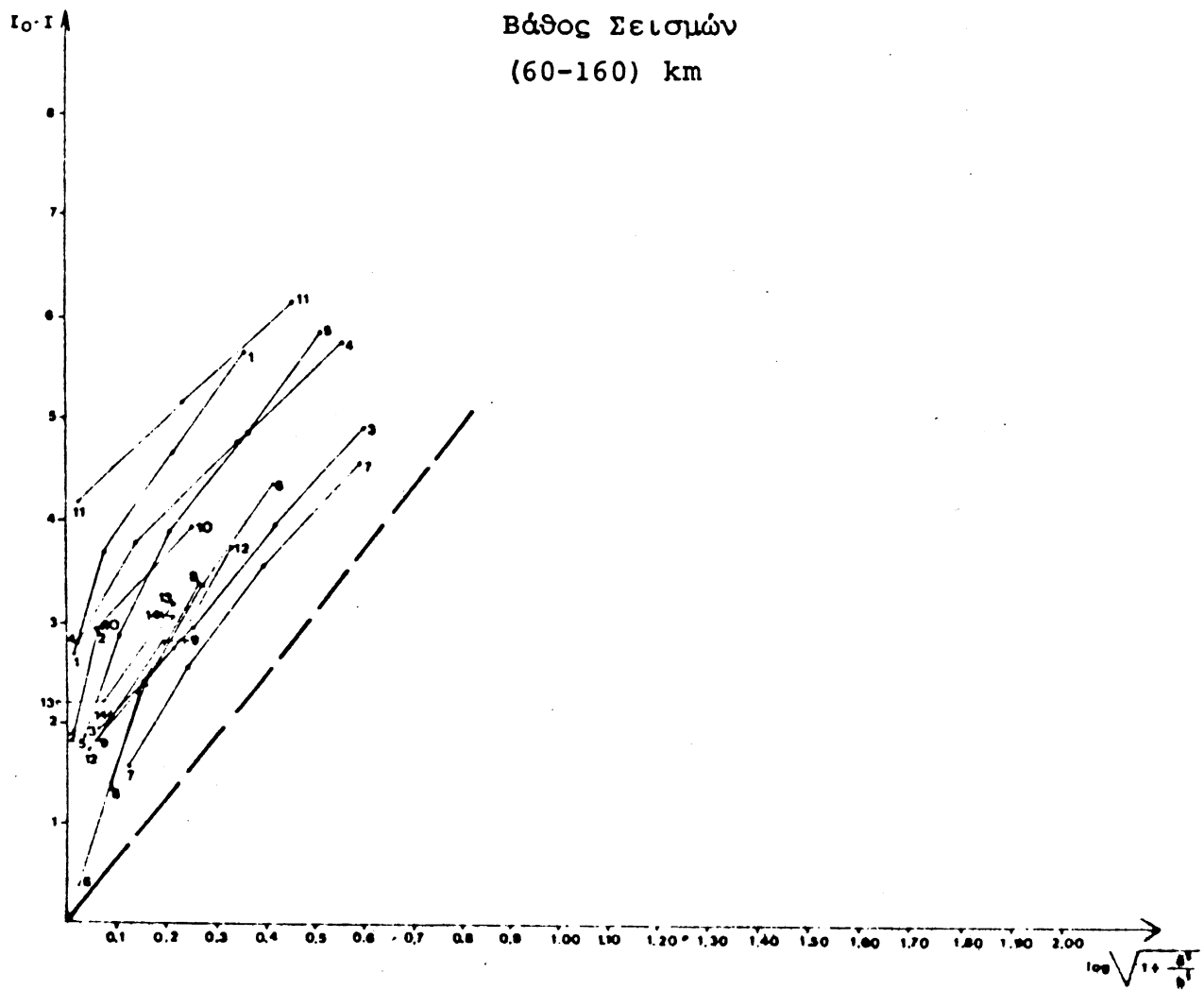
Βάθος Σεισμών
(20-40) km



σχ. 2.2. Γραφικός Προσδιορισμός του συντελεστή εξασθένησης των μακροσεισμικών εντάσεων.



Σχ. 2.3 Γραφικός Προσδιορισμός του συντελεστή εξασθένησης των μακροσεισμικών εντάσεων.



Σχ. 2.4 Γραφικός Προσδιορισμός του συντελεστή εξασθένησης των μακροσεισμικών εντάσεων.

3. ΔΙΑΓΡΑΜΜΑ ΖΩΝΗ ΕΔΑΦΙΚΩΝ ΕΠΙΤΑΧΥΝΣΕΩΝ ΚΑΙ ΕΔΑΦΙΚΩΝ ΤΑΧΥΤΗΤΩΝ ΓΙΑ ΤΗΝ ΠΟΛΗ ΤΗΣ ΜΕΣΣΗΝΗΣ

3.1. Εισαγωγή

Σε προηγούμενο ερευνητικό πρόγραμμα (Δρακόπουλος και συνεργ., 1986) έγινε εκτίμηση της σεισμικής επικινδυνότητας της πόλης της Καλαμάτας με παράμετρο την μέγιστη εδαφική επιτάχυνση, ταχύτητα και μετακίνηση.

Αναλυτικότερα, υπολογίστηκε η αναμενόμενη στάθμη των παραπάνω παραμέτρων στα επόμενα 25, 50, 75, 100, 150 και 200 χρόνια, με διαφορετικές πιθανότητες υπέρβασης, και με διάφορα στατιστικά και σεισμοτεκτονικά μοντέλα της ευρύτερης περιοχής της Καλαμάτας.

Στο κεφάλαιο που ακολουθεί γίνεται υπολογισμός της ζώνης των εδαφικών επιταχύνσεων και των εδαφικών ταχυτήτων για την πόλη της Μεσσήνης, των Γαργαλιάνων και των Φιλιατρών. Με βάση τα διαγράμματα αυτά, ο μελετητής Μηχανικός μπορεί να υπολογίσει το οριζόντιο σεισμικό φορτίο που μπορεί να δεχθεί μία κατασκευή στο χρόνο ζωής της.

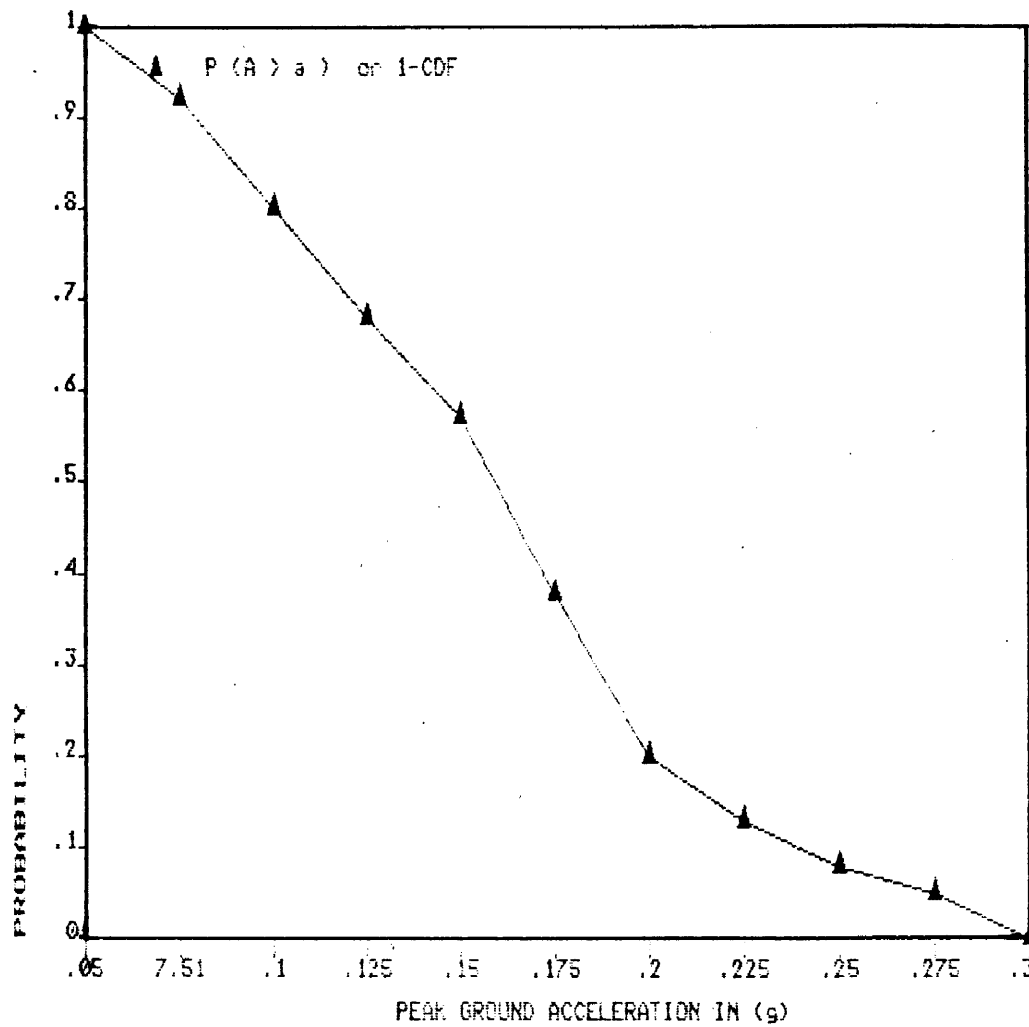
3.2. Υπολογισμός της Ζώνης Εδαφικών Επιταχύνσεων

Θεωρούμε τη συμπληρωματική αθροιστική συνάρτηση κατανομής της μέγιστης εδαφικής επιτάχυνσης για την πόλη της Μεσσήνης όπως έχει προκύψει από την ανάλυση σεισμικής επικινδυνότητας της ευρύτερης περιοχής, για περίοδο επανάληψης 50 χρόνων (βλ. σχήμα 3.2.1). Από την κατανομή της επιτάχυνσης προκύπτει ότι:

$$P_{50}(A > 0.15g) = 0.56 \quad (3.2.1)$$

δηλ. η πιθανότητα να εμφανιστεί τουλάχιστο μία φορά μέγιστη επιτάχυνση μεγαλύτερη των 0.15g είναι 56%, στα επόμενα 50 χρόνια. Επομένως, η παραπάνω στάθμη έχει πιθανότητα 44% να μη ξεπεραστεί καμιά φορά,

$$P \left[\begin{array}{l} \text{μηδενικής υπέρβασης των } 0.15g \\ \text{στα επόμενα } 50 \text{ χρόνια} \end{array} \right] = 0.44 \quad (3.2.2)$$



Σχ. 3.2.1. Συμπληρωματική Αθροιστική Συνάρτηση Κατανομής της Μέγιστης Εδαφικής Επιτάχυνσης για την πόλη της Μεσσήνης. (Περίοδος Επανάληψης, $T = 50$ χρόνια)

Από τη διωνυμική κατανομή πιθανοτήτων προκύπτει ότι, για ανεξάρτητες δοκιμές με πιθανότητα επιτυχίας P σε κάθε δοκιμή, η πιθανότητα r επιτυχιών για n δοκιμές θα δίνεται από τη σχέση:

$$P_n(r) = \binom{n}{r} p^r (1-p)^{n-r} \quad (3.2.3)$$

όπου $r = 0, 1, 2, \dots, n$ και $\binom{n}{r} = \frac{n!}{(n-r)!r!}$

Στη συνέχεια θεωρούμε ότι, κάθε δοκιμή είναι η διάρκεια ενός χρόνου για τον οποίο έχουμε παρατηρήσει το επίπεδο της μέγιστης εδαφικής παραμέτρου που εξετάζεται. Ορίζουμε "επιτυχία" το σεισμό που προκαλεί π.χ. μέγιστη εδαφική επιτάχυνση, σε κάθε δοκιμή, μεγαλύτερη των 0.15g.

Έπομένως, η πιθανότητα μηδενικής υπέρβασης της στάθμης των 0.15g στα επόμενα 50 χρόνια είναι ίση με την πιθανότητα μηδενικής επιτυχίας σε 50 δοκιμές,

$$P_{50}(0) = \binom{50}{0} p^0 (1-p)^{50} = (1-p)^{50} \quad (3.2.4)$$

Από το σχ. (4.2.1) έχουμε ότι $P_{50}(0) = 0.44$,

$$\text{οπότε} \quad (1-p)^{50} = 0.44 \quad p = 0.016 \quad (3.2.5)$$

Από τα παραπάνω προκύπτει ότι για την πόλη της Μεσσήνης, υπάρχει πιθανότητα 1.6%, περίπου, να ξεπεραστεί η μέγιστη εδαφική επιτάχυνση των 0.15g, το χρόνο. Θεωρώντας ότι, η περίοδος επανάληψης ορίζεται από τη σχέση:

$$\text{Π.Ε} = \frac{1}{P} \quad (3.2.6)$$

προκύπτει ότι η περίοδος επανάληψης των 0.15g για την πόλη της Μεσσήνης είναι περίπου 62 χρόνια.

Με βάση την παραπάνω μέθοδο, μπορούμε να υπολογίζουμε την περίοδο επανάληψης προκαθορισμένης στάθμης της εδαφικής παραμέτρου που εξετάζεται στην ανάλυση. Στον πίνακα 3.2.1 συνοψίζονται τα αποτελέσματα για την μέγιστη εδαφική επιτάχυνση για την πόλη της Μεσσήνης.

ΠΙΝΑΚΑΣ 3.2.1

Περίοδος Επανάληψης της Μέγιστης Εδαφικής Επιτάχυνσης για την πόλη της Μεσσήνης (T=50 yrs)

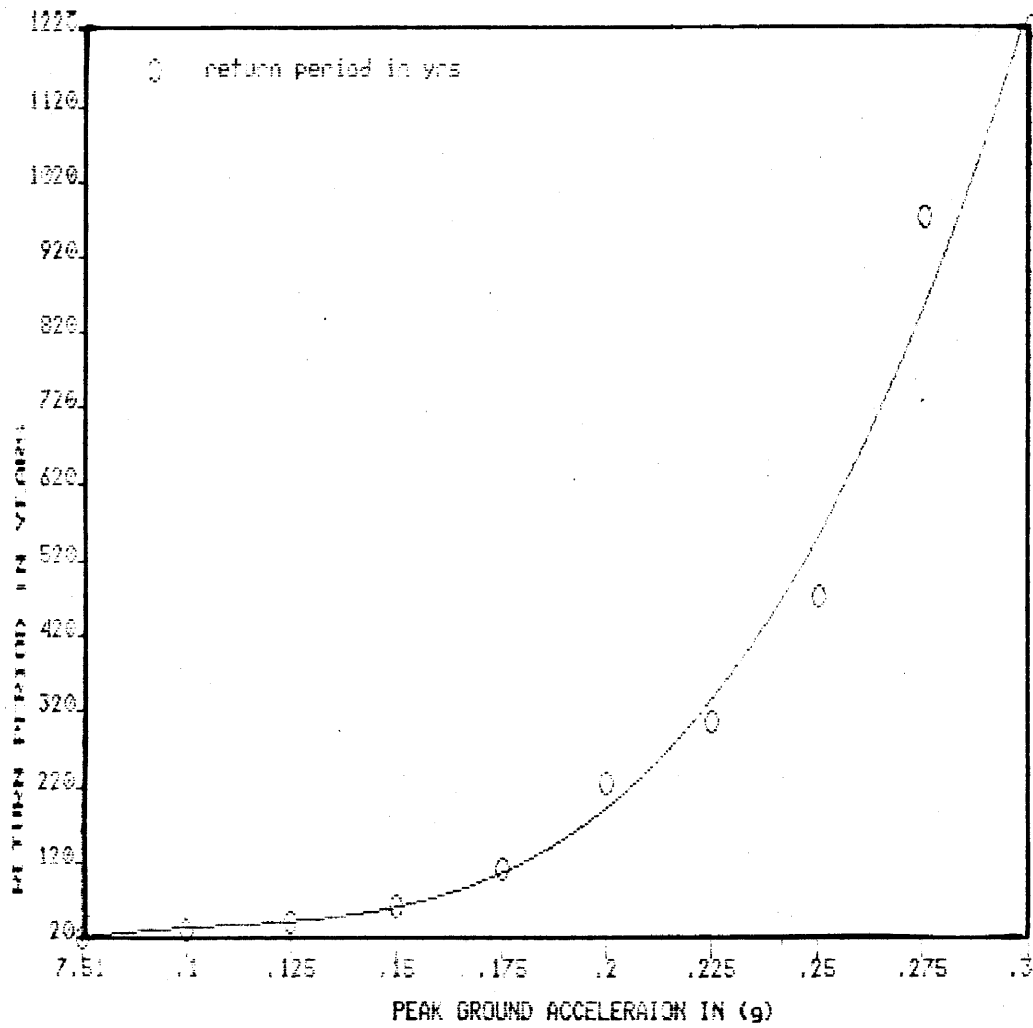
Μέγιστη Εδαφική Επιτάχυνση , σε (gals)	Περίοδος Επανάληψης (σε χρόνια)
75	20
100	31
125	42
150	63
175	112
200	224
225	308
250	475
275	975
300	1225

Στο σχήμα (3.2.2) φαίνονται γραφικά τα αποτελέσματα.

Η παραπάνω ζώνη των μέγιστων εδαφικών επιταχύνσεων μπορεί να χρησιμοποιηθεί για τον προσδιορισμό του πιθανού μελλοντικού φορτίου που θα δεχθεί μία κατασκευή στο χρόνο ζωής της στην εξεταζόμενη περιοχή, εφόσον ο αναλυτής διαμορφώσει μία σχέση μεταξύ της οικονομικής ζωής της κατασκευής (σε χρόνια), του κινδύνου (πιθανότητα υπέρβασης προκαθορισμένης στάθμης επιτάχυνσης) που θα επιλέξει και της περιόδου επανάληψης.

Για το σκοπό αυτό θεωρούμε την κατανομή,

$$P_t(r) = \binom{t}{r} p^r (1-p)^{t-r} \quad (3.2.7)$$



Σχ. 3.2.2. Ζώνη Επιταχύνσεων για την πόλη της Μεσσήνης

όπου:

t είναι η οικονομική ζωή (life time) της κατασκευής, σε χρόνια (αριθμός δοκιμών)

$P_t(r=0)$ είναι ο σεισμικός κίνδυνος (seismic hazard) που θεωρείται στην ανάλυση, υποθέτοντας ότι δεν θα έχουμε υπέρβαση του μελλοντικού επιπέδου φόρτισης.

Θεωρούμε, για παράδειγμα, ότι η οικονομική διάρκεια μιάς κατασκευής εκτιμάται 50 χρόνια και ο σεισμικός κίνδυνος είναι 10%, δηλ. η πιθανότητα να ξεπεραστεί ένα προκαθορισμένο, αλλά άγνωστο σεισμικό φορτίο είναι 10%. Τότε, από τη σχέση (4.2.7) παίρνουμε,

$$0.90 = (1-p)^{50}$$

$$p = 0.0021$$

$$P.E = \frac{1}{0.0021} = 475 \text{ χρόνια}$$

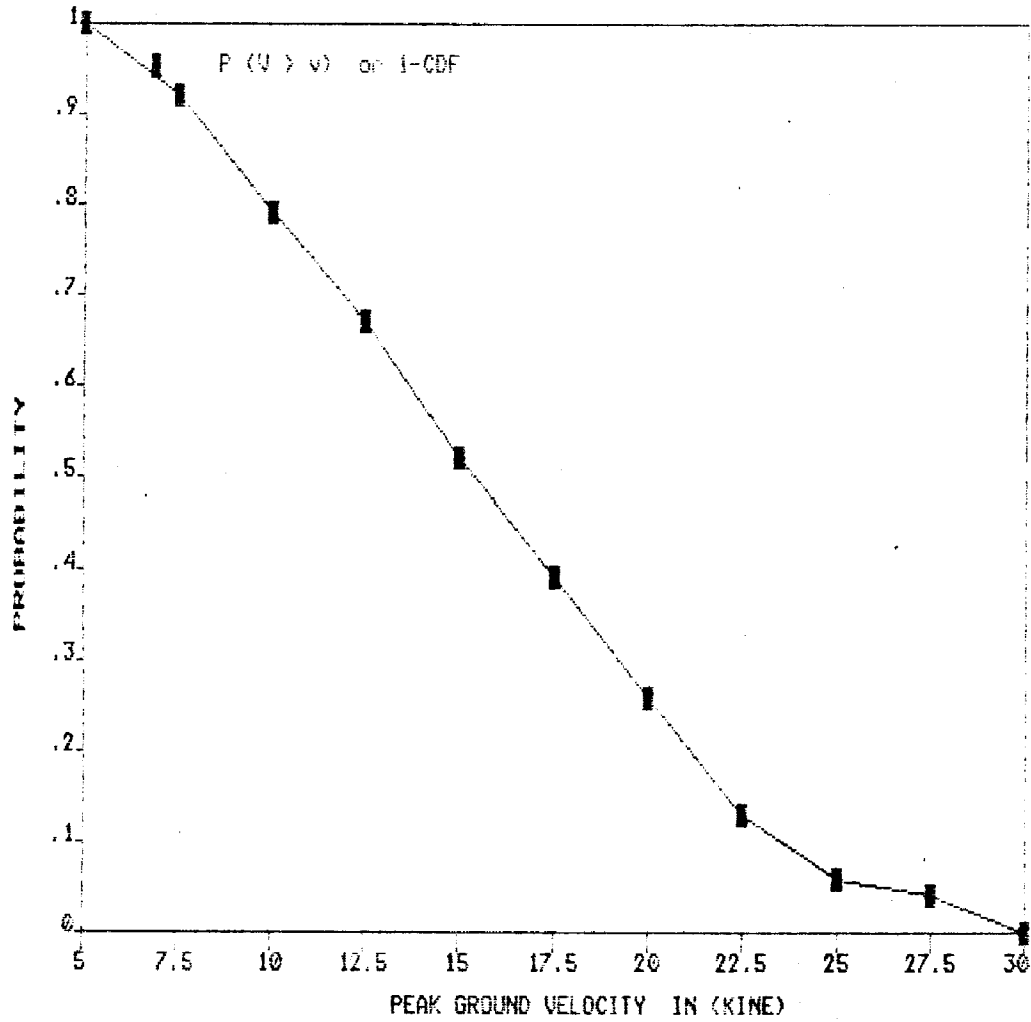
Από το σχήμα (3.2.2) προκύπτει ότι, το επίπεδο της μέγιστης σεισμικής επιτάχυνσης με περίοδο επανάληψης 475 χρόνια είναι περίπου 0.243g.

Επομένως, αυτή η στάθμη εδαφικής επιτάχυνσης θα πρέπει να ληφθεί υπόψη για τον υπολογισμό του οριζόντιου σεισμικού φορτίου που πρόκειται να δεχθεί μιά κατασκευή στην εξεταζόμενη περιοχή της πόλης της Μεσσήνης.

Η ίδια ανάλυση έγινε και για τη μέγιστη εδαφική ταχύτητα. Τα αποτελέσματα παρουσιάζονται στον πίνακα 3.2.2 και στα σχήματα 3.2.3 και 3.2.4.

Τέλος, στον πίνακα 3.2.3 και στο σχήμα 3.2.5 φαίνονται τα αποτελέσματα (ζώνη επιταχύνσεων) για την πόλη της Μεσσήνης με βάση την αναμενόμενη στάθμη της εδαφικής επιτάχυνσης στα επόμενα 100 χρόνια.

Για τις πόλεις των Φιλιατρών και Γαργαλιάνων, η στάθμη της αναμενόμενης επιτάχυνσης για τα επόμενα 5 και 100 χρόνια εί-



ΣΧ. 3.2.3. Συμπληρωματική Αθροιστική Συνάρτηση Κατανομής της Μέγιστης Εδαφικής Ταχύτητας για την πόλη της ΜΕΣΣΟΝΗΣ (περίοδος επανάληψης, $T=50$ yrs)

ναι της ίδιας τάξης μεγέθους και επομένως μπορεί να χρησιμοποιηθεί το ίδιο διάγραμμα επιταχύνσεων και ταχυτήτων που υπολογίστηκε για την πόλη της Μεσσήνης.

ΠΙΝΑΚΑΣ 3.2.2

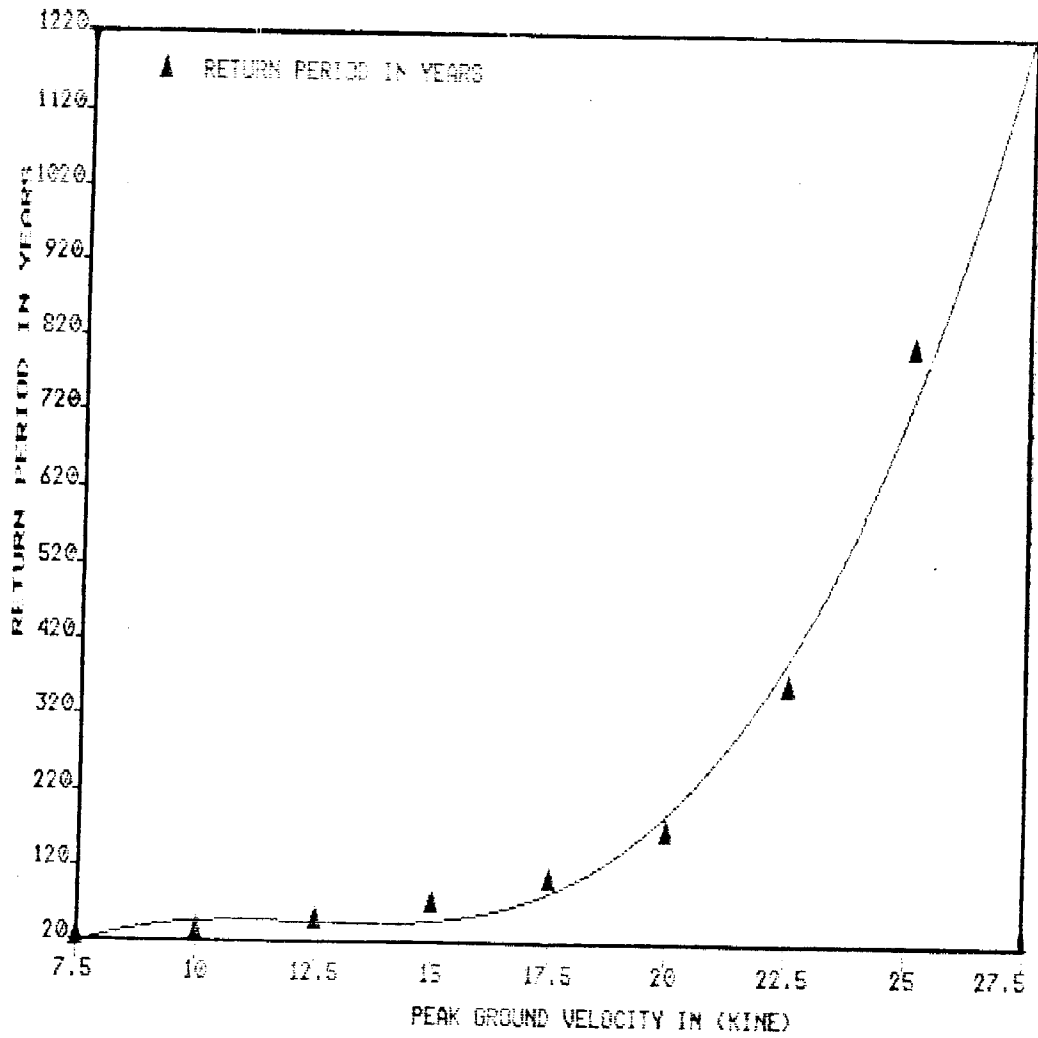
Περίοδος Επανάληψης της Μέγιστης Εδαφικής Ταχύτητας για την πόλη της Μεσσήνης (T = 50 yrs)

Μέγιστη Εδαφική Ταχύτητα (cm/sec)	Περίοδος Επανάληψης (σε χρόνια)
7.5	20
10.0	32
12.5	45
15.0	68
17.5	101
20.0	106
22.5	359
25.0	808
27.5	1225

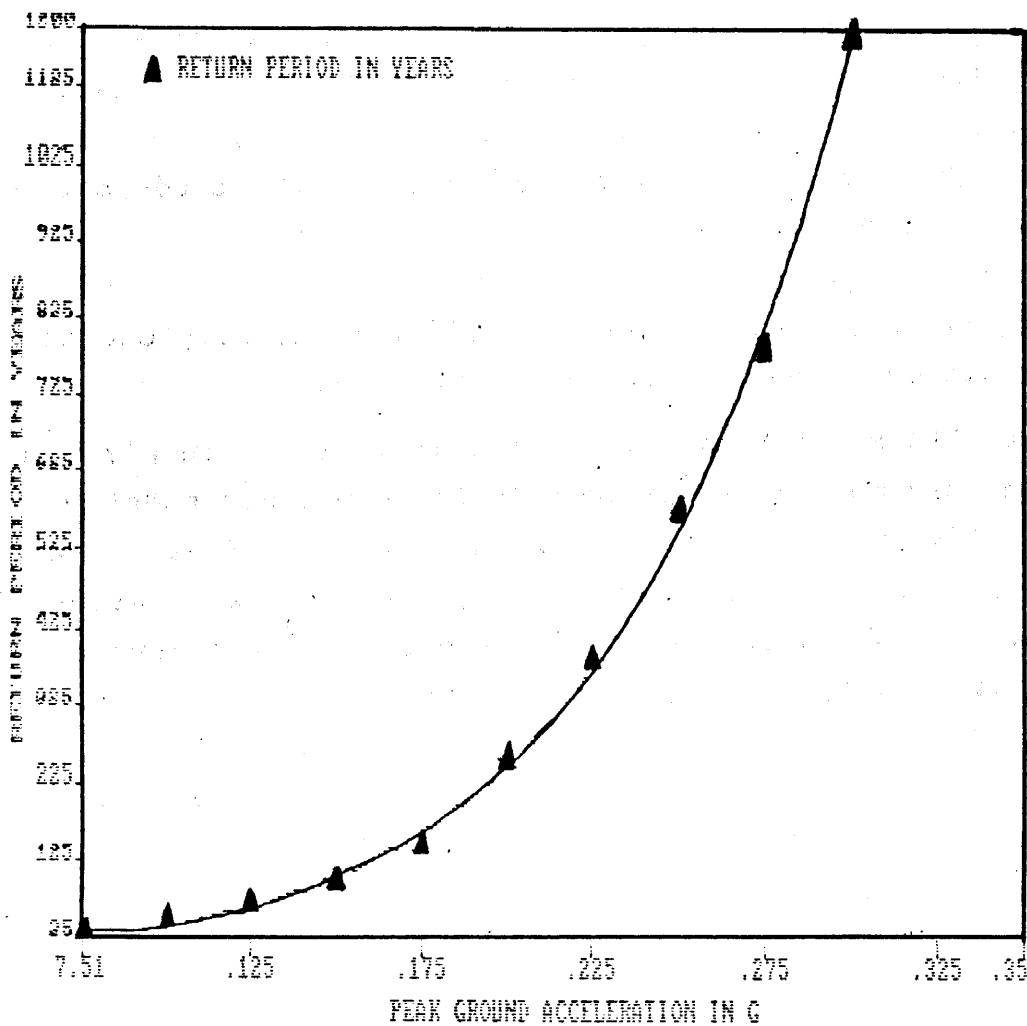
ΠΙΝΑΚΑΣ 3.2.3

Περίοδος Επανάληψης της Μέγιστης Εδαφικής Επιτάχυνσης για την πόλη της Μεσσήνης (T = 100 yrs)

Μέγιστη Εδαφική Επιτάχυνση (cm/sec ²)	Περίοδος Επανάληψης (σε χρόνια)
0.075	29
0.100	49
0.125	70
0.150	98
0.175	144
0.20	250
0.225	383
0.250	574
0.275	782
0.300	1200
0.35	-



Σχ. 3.2.4. Ζώνη Ταχυτήτων για την πόλη της Μεσσήνης



Σχ. 3.2.5. Ζώνη Επιταχύνσεων για την πόλη της Μεσσήνης
($T = 100$ yrs)

λογείται από τις τιμές που βρέθηκαν στην παρούσα μελέτη.

Για να βρούμε τα φασματικά χαρακτηριστικά που πρέπει να χρησιμοποιηθούν στη θέση μελέτης ακολουθήσαμε τρεις διαφορετικές μεθοδολογίες και συγκεκριμένα :

- α) Μεθοδολογία σύμφωνα με τις απόψεις του Seed και των συνεργατών του (Seed et al., 1974).
- β) Μεθοδολογία που προτάθηκε από Newmark και τους συνεργάτες του (Newmark et al., 1969).
- γ) Απλοποιημένη μορφή φάσματος που ισχύει στην Καλιφόρνια (ΗΠΑ , ATC - 3).

4.1. Φάσμα κατά Seed και τους συνεργάτες του.

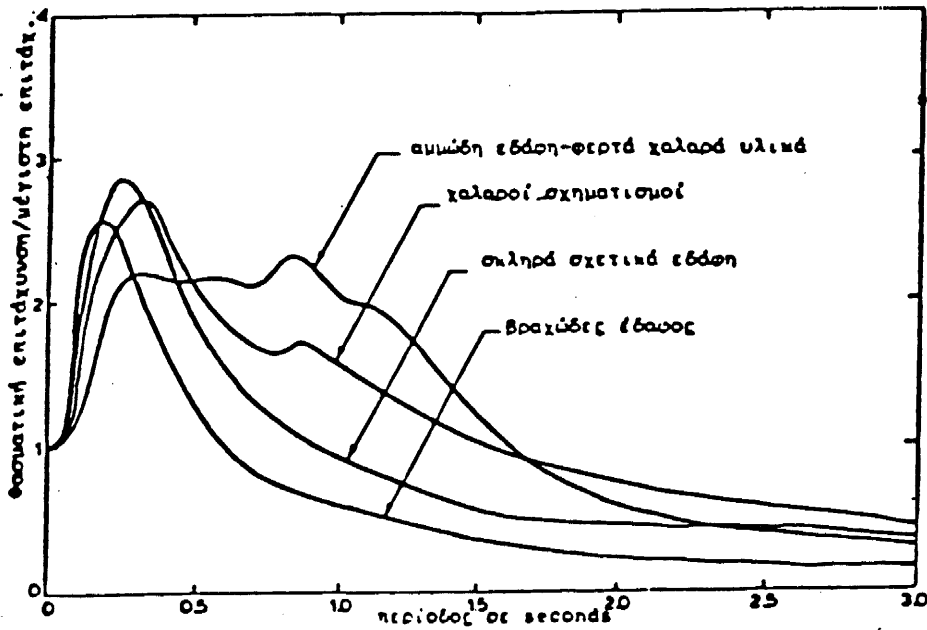
Ο Seed και οι συνεργάτες του (1974) βρήκαν από ανάλυση 104 επιταχυνσιογραφημάτων τις μέσες τιμές των φασμάτων επιταχύνσεως για διάφορες εδαφικές συνθήκες, οι οποίες δεικνύονται στο Σχ.4.1. Είναι φανερό από το σχ. αυτό ότι υπάρχουν ουσιώδεις διαφορές στα φασματικά χαρακτηριστικά διαφόρων εδαφικών συνθηκών ιδιαιτέρως για περιόδους μεγαλύτερες από 0,4 sec.

Ας υποθέσουμε ότι θέλουμε να προσδιορίσουμε τα φάσματα απόκρισης για ποικίλες εδαφικές συνθήκες σε μια απόσταση 20 km από σεισμό μεγέθους 6,5. Αυτή η περίπτωση με κάποια πιθανότητα και μεγάλη σχετικά περίοδο επανάληψης αναμένεται για τις εξεταζόμενες πόλεις. Για την παραπάνω περίπτωση η μέγιστη επιτάχυνση θα είναι της τάξεως του 0,26 g, όπως βρέθηκε προηγούμενα.

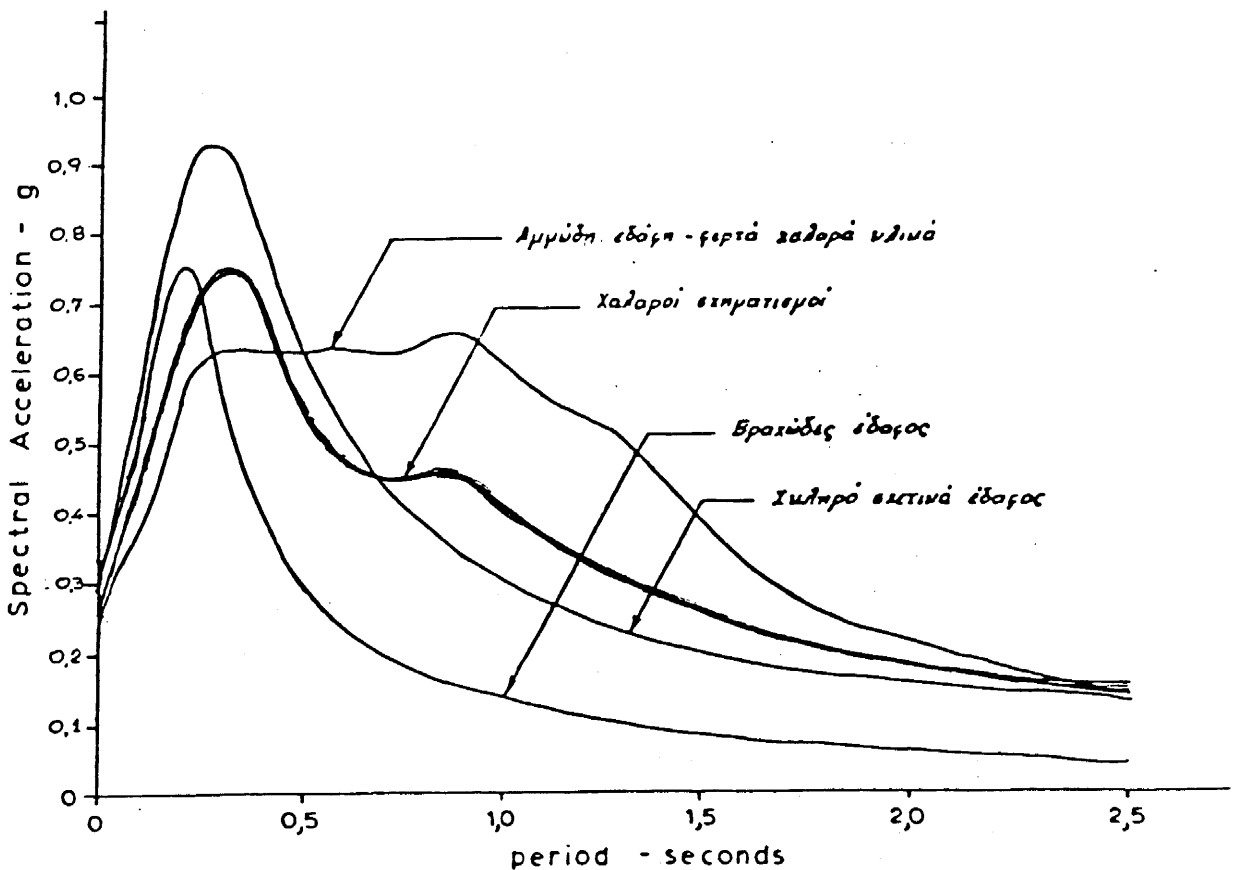
Τα πραγματικά φάσματα αποκρίσεως βρίσκονται με πο/σμό αυτών των τιμών με τα "κανονικοποιημένα" φάσματα του σχ. (4.1) και έτσι προκύπτει το σχ.(4.2). Κατ'αυτό τον τρόπο είναι δυνατό να υπολογίσουμε μέσα φάσματα για σεισμούς διαφόρου μεγέθους και υποκεντρικής απόστασης και φυσικά για ποικίλες εδαφικές συνθήκες εδράσεως ενός σημαντικού έργου.

Στο Σχ.(4.2) φαίνονται τα φάσματα για διάφορες εδαφικές συνθήκες στην πόλη του Ηρακλείου με $a_g=0,26g$ σύμφωνα με την μεθοδολογία του Seed και συνεργατών του.

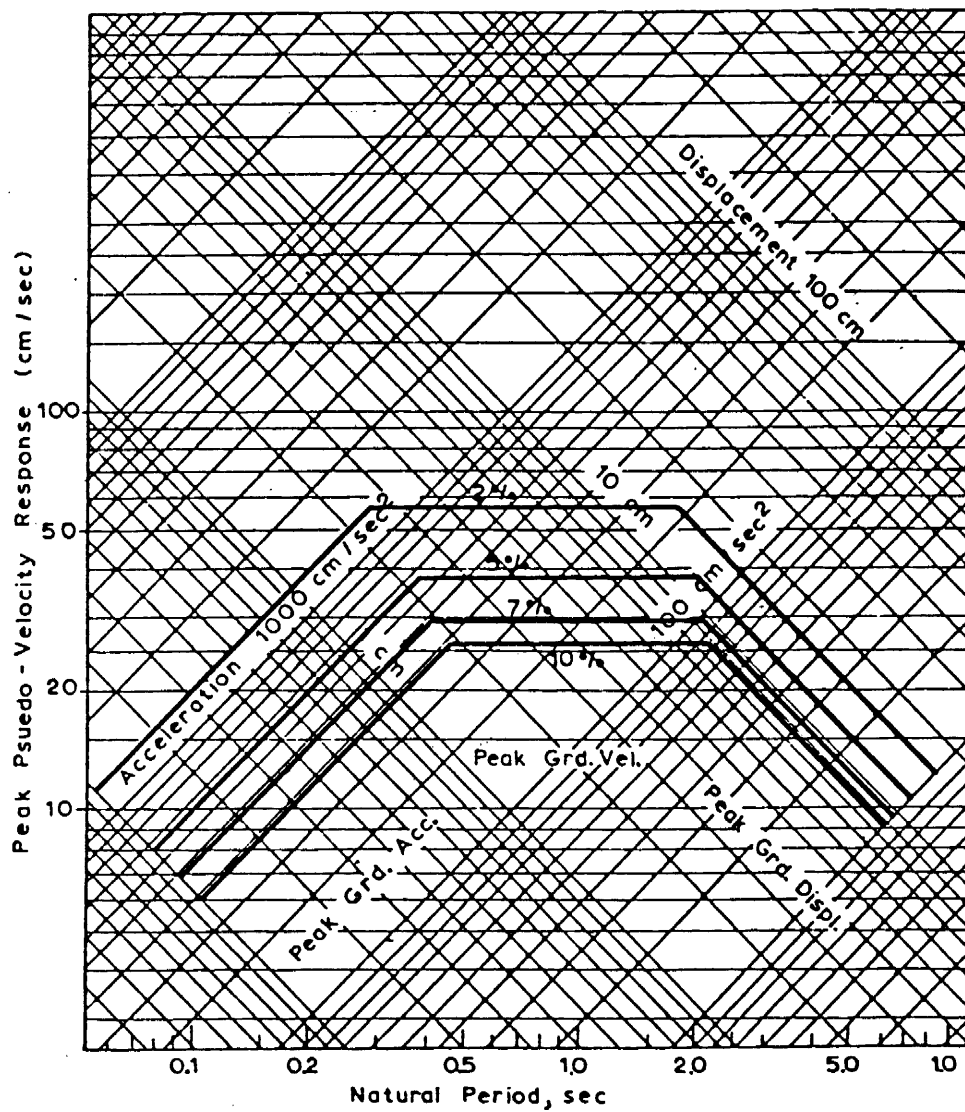
Οι εδαφικές συνθήκες των εξεταζόμενων πόλεων, όπως έχει προκύψει από γεωλογικές και εδαφοτεχνικές μελέτες ταυτίζονται περίπου με τη μορφή της παχύτερης καμπύλης του σχήματος



Σχ. 4.1. Μέσο φάσματα επιτάχυνσης για διάφορες εδαφικές συνθήκες (Seed και συνεργάτες, 1974).



Σχ.4.2. Προτεινόμενα φάσματα επιτάχυνσης για θέσεις με διαφορετικές εδαφικές συνθήκες



Σχ.4.3. Φάσματα σχεδιασμού των πόλεων Νεσώνης, Γαργαλιάνου και Φιλιατρών, σύμφωνα με τη μέθοδο Newmark και των συνεργατών του.

4.3 . Φάσμα κατά τη μεθοδολογία ATC - 3

Απλοποιημένες καμπύλες εδαφικών κινήσεων που αντιστοιχούν σε κανονικοποιημένα φάσματα σχεδιασμού για διάφορες εδαφικές συνθήκες έγιναν από επιτροπή εμπειρογνομώνων στις ΗΠΑ. Στο σχ.4.4 παρουσιάζονται αυτά τα φάσματα για τρία είδη εδάφους. Πρακτικά στο σχ.4.4 τα οριζόντια τμήματα του φάσματος επηρεάζονται κυρίως από την τιμή ΕΡΑ (ενεργός επιτάχυνση) ενώ οι καμπύλες εξασθένησης από την τιμή ΕΡΥ (ενεργός ταχύτητα). Σημειώνεται ότι τα φάσματα για θέσεις μακριά από σεισμικές εστίες κατασκευάζονται όταν καθυστερήσουμε την έναρξη του τμήματος εξασθένησης.

Ελάττωση κατά 20% για τις εδαφικές συνθήκες S_3 (χαλαρά εδάφη) εφαρμόζονται κυρίως όταν η επιτάχυνση σχεδιασμού υπερβαίνει την τιμή 0,3g πράγμα που δεν συμβαίνει στη περίπτωση των εξεταζόμενων πόλεων της Μεσσηνίας, Γαργαλιάνων και Φιλιατρών.

Ως εξισώσεις του σεισμικού συντελεστού χρησιμοποιήσαμε τις ακόλουθες :

$$C_s(T) = \frac{1,2 SA}{T^{2/3}} \quad (4.1)$$

$$a(T) = \frac{J}{R} C_s(T)$$

όπου $C_s(T)$ = σεισμικός συντελεστής

S = παράγων εδάφους (1,0 για έδαφος S_1 δηλ. για βράχο και σκληρά εδάφη, 1,3 για έδαφος S_2 δηλ. για βαθειές αποθέσεις από αμμοχάλικο και 1,5 για έδαφος S_3 δηλ. για μαλακή άργιλο).

A = μέγιστη ενεργός εδαφική επιτάχυνση

T = δεσπόζουσα περίοδος της κατασκευής

J = παράγοντας σπουδαιότητας έργου από 1,0 έως 2,0

R = παράγοντας πλαστιμότητας σκελετού με τιμές από 1 έως 6

4.2 φάσμα κατά τη μεθοδολογία Newmark και των συνεργατών του

θα επιχειρηθεί παρακάτω να δοθούν τα χαρακτηριστικά του φάσματος απόκρισης για τη Μεσσήνη, σύμφωνα με τη μεθοδολογία που προτάθηκε από τον Newmark και τους συνεργάτες του.

Για το συγκεκριμένο φάσμα σχεδιασμού υιοθετούμε από τη μελέτη σεισμικής επικινδυνότητας τις παρακάτω στάθμες εδαφικών κινήσεων $a=0,26 \text{ g}$, $v=20 \text{ cm/sec}$, $d=8,0 \text{ cm}$.

Όπως είναι γνωστό, ο Newmark υπέδειξε για διάφορες αποσβέσεις τους πολ/κούς παράγοντες που παρουσιάζονται στον πίνακα για να προσδιορίσουμε το φάσμα απόκρισης με βάση τις μέγιστες τιμές των εδαφικών κινήσεων.

ΠΙΝΑΚΑΣ 4.1

Απόσβεση	Πολ/κοί Παράγοντες		
	Επιτάχυνση	Ταχύτητα	Μετατόπιση
2	4,3	2,8	1,8
5	2,6	1,9	1,4
7	1,9	1,5	1,2
10	1,5	1,3	1,1

Συνεπώς για απόσβεση 5% θα έχουμε:

$$260 \times 2,6 = 676 \text{ cm/sec}^2$$

$$20 \times 1,9 = 38,0 \text{ cm/sec}$$

$$8 \times 1,4 = 11,2 \text{ cm}$$

Κατ'αυτό τον τρόπο έχουμε για τη θέση μελέτης της Μεσσήνης το φάσμα που φαίνεται στο σχ.4.3 και που αντιστοιχεί σε 5% απόσβεση. Ανάλογα φάσματα βρίσκουμε ακολουθώντας την προηγούμενη μεθοδολογία και για άλλους βαθμούς απόσβεσης στο ίδιο δε σχήμα φέραμε το φάσμα που αντιστοιχεί σε απόσβεση 2%, 5%, 7% και 10%.

Θεωρούμε ακόμη απαραίτητο να τονίσουμε ότι η EPA είναι ανάλογη με τις φασματικές συνιστώσες για το φάσμα δεσποζουσών περιόδων από 0,2 - 0,5 sec ενώ η EPV είναι ανάλογη με τις φασματικές συνιστώσες στις περιόδους που είναι γειτονικές με το 1 sec.

Πρέπει ακόμη να αναφέρουμε ότι στη διεθνή βιβλιογραφία συνιστάται στην περίπτωση που η EPV δεν έχει υπολογιστεί από τοπικές καμπύλες εξασθένησης ότι ισχύει $A_v = 1,30 EPV$ (βλ. ATC-3 σελ.301)

Όπως προαναφέρθηκε οι τιμές των εδαφικών κινήσεων που υιοθετήθηκαν στη μελέτη είναι:

$$EPA = a_g = 0,26g \rightsquigarrow A_a = \frac{EPA}{g} = 0,26$$

$$EPV = 0,20 \text{ cm/sec} \rightsquigarrow A_v = 1,30 EPV = 0,260$$

Με τη χρησιμοποίηση της εξίσωσης 4.1 και θέτοντες για την Μεσοήνη $A = 0,26g$ έχουμε για τις τρεις κατηγορίες εδάφους

$$\text{Για } S_1(1,0) \rightsquigarrow C_s(T) = \frac{0,312}{T^{2/3}}$$

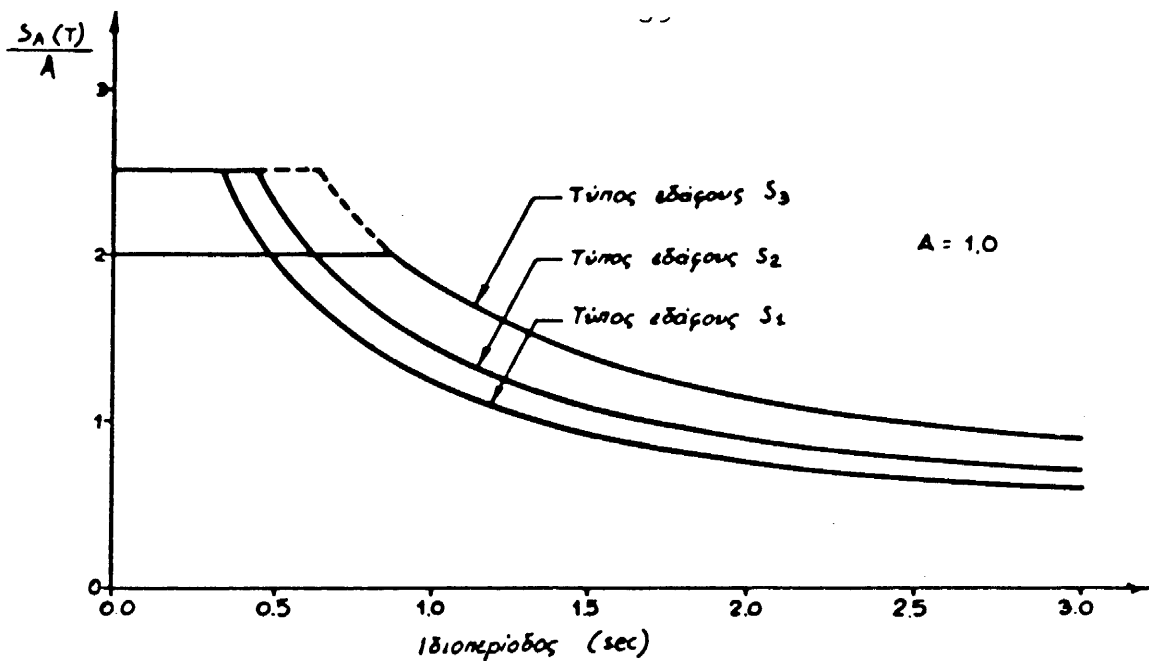
$$\text{Για } S_2(1,3) \rightsquigarrow C_s(T) = \frac{0,406}{T^{0,406}}$$

$$\text{Για } S_3(1,5) \rightsquigarrow C_s(T) = \frac{0,468}{T^{2/3}}$$

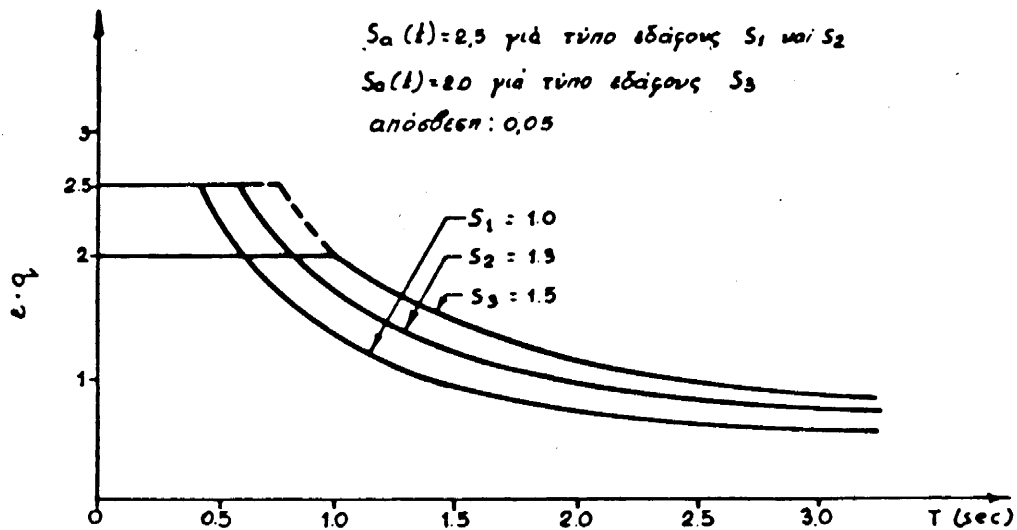
Στον πίνακα 4.2 έχουν υπολογισθεί για τη θέση μελέτης (Ηράκλειο) οι τιμές $C_s(T)$ για τα τρία είδη εδάφους και για διάφορες τιμές δεσπόζουσας περιόδου της κατασκευής.

ΠΙΝΑΚΑΣ 4.2. Τιμές της $C_s(T)$ για διαφορετικές περιόδους και για διαφορετικές εδαφικές συνθήκες

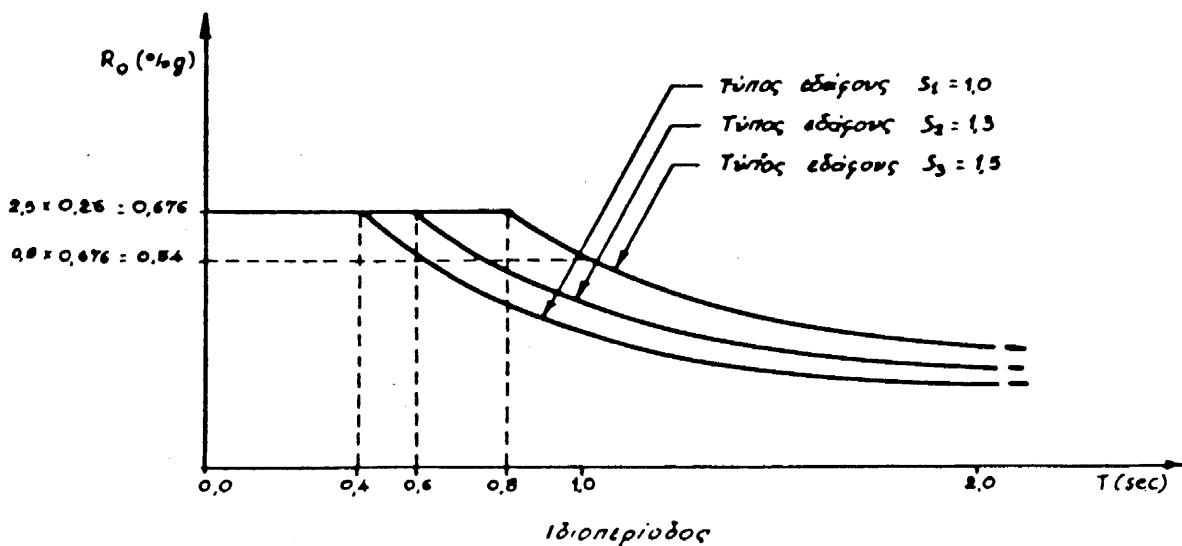
$S_{\text{soil}} \backslash T_{\text{sec}}$	0,2	0,3	0,5	0,8	1,0	1,2	1,5	2,0
1	0,912	0,696	0,495	0,362	0,312	0,276	0,238	0,196
1,3	1,187	0,906	0,644	0,471	0,406	0,359	0,310	0,256
1,5	1,368	1,044	0,743	0,543	0,468	0,414	0,357	0,295



Σχ. 4.4. Φάσματα Σχεδιασμού κατά ATC-3.



Σχ.4.5. Μορφή κανονικοποιημένων σεισμικών συντελεστών για τις περιοχές Μεσσηνίας, Γαργαλιάνων και Φιλιατρών.



Σχ. 4.6. Φάσματα σχεδιασμού των εξεταζομένων περιοχών και για τις τρεις κατηγορίες εδαφών.

Οι κανονικοποιημένοι σεισμικοί συντελεστές σχεδιασμού παρουσιάζονται αναλυτικά στο Σχήμα 4.5. Οι τιμές R και J όπως προαναφέρθηκε πρέπει να επιλεγούν από τους μελετητές μηχανικούς κάθε κατασκευής μιά και εξαρτώνται αποκλειστικά από το είδος της κατασκευής.

Τα φάσματα σχεδιασμού των εξεταζόμενων περιοχών παρουσιάζονται στο σχήμα 4.6 για τα τρία χαρακτηριστικά εδάφη. Εφ' όσον για τη θέση μελέτης βρέθηκε $A < 0,3g$ θα πρέπει τελικά για τις εδαφικές συνθήκες S_3 (σχ. 4.4) να υιοθετηθεί το εστιγμένο τμήμα.

Χρησιμοποιώντας τις παραπάνω τιμές και τους πολ/κούς παράγοντες που προτάθηκαν από τον Newmark και τους συνεργάτες του (πίνακα 7.1) βρήκαμε τα φάσματα σχεδιασμού που πρέπει να χρησιμοποιηθούν στη Μεσσήνη, Γαργαλιάνους και Ξυλιατρά και που παρουσιάζονται στο σχ. (4.6).

Συμπερασματικά τονίζεται ότι τα φάσματα που παρουσιάζονται στα σχ. 4.4, 4.5 και 4.6 αποτελούν μιά από τις κυριώτερες προτάσεις μας για τους μελετητές των υπό κατασκευή έργων στις παραπάνω περιοχές.

Είναι φανερό από την προηγούμενη ανάλυση ότι ο "σεισμικός" συντελεστής βάσης" εξαρτάται από:

- α) μέγιστη ενεργό σεισμική επιτάχυνση. Αυτή με τη σειρά της εξαρτάται από τη σεισμικότητα και ιδίως τη σεισμική επικινδυνότητα της θέσης μελέτης από τη διάρκεια ζωής του έργου και από τη σπουδαιότητα της κατασκευής.
- β) τη συνάρτηση της συμμετοχής του εδάφους που παρεμβάλλεται από το μητρικό πέτρωμα μέχρι την κατασκευή (δυναμικά χαρακτηριστικά εδαφικού αποθέματος, επιρροή των θεμελίων της κατασκευής).
- γ) την επιρροή των χαρακτηριστικών της κατασκευής δηλαδή την πλαστιμότητα της κατασκευής. Αυτό αντιστοιχεί στην ικανότητα της κατασκευής ν' απορροφά ενέργεια (απόσβεση) και στα δυναμικά χαρακτηριστικά της κατασκευής (ιδιοπερίοδος κ.λ.π.).

5. ΥΠΟΛΟΓΙΣΜΟΣ ΤΗΣ ΠΙΘΑΝΟΤΗΤΑΣ ΒAYES ΕΜΦΑΝΙΣΗΣ ΤΩΝ ΣΕΙΣΜΩΝ ΚΑΙ ΚΑΤΑΝΟΜΗ ΤΩΝ ΣΕΙΣΜΙΚΩΝ ΜΕΓΕΘΩΝ ΣΤΗΝ ΕΥΡΥΤΕΡΗ ΠΕΡΙΟΧΗ ΤΗΣ ΜΕΣΣΗΝΗΣ.

5.1. Εισαγωγή

Σκοπός του κεφαλαίου που ακολουθεί είναι η στατιστική επεξεργασία των μεγάλων σεισμών που έχουν γίνει στον ευρύτερο χώρο της ΝΔ Πελοποννήσου. Συγκεκριμένα, εφαρμόστηκε η στατιστική Bayes για την εκτίμηση του πιθανού χρόνου εμφάνισης σεισμού μεγέθους μεγαλύτερου ή ίσου του 5.5 καθώς και η πιθανότητα κατανομής των αναμενόμενων μεγεθών. Για το σκοπό αυτό εξετάστηκαν όλοι οι σεισμοί με μέγεθος $M \geq 5.5$ που έγιναν από το 1900 έως το 1983 στην περιοχή με συντεταγμένες 37.2° Ν και 22.0° Ε και σε ακτίνα 1.5° .

5.2. Μοντέλο Εμφάνισης Σεισμών

Όπως είναι γνωστό η εμφάνιση των σεισμών σε μια σεισμο-τεκτονική ζώνη θεωρείται συνήθως μια διαδικασία Poisson με μέσο ποσοστό εμφάνισης ανεξάρτητο των σεισμικών μεγεθών. Στην περίπτωση αυτή, η δεσμευμένη κατανομή Poisson δίνεται από τη σχέση:

$$P(n/\lambda) = \frac{e^{-\lambda t} (\lambda t)^n}{n!}, \quad n \text{ ακέραιος}, \quad t \geq 0 \quad (5.1)$$

όπου: $P(n/\lambda)$ = πιθανότητα εμφάνισης n σεισμών σε t επόμενα χρόνια

λ = το μέσο ποσοστό εμφάνισης των σεισμών στη μονάδα του χρόνου

Η μέση τιμή και η διασπορά της κατανομής είναι $\mu = \lambda$, και $\sigma^2 = \lambda$, αντίστοιχα.

Στην πράξη, το βασικότερο πρόβλημα είναι ο υπολογισμός του μέσου ποσοστού εμφάνισης των σεισμών, ιδιαίτερα με τη χρήση της κλασσικής στατιστικής, όπου η παράμετρος λ θεωρείται σταθερή με το χρόνο και ο προσδιορισμός της βασίζεται αποκλειστικά στη συχνότητα εμφάνισης των σεισμών στην εξεταζόμενη περιοχή.

Έτσι, σε περιοχές με μικρό αριθμό σεισμολογικών δεδομένων, η τιμή της παραμέτρου λ συνδέεται με μεγάλες αβεβαιότητες και επομένως τα αποτελέσματα του σεισμικού κινδύνου και της σεισμικής επικινδυνότητας δεν μπορεί να θεωρηθούν αξιόπιστα.

Με την εφαρμογή της στατιστικής Bayes, το μέσο ποσοστό εμφάνισης των σεισμών θεωρείται τυχαία μεταβλητή και εξετάζονται οι αβεβαιότητες που συνδέονται στον υπολογισμό της.

Θεωρούμε ότι $f^-(\lambda)$, $L(\lambda)$ είναι η πρότερη συνάρτηση κατανομής και η συνάρτηση πιθανοφάνειας, αντίστοιχα της τυχαίας μεταβλητής λ . Τότε, η ύστερη κατανομή $f^{++}(\lambda)$ θα δίνεται βάση του θεωρήματος Bayes, από τη σχέση:

$$f^+(\lambda) = NL(\lambda) f^-(\lambda) \quad (5.2)$$

όπου N είναι σταθερά κανονικοποίησης.

Σκοπός της ανάλυσης που ακολουθεί είναι ο υπολογισμός της πρότερης, της ύστερης κατανομής και της συνάρτησης πιθανοφάνειας της τυχαίας μεταβλητής λ (μέσο ποσοστό εμφάνισης των σεισμών) βάσει του θεωρήματος Bayes.

(i) Πρότερη Κατανομή του λ

Η πρότερη κατανομή του λ θεωρείται μια Gamma κατανομή με παραμέτρους λ' και ν' που υπολογίζονται από τα δεδομένα. Στην περίπτωση αυτή η πρότερη κατανομή γράφεται:

$$f^-(\lambda) = \frac{\lambda'^{\nu'} (\lambda')^{-\lambda}}{\Gamma(\nu')} \cdot e^{-\lambda' \lambda} \quad (5.3)$$

όπου:

$$\Gamma(\nu') = \int_0^{\infty} e^{-u} u^{\nu'-1} du$$

$$\mu = \nu' / \lambda' \quad \text{και} \quad \sigma^2 = \nu' / \lambda'^2$$

(ii) Συνάρτηση Πιθανοφάνειας του λ

Για κάθε σεισμική περιοχή, το σύνολο των διαθέσιμων σεισμολογικών δεδομένων σημαίνει ότι σε T προηγούμενα χρόνια έγιναν N σεισμοί με μέγεθος μεγαλύτερο ή ίσο ενός προκαθορισμένου επιπέ-

δου. Επειδή η εμφάνιση των σεισμών έχει θεωρηθεί διαδικασία Poisson η συνάρτηση πιθανοφάνειας του λ θα δίνεται από τη σχέση :

$$L(\lambda / N, T) = \frac{(\lambda T)^N}{N!} e^{-\lambda T} \quad (5.4)$$

(iii) Ύστερη Κατανομή του λ

Με αντικατάσταση των εξισώσεων (5.3) και (5.4) στη σχέση (5.2) προκύπτει:

$$\begin{aligned} f''(\lambda) &= N \int_0^{\infty} \frac{(\lambda T)^N e^{-\lambda T}}{N!} \cdot \frac{\lambda' (\lambda' \lambda)^{\nu'-1} e^{-\lambda' \lambda}}{\Gamma(\nu')} \\ &= \frac{\lambda'' (\lambda'' \lambda)^{\nu''-1} e^{-\lambda'' \lambda}}{\Gamma(\nu'')} \end{aligned} \quad (5.5)$$

όπου :

$$\begin{aligned} \lambda'' &= \lambda' + T \\ \nu'' &= \nu' + N \\ \mu &= \nu'' / \lambda'' \\ \sigma^2 &= \nu'' / \lambda''^2 \end{aligned}$$

Τέλος, η αδέσμευτη κατανομή του αριθμού εμφάνισης των σεισμών υπολογίζεται με συνδυασμό της εξ. (5.1) και της κατανομής Poisson,

$$\begin{aligned} P(n) &= \int_0^{\infty} P(n/\lambda) d\lambda \\ &= \int_0^{\infty} P(n/\lambda) f''(\lambda) d\lambda \\ &= \frac{\Gamma(n + \nu'')}{n! \Gamma(\nu'')} \cdot \frac{t \lambda''^{\nu''}}{(t + \lambda'')^{n+\nu''}} \end{aligned} \quad (5.6)$$

Στην περίπτωση που η μεταβλητή ν'' παίρνει ακέραιες τιμές, η αδέσμευτη κατανομή $P(n)$ του αριθμού εμφάνισης των σεισμών θα δίνεται από τη σχέση :

$$P(n) = \frac{\Gamma(n + N + 1)}{n! \Gamma(N + 1)} \cdot \frac{t^n T^{N+1}}{(t + T)^{n+N+1}} \quad (5.7)$$

Η παραπάνω σχέση δίνει την πιθανότητα Bayes να εμφανιστούν n σεισμοί, στην εξεταζόμενη περιοχή, με μέγεθος μεγαλύτερο ή ίσο ενός προκαθορισμένου M στα επόμενα T χρόνια.

5.3. Μοντέλο Κατανομής των Σεισμικών Μεγεθών

Με την εφαρμογή της σχέσης (5.7) υπολογίζεται ο συνολικός αριθμός των σεισμών για τα επόμενα T χρόνια χωρίς καμιά πληροφορία για την κατανομή των σεισμικών μεγεθών.

Θεωρούμε ότι ν είναι το σύνολο των πιθανών μεγεθών που μπορεί να εμφανιστεί στην εξεταζόμενη περιοχή και p_i είναι η πιθανότητα να είναι ο σεισμός προκαθορισμένου μεγέθους m_i , $i=1,1,\dots,r$, χωρίς καμιά άλλη πρόσθετη πληροφορία, η πρότερη κατανομή της τυχαίας παραμέτρου p_i θα είναι :

$$f'(p_1, p_2, \dots, p_r) = \begin{cases} K & \text{οταν } \sum p_i = 1 \\ 0 & \text{στις άλλες περιπτώσεις} \end{cases} \quad (5.8)$$

όπου K δίνεται από τη σχέση :

$$K = (r - 1)! / \sqrt{r}$$

Απο τα παρατηρηθέντα δεδομένα προκύπτει ότι, από N σεισμούς που έχουν παρατηρηθεί στα προηγούμενα T χρόνια, X_i ήταν σεισμικού μεγέθους M_i . Αυτή είναι η βασικότερη πληροφορία για την σύνθεση της ύστερης κατανομής της παραμέτρου p_i ,

$$f''(p_1, p_2, \dots, p_r / X_1, X_2, \dots, X_r, N) = \frac{(N + r - 1)!}{X_1! X_2! \dots X_r!} \cdot p_1^{X_1} p_2^{X_2} \dots p_r^{X_r} / \sqrt{r} \quad (5.9)$$

με $\sum X_i = N$ και $\sum P_i = 1$.

Τότε η αδέσμευτη κατανομή της τυχαίας παραμέτρου P_i δίνεται από τη σχέση :

$$f''(p) = \frac{(N + r - 1)!}{X_i! (N + r - X_i - 2)!} P_i^{X_i} (1 - P_i)^{N - X_i + r - 2}$$

και η αναμενόμενη τιμή της p_i θα είναι :

$$\bar{P}_i = \int_0^1 P_i f''(P_i) dP_i = \frac{X_i + 1}{N + r} \quad (5.10)$$

όπου X_i είναι ο αριθμός των σεισμών με μέγεθος M_i

N είναι ο συνολικός αριθμός των σεισμών που έχει παρατηρηθεί στην περιοχή, και

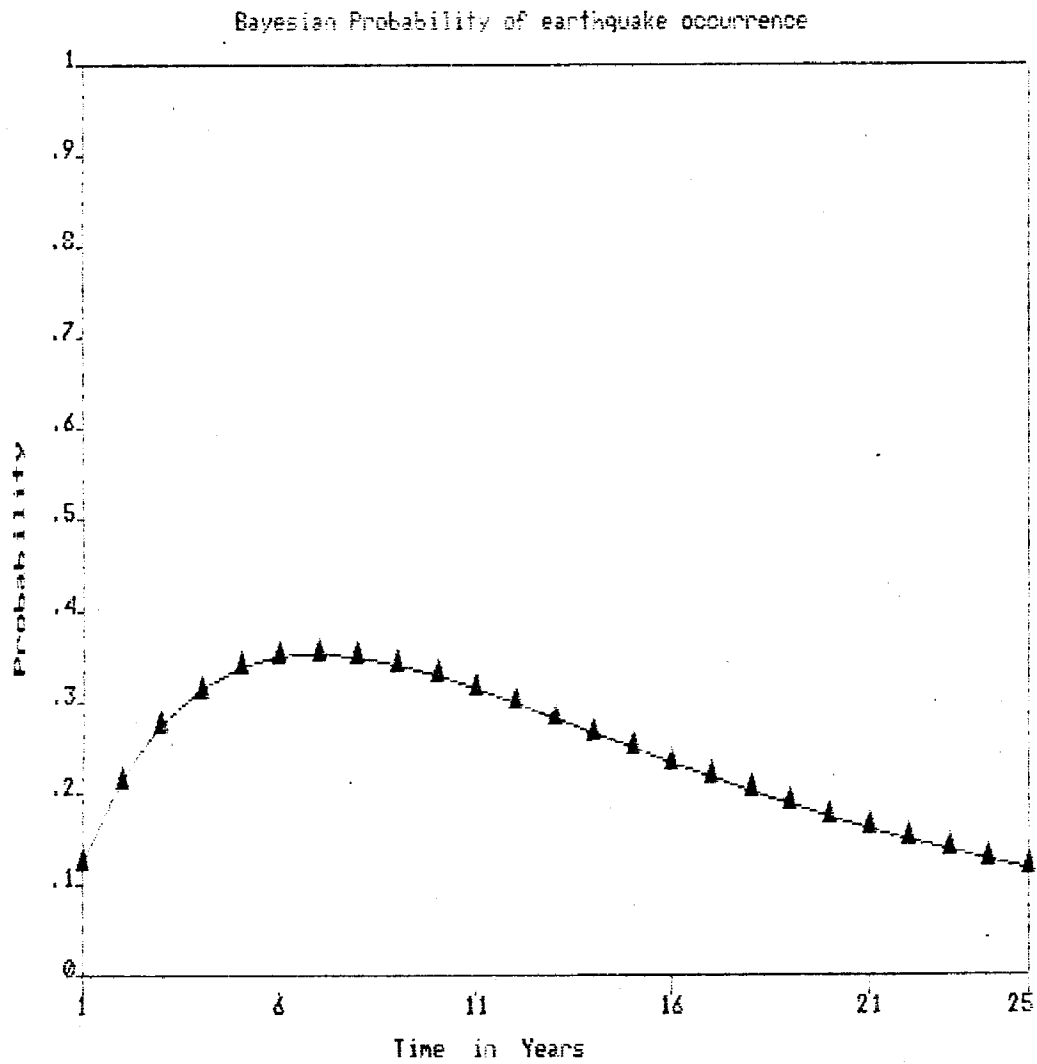
Γ είναι το σύνολο των διαφορετικών σεισμικών ευρών που έχουν θεωρηθεί στην ανάλυση.

5.4. Εφαρμογή του Μοντέλου στην Ευρύτερη Περιοχή της Μεσσήνης

Στο παράρτημα 1 φαίνεται το σύνολο των σεισμών που εξετάστηκε για τον υπολογισμό της πιθανότητας Bayes και της κατανομής των σεισμικών μεγεθών στην εξεταζόμενη περιοχή. Συγκεκριμένα, λήφθηκαν υπόψη σεισμοί με μέγεθος $M \geq 5.5$ της περιόδου 1900 - 1984 σε ακτίνα 100 km από την πόλη μας Καλαμάτας.

Με βάση το μοντέλο Bayes, όπως αναπτύχθηκε παραπάνω, υπολογίστηκε η πιθανότητα κατανομής εμφάνισης των σεισμών όπως φαίνεται στο σχήμα 5,1.

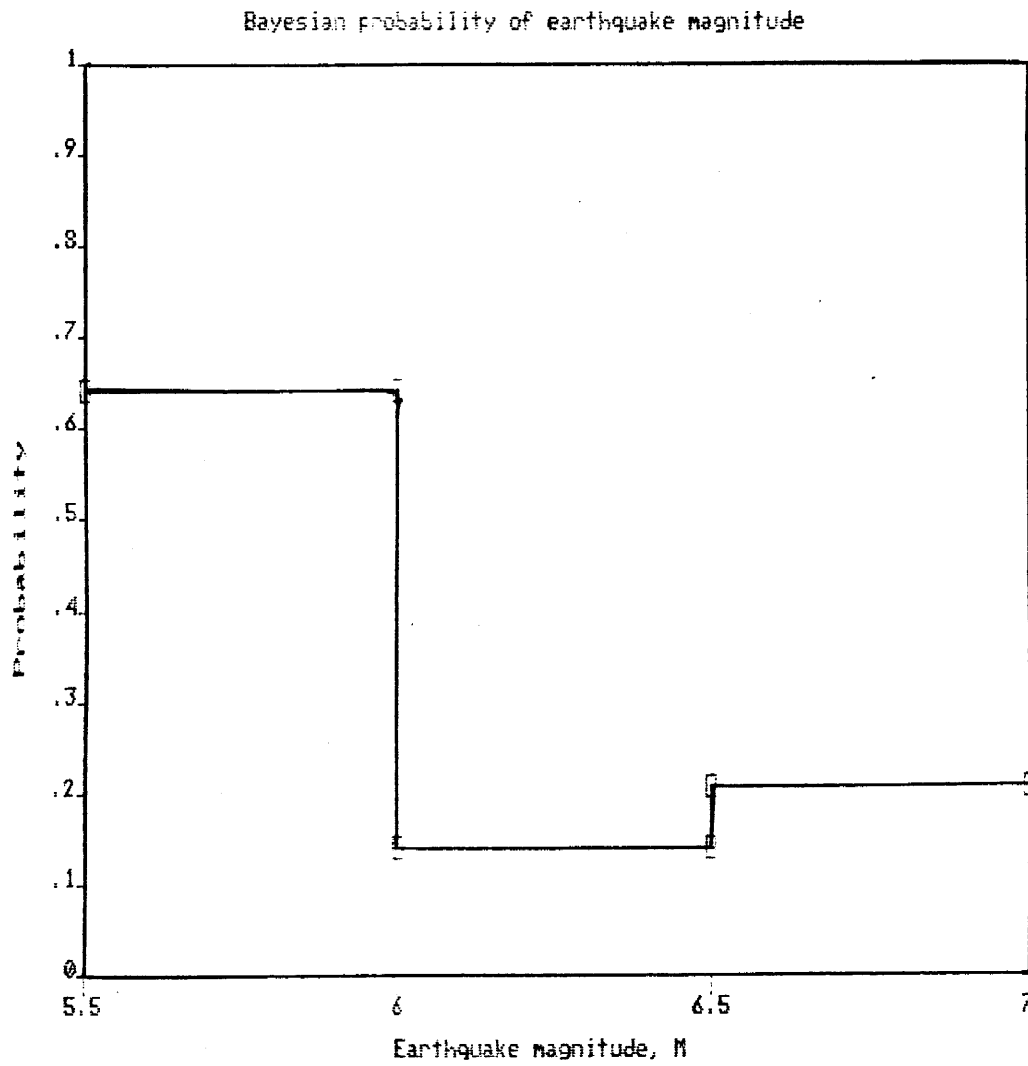
Όπως προκύπτει από το παραπάνω σχήμα, η κατανομή παρουσιάζει μέγιστο στη χρονική περίοδο 6 - 8 ετών από το χρόνο εμφάνισης του τελευταίου σεισμού στην εξεταζόμενη περιοχή (11 Φεβρ. 1984, (βλέπε και Παράρτημα 1).



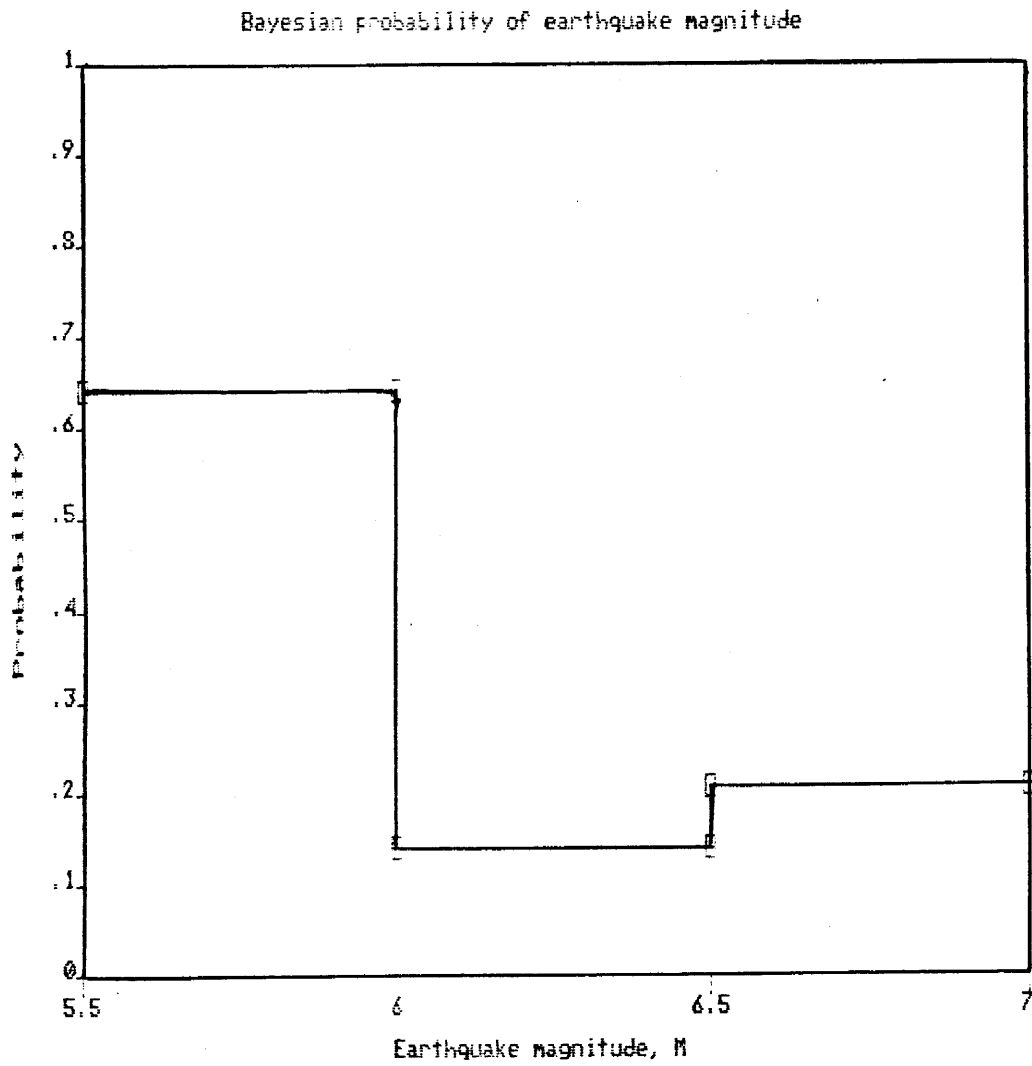
Σχ. 5.1. Κατανομή της Πιθανότητας Bayes Εμφάνισης των Σεισμών στην περιοχή της Ν.Δ. Πελοποννήσου

Τέλος , στο σχήμα 5.2 παρουσιάζεται η κατανομή εμφάνισης των αναμενόμενων σεισμικών μεγεθών στην εξεταζόμενη περιοχή .

Από τα αποτελέσματα προκύπτει ότι σεισμοί μεγέθους 5.5 - 6.0 έχουν μεγαλύτερη πιθανότητα εμφάνισης στην περιοχή της Ν.Δ. Πελοποννήσου.



Σχ. 5.2. Κατανομή Πιθανότητας των Αναμενόμενων Σεισμικών Μεγεθών στην περιοχή της Ν.Δ. Πελοποννήσου



Σχ. 5.2. Κατανομή Πιθανότητας των Αναμενόμενων Σεισμικών Μεγεθών στην περιοχή της Ν.Δ. Πελοποννήσου

ΓΕΩΗΛΕΚΤΡΙΚΕΣ ΕΡΓΑΣΙΕΣ

ΓΕΝΙΚΑ

Στα πλαίσια του ερευνητικού προγράμματος της γεωφυσικής διασκόπησης του υπεδάφους της περιοχής Μεσσήνης, διεξήχθησαν 13 συνολικά γεωηλεκτρικές βυθοσκοπήσεις κατά το χρονικό διάστημα από 18 . 7 . 87 έως 23 . 7 . 87 . Συγκεκριμένα η γεωφυσική έρευνα έλαβε χώρα στα περιθώρια της πόλης της Μεσσήνης μέσα στα όρια της μελλοντικής ανάπτυξης αυτής . (ζώνη οικιστικού ελέγχου ΖΟΕ) . Οι θέσεις των γεωηλεκτρικών βυθοσκοπήσεων επιλέχθηκαν έτσι ώστε να εξασφαλίζεται η περιφερειακή κάλυψη της πόλης της Μεσσήνης .

Όλες οι γεωηλεκτρικές βυθοσκοπήσεις έγιναν με τη διάταξη Schlumberger με μέγιστο μήκος ηλεκτροδίων ρεύματος , $\frac{AB}{2} = 316m$.

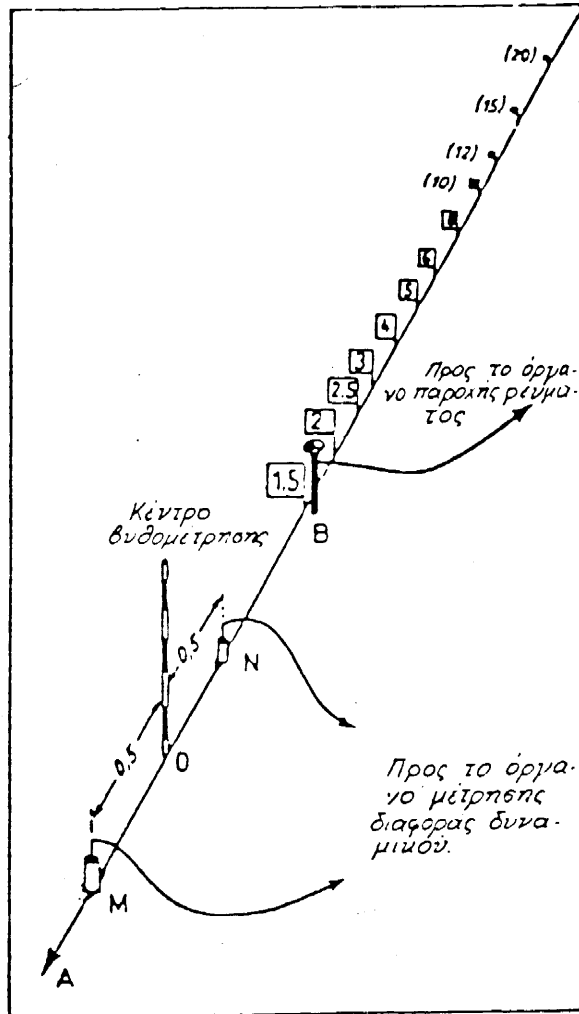
Σκοπός της γεωηλεκτρικής έρευνας ήταν να διερευνηθούν οι γεωλογικές συνθήκες του υπεδάφους , όπως ο καθορισμός της φύσης των γεωηλεκτρικών στρωμάτων , η ανίχνευση και εντοπισμός ρηγμάτων κ.λ.π .

Οι περισσότερες θέσεις που ερευνήθηκαν είχαν ομαλό ανάγλυφο και δεν συναντήθηκαν ιδιαίτερα προβλήματα κατά την ανάπτυξη των ηλεκτροδίων ρεύματος αφενός και κατά την ερμηνεία των γεωηλεκτρικών δεδομένων αφετέρου . Εξαίρεση ήταν η βυθοσκόπηση ES5 όπου παρουσιάστηκαν προβλήματα κατά τη διάρκεια των εργασιών υπαίθρου λόγω της σκληρότητας του εδάφους . Οι θέσεις των γεωηλεκτρικών βυθοσκοπήσεων ορίστηκαν από τους υπεύθυνους γεωφυσικούς του συνεργείου και τοποθετήθηκαν σε χάρτη κλίμακας 1 : 22.000 (βλ. χάρτη Νο. 1) .

Στις επόμενες παραγράφους θα γίνει αναφορά της γεωηλεκτρικής μεθόδου που χρησιμοποιήθηκε καθώς και των αποτελεσμάτων που προέκυψαν από τα γεωηλεκτρικά δεδομένα .

Η ΓΕΩΗΛΕΚΤΡΙΚΗ ΜΕΘΟΔΟΣ SCHLUMBERGER

Χρησιμοποιήθηκε στην περίπτωση εδώ η μέθοδος των γεωηλεκτρικών βυθομετρήσεων με διάταξη ηλεκτροδίων κατά Schlumberger . Σύμφωνα με τη μέθοδο αυτή διοχετεύεται ηλεκτρικό ρεύμα στα άκρα γραμμής μήκους AB και μετρείται η διαφορά δυναμικού που α-



Σχήμα 1.

ναπτύσσεται σε δύο σημεία που βρίσκονται συμμετρικά ως προς το κέντρο διάταξης (μέσο γραμμής AB) και απέχοντα απόσταση MN (βλ. σχήμα 1).

Με αυτόν τον τρόπο, όσο αυξάνεται το μήκος της γραμμής AB, τόσο το ηλεκτρικό ρεύμα εισχωρεί σε μεγαλύτερο βάθος και επιτρέπει τον προσδιορισμό της διαδοχής σε βάθος των διαφόρων γεωλογικών στρωμάτων, είτε καλών, είτε κακών αγωγών του ηλεκτρισμού.

Το βάθος της έρευνας του υπεδάφους εξαρτάται από το μήκος της γραμμής AB.

Η ποσότητα τελικά που μετρείται είναι η ειδική αντίσταση, η τιμή της οποίας δίνεται από τον τύπο:

$$P_a = \pi \cdot \frac{\left(\frac{AB}{2}\right)^2 - \left(\frac{MN}{2}\right)^2}{MN} \cdot \frac{\Delta V}{I}$$

Οι μετρήσεις στην ύπαιθρο έγιναν με υψηλής τεχνολογίας όργανα (TERRAMETER) η δε επεξεργασία και ερμηνεία αυτών έγινε με τη χρήση ηλεκτρονικού υπολογιστή, με σύγχρονα και διεθνώς αναγνωρισμένα προγράμματα (βλέπε παράρτημα παραμέτρων γεωφυσικής). Το μέγιστο μήκος της γραμμής AB που αναπτύχθηκε στον τομέα ενδιαφέροντος ήταν 630 μέτρα.

ΑΠΟΤΕΛΕΣΜΑΤΑ ΓΕΩΦΥΣΙΚΗΣ (ΓΕΩΗΛΕΚΤΡΙΚΗΣ) ΕΡΕΥΝΑΣ

Τα αποτελέσματά των γεωηλεκτρικών διασκοπήσεων όπως προέκυψαν μετά την σχετική επεξεργασία των γεωηλεκτρικών δεδομένων με H/Y, φαίνονται στο παράρτημα των γεωφυσικών παραμέτρων. Οι λύσεις που έγιναν αποδεκτές έχουν R. M. S. μικρότερο από 1.5 (R.M.S < 1.5). Σύμφωνα με τα αποτελέσματα αυτά χαραχθηκαν τέσσερες γεωηλεκτρικές τομές, MESSINI-1, MESSINI-2, MESSINI-3 και MESSINI - 4, (βλ. σχ. 1, 2, 3 και 4) που απεικονίζουν τα πάχη των γεωηλεκτρικών στρωμάτων και τις πραγματικές ειδικές αντιστάσεις τους. (βλ. παράρτημα σχεδίων). Τα αποτελέσματα και η αντίστοιχη ερμηνεία που δόθηκε θα σχολιασθούν για κάθε μια γεωηλεκτρική τομή χωριστά, παρακάτω.

α. ΓΕΩΗΛΕΚΤΡΙΚΗ ΤΟΜΗ MESSINI - 1

Η γεωηλεκτρική τομή MESSINI - 1 (βλ. σχ. 1) καλύπτει το νότιο τμήμα της πόλης της Μεσσήνης και έχει διεύθυνση ανάπτυξης Α- Δ. Εδώ παρουσιάζεται ένα επιφανειακό στρώμα με μέγιστο πλάτος κάτω από τη βυθοσκόπηση ES 9 (~ 25 m) το οποίο φαίνεται να αποσφηνούται προς την πλευρά της βυθοσκόπησης ES10 . Το στρώμα αυτό χαρακτηρίζεται από ομοιόμορφη ειδική αντίσταση (25 -27 Ohm.m) και από λιθολογικής πλευράς αντιστοιχεί σε αργιλικό υλικό. Κάτω από το στρώμα αυτό παρατηρείται στρώμα μεγαλύτερης ειδικής αντίστασης που κυμαίνεται μεταξύ 69 και 89 Ohm.m. Το στρώμα αυτό αποτελείται μάλλον από αργιλο- ψαμμικό και ενίοτε αργιλοψαμμιτο- χαλικοειδές υλικό για τις υψηλότερες τιμές ειδικής αντίστασης . Το στρώμα αυτό διακόπτεται πλευρικά από στρώμα αρκετά μεγαλύτερης ειδικής αντίστασης (127 - 173 Ohm .m) που αντιστοιχεί πιθανόν σε ψαμμιτο- χαλικοειδές υλικό ή σε κροκαλοπαγές . Κάτω από το ενδιάμεσο στρώμα εμφανίζεται στρώμα χαμηλής ειδικής αντίστασης 15 - 26 Ohm. m που αντιστοιχεί σε αργιλικό υλικό. Το στρώμα αυτό εκτείνεται σχεδόν σε όλο το μήκος της τομής με εξαίρεση την περιοχή κάτω από την βυθοσκόπηση ES 8 όπου η τιμή της ειδικής αντίστασης πιθανόν να αντιστοιχεί σε αργιλο - ψαμμιτικό υλικό.

β. ΓΕΩΗΛΕΚΤΡΙΚΗ ΤΟΜΗ MESSINI - 2

Η γεωηλεκτρική τομή MESSINI - 2 (βλ. σχέδιο 2) καλύπτει το δυτικό τμήμα της πόλης Μεσσήνης και έχει διεύθυνση ανάπτυξης Β - Ν . Εμφανίζεται εδώ ένα επιφανειακό στρώμα χαμηλής ειδικής αντίστασης (29 Ohm.m) κάτω από τη βυθοσκόπηση ES12. Μεταξύ των βυθοσκοπήσεων ES10 και ES11 συναντάται επιφανειακά και εκτείνεται σε αρκετό βάθος στρώμα μεγάλης σχετικά ειδικής αντίστασης που κυμαίνεται μεταξύ 127 και 229 Ohm.m και το οποίο διακόπτεται πλευρικά προς τη πλευρά της βυθοσκόπησης ES12. Το υλικό του στρώματος αυτού αντιστοιχεί πιθανόν σε αργιλοχαλικοειδές υλικό ή σε κροκαλοπαγές (το ανώτερο όριο της ειδικής αντίστασης). Πλευρικά (βόρεια) του στρώματος αυτού συναντάται στρώμα αρκετού πάχους που χαρακτηρίζεται από σχετικά χαμηλή

τιμή ειδικής αντίστασης (47 - 63 Ohm. m). Το υλικό του στρώματος αυτού αντιστοιχεί πιθανόν σε αργιλοψαμμιτικό ή αργιλοψαμμιτο - χαλικοειδές υλικό (το ανώτερο όριο). Κάτω από το στρώμα αυτό εμφανίζεται στρώμα χαμηλής και ομοιόμορφης ειδικής αντίστασης (15 - 17 Ohm.m) που αντιστοιχεί σε αργιλικό υλικό. Το στρώμα αυτό δεν εντοπίστηκε κάτω από τη βυθοσκόπηση ES11, διότι πιθανόν το μήκος ανάπτυξης των ηλεκτροδίων ρεύματος δεν ήταν αρκετό για να διερευνηθεί βάθος εκατό ή περισσότερων μέτρων ($AB/2 = 215 \text{ m}$).

γ) ΓΕΩΗΛΕΚΤΡΙΚΗ ΤΟΜΗ MESSINI - 3

Η γεωηλεκτρική τομή MESSINI - 3 (βλ. σχ. 3) καλύπτει το βόρειο τμήμα της πόλης της Μεσσήνης και έχει διεύθυνση ανάπτυξης Α - Δ. Εμφανίζεται εδώ ένα επιφανειακό στρώμα μεταξύ των βυθοσκοπήσεων ES1 και ES2 με χαμηλές ειδικές αντιστάσεις (10-24 Ohm .m) που εκτείνεται σε βάθος κάτω από τη βυθοσκόπηση ES3 και αποσφηνούται δυτικά. Κάτω από τις βυθοσκοπήσεις ES1, ES2 και ES3 καθώς και στο επιφανειακό μέρος των βυθοσκοπήσεων ES4 και ES5 αναπτύσσεται στρώμα ειδικής αντίστασης που κυμαίνεται μεταξύ 38 και 68 Ohm. m, το οποίο αντιστοιχεί πιθανόν σε αργιλοψαμμιτικό υλικό. Κάτω από το στρώμα αυτό και στη βυθοσκόπηση ES5 εμφανίζεται στρώμα χαμηλής ειδικής αντίστασης (15 Ohm.m) που αντιστοιχεί σε αργιλικό υλικό.

δ) ΓΕΩΗΛΕΚΤΡΙΚΗ ΤΟΜΗ MESSINI - 4

Η γεωηλεκτρική τομή MESSINI - 4 (βλ. σχ. 4) καλύπτει το ανατολικό τμήμα της πόλης της Μεσσήνης και έχει διεύθυνση Β-Ν. Εμφανίζεται εδώ ένα εκτεταμένο επιφανειακό στρώμα με μεταβλητό πάχος. Το μέγιστο πάχος αυτού του στρώματος παρατηρείται κάτω από τη βυθοσκόπηση ES1 (~ 70 m). Η ειδική αντίσταση του στρώματος αυτού κυμαίνεται μεταξύ 9 - 25 Ohm.m και αντιστοιχεί σε αργιλικό υλικό. Κάτω από το στρώμα αυτό συναντάται ένα ενδιάμεσο στρώμα με ειδική αντίσταση που κυμαίνεται μεταξύ 37 και 69 Ohm.m, το οποίο αντιστοιχεί πιθανόν σε αργιλοψαμμιτικό

υλικό. Κάτω απο το στρώμα αυτό και στη βυθοσκόπηση ES7 συναντάται ένα στρώμα ειδικής αντίστασης 26 Ohm.m το οποίο αντιστοιχεί σε αργιλικό υλικό.

ΚΑΤΑΝΟΜΗ ΕΙΔΙΚΗΣ ΑΝΤΙΣΤΑΣΗΣ ΣΤΟ ΧΩΡΟ

Για τη συγκριτική μελέτη και την παρουσίαση των γεωηλεκτρικών αποτελεσμάτων στο χώρο, κατασκευάστηκε το διάγραμμα που φαίνεται στο σχέδιο 5. Σύμφωνα με το διάγραμμα αυτό το χαμηλής ειδικής αντίστασης επιφανειακό στρώμα (9 - 29 Ohm.m) που αντιστοιχεί σε αργιλικό υλικό παρουσιάζει σημαντική ανάπτυξη στο ανατολικό τμήμα της περιοχής έρευνας (ανατολικά της πόλης της Μεσσήνης). Η επιφανειακή εκδήλωση της ζώνης χαμηλής ειδικής αντίστασης συμβολίζεται με Α. Κάτω απο το στρώμα αυτό αναπτύσσεται ένα στρώμα που καλύπτει όλη την περιοχή έρευνας και συμβολίζεται με Β. Το στρώμα αυτό παρουσιάζει μεταβλητή πλευρική ειδική αντίσταση που κυμαίνεται μεταξύ 37 και 84 Ohm.m και αντιστοιχεί πιθανόν σε αργιλοψαμμιτικό ή αργιλο - ψαμμιτο - χαλικοειδές υλικό. Κάτω απο το ενδιάμεσο στρώμα συναντάται στρώμα χαμηλής ειδικής αντίστασης με ευρεία επίσης εξάπλωση. Η ειδική αντίσταση του στρώματος αυτού κυμαίνεται μεταξύ 15 και 26 Ohm.m. (αργιλικό υλικό) και η παρουσία του συμβολίζεται με Γ. Μέσα στο ενδιάμεσο στρώμα και στο ΝΔ τμήμα της περιοχής έρευνας αναπτύσσεται ένας περισσότερο αδρομερής σχηματισμός που πιθανόν να αποτελείται απο χάλικες ή κροκαλοπαγή. Η προς Βορράν ή προς νότο έκταση του δεν μπορεί να σκιαγραφηθεί απο την παρούσα έρευνα. Αξιοσημείωτη είναι η εκβάθυνση που παρατηρείται στο ΒΑ τμήμα της περιοχής έρευνας όπου τόσο το πάχος του επιφανειακού αργιλικού στρώματος, όσο και του ενδιάμεσου αδρομερούς υλικού λαμβάνουν τις μεγαλύτερες τιμές συγκριτικά με την υπόλοιπη περιοχή έρευνας.

ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ ΠΡΟΤΑΣΕΙΣ

Η γεωφυσική έρευνα που διεξήχθηκε στην ευρύτερη περιοχή της πόλης της Μεσσήνης και μέσα στα όρια της ζώνης οικιστικού ελέγχου , ΖΟΕ, που είχε σαν σκοπό τη διερεύνηση των γεωλογικών συνθηκών της περιοχής αυτής , έδειξε τα παρακάτω.

- Στην περιοχή έρευνας αναπτύσσονται κυρίως τρεις ζώνες και κατά περίπτωση μία τέταρτη ζώνη με διαφορετικές λιθολογικές συστάσεις (βλ. σχ. 5) . Οι ζώνες Α και Γ αποτελούνται από αργιλικό υλικό ενώ η ζώνη Β απο αργιλο - ψαμμιτικό ή κατά περίπτωση απο αργιλο-ψαμμιτο- χαλικοειδές υλικό και η ζώνη Δ απο χαλικοειδές υλικό ή κροκαλοπαγές.
- Το πάχος των στρωμάτων λαμβάνει τη μεγαλύτερη του τιμή προς το ΒΑ τμήμα της περιοχής έρευνας.
- Επειδή οι γεωηλεκτρικές βυθοσκοπήσεις έγιναν περιφερειακά της πόλης της Μεσσήνης δεν έχουν καθορισθεί τα όρια των γεωλογικών σχηματισμών προς το κέντρον της περιοχής έρευνας. Γι'αυτό το λόγο προτείνονται συμπληρωματικές γεωηλεκτρικές βυθοσκοπήσεις για να καλυφθεί και το κεντρικό τμήμα της περιοχής έρευνας με συνέπεια να καθορισθούν κυρίως τα προς δυσμάς όρια του χαμηλής ειδικής αντίστασης στρώματος.

Π Α Ρ Α Ρ Τ Η Μ Α 1

(Κατάλογος Σεισμών στην Ευρύτερη Περιοχή Ν.Α. της Πελοποννήσου)

1901	OCT	25	16 18	30.0	37.00	22.20	5	5.9	VI KALAMATA
1901	DEC	24	23 18	.0	37.20	22.20	5	6.2	VII ISARI
1902	AUG	2	05 38	30.0	38.30	21.80	5	5.9	VIII RIO
1903	MAR	15	19 03	30.0	37.80	21.20	5	5.9	VI AMALIADA
1903	JUL	21	13 03	30.0	38.20	21.80	5	5.9	VI PATRA
1903	AUG	11	04 32	54.0	36.00	23.00	80	8.3	XI MITATA
1904	APR	5	09 33	30.0	37.80	22.20	5	5.9	VI LEVIDI
909	MAY	30	06 14	30.0	38.40	22.20	5	6.6	VIII DAPHNOG
909	JUN	13	09 15	30.0	38.30	22.00	5	5.9	VI TOLOPHON
909	JUL	15	00 34	42.0	37.90	21.50	5	6.1	IX CHAVARI
913	JUL	6	07 05	47.0	35.90	23.20	5	6.1	
914	SEP	17	13 05	55.0	37.70	21.00	5	6.0	IV ZAKYNTHOS
915	MAY	17	10 39	23.0	38.00	21.00	5	6.0	IV ARGOSTOLI
917	DEC	24	09 13	55.0	38.40	21.80	5	6.4	VIII NAUPAKI
918	JAN	27	12 56	47.0	38.50	22.00	5	5.9	VI PLATANOS
919	FEB	24	01 56	.0	36.70	21.00	5	6.7	VI KYPARISSI
922	AUG	8	03 49	6.0	37.50	23.20	5	6.0	VII METHANA
922	NOV	11	22 13	.0	37.50	23.00	5	6.0	V CORINTHOS
925	JUL	6	12 15	55.0	37.80	22.10	80	7.0	VI KATO KLIT
926	FEB	26	15 46	36.0	37.80	21.10	5	6.0	VIII KYLLINI
926	FEB	26	16 08	23.0	37.80	21.10	5	6.1	VIII KYLLINI
926	AUG	30	11 38	12.0	36.80	23.30	100	7.6	VIII SPARTI
926	SEP	19	01 03	57.0	36.00	22.00	5	6.7	IV KORONI
927	JUL	1	08 18	54.0	36.70	22.70	80	7.5	IX OETYLO
928	APR	22	20 13	46.0	37.90	23.00	5	6.7	IX CORINTHOS
930	APR	17	20 06	39.0	37.80	23.10	5	6.3	VIII SOPHIKO
931	JAN	4	00 00	35.0	37.90	22.90	5	6.0	VII CORINTHO
931	JUN	30	10 23	56.0	36.50	23.00	100	5.9	IV KORONI
931	NOV	23	23 32	10.0	36.50	21.50	5	5.9	VIII KALAMAT
932	SEP	30	06 12	16.0	36.00	22.70	5	6.0	VI KYTHERA
936	JAN	14	15 11	28.0	36.60	23.10	5	5.9	IV KYTHERA
938	SEP	18	03 50	38.0	38.00	22.50	100	6.8	VI GALAXIDI

1947 JUN 1	11 18 35.0	36.60	21.50	5	6.2	V MEROPI
1947 OCT 6	19 55 34.0	36.90	22.00	5	7.4	IX PYLIA
1948 SEP 11	08 52 32.0	37.20	23.20	110	6.8	
1948 SEP 21	17 53 53.0	36.60	21.50	5	5.9	
1953 JUN 13	18 38 58.0	38.10	22.60	5	5.9	VII XYLOKA
RO						
1953 AUG 12	12 05 21.0	38.00	21.00	5	6.7	IV PATRA
1953 SEP 5	14 18 41.0	37.90	23.10	5	6.2	VIII ISTHM
1953 NOV 28	20 17 32.0	38.00	21.00	5	5.9	V KYLLINI
1954 DEC 23	16 27 18.0	37.90	21.10	5	6.2	VIII VARTH
OMIO						
1955 MAR 28	14 45 50.0	37.70	21.20	5	6.1	VII+ GASTO
J						
1955 APR 13	20 45 46.0	37.20	22.30	5	6.3	VII+ KYPAR
SI						
1957 FEB 19	07 43 59.0	36.20	21.60	5	6.3	III KYPARI
IA						
1958 JAN 2	02 08 14.0	36.20	22.30	5	6.1	V+ GYTHIO
1961 OCT 2	07 21 44.0	37.00	22.00	5	6.1	VII AVRAMI
1962 AUG 28	10 59 56.0	37.80	22.90	95	7.2	VIII+ CORIN
HOS						
1963 DEC 16	13 47 53.0	37.00	21.00	5	6.3	V CHORA
1965 APR 5	03 12 55.0	37.70	22.00	34	6.5	X APIDITSA
1965 JUL 6	03 18 42.0	38.40	22.40	18	6.7	VIII+ ERATI
I						
1966 SEP 1	14 22 57.0	37.50	22.10	15	6.4	VIII MEGALC
OLI						
1967 JAN 4	05 58 52.0	38.40	22.00	1	5.9	VIII MERTID
1968 JUL 4	21 47 54.0	37.80	23.20	20	5.9	VII NEA EPI
AVROS						
1970 APR 8	13 50 28.0	38.00	22.60	23	6.6	VII ANTIKYR
1972 SEP 13	04 13 20.0	38.00	22.40	75	6.7	VIII AND KA
LITHEA						
1973 JAN 5	05 49 18.0	35.80	21.90	34	6.0	
1975 JAN 8	19 32 34.0	38.20	22.60	26	5.9	V+ XYLOKAST
J						
1975 APR 4	05 16 16.0	38.10	22.00	56	5.9	VI SKEPASTO
1981 FEB 24	20 53 37.0	38.20	23.00	18	7.1	IX PERACHOR
1981 FEB 25	02 35 54.0	38.20	23.10	30	6.8	VIII KORYNI
1981 MAR 5	06 59 8.0	38.20	23.10	31	5.9	
1982 JUN 22	03 04 30.0	37.20	21.30	41	6.1	VI EVANGELI
IOS						
1984 FEB 11	08 02 50.0	38.40	22.10	19	6.0	VI GLYPHADA

ΚΕΦΑΛΑΙΟ ΙΙΙ
ΓΕΩΣΕΙΣΜΙΚΗ ΕΡΕΥΝΑ

Επί τόπου μετρήσεις για τον προσδιορισμό της ταχύτητας των επιμήκων και εγκάρσιων σεισμικών κυμάτων V_p, V_s .

Γενικά.

Σκοπός της παρούσας εργασίας ήταν η παραγωγή φάραση και χρησιμοποίηση των επιμήκων και εγκάρσιων σεισμικών κυμάτων για τον προσδιορισμό της ταχύτητας αυτών στους χαλαρούς επιφανειακούς σχηματισμούς που απαντούν στην περιοχή της πόλης της Μεσσήνης καθώς και στην ευρύτερη περιοχή αυτής.

Σύντομη θεωρητική θεμελίωση.

Οι ελαστικές ιδιότητες των πετρωμάτων είναι δυνατόν να ορισθούν λεπτομερώς από τη γνώση ορισμένων ελαστικών σταθερών όπως είναι το μέτρο διαμήκου ελαστικότητας ή μέτρο του Young, το μέτρο κυβικής ελαστικότητας (Bulk modulus), το μέτρο ακαμψίας ή διατμητικής ελαστικότητας (Rigidity or shear modulus), καθώς και ο λόγος του Poisson. Η γνώση των σταθερών αυτών παρέχει στον Πολιτικό Μηχανικό ουσιαστική βοήθεια στη φάση σχεδιασμού θεμελιώσεων μεγάλων έργων υποδομής.

Οι απ'ευθείας μέθοδοι προσδιορισμού των στατικών και δυναμικών σταθερών που εφαρμόζονται σε δοκίμια υλικών που λαμβάνονται από συγκεκριμένες θέσεις, έχουν δώσει μεγάλης ακρίβειας αποτελέσματα. Οι μέθοδοι αυτές όμως συχνά, αποβαίνουν πολύ δαπανηρές για να ερευνηθούν ολόκληρες περιοχές, με αποτέλεσμα να οδηγούν πολλές φορές σε εσφαλμένα συμπεράσματα εξ αιτίας της αδυναμίας εντοπισμού μεταβολών στις γεωλογικές συνθήκες που επικρατούν στην περιοχή του έργου.

Οι σεισμικές μέθοδοι είναι δυνατόν, χρησιμοποιούμενες, να μας δώσουν πληροφορίες όσον αφορά τις δυναμικές ελαστικές σταθερές των πετρωμάτων. Εμπειρικές σχέσεις μεταξύ της ταχύτητας των επιμήκων σεισμικών κυμάτων-P και του μέτρου του Young-E είναι γνωστές από αρκετό χρόνο. Οι σχέσεις αυτές είναι γενικά χρήσιμες για πετρώματα με ταχύτητες διάδοσης των P κυμάτων μεγαλύτερες από 3000m/sec περίπου (BROWN P.D. and ROBERTSHAW J., 1953). Είναι επίσης δυνατόν, μετρώντας τις ταχύτητες V_p και V_s των επιμήκων και εγκάρσιων σεισμικών

κυμάτων σε μία σεισμική έρευνα, να προσδιοριστούν οι δυναμικές ελαστικές σταθερές οι οποίες συνδέονται με τις ταχύτητες V_p , V_s και την πυκνότητα ρ του υλικού.

Οι μέθοδοι για τη μέτρηση της πυκνότητας ρ και της ταχύτητας V_p των επιμήκων σεισμικών κυμάτων των υλικών είναι σχετικά γρήγορες και απλές. Δυσκολίες όμως δημιουργούνται στον προσδιορισμό της ταχύτητας V_s των εγκάρσιων σεισμικών κυμάτων, καθώς αυτά, λόγω της μικρότερης ταχύτητας διάδοσης τους από τα κύματα P, φθάνουν μετά από αυτά.

Κατά συνέπεια, η ανίχνευση της πρώτης άφιξης τους μέσα σε μία αρκετά σύνθετη κυματομορφή που περιλαμβάνει και άλλες αφίξεις από διαφορετικές τροχιές, είναι μία επιλογή αρκετά δύσκολη.

Έτσι, στις διάφορες τεχνικές που εφαρμόζονται στην ύπαιθρο, επιδιώκεται η ταυτόχρονη παραγωγή ενός ισχυρού εγκάρσιου και ενός ασθενούς επιμήκους σεισμικού κύματος και η φώραση αυτών από ένα φωρατή ο οποίος είναι περισσότερο ευαίσθητος στον άξονα που ταλαντούται το εγκάρσιο κύμα. Η γνώση της ταχύτητας του εγκάρσιου κύματος παρέχει χρήσιμες πληροφορίες, καθώς η διάδοση του επηρεάζεται ελάχιστα από την ποσότητα ή το είδος του πορικού υγρού, εξαρτάται όμως σε μεγάλο βαθμό, από την κατανομή των μορίων των ιζημάτων (HARDIN and RICHART, 1963).

Η πιο διαδεδομένη πηγή σεισμικής ενέργειας για την παραγωγή εγκάρσιων σεισμικών κυμάτων, είναι το σεισμικό σφυρί. Η διάταξη αυτή είναι φορητή, εύκολη στη χρήση της και συγκεντρώνει σχεδόν ολόκληρη την ενέργεια της σε μία διεύθυνση. Βασικό μειονέκτημα της είναι το περιορισμένο ποσό ενέργειας που εκλύει. Στις περισσότερες όμως εφαρμογές, η ενέργεια που εκλείπει είναι επαρκής όταν η έρευνα γίνεται με σειсмоγράφο που διαθέτει μνήμη (signal enhancement seismograph). Οι εκρήξεις δεν είναι συνήθως κατάλληλη πηγή ενέργειας για την παραγωγή εγκάρσιων σεισμικών κυμάτων. Στις εκρήξεις, το σύστημα τάσεων που επικρατεί κοντά στο σημείο έκρηξης, είναι συμπιέσεις έτσι ώστε η ενέργεια να διαδίδεται σφαιρικά με κύματα συμπίεσης. Είναι δυνατόν εν τούτοις, με τη βοήθεια κατάλληλης συσκευής, να παραχθούν εγκάρσια κύματα στην πηγή. Οι σεισμικές πηγές για την παραγωγή και φώραση εγκάρσιων σεισμικών κυμάτων, συχνά σχεδιάζονται έτσι ώστε να παράγουν είτε κατευθυνόμενα επιμήκη κύματα (P) και κατακόρυφα πολωμένα εγκάρσια κύματα (SV), ή οριζόντια πολωμένα εγκάρσια κύματα (SH). Η επιλογή αυτή έγκειται στην εντελώς διαφορετική συμπεριφορά των SV και SH κυμάτων όταν συναντούν μία σεισμική ασυνέχεια. Εάν ένα οριζόντια πολωμένο εγκάρσιο σεισμικό κύμα SH συναντήσει μία σεισμική ασυνέχεια, μέρος της ενέργειας που μεταφέρει διαθλάται μέσα στην ασυνέχεια και το υπόλοιπο ανακλάται. Και στις δύο περιπτώσεις τα κύματα που αφήνουν το σημείο πρόσπτωσης είναι κύματα SH.

Αντίθετα, όταν ένα SV κύμα συναντήσει μία ασυνέχεια, τέσσερα κύματα SV και P ανακλώνται και διαθλώνται στην ασυνέχεια. Αυτός άλλωστε είναι και ο λόγος που τα οριζόντια πολωμένα εγκάρσια σεισμικά κύματα SH είναι περισσότερο πρόσφορα για μελέτη.

Σκοπός της παρούσας εργασίας ήταν η δυνατότητα παραγωγής φώρασης και χρησιμοποίησης των εγκάρσιων σεισμικών κυμάτων για τον προσδιορισμό της ταχύτητας αυτών σε χαλαρούς επιφανειακούς σχηματισμούς. Ένα παράδειγμα εφαρμογής της τεχνικής που εφαρμόστηκε αναφέρεται για την περιοχή Κνωσού Ηρακλείου Κρήτης.

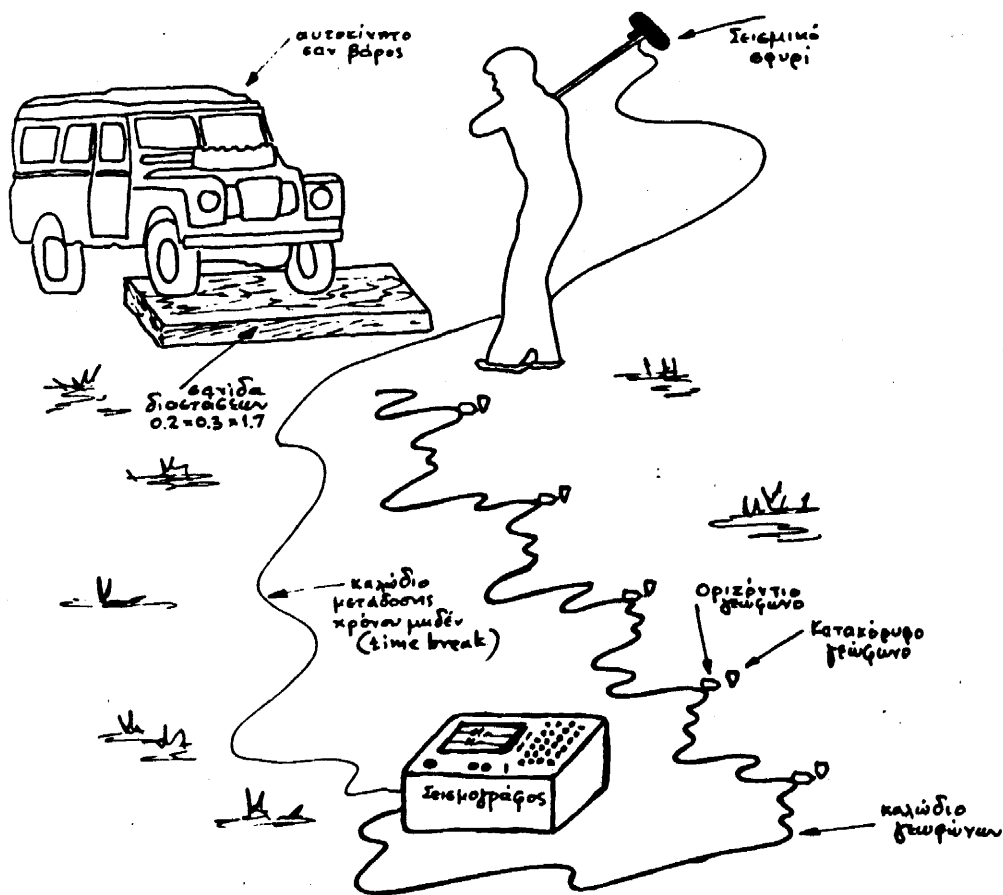
ΕΡΓΑΣΙΕΣ ΥΠΑΙΘΡΟΥ - ΕΞΟΠΛΙΣΜΟΣ

Η μέθοδος που ακολουθήθηκε για την παραγωγή και φώραση οριζόντια πολωμένων εγκάρσιων σεισμικών κυμάτων SH στην περιοχή έρευνας ήταν η τεχνική επιφάνειας.

Ο σειсмоγράφος που χρησιμοποιήθηκε σ' αυτήν την έρευνα είναι το μοντέλο ES-2415 της GEOMETRICS με δυνατότητα χρησιμοποίησης 24 γεωφώνων. Η ανίχνευση των P και S σεισμικών κυμάτων έγινε με τη χρησιμοποίηση κατακόρυφων και οριζόντιων γεωφώνων συχνότητας 14 Hz. Η μηχανική πηγή ενέργειας που χρησιμοποιήθηκε για την παραγωγή P και S κυμάτων είναι ένα σεισμικό σφυρί 3kg και ένα τεμάχιο ξύλου διαστάσεων 0.2x0.3x1.7m περίπου.

Το ξύλο τοποθετείται έτσι ώστε ο μεγάλος του άξονας να είναι κάθετος στον άξονα σεισμική πηγή-γεώφωνο. Τοποθετούμε στο έδαφος δίπλα-δίπλα ένα κατακόρυφο και ένα οριζόντιο γεώφωνο έτσι ώστε ο ευαίσθητος άξονας αυτού να είναι κάθετος στον άξονα πηγή-γεώφωνο. Η τοποθέτηση του οριζόντιου και κατακόρυφου γεώφωνα στο έδαφος, η θέση του σφυριού και του ξύλου με το βάρος και η σύνδεση αυτών με το σειсмоγράφο φαίνονται στο σκαρίφημα του σχήματος 1.

Η μέθοδος απαιτεί την πολύ καλή επαφή με το έδαφος της πηγής παραγωγής των σεισμικών κυμάτων και των γεωφώνων. Με την τοποθέτηση περισσότερων γεωφώνων κατά μήκος του άξονα πηγής-γεώφωνο και σε μεγαλύτερες διαδοχικά αποστάσεις από την πηγή, είναι δυνατόν να προσδιορίσουμε την ταχύτητα των εγκάρσιων σεισμικών κυμάτων του επιφανειακού υλικού από το αντίστροφο της κλίσης της καμπύλης χρόνου-διαδρομής που μπορεί να κατασκευαστεί. Επιπρόσθετα με την χρησιμοποίηση περισσότερων γεωφώνων σε μεγαλύτερες διαδοχικά αποστάσεις από την πηγή, είναι δυνατόν να επιτευχθεί μεγαλύτερο βάθος διεξόδου της σεισμικής ενέργειας, με αποτέλεσμα να επιτυγχάνεται συλλογή πληροφοριών από βαθύτερα στρώματα.



Σχ. 1 Διάταξη της τεχνικής επιφάνειας για την παραγωγή εγκάρσιων σεισμικών κυμάτων SH.

Αποτελέσματα των μετρήσεων.

Συνολικά έγιναν 6 μετρήσεις παραγωγής και φώρασης επιμήκων και εγκάρσιων σεισμικών κυμάτων σε διάφορες θέσεις μέσα στην περιοχή έρευνας. Οι θέσεις των επί τόπου μετρήσεων παρουσιάζονται στον χάρτη του σχήματος 2 ενώ οι τιμές που μετρήθηκαν παρατίθενται στον πίνακα I.

Από την παραπάνω ανάλυση φαίνεται ότι οι επί τόπου τιμές των V_p και V_s για τον σχηματισμό της Μάργας είναι σε συμφωνία με τις αντίστοιχες τιμές που μετρήθηκαν στην περιοχή της Καλαμάτας κατά την πρώτη φάση των γεωσεισμικών εργασιών που έγιναν στα πλαίσια της Μικροζωνικής Μελέτης από τον ΟΑΣΠ.

ΠΙΝΑΚΑΣ Ι

ΤΙΜΕΣ ΤΑΧΥΤΗΤΩΝ V_p ΚΑΙ V_s ΠΟΥ ΠΡΟΣΔΙΟΡΙΣΘΗΚΑΝ ΣΤΗΝ ΠΕΡΙ-
ΟΧΗ ΤΗΣ ΠΟΛΗΣ ΤΗΣ ΜΕΣΣΗΝΗΣ

ΘΕΣΗ	ΤΑΧΥΤΗΤΑ V_p	ΤΑΧΥΤΗΤΑ V_s	ΠΑΡΑΤΗΡΗΣΕΙΣ
1	510 1100*	203 592*	Μάργα *Φαινόμενη ταχύτητα κατώ- τερου ορίζοντα Μαργας.
2	720	290	Μάργα.
3	1050	580	Κροκαλοπαγή.
4	608	252	Μάργα.
5	450 950*	302 542*	Ερυθροπηλοί. *Φαινόμενη ταχύτητα κατώ- τερου ορίζοντα Ερυθροπηλών.
6	605	395	Ερυθροπηλοί.

Η εμπειρία έχει δείξει ότι η παραγωγή και φάραση ενός κύματος SH δεν είναι πάντοτε εύκολη υπόθεση. Όταν το υλικό απαρτίζεται από μεγάλες κροκάλες όπως σε ορισμένα κροκαλοπαγή της περιοχής έρευνας, τότε στο σειсмоγράφημα παρουσιάζεται κάποιος θόρυβος που προηγείται του εγκάρσιου κύματος. Ο θόρυβος αυτός είναι συνήθως κύματα συμπίεσης που οφείλονται πιθανώς στην ικανότητα των κροκαλών να περιθλούν κύματα συμπίεσης. Ο πρώτος αυτός θόρυβος υποβαθμίζει την ποιότητα του σειсмоγραφήματος και η επιλογή της εισόδου της εγκάρσιας φάσης γίνεται δυσχερής.

ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ

- BROWN, P.D. and ROBERTSHAW, J., 1953. The in-situ measurement of Young's Modulus for rock by a dynamic method, *Geotectonique*, 3, 283-286.
- HAMILTON, E.L., 1976. Shear-wave velocity versus depth in marine sediments a review, *Geophysics*, 41, 985-996.
- HARDIN, B.O., and RICHART, F.E., 1963. Elastic waves in granular soils, *I. Soil Mech. Fdns. Div. Am. Soc. Civ. Engrs.* 89, SM1, 33-65.
- ΛΟΥΗΣ, Ι. και ΠΑΠΑΔΟΠΟΥΛΟΣ, Τ., 1983. Γεωσεισμικές εργασίες στα πλαίσια Γεωερευνητικών εργασιών για την αποκατάσταση, στερέωση, προστασία και ανάδειξη του αρχαιολογικού μνημείου της Κνωσού. Μελέτη που υποβλήθηκε στο Υπουργείο Πολιτισμού και Επιστημών τον Οκτώβρη του 1983 (σελίδες 17).
- SCARASCIA, S., COLOMBI, B., and CASSINIS, R., 1976. Some experiments on transverse waves, *Geophys. Prospect.*, 24, 549-568.
- WHITCOMB, J.H., 1966. Shear wave detection in near surface seismic refraction studies, *Geophysics*, 31, 981-983.
- MEIDAV, T., 1967. Shear wave velocity determination in shallow seismic studies *Geophysics*, short note, 37, 1041-1046.
- MOONEY, H.M., 1974. Seismic Shear Waves in engineering, *J. Geotech. Div. Am. Soc. Civ. Engrs.*, 100, GT8, Aug., 1974.

Π Α Ρ Α Ρ Τ Η Μ Α

ΧΑΡΤΩΝ

Π Α Ρ Α Ρ Τ Η Μ Α

ΓΕΩΗΛΕΚΤΡΙΚΩΝ ΠΑΡΑΜΕΤΡΩΝ

resistivity inversion program

SCHLUMBERGER ARRAY

SOUNDING NO 1
 DATE 19- 7-1987
 PROVINCE NOMOS MESSINIAS
 SITE MESSINI
 ORIENTATION ODEGREES
 HEIGHT 6 METRES

iteration no. 10

layer no.	thickness in metres	resistivity in ohm*m	thick*res	thick/res
1	.66	121.1	79.5	.005
2	1.02	6.2	6.3	.164
3	10.39	21.4	222.3	.485
4	54.44	11.7	636.2	4.659
5		67.6		

spacing	model rho	field rho
1.000	79.848	80.000
1.468	49.132	49.000
2.154	24.004	24.000
3.162	14.137	14.200
4.642	13.969	13.800
6.813	15.807	15.800
10.000	17.311	17.800
14.678	17.944	17.800
21.544	17.434	17.000
31.623	16.042	16.200
46.416	14.780	15.000
68.129	14.826	14.800
100.000	16.938	16.500
146.780	21.287	21.500
215.444	27.377	28.000
316.228	34.498	34.000

rms error = 1.474

resistivity inversion program

SCHLUMBERGER ARRAY

SOUNDING NO 2
 DATE 19- 7-1987
 PROVINCE NOMOS MESSINIAS
 SITE MESSINI
 ORIENTATION 90DEGREES
 HEIGHT 6 METRES

iteration no. 15

layer no.	thickness in metres	resistivity in ohm*m	thick*res	thick/res
1	.76	38.5	29.3	.020
2	.05	.4	.0	.119
3	1.69	45.1	76.3	.037
4	22.97	10.2	234.3	2.251
5		58.8		

spacing	model rho	field rho
1.000	30.138	30.000
1.468	23.160	23.300
2.154	17.317	17.400
3.162	15.865	15.500
4.642	17.194	17.500
6.813	17.919	18.200
10.000	16.821	16.500
14.678	14.684	14.700
21.544	13.189	13.300
31.623	13.548	13.400
46.416	16.083	16.300
68.129	20.531	20.500
100.000	26.259	26.300
146.780	32.661	32.000
215.444	39.166	39.700

rms error = 1.301

resistivity inversion program

SCHLUMBERGER ARRAY

SOUNDING NO 3
 DATE 19- 7-1987
 PROVINCE NOMOS MESSINIAS
 SITE MESSINI
 ORIENTATION 90DEGREES
 HEIGHT 7 METRES

iteration no. 15

layer no.	thickness in metres	resistivity in ohm*m	thick*res	thick/res
1	.50	215.5	106.7	.002
2	3.66	38.0	139.2	.096
3	4.69	57.5	269.8	.082
4	4.83	23.6	113.9	.204
5		49.2		

spacing	model rho	field rho
1.000	123.002	123.000
1.468	78.652	79.000
2.154	51.895	51.500
3.162	42.770	43.000
4.642	41.270	41.500
6.813	42.142	42.000
10.000	43.322	43.500
14.678	43.210	44.000
21.544	42.011	42.000
31.623	41.754	41.500
46.416	43.233	44.000
68.129	45.285	45.000
100.000	46.923	46.500
146.780	47.970	49.000
215.444	48.561	48.000

rms error = 1.010

resistivity inversion program

SCHLUMBERGER ARRAY

SOUNDING NO 4
 DATE 19- 7-1987
 PROVINCE NOMOS MESSINIAS
 SITE MESSINI
 ORIENTATION ODEGREES
 HEIGHT 20 METRES

iteration no. 15

layer no.	thickness in metres	resistivity in ohm*m	thick*res	thick/res
1	.71	121.7	86.5	.006
2	6.89	43.6	300.7	.158
3	7.09	258.6	1834.7	.027
4		37.7		

spacing	model rho	field rho
1.000	101.578	101.000
1.468	83.689	85.000
2.154	65.118	64.000
3.162	53.111	53.500
4.642	48.784	49.000
6.813	49.810	50.500
10.000	55.563	54.000
14.678	65.729	64.500
21.544	76.605	78.000
31.623	81.749	83.500
46.416	76.864	78.000
68.129	63.956	63.000
100.000	50.668	50.000
146.780	42.779	43.000
215.444	39.647	40.000

rms error = 1.532

resistivity inversion program

SCHLUMBERGER ARRAY

SOUNDING NO 5
 DATE 20- 7-1987
 PROVINCE NOMOS MESSINIAS
 SITE MESSINI
 ORIENTATION 90DEGREES
 HEIGHT 28 METRES

iteration no. 8

layer no.	thickness in metres	resistivity in ohm*m	thick*res	thick/res
1	1.80	222.2	400.1	.008
2	77.40	63.3	4896.2	1.224
3		15.2		

spacing	model rho	field rho
1.000	217.801	220.000
1.468	209.864	210.000
2.154	191.504	190.000
3.162	158.689	160.000
4.642	118.278	115.000
6.813	86.811	88.000
10.000	71.575	74.000
14.678	66.292	67.000
21.544	64.375	64.000
31.623	63.273	63.000
46.416	61.853	61.000
68.129	58.798	57.500
100.000	52.259	52.000
146.780	41.371	42.000
215.444	29.122	29.000

rms error = 1.513

resistivity inversion program

SCHLUMBERGER ARRAY

SOUNDING NO 6
 DATE 20- 7-1987
 PROVINCE NOMOS MESSINIAS
 SITE MESSINI
 ORIENTATION 0DEGREES
 HEIGHT 6 METRES

iteration no. 4

layer no.	thickness in metres	resistivity in ohm*m	thick*res	thick/res
1	.58	46.6	26.9	.012
2	1.78	8.5	15.2	.209
3	35.29	17.3	611.2	2.038
4		39.4		

spacing	model rho	field rho
1.000	30.931	31.000
1.468	21.086	21.000
2.154	13.946	14.000
3.162	11.497	11.500
4.642	11.943	11.900
6.813	13.286	13.200
10.000	14.643	14.700
14.678	15.761	16.000
21.544	16.665	16.800
31.623	17.600	17.200
46.416	19.024	19.000
68.129	21.428	21.500
100.000	24.833	25.000
146.780	28.623	28.500

rms error = .849

resistivity inversion program

SCHLUMBERGER ARRAY

SOUNDING NO 7
 DATE 20- 7-1987
 PROVINCE NOMOS MESSINIAS
 SITE MESSINI
 ORIENTATION 90DEGREES
 HEIGHT 5 METRES

iteration no. 2

layer no.	thickness in metres	resistivity in ohm*m	thick*res	thick/res
1	.98	11.9	11.7	.083
2	11.45	19.4	221.8	.591
3	49.16	36.8	1810.4	1.335
4		25.9		

spacing	model rho	field rho
1.000	12.420	12.300
1.468	13.153	13.200
2.154	14.338	14.500
3.162	15.757	15.500
4.642	17.085	17.000
6.813	18.187	18.200
10.000	19.198	19.200
14.678	20.487	20.500
21.544	22.497	22.800
31.623	25.274	25.000
46.416	28.193	28.300
68.129	30.390	30.200
100.000	31.219	31.500
146.780	30.565	30.500

rms error = .832

resistivity inversion program

SCHLUMBERGER ARRAY

SOUNDING NO 8
 DATE 20- 7-1987
 PROVINCE NOMOS MESSINIAS
 SITE MESSINI
 ORIENTATION 0DEGREES
 HEIGHT 3 METRES

iteration no. 6

layer no.	thickness in metres	resistivity in ohm*m	thick*res	thick/res
1	1.70	11.1	18.8	.153
2	9.18	25.5	233.9	.360
3	19.91	68.8	1369.3	.290
4		38.2		

spacing	model rho	field rho
1.000	11.316	11.300
1.468	11.693	11.800
2.154	12.573	12.500
3.162	14.219	14.000
4.642	16.579	16.800
6.813	19.317	19.500
10.000	22.300	22.300
14.678	25.861	25.300
21.544	30.495	31.000
31.623	35.994	36.000
46.416	40.996	41.000
68.129	43.872	44.000
100.000	44.027	44.000
146.780	42.409	42.500

rms error = .998

resistivity inversion program

SCHLUMBERGER ARRAY

SOUNDING NO 9
 DATE 20- 7-1987
 PROVINCE NOMOS MESSINIAS
 SITE MESSINI
 ORIENTATION ODEGREES
 HEIGHT 8 METRES

iteration no. 15

layer no.	thickness in metres	resistivity in ohm*m	thick*res	thick/res
1	.06	9.5	.6	.007
2	2.45	62.1	152.1	.039
3	22.50	27.3	614.6	.824
4	15.47	89.2	1380.0	.173
5		26.5		

spacing	model rho	field rho
1.000	48.435	48.000
1.468	52.917	53.500
2.154	55.132	55.000
3.162	54.197	54.500
4.642	49.445	49.000
6.813	41.954	41.500
10.000	35.002	35.500
14.678	31.109	31.500
21.544	30.256	30.000
31.623	31.698	31.000
46.416	34.693	35.300
68.129	37.358	37.800
100.000	37.448	37.000
146.780	34.790	35.000

rms error = 1.191

resistivity inversion program

SCHLUMBERGER ARRAY

SOUNDING NO 10
 DATE 20- 7-1987
 PROVINCE NOMOS MESSINIAS
 SITE MESSINI
 ORIENTATION 0DEGREES
 HEIGHT 22 METRES

iteration no. 5

layer no.	thickness in metres	resistivity in ohm*m	thick*res	thick/res
1	.62	497.4	309.5	.001
2	.83	68.4	56.7	.012
3	8.48	173.1	1467.9	.049
4	7.53	49.2	370.4	.153
5	63.75	127.2	8110.8	.501
6		15.2		

spacing	model rho	field rho
1.000	340.432	339.000
1.468	233.250	235.000
2.154	153.626	153.000
3.162	129.318	129.000
4.642	135.561	138.000
6.813	144.593	142.000
10.000	146.492	147.000
14.678	137.480	139.000
21.544	119.561	119.000
31.623	103.760	103.000
46.416	98.937	100.000
68.129	99.315	98.000
100.000	93.363	94.000
146.780	75.168	75.000

rms error = .961

resistivity inversion program

SCHLUMBERGER ARRAY

SOUNDING NO 11
 DATE 21- 7-1987
 PROVINCE NOMOS MESSINIAS
 SITE MESSINI
 ORIENTATION 0DEGREES
 HEIGHT 46 METRES

iteration no. 3

layer no.	thickness in metres	resistivity in ohm*m	thick*res	thick/res
1	1.14	228.3	260.1	.005
2	3.58	119.4	427.8	.030
3	55.20	229.2	12649.2	.241
4		46.8		

spacing	model rho	field rho
1.000	219.533	220.000
1.468	207.122	207.000
2.154	186.186	188.000
3.162	162.517	163.000
4.642	147.482	146.000
6.813	147.400	149.000
10.000	159.866	160.000
14.678	177.653	179.000
21.544	193.953	192.000
31.623	204.604	204.000
46.416	206.097	207.000
68.129	193.313	196.000
100.000	161.460	163.000
146.780	116.064	115.000
215.444	76.664	77.000

rms error = .773

resistivity inversion program

SCHLUMBERGER ARRAY

SOUNDING NO 12
 DATE 21- 7-1987
 PROVINCE NOMOS MESSINIAS
 SITE MESSINI
 ORIENTATION 0DEGREES
 HEIGHT 19 METRES

iteration no. 4

layer no.	thickness in metres	resistivity in ohm*m	thick*res	thick/res
1	.74	26.0	19.2	.028
2	10.75	29.5	316.8	.365
3	87.34	54.8	4785.5	1.594
4		17.3		

spacing	model rho	field rho
1.000	26.572	26.500
1.468	27.153	27.200
2.154	27.874	28.000
3.162	28.538	28.500
4.642	29.072	29.000
6.813	29.606	29.500
10.000	30.482	30.700
14.678	32.259	32.300
21.544	35.415	35.500
31.623	39.657	39.800
46.416	43.833	43.500
68.129	46.664	46.000
100.000	46.907	48.000
146.780	43.315	43.000

rms error = .829

resistivity inversion program

SCHLUMBERGER ARRAY

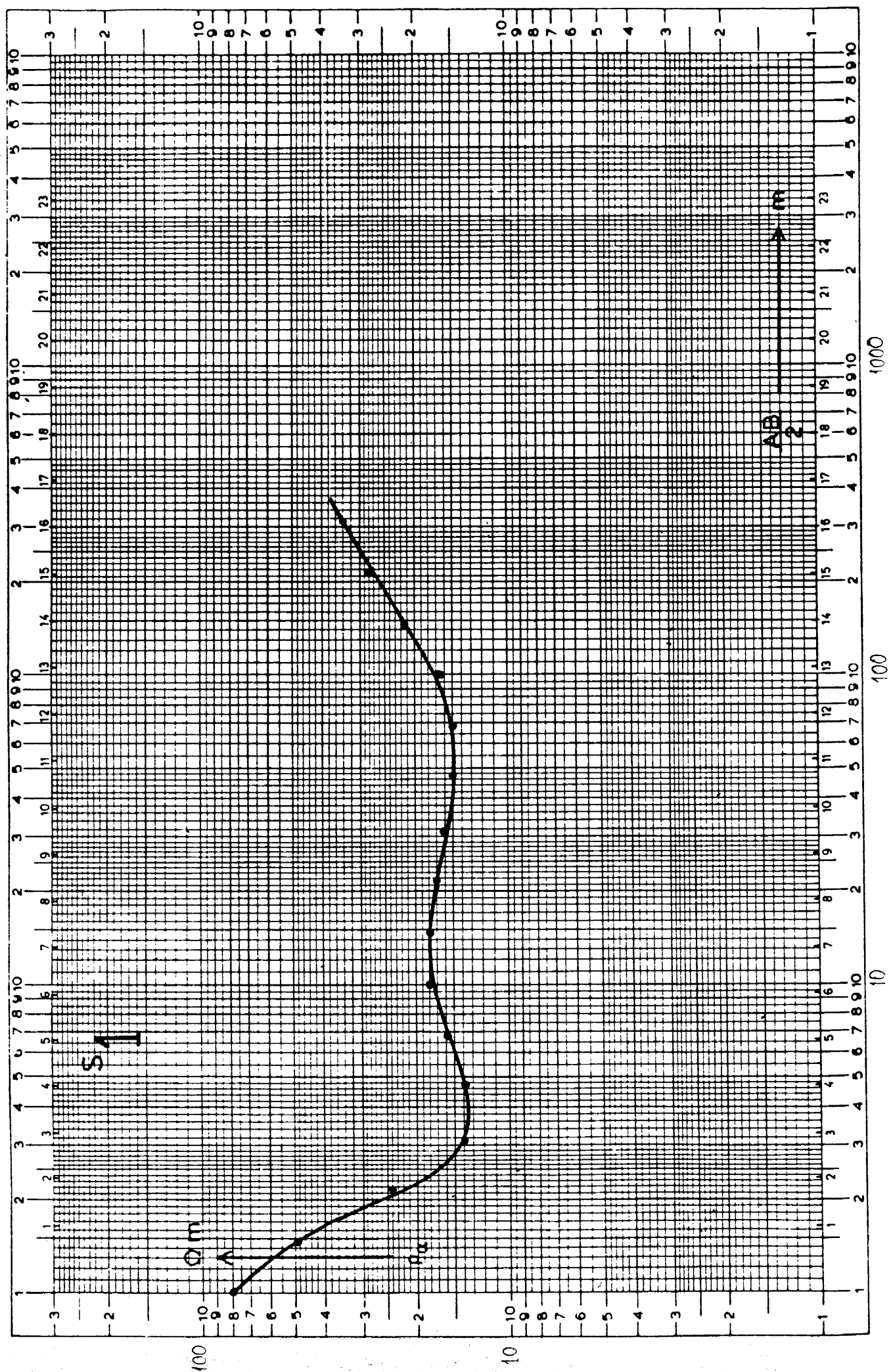
SOUNDING NO 13
 DATE 22- 7-1987
 PROVINCE NOMOS MESSINIAS
 SITE MESSINI
 ORIENTATION 90DEGREES
 HEIGHT 0 METRES

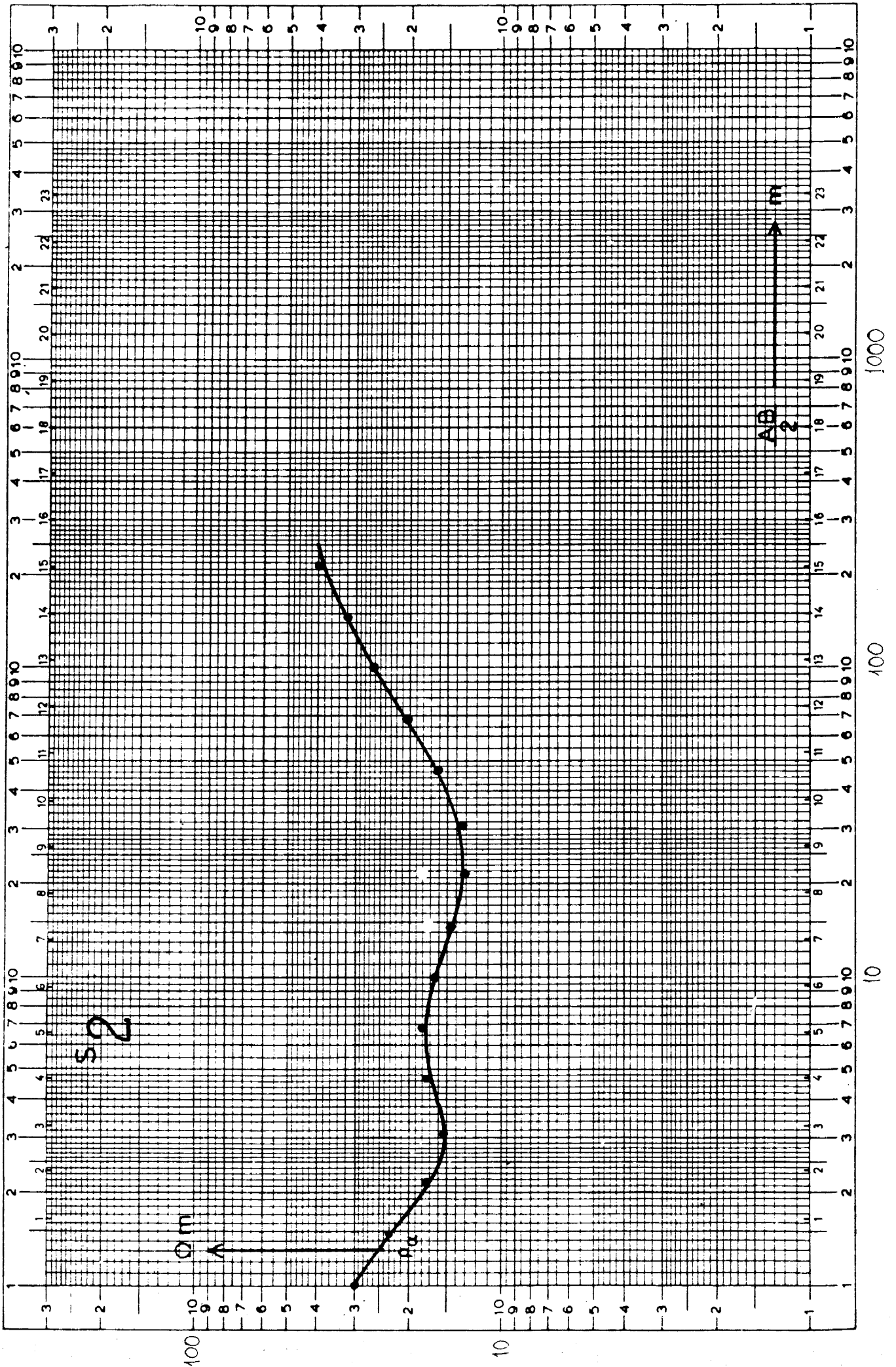
iteration no. 6

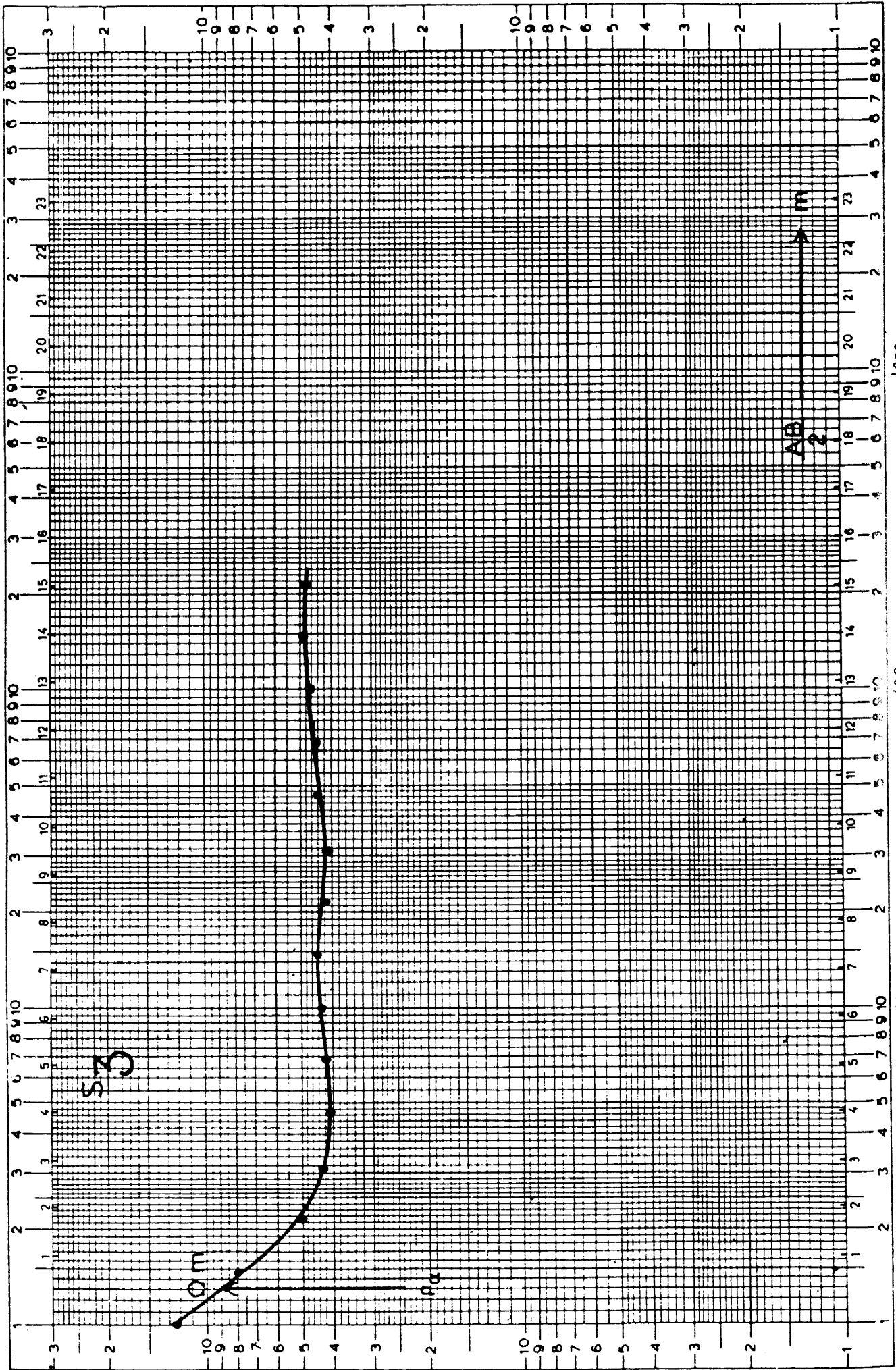
layer no.	thickness in metres	resistivity in ohm*m	thick*res	thick/res
1	1.77	159.6	282.6	.011
2	4.82	84.2	406.2	.057
3		346.5		

spacing	model rho	field rho
1.000	157.740	158.000
1.468	154.476	154.000
2.154	147.036	148.000
3.162	134.177	133.000
4.642	119.891	120.000
6.813	113.761	115.000
10.000	123.443	122.000
14.678	148.853	147.000
21.544	183.695	190.000
31.623	221.397	217.000
46.416	257.342	258.000

rms error = 1.371



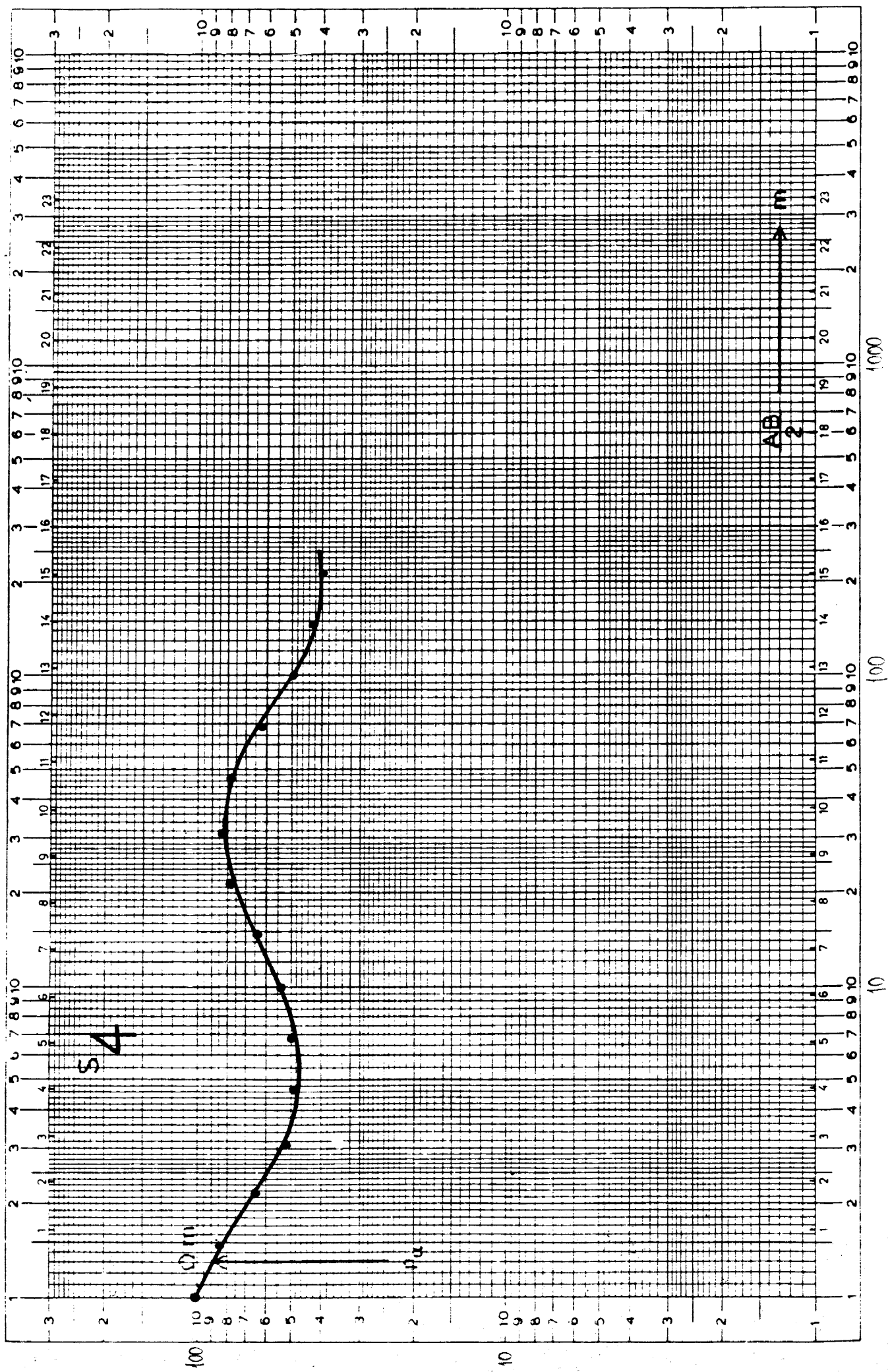


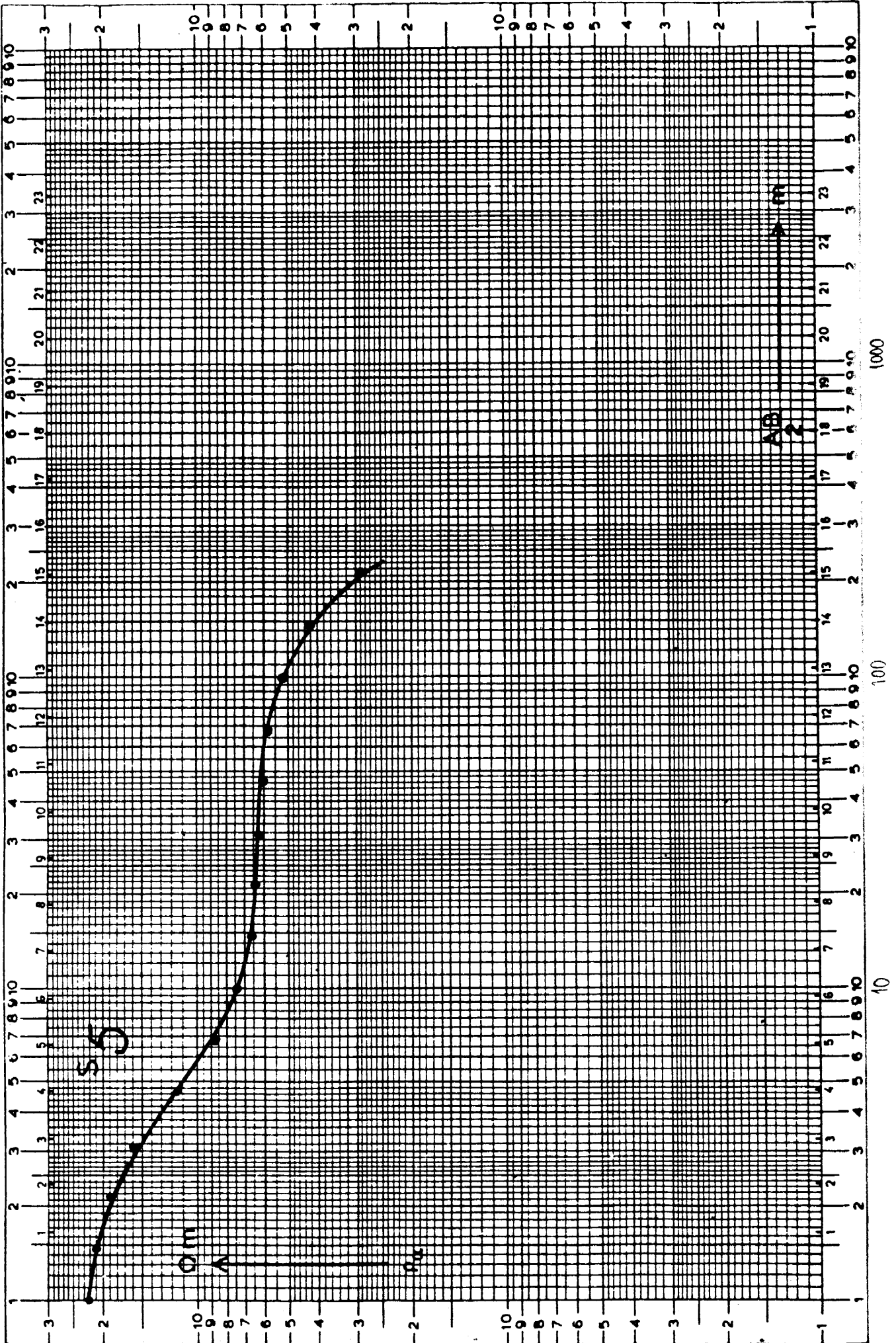


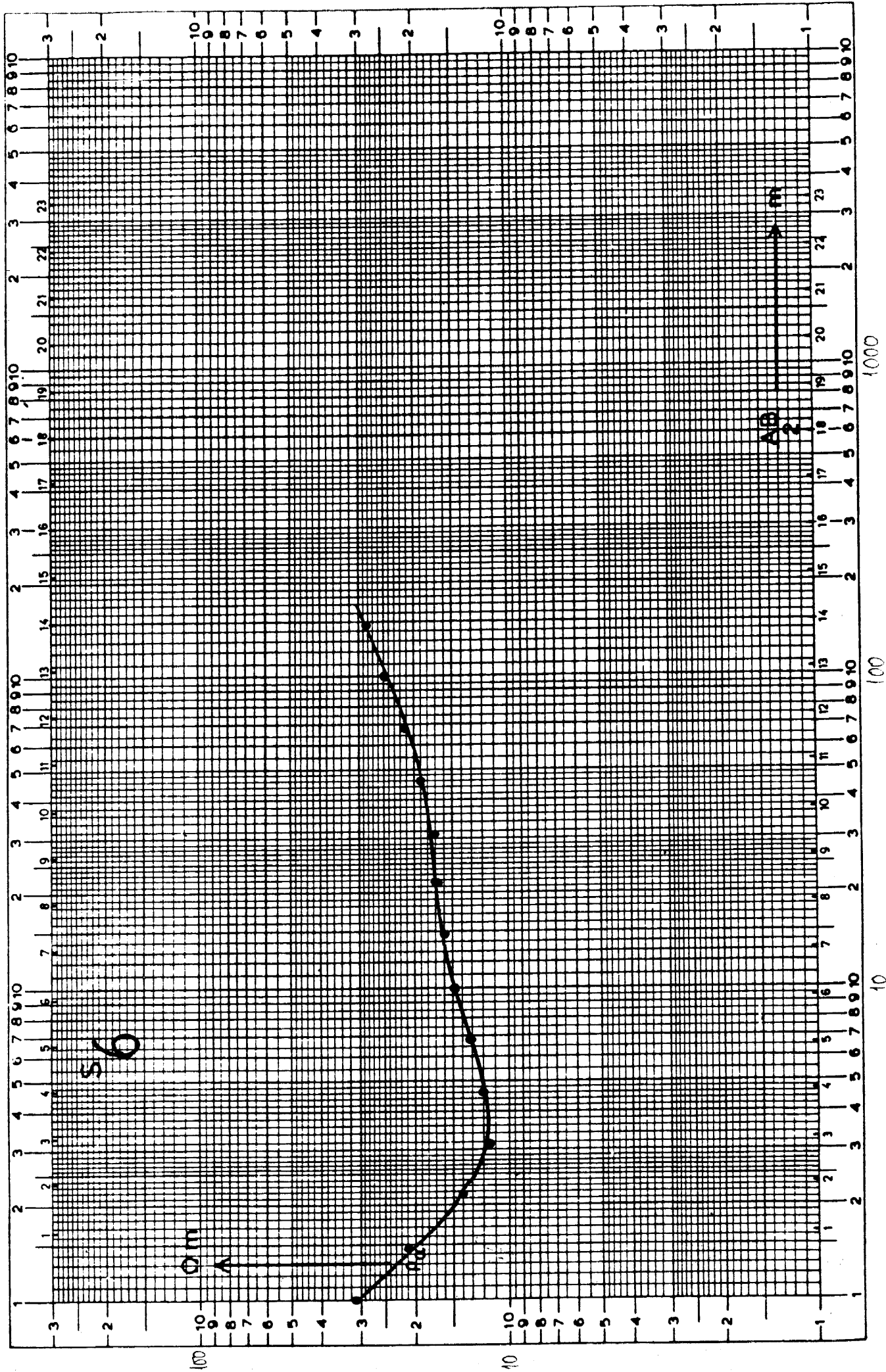
1000

100

10



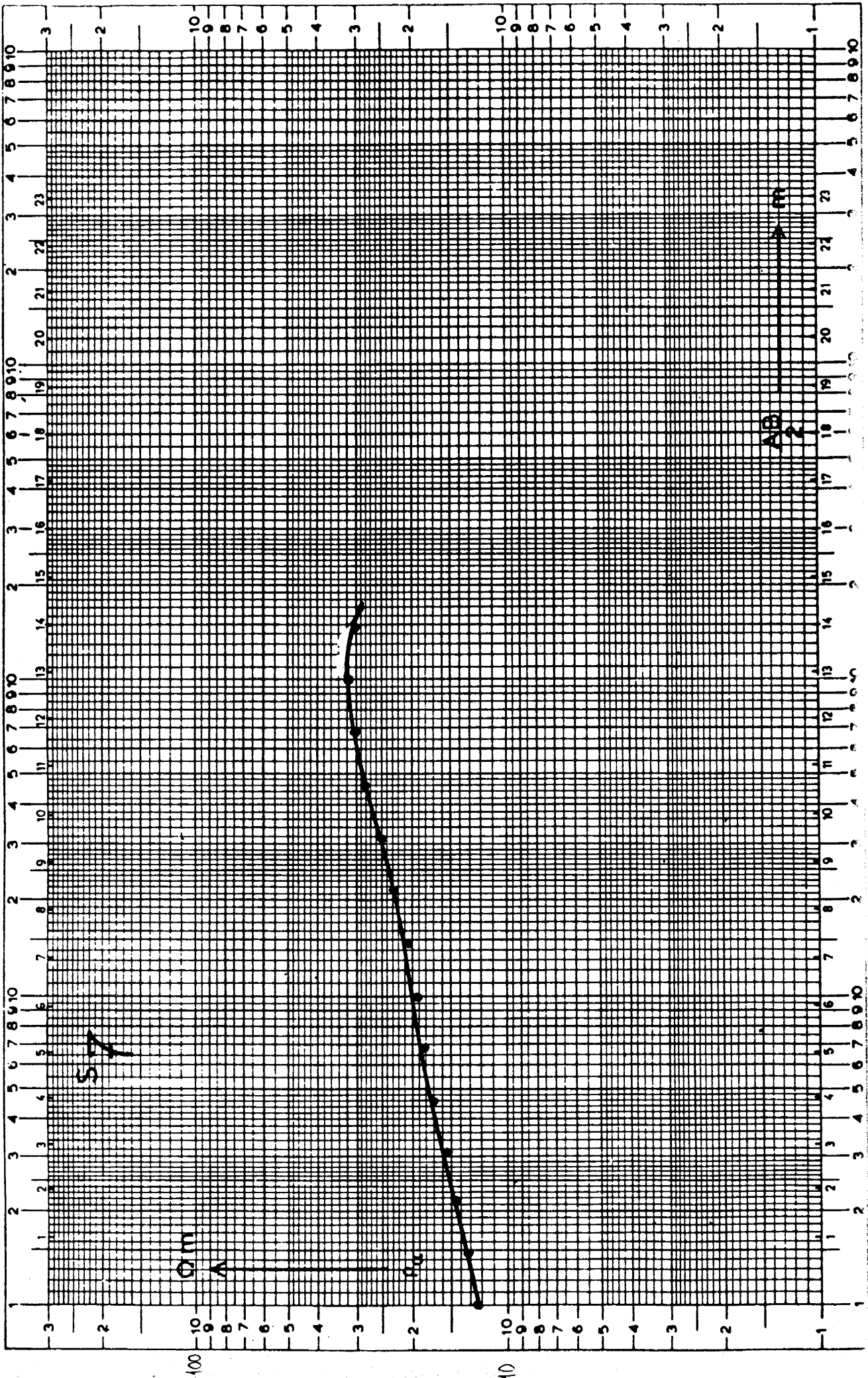




1000

100

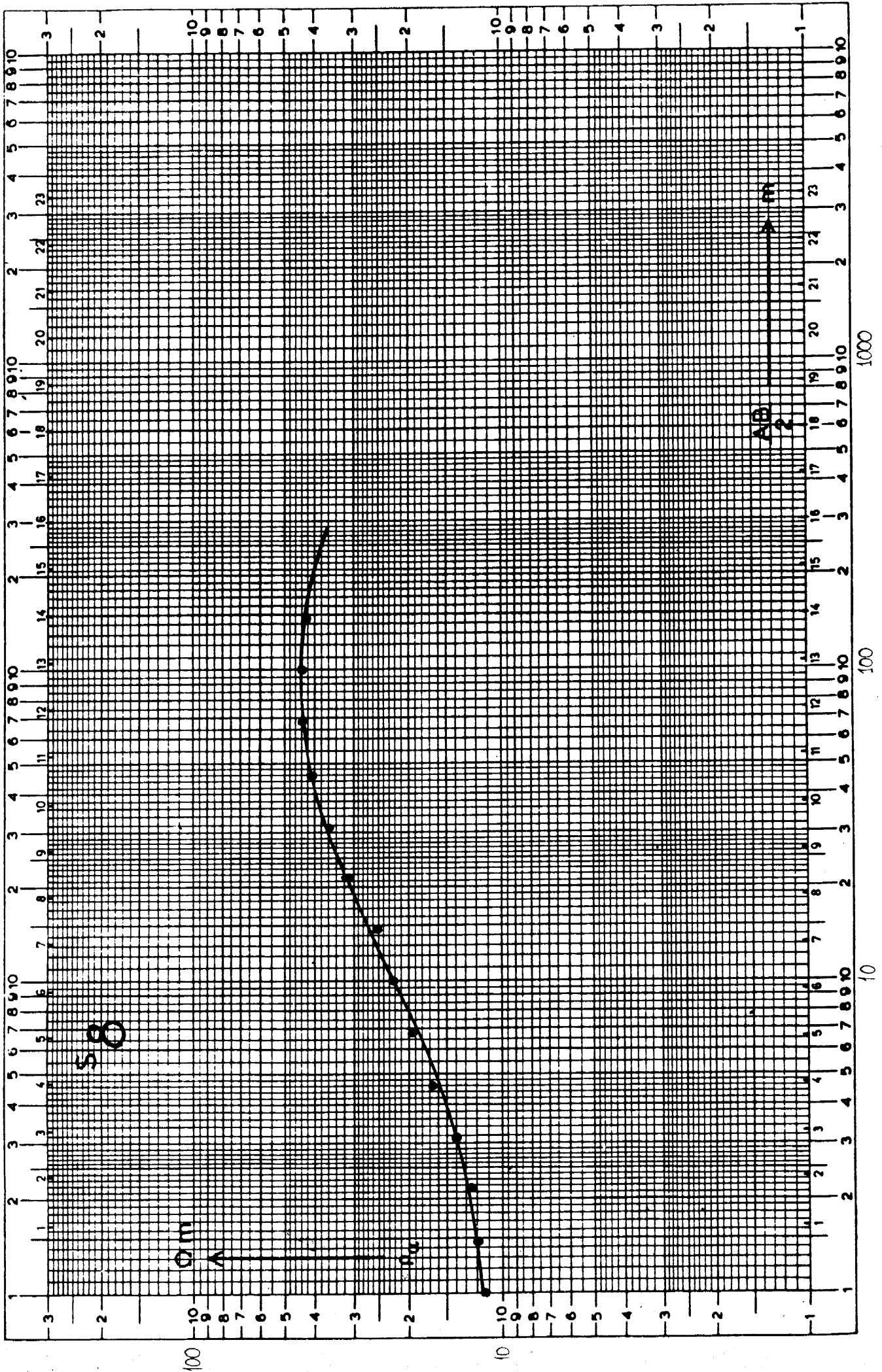
10

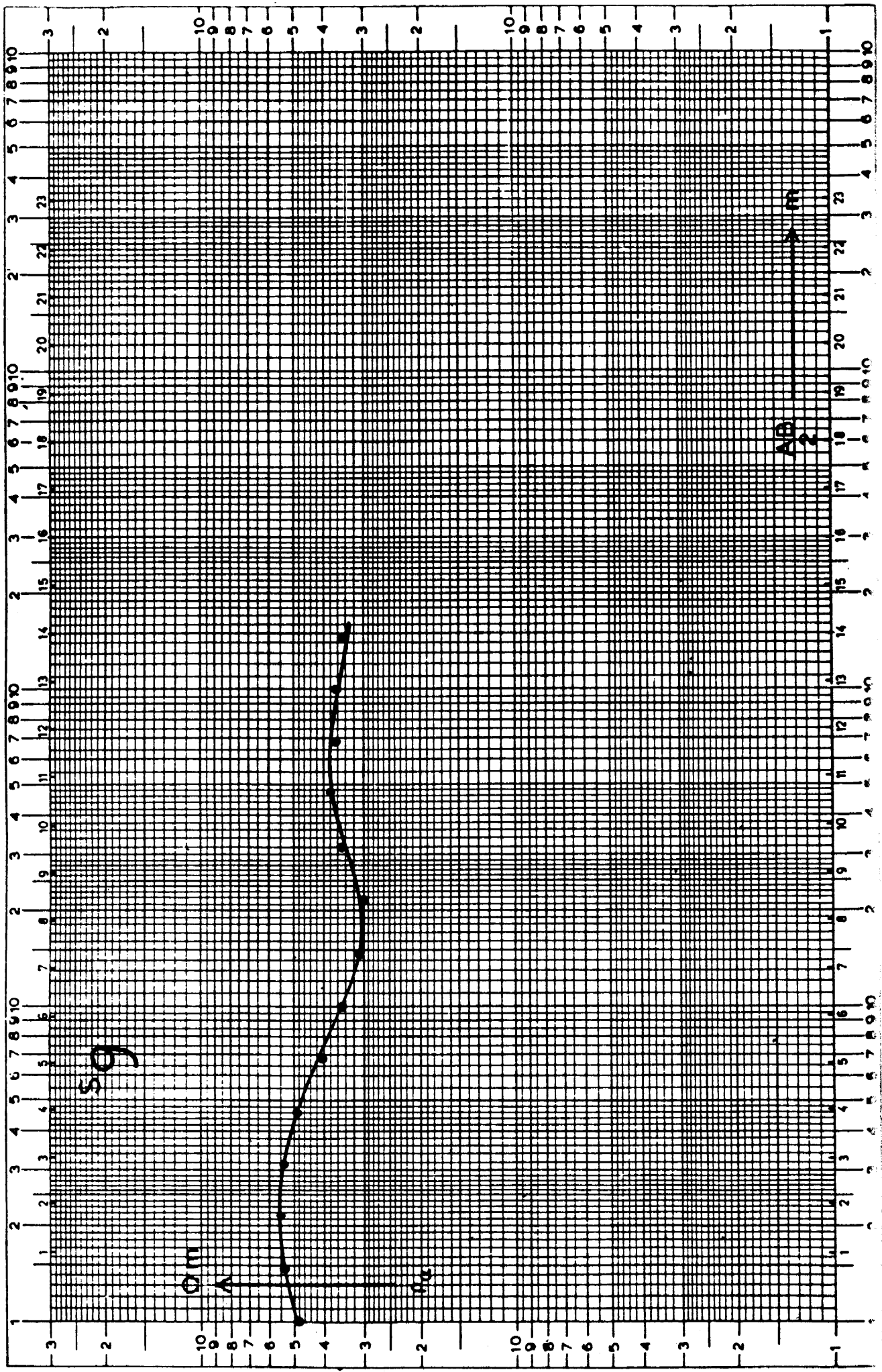


1000

100

10

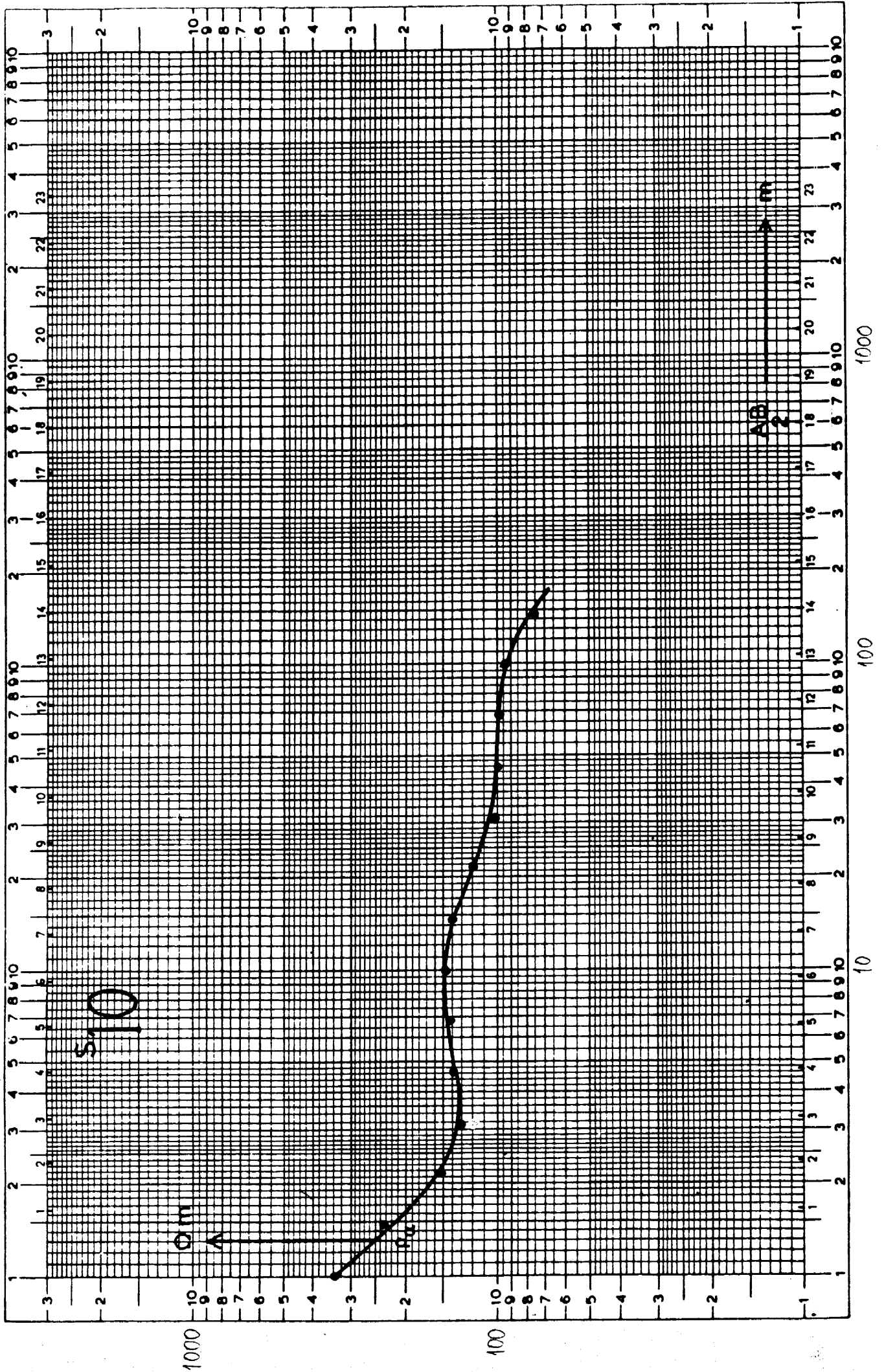


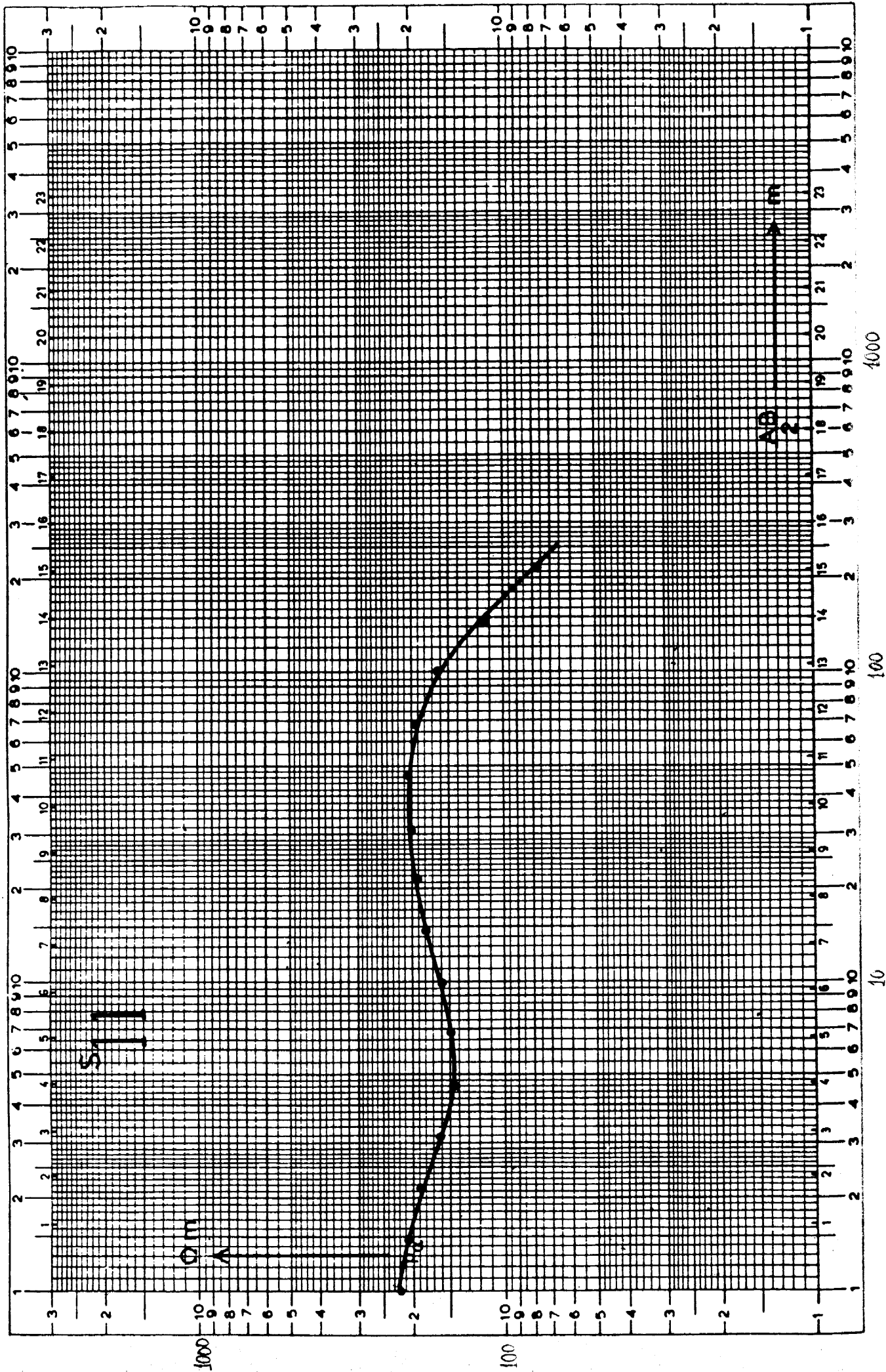


1000

100

10

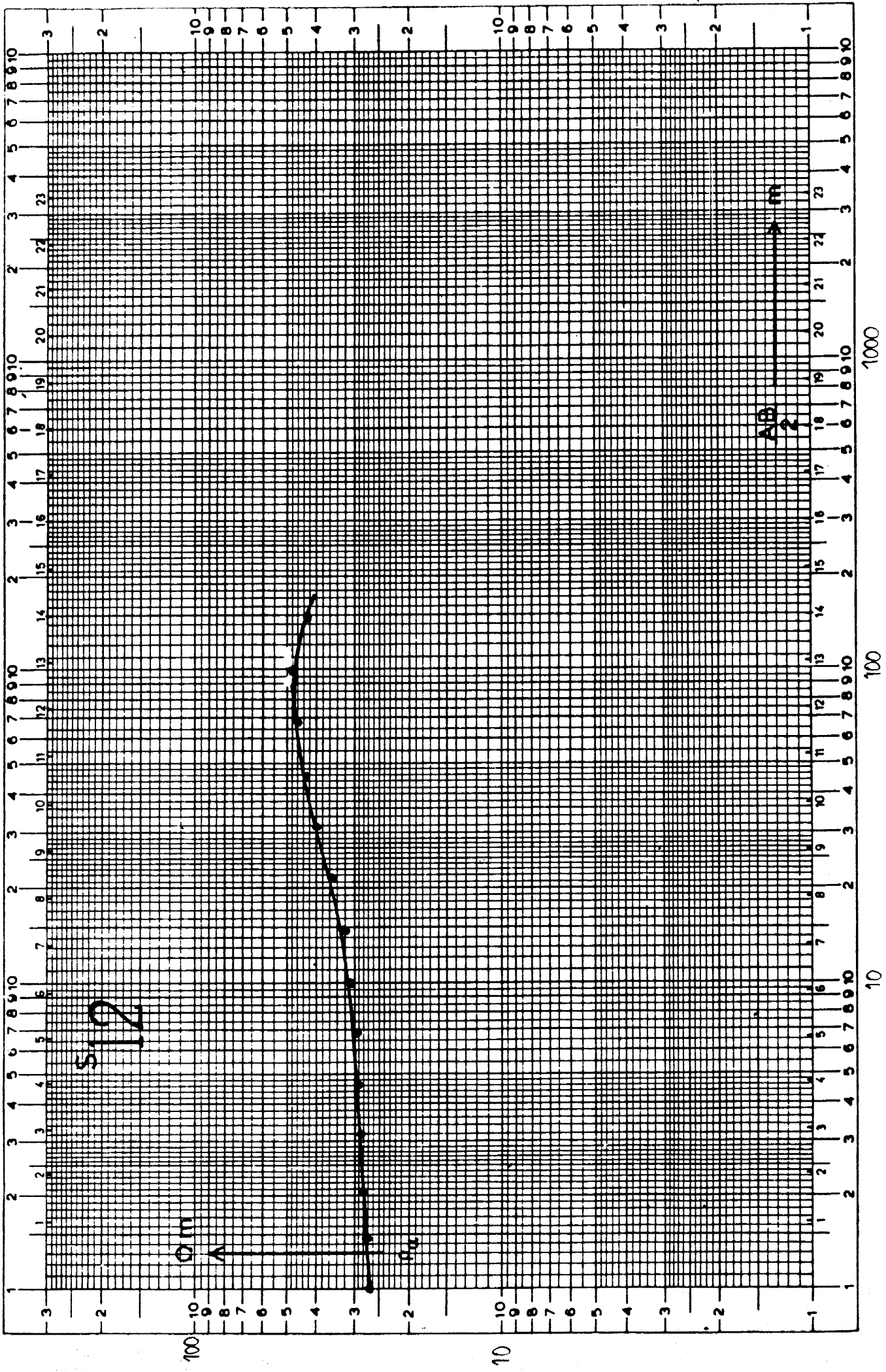




4000

100

10



S.12

Q (M)

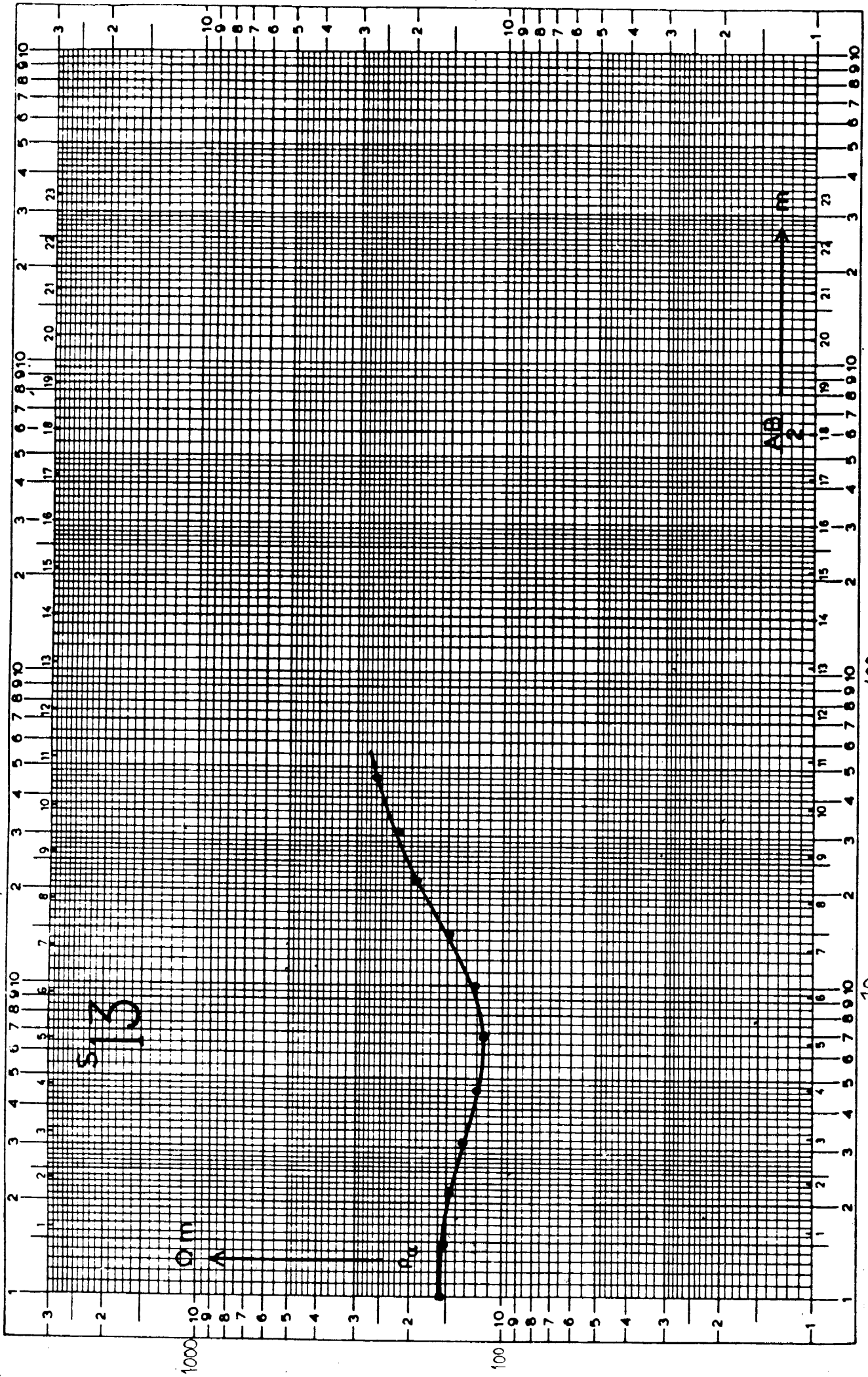
A (M)

A (M)

1000

100

10



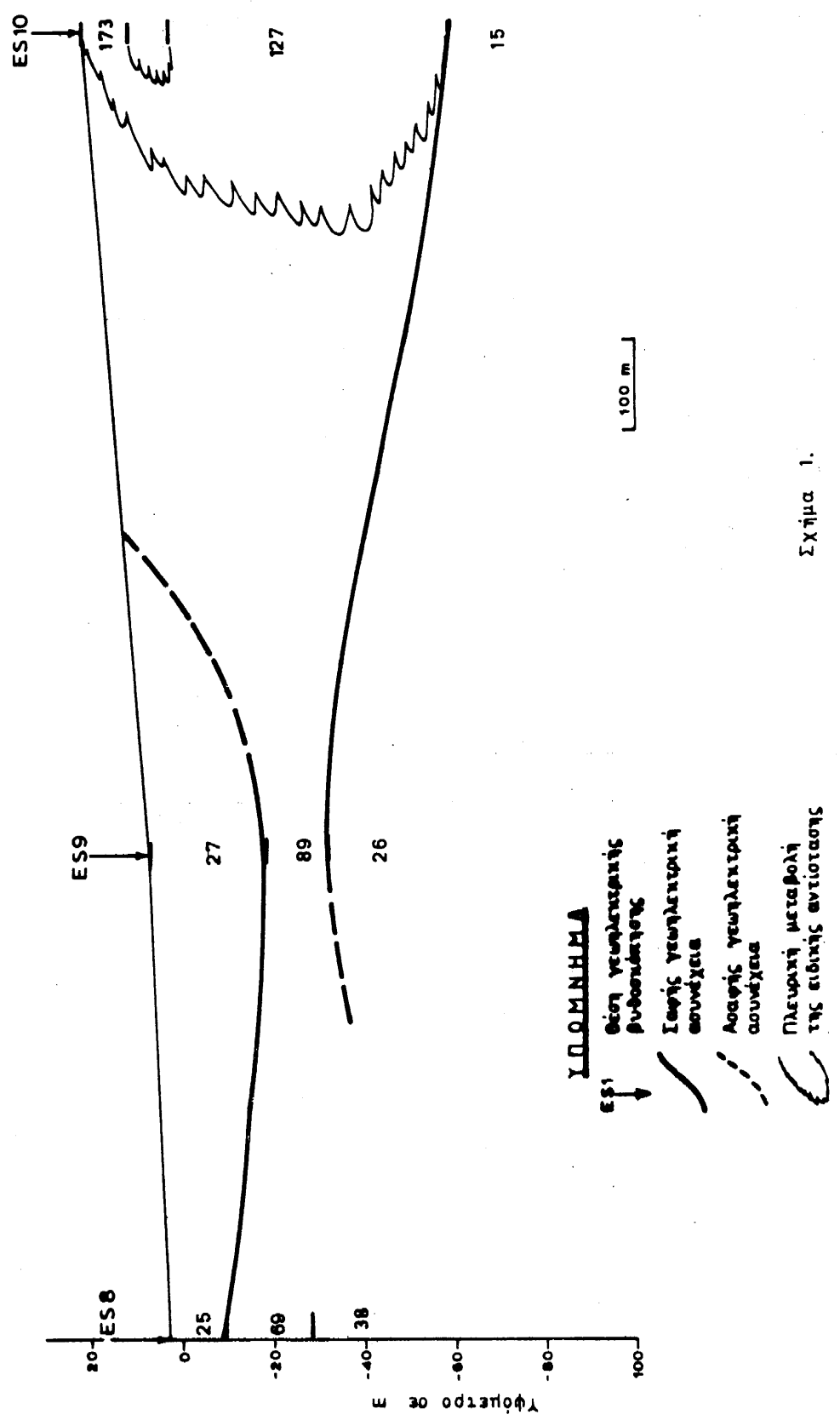
100

10

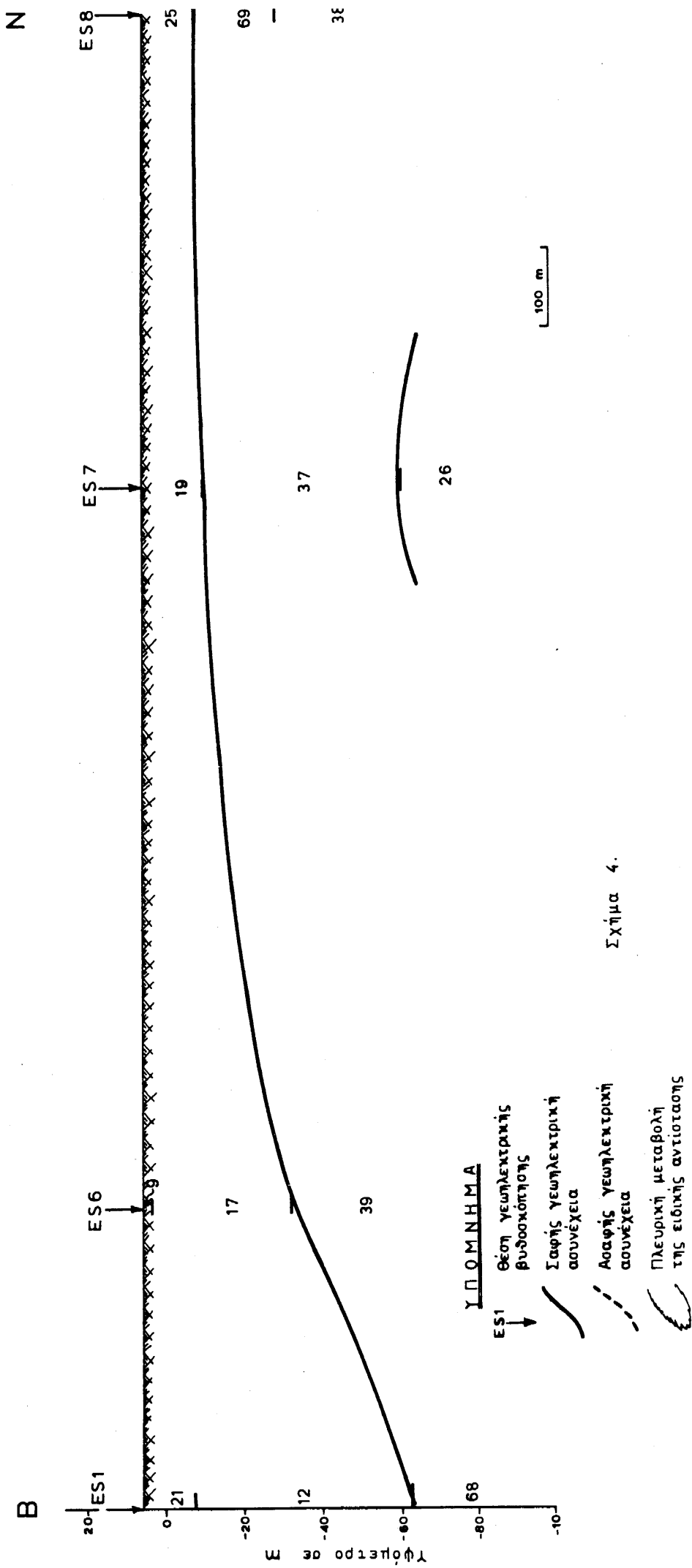
Π Α Ρ Α Ρ Τ Η Μ Α

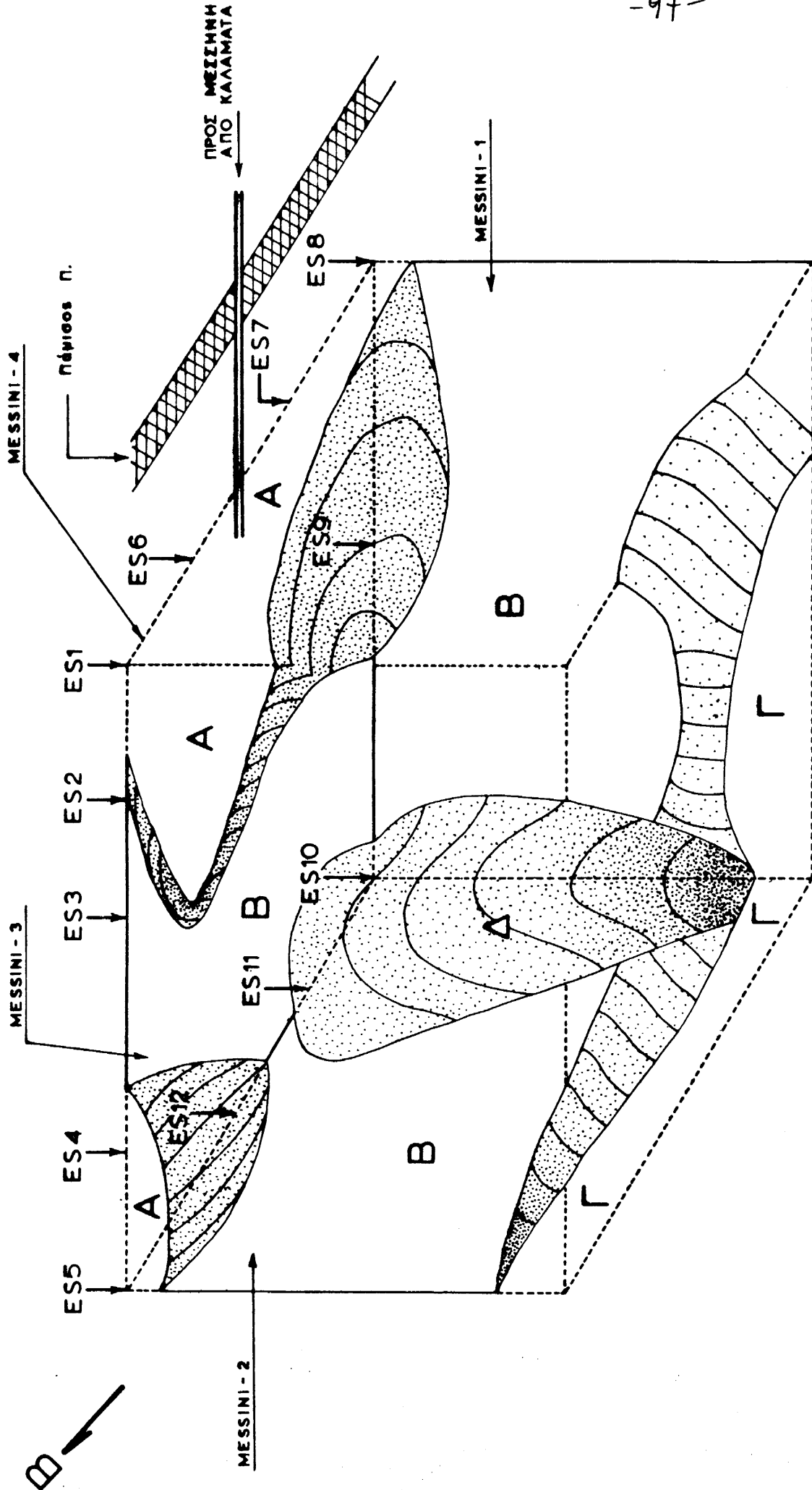
ΣΧΕΔΙΩΝ

ΓΕΩΗΛΕΚΤΡΙΚΗ ΤΟΜΗ ΜESSINI -1



ΓΕΩΗΛΕΚΤΡΙΚΗ ΤΟΜΗ ΜΕΣΣΙΝΙ - 4





Σχέδιο 5. Σχηματική παράσταση της κατανομής της ειδικής αντίστασης στο χώρο.
A = αργιλικό υλικό B = αργιλο-ψαμιτιτο-χαλικοειδές υλικό.
Gamma = αργιλικό υλικό Δ = χαλικοειδές ή κροκαλοπαγές υλικό.