

6. EGGEN, O., *AJ* **60**, 1955, 407.
7. GLIESE, W., *ZfA* **39**, 1956, 1.
8. HAFNER, H., - O. HECKMANN, *Göttingen Veröff.*, **55**, 1937. **66 67**, 1940.
9. JOHNSON, H., *AfJ* **116**, 1952, 640.
10. JOHNSON, H. - C. KNUCKLES, *AfJ* **122**, 1955, 209.
11. JOHNSON, H. - W. MORGAN, *AfJ* **117**, 1953, 313.
12. MENDOZA, E., *AfJ* **123**, 1956, 54.
13. OORT, J., *BAN* **6**, 1932, 249.
14. RAMBERG, J., *Stockholms Obs. Ann.* **13**, 1941, No 9.
15. SCHILT, J. - J. TITUS, *AJ* **46**, 1938, 197.
16. SCHWARZSCHILD, M., *AJ* **59**, 1954, 273.
17. SCHWARZSCHILD, M. - S. BERNSTEIN, *AfJ* **122**, 1955, 200.
18. TITUS, J., *AJ* **47**, 1938, 25.
19. VANDERLINDEN, H. - N. CATRY, *Ann. d'Astrophys.*, **18**, 1955, 259.
20. VAN BUEREN, H., *BAN* **11**, 1952, 385.
21. VAN WIJK U., *Ann. d'Astrophys.* **12**, 1949, 81.

ΣΕΙΣΜΟΛΟΓΙΑ.—Ἡ σεισμικὴ δυναμικότης τῆς Ἑλλάδος, ὑπὸ *A. Γ. Γαλανοπούλου* *. Ἀνεκοινώθη ὑπὸ τοῦ κ. Μαξ. Μητσοπούλου.

Ἡ μεγάλη σημασία τὴν ὁποίαν ἔχει διὰ κάθε σεισμικὴν χώραν ἡ γνῶσις τοῦ ποσοῦ τῶν ἐλαστικῶν τάσεων, τὸ ὁποῖον εἶναι διαθέσιμον εἰς ὠρισμένην χρονικὴν στιγμήν διὰ τὴν γένεσιν γενικῶς σοβαροῦ σεισμοῦ (Benioff, 1949, 1951), ἤγαγεν ἡμᾶς εἰς τὸν ὑπολογισμόν καὶ τὴν χαρτογράφησιν τῶν ἀναπλαστικῶν μετατοπίσεων (ἐπὶ k) ὄλων τῶν σεισμῶν, μεγέθους 5 ἢ μεγαλύτερου, οἱ ὁποῖοι συνέβησαν εἰς τὸν Ἑλληνικὸν χῶρον ἀπὸ τοῦ ἔτους 1910, δηλ. ἀφ' ὅτου ἤρξατο ἡ συστηματικὴ ἀναγραφή των δι' ὀργάνων (Galanopoulos, 1955).

Ἐκ τῆς χαρτογραφήσεως ταύτης ἐδείχθη ἀμέσως, ὅτι τὸ χρονικὸν διάστημα, διὰ τὸ ὁποῖον διαθέτομεν ἀξιοπίστους παρατηρήσεις, δὲν καλύπτει δύο πλήρεις ἐνεργοὺς περιόδους, αἱ ὁποῖαι εἶναι ἀπαραίτητοι διὰ τὴν ἀκριβῆ χάραξιν τῶν καμπύλων μεγίστης καὶ ἐλαχίστης συσσωρεύσεως ἐλαστικῶν τάσεων, αἵτινες ἀντιστοιχοῦν εἰς τὸν Ἑλληνικὸν χῶρον, τὸν ὀριζόμενον ὑπὸ τοῦ 34° καὶ 42° παραλλήλου καὶ τοῦ 19° καὶ 29° μεσημβρινοῦ. Ἐὰν ὅμως δεχθῶμεν, ὅτι ἡ ταχύτης συσσωρεύσεως ἐλαστικῶν τάσεων καὶ τὸ μέγιστον ποσὸν τῶν ἐλαστικῶν τάσεων πὸν δύναται νὰ συσσωρευθῶν εἰς ὠρισμένην περιοχὴν παραμένουν ἐπὶ μακρὰς χρονικὰς περιόδους πρακτικῶς σταθερά, αἱ δύο καμπύλαι ὀφείλουν νὰ εἶναι παράλληλοι. Οὕτως ἡ γνῶσις τῶν ἀρχικῶν ἢ τελικῶν σημείων δύο πλήρων ἐνεργῶν περιόδων καὶ τοῦ τελικοῦ ἢ ἀρχικοῦ σημείου

* A. GALANPOULOS, The seismic efficiency of Greece.

τῆς μιᾶς εἶναι ἐπαρκῆς διὰ τὴν χάραξιν τῶν καμπύλων μεγίστης καὶ ἐλαχίστης συσσωρεύσεως ἐλαστικῶν τάσεων, αἱ ὁποῖαι ἀντιστοιχοῦν εἰς ὠρισμένην περιοχὴν. Ἐκτὸς τούτου, ἡ χάραξις τούτων, ὑπὸ τὴν ὑπόθεσιν ταύτην, παρέχει ἓνα νέον μέσον διὰ τὸν καθορισμὸν τῆς σεισμικότητος τῆς περιοχῆς εἰς τὴν ὁποῖαν ἀναφέρονται αἱ καμπύλαι αὗται. Ὡς εἶναι προφανές, ἡ κλίσις τῶν καμπύλων τούτων εἶναι ἀνάλογος τοῦ μεγίστου ποσοῦ τῶν ἐλαστικῶν τάσεων, τὸ ὁποῖον δύναται νὰ ἐκλυθῇ εἰς οἰανδὴποτε χρονικὴν στιγμὴν εἰς τὴν περιοχὴν εἰς τὴν ὁποῖαν ἀναφέρονται αἱ καμπύλαι, καὶ ἀντιστρόφως ἀνάλογος τοῦ χρόνου, ὁ ὁποῖος χρειάζεται διὰ τὴν συσσωρεύσιν τούτων εἰς τὴν περιοχὴν ταύτην. Οὕτως ἡ κλίσις τῆς καμπύλης μεγίστης ἢ ἐλαχίστης συσσωρεύσεως ἐλαστικῶν τάσεων, ἡ ὁποῖα ἀντιστοιχεῖ εἰς ὠρισμένην περιοχὴν, παρέχει ἓνα μέτρον τῆς σεισμικότητος ταύτης.

Ἐὰν τώρα λάβωμεν τὸν λόγον τοῦ μήκους χαρτογραφήσεως τῆς μονάδος χρόνου πρὸς τὸ μήκος τῆς μονάδος τῶν ἀναπλαστικῶν μετατοπίσεων καὶ πολλαπλασιάσωμεν ἐπὶ τὸν λόγον τοῦτον τὴν κλίσιν τῆς καμπύλης μεγίστης ἢ ἐλαχίστης συσσωρεύσεως ἐλαστικῶν τάσεων εἰς δοθεῖσαν περιοχὴν, τὸ ἐξαγόμενον θὰ εἶναι ἴσον μὲ τὸν ἀριθμὸν τῶν μονάδων τῶν ἀναπλαστικῶν μετατοπίσεων, αἱ ὁποῖαι δύναται νὰ λάβουν χώραν εἰς τὴν περιοχὴν ταύτην εἰς τὴν μονάδα χρόνου. Ἐπομένως, ἐὰν παραστήσωμεν διὰ α τὸ μήκος χαρτογραφήσεως τῆς μονάδος χρόνου, διὰ β τὸ μήκος τῆς μονάδος τῶν ἀναπλαστικῶν μετατοπίσεων καὶ δι' $\epsilon\phi\omega$ τὴν κλίσιν τῆς καμπύλης μεγίστης ἢ ἐλαχίστης συσσωρεύσεως ἐλαστικῶν τάσεων, ἡ παράστασις

$$S = \frac{N\alpha}{\beta} \cdot \epsilon\phi\omega \quad (1)$$

παρέχει τὸ μέγιστον πλῆθος τῶν μονάδων τῶν ἀναπλαστικῶν μετατοπίσεων, αἱ ὁποῖαι δύναται νὰ λάβουν χώραν εἰς ὠρισμένην περιοχὴν εἰς N μονάδας χρόνου. Ἐὰν τώρα ὡς μονάδα χρόνου λάβωμεν τὸ ἔτος καὶ ὡς μονάδα ἀναπλαστικῶν μετατοπίσεων τὰς μετατοπίσεις, αἱ ὁποῖαι ἀντιστοιχοῦν εἰς σεισμὸν 7^{ου} μεγέθους, ἡ παράστασις (1) δίδει τὸν μέγιστον ἀριθμὸν τῶν ἀναπλαστικῶν μετατοπίσεων (ἐπὶ k), ἐκπεφρασμένων εἰς σειμοὺς 7^{ου} μεγέθους, οἱ ὁποῖοι δύναται νὰ λάβουν χώραν εἰς δοθεῖσαν περιοχὴν εἰς N ἔτη. Οὕτως ἡ παράστασις (1) δίδει ἓνα ἀξιόπιστον μέτρον συγκρίσεως τῆς σεισμικῆς δυναμικότητος κάθε περιοχῆς τῆς αὐτῆς ἐπιφανείας.

Αἱ συνήθεις μέχρι τοῦδε μέθοδοι παραστάσεως τῆς «σεισμικότητος», ἢ «εἰδικῆς σεισμικότητος», ἢ «τεκτονικῆς ροῆς», ἢ «σεισμικῆς δυναμικότητος» μιᾶς περιοχῆς διὰ τοῦ συνόλου τῆς σεισμικῆς ἐνεργείας (M. Bath, 1953, P. Amand, 1956), ἢ τῶν ἀναπλαστικῶν μετατοπίσεων ἐπὶ k (A. Ritsema, 1953, P. Amand, 1956), ἢ τῆς σεισμικῆς δράσεως (M. Toperczer, 1953, E. Trapp, 1954), ποὺ παράγονται κατὰ μονάδα ἐπιφανείας εἰς τὴν μονάδα χρόνου, ἔχουν τὸ μειονέκτημα, ὅτι ἐξαρτῶν

ται μεγάλως ἀπὸ τὴν κατάστασιν τῆς περιοχῆς, ἀπὸ ἀπόψεως ἐλαστικῶν τάσεων, εἰς τὴν ἀρχὴν καὶ τὸ τέλος τῆς περιόδου τῶν ἐτῶν παρατηρήσεως πού λαμβάνονται ὡς βάσις διὰ τὸν προσδιορισμὸν τῆς σεισμικότητος τῆς περιοχῆς. Ἐπειδὴ δὲ ἡ κατάστασις μιᾶς περιοχῆς ἀπὸ ἀπόψεως ἐλαστικῶν τάσεων, οὐδέποτε ἢ σπανίως εἶναι ὁμοία εἰς τὴν ἀρχὴν καὶ τὸ τέλος τῆς τυχούσης περιόδου, πού λαμβάνεται ὡς βάσις διὰ τὸν προσδιορισμὸν τῆς σεισμικότητος ταύτης, πολὺ δὲ περισσότερον ὄλων τῶν μονάδων ἐπιφανείας τῆς ἐν λόγῳ περιοχῆς, αἱ ταχύτητες ἐκλύσεως πού ὑπολογίζονται μὲ τὰς μέχρι τοῦδε προταθείσας μεθόδους δύνανται νὰ κυμαίνωνται μεταξὺ τῆς τιμῆς μηδὲν καὶ τῆς ἀντιστοίχου ταχύτητος συσσωρεύσεως πολλαπλασιασμένης ἐπὶ Τ ὅπου Τ παριστᾷ τὸν χρόνον πού ἀπαιτεῖται διὰ τὴν συσσώρευσιν τοῦ μεγίστου ποσοῦ ἐλαστικῶν τάσεων δίχως ἐνδιάμεσον ἀνακούφισιν, εἰς τὴν ἀντίστοιχον μονάδα ἐπιφανείας. Ὁ ἀριθμὸς πού προκύπτει ἀπὸ τὴν κλίσιν τῶν καμπύλων μεγίστης ἢ ἐλαχίστης συσσωρεύσεως ἐλαστικῶν τάσεων εἰς ὀρισμένην περιοχὴν εἶναι ἀνάλογος πρὸς τὴν ταχύτητα συσσωρεύσεως ἐλαστικῶν τάσεων εἰς τὴν περιοχὴν ταύτην. Λογικῶς ἡ ταχύτης αὕτη καὶ τὸ μέγιστον ποσὸν τῶν ἐλαστικῶν τάσεων πού δύνανται νὰ συσσωρευθῶν εἰς ὀρισμένην περιοχὴν ὀφείλουν νὰ εἶναι ἐπὶ μακρὰς χρονικὰς περιόδους πρακτικῶς σταθερά. Οὕτως οἱ ἀριθμοὶ πού προκύπτουν ἀπὸ τὴν μέθοδον ταύτην δύνανται νὰ ληφθῶν ὡς μέτρον συγκρίσεως τῶν τεκτονικῶν δυνάμεων πού δροῦν εἰς περιοχὰς τῆς αὐτῆς ἐπιφανείας.

Ἐπὶ τῇ βάσει τῆς μεθόδου ταύτης εὐρέθη, ὅτι ἡ σεισμικὴ δυναμικότης τοῦ Ἑλληνικοῦ χώρου ἀνέρχεται εἰς 119 σεισμοὺς 7^{ου} μεγέθους τὸν αἰῶνα¹.

Περαιτέρω διὰ τὴν λεπτομερεστέραν παρακολούθησιν τῆς διαλειπούσης κινήσεως τῶν ρηξιγενῶν τεμαχῶν καὶ τὴν ποσοτικὴν ἐκτίμησιν τῶν τεκτονικῶν φαινομένων, τὰ ὅποια δροῦν εἰς μικρότερα τμήματα τοῦ Ἑλληνικοῦ χώρου, διηρέθη οὗτος διὰ τοῦ 38° παραλλήλου καὶ τοῦ 24° μεσημβρινοῦ εἰς 4 ἴσα μέρη. Ἐκ τῆς χαρτογρα-

¹ Μετὰ τὴν ἐκλυσιν τοῦ σεισμοῦ τῆς 9 Ἰουλίου 1956 ἐδείχθη, ὅτι τὸ μέγιστον ποσὸν τῶν ἐλαστικῶν τάσεων πού δύνανται νὰ συσσωρευθῇ εἰς τὸν Ἑλληνικὸν χῶρον εἶναι κατὰ πολὺ μεγαλύτερον ἐκείνου πού ἀρχικῶς ἐγένετο δοκιμαστικῶς δεκτόν. Οὕτως ἡ γραμμὴ ἐλαχίστης συσσωρεύσεως ἐλαστικῶν τάσεων ὀφείλει νὰ μετατοπισθῇ παραλλήλως πρὸς τὴν γραμμὴν μεγίστης συσσωρεύσεως κατὰ ποσὸν τοιοῦτον, ὥστε νὰ δύνανται νὰ περιλάβῃ καὶ τὴν ἐλαστικὴν ἀνακούφισιν πού ἐσημειώθη κατὰ τὸν σεισμὸν 8^{ου} μεγέθους (Pasadena) τῆς 9ης Ἰουλίου 1956 (36°.7 N, 25°.9 E). Τὸ αὐτὸ ἰσχύει καὶ διὰ τὸ νοτιοανατολικὸν τμήμα εἰς τὸ ὅποιον ἡ καμπύλη ἐκλύσεως εἶχε προσεγγίσει κατὰ τὸ τέλος τοῦ 1955 τὴν γραμμὴν μεγίστης συσσωρεύσεως ἐλαστικῶν τάσεων. Ἄξιον σημειώσεως εἶναι, ὅτι καὶ μετὰ τὸν σεισμὸν τῆς 9ης Ἰουλίου 1956 αἱ κλίσεις τῶν γραμμῶν συσσωρεύσεως παραμένουν αἱ αὐταί. Οὕτως οἱ βαθμοὶ σεισμικῆς δυναμικότητος πού προκύπτουν ἀπὸ τὰς κλίσεις ταύτας ἐξακολουθοῦν νὰ ἰσχύουν, κατ' ἀντίθεσιν πρὸς τοὺς ἀριθμοὺς «σεισμικότητος» ἢ «εἰδικῆς σεισμικότητος» ἢ «τεκτονικῆς ροῆς», πού ἀντιστοιχοῦν εἰς τὰ πρὸ τοῦ σεισμοῦ τῆς 9ης Ἰουλίου ἐνεργειακὰ δεδομένα.

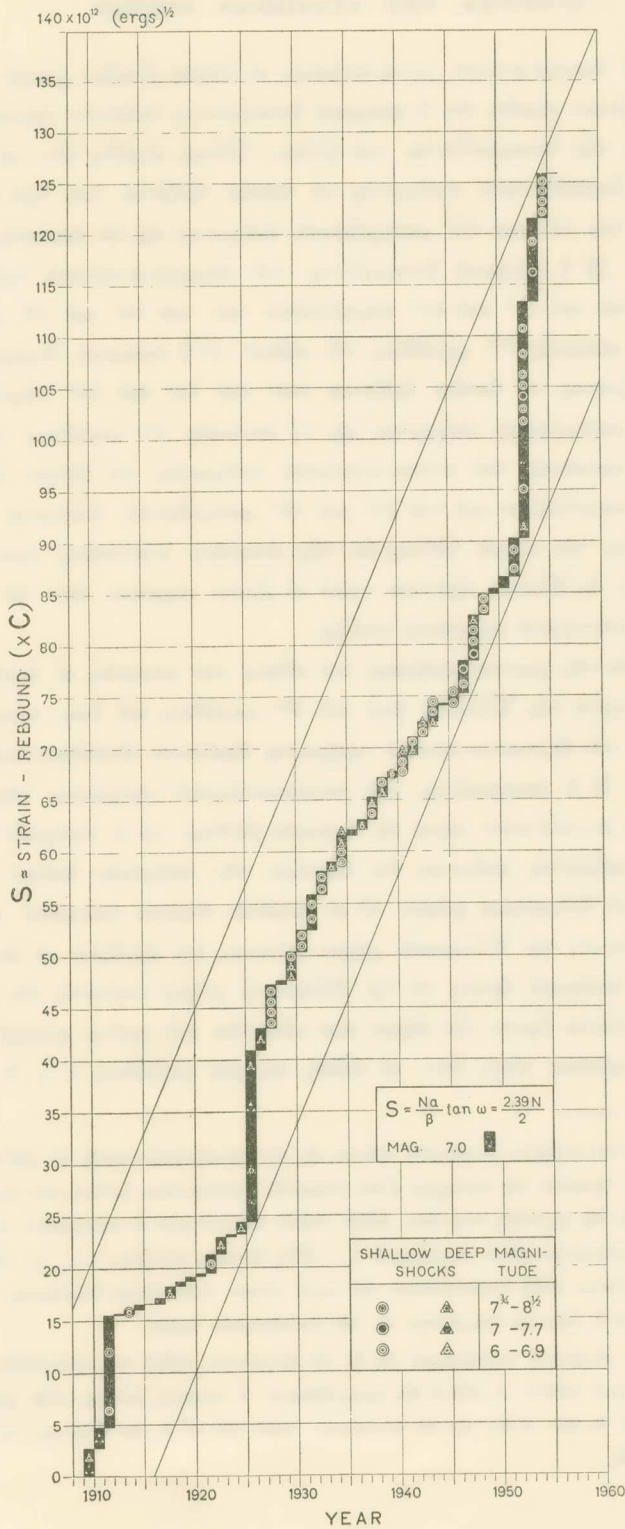


Fig. 1 — Strain release as a function of time for all earthquakes with $M \geq 5$ occurred since 1910 in the Greek area bounded by the parallels of 34° and $42^\circ N$, and the meridians of 19° and $29^\circ E$.

φήσεως τώρα τῶν ἀναπαλαστικῶν μετατοπίσεων, αἱ ὁποῖαι ἔλαβον χώραν εἰς ἕκαστον ἐκ τῶν μερῶν τούτων, εὐρέθη ὅτι ἡ σεισμικὴ δυναμικότης ἐκάστου τούτων εἶναι αἰσθητῶς διάφορος τῆς δυναμικότητος τοῦ ἄλλου. Οὕτως εὐρέθη ὅτι: α) ἡ σεισμικὴ δυναμικότης τοῦ βορειοδυτικοῦ τμήματος, τὸ ὁποῖον ὀρίζεται ὑπὸ τοῦ 38° καὶ 42° παραλλήλου καὶ τοῦ 19° καὶ 24° μεσημβρινοῦ, ἀνέρχεται εἰς 39 σεισμοὺς 7^{ου} μεγέθους τὸν αἰῶνα· β) ἡ σεισμικὴ δυναμικότης τοῦ βορειοανατολικοῦ τμήματος, τὸ ὁποῖον ὀρίζεται ὑπὸ τοῦ 38° καὶ 42° παραλλήλου καὶ τοῦ 24° καὶ 29° μεσημβρινοῦ ἀνέρχεται εἰς 25 σεισμοὺς 7^{ου} μεγέθους τὸν αἰῶνα· γ) ἡ σεισμικὴ δυναμικότης τοῦ νοτιοδυτικοῦ τμήματος, τὸ ὁποῖον ὀρίζεται ὑπὸ τοῦ 34° καὶ 38° παραλλήλου καὶ τοῦ 19° καὶ 24° μεσημβρινοῦ, ἀνέρχεται εἰς 17 σεισμοὺς 7^{ου} μεγέθους τὸν αἰῶνα¹. δ) ἡ σεισμικὴ δυναμικότης τοῦ νοτιοανατολικοῦ τμήματος, τὸ ὁποῖον ὀρίζεται ὑπὸ τοῦ 34° καὶ 38° παραλλήλου καὶ τοῦ 24° καὶ 29° μεσημβρινοῦ, ἀνέρχεται εἰς 56 σεισμοὺς 7^{ου} μεγέθους τὸν αἰῶνα. Οὕτως ἐκ τῆς ἀνωτέρω ἀναλύσεως προκύπτει, ὅτι ἡ σεισμικὴ δραῖσις ἐν Ἑλλάδι ὀρίζεται κατὰ τὸ ἥμισυ περίπου ἀπὸ τὴν σεισμικὴν δραῖσιν τοῦ νοτιοανατολικοῦ τμήματος ταύτης.

Περαιτέρω ἐκ τῆς χαρτογραφήσεως τοῦ εἴδους τῶν σεισμῶν, οἱ ὁποῖοι καθορίζουν τὴν σεισμικότητα τῆς Ἑλλάδος ἀπὸ τοῦ 6^{ου} μεγέθους καὶ ἄνω, προκύπτει, ὅτι: α) ἡ σεισμικότης τοῦ βορειοανατολικοῦ τμήματος ὀφείλεται ἀποκλειστικῶς εἰς σεισμοὺς ἐπιφανείας· β) ἡ σεισμικότης τοῦ νοτιοανατολικοῦ τμήματος τῆς Ἑλλάδος ὀφείλεται κατὰ τὸ μεγαλύτερον μέρος εἰς σεισμοὺς βάρθους· γ) ἡ σεισμικὴ δραῖσις τοῦ νοτιοανατολικοῦ τμήματος φαίνεται, ὅτι διεγείρει τὴν σεισμικὴν δραῖσιν καὶ εἰς τὰ ἄλλα τμήματα τοῦ Ἑλληνικοῦ χώρου· δ) αἱ μεγάλαι ἐνεργοὶ σεισμικαὶ περιόδοι, αἱ ὁποῖαι ἐμφανίζονται εἰς τὸν Ἑλληνικὸν χώρον φαίνεται, ὅτι ἀρχίζουσιν μὲ σεισμοὺς βάρθους², δηλαδὴ ἡ σεισμικὴ δραῖσις ἐν τῷ Ἑλληνικῷ χώρῳ φαίνεται, ὅτι διεγείρεται ἀπὸ δυνάμεις, αἱ ὁποῖαι ἔχουν τὴν ἔδραν των ἀνωθεν τοῦ γηίνου φλοιοῦ.

¹ Ἀξίον σημειώσεως εἶναι, ὅτι: α) οὐδεὶς σεισμός μεγέθους 5 ¹/₄ ἢ μεγαλύτε-

¹ Ἡ ταχύτης συσσωρεύσεως ἐλαστικῶν τάσεων εἰς τὸν νοτιοδυτικὸν τομέα, ὡς φαίνεται ἀπὸ τὴν παλαιότεραν σεισμικὴν ἱστορίαν τῆς περιοχῆς, εἶναι ἀσφαλῶς μεγαλύτερα ἐκείνης ποῦ προκύπτει ἀπὸ τὰ ἐνεργειακὰ δεδομένα τῆς χρονικῆς περιόδου 1910 - 1955. Εἰδικώτερον οἱ παγκόσμιοι σεισμοὶ ἐνδιάμεσου βάρθους τῆς 11 Ἀυγούστου 1903, μεγέθους 8 ¹/₄ — 8 ¹/₂ (ἐνιαίου μεγέθους 7 ³/₄ ±, Gutenberg, 1956) καὶ τῆς 27 Ἀυγούστου 1886 ὑποδεικνύουν, ὅτι κατὰ πᾶσαν πιθανότητα ὁ ἐπόμενος σεισμός, μεγέθους μεγαλυτέρου τοῦ 7, δεῖν νὰ ἀναμένεται εἰς τὸν νοτιοδυτικὸν τομέα.

² Τοῦ μεγάλου σεισμικοῦ παροξυσμοῦ τῆς 9 - 12 Ἀυγούστου 1953, ποῦ ἐξεδηλώθη εἰς τὴν περιοχὴν τῶν Ἰονίων νήσων (38°.1 N, 20°.8 E), προηγήθησαν 3 σεισμοί, βάρθους 100 χιλιομ., τὴν 5 Ἀπριλίου 1951 (37°.5 N, 20°. 2 E), τὴν 24 Ἀυγούστου 1951 (37°.2 N, 20°.9 E) καὶ τὴν 9 Μαρτίου 1952 (38°.0 N, 20°.8 E).

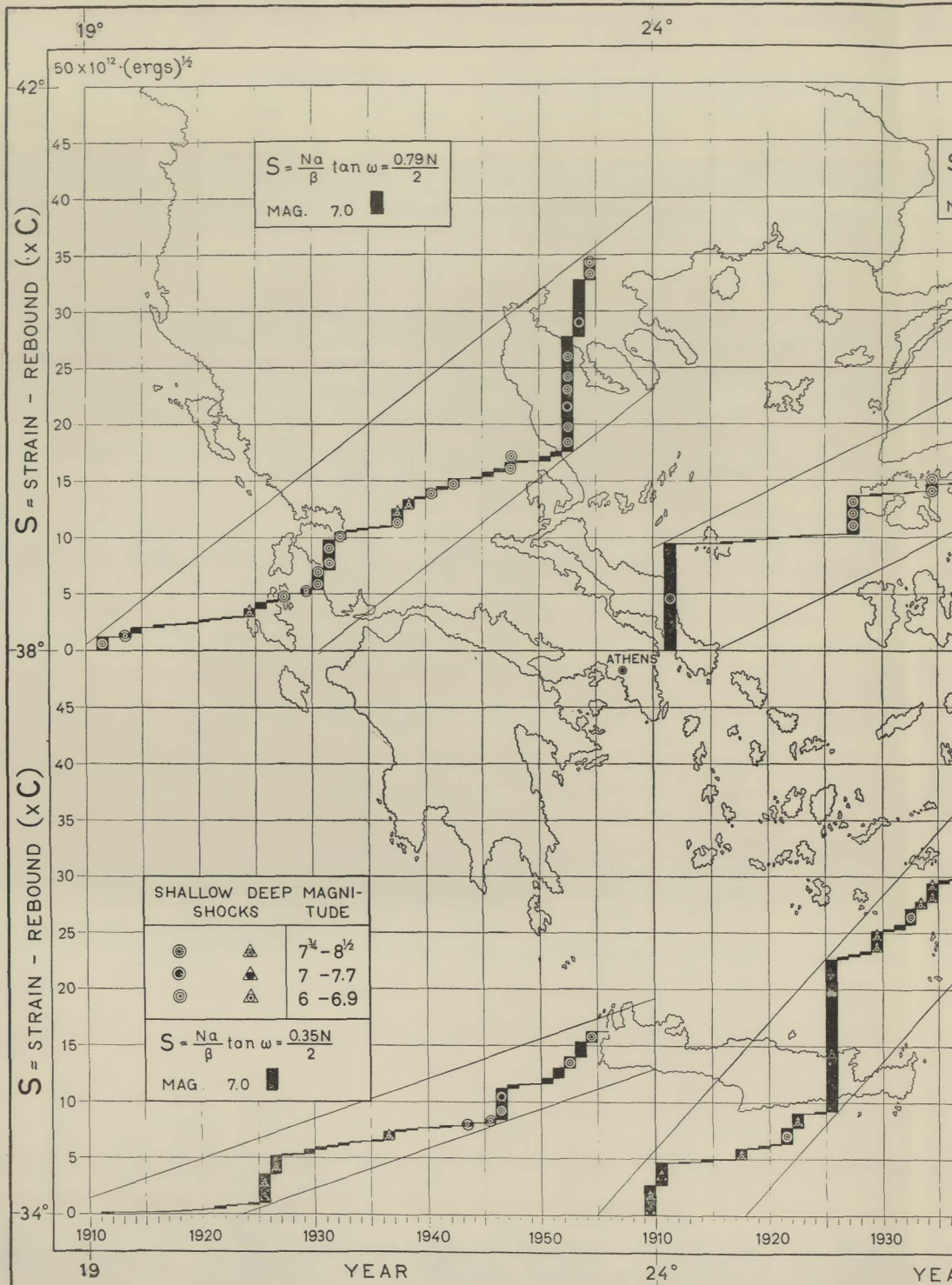
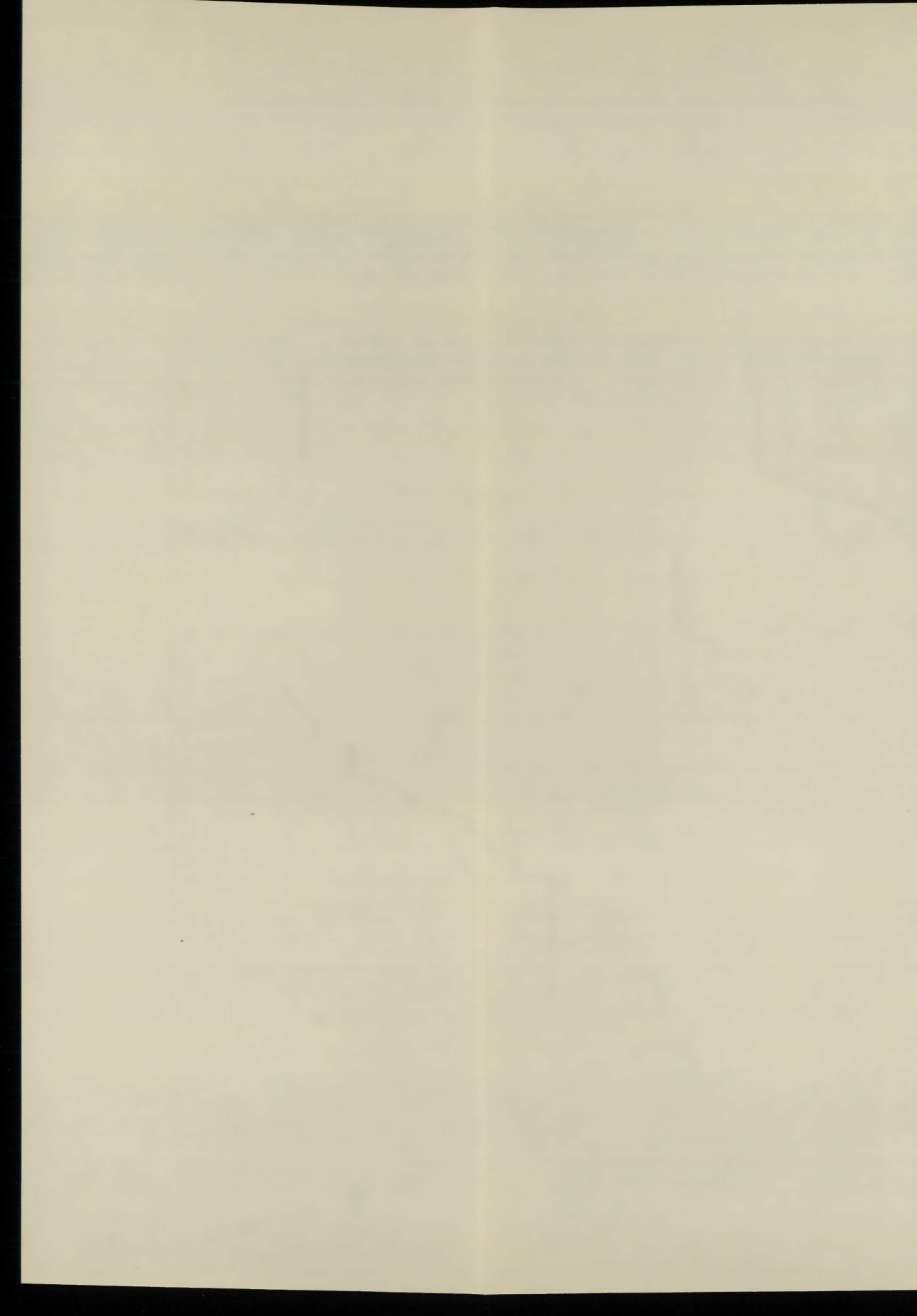


Fig. 2 — Strain release as a function of time for all earthquakes with $M \geq 5$ occurred since 1910 in the four sectors of the meridian of 24° E.



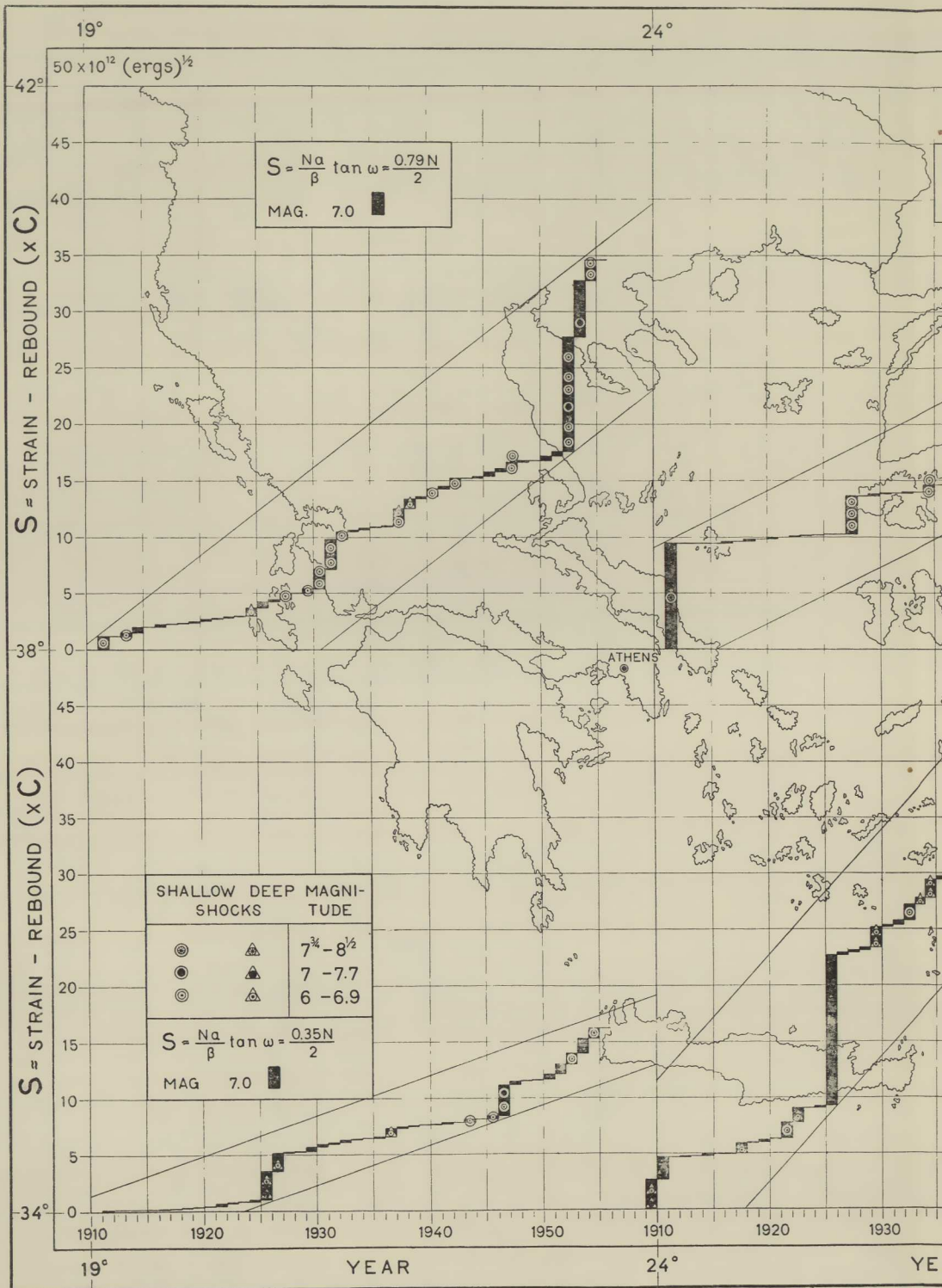
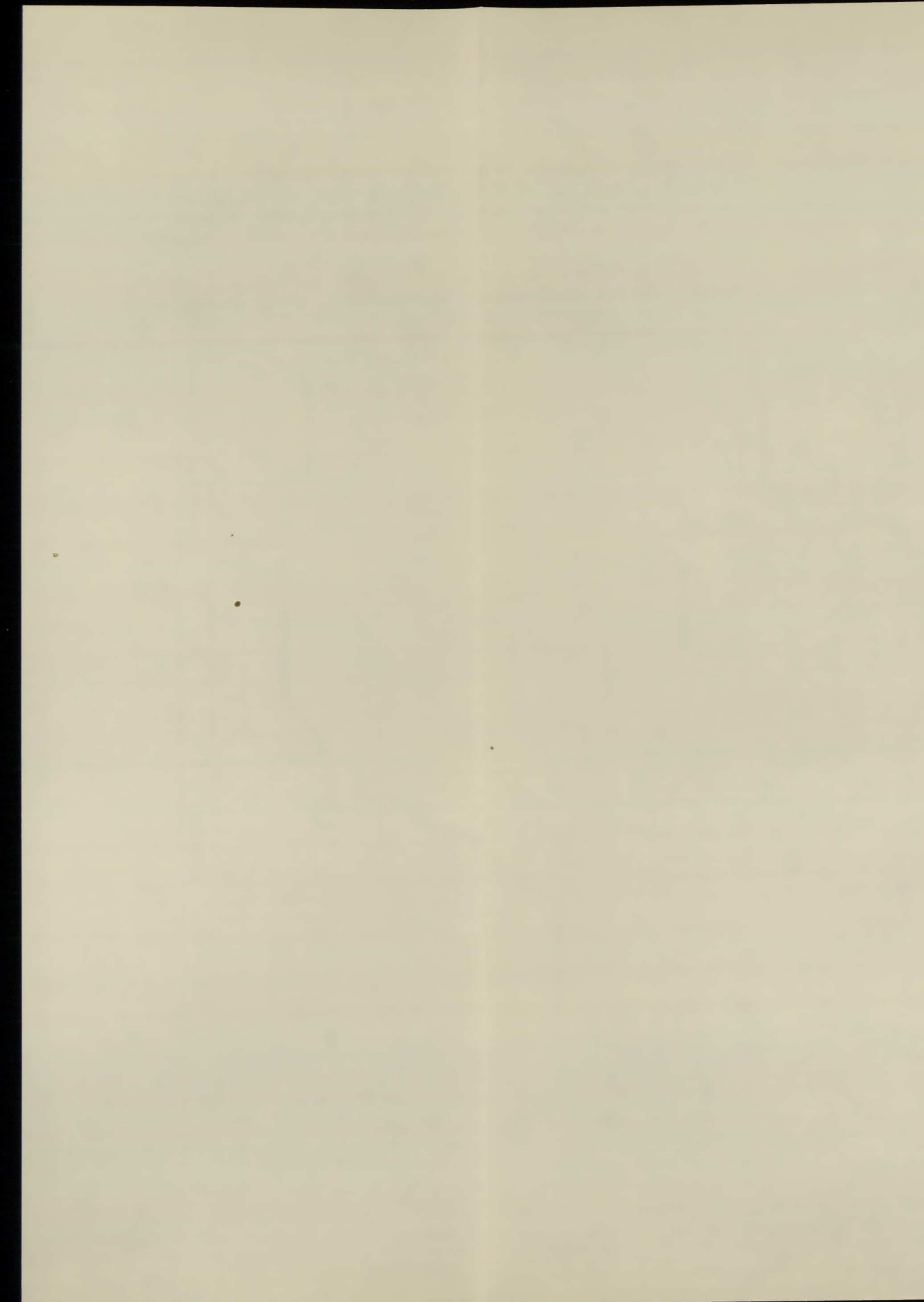


Fig. 3 — Strain release as a function of time for all earthquakes with $M \geq 5$ occurred since 1910 in the four sections along the meridian of 24° E. (After the Earthquake of July 9, 1956).



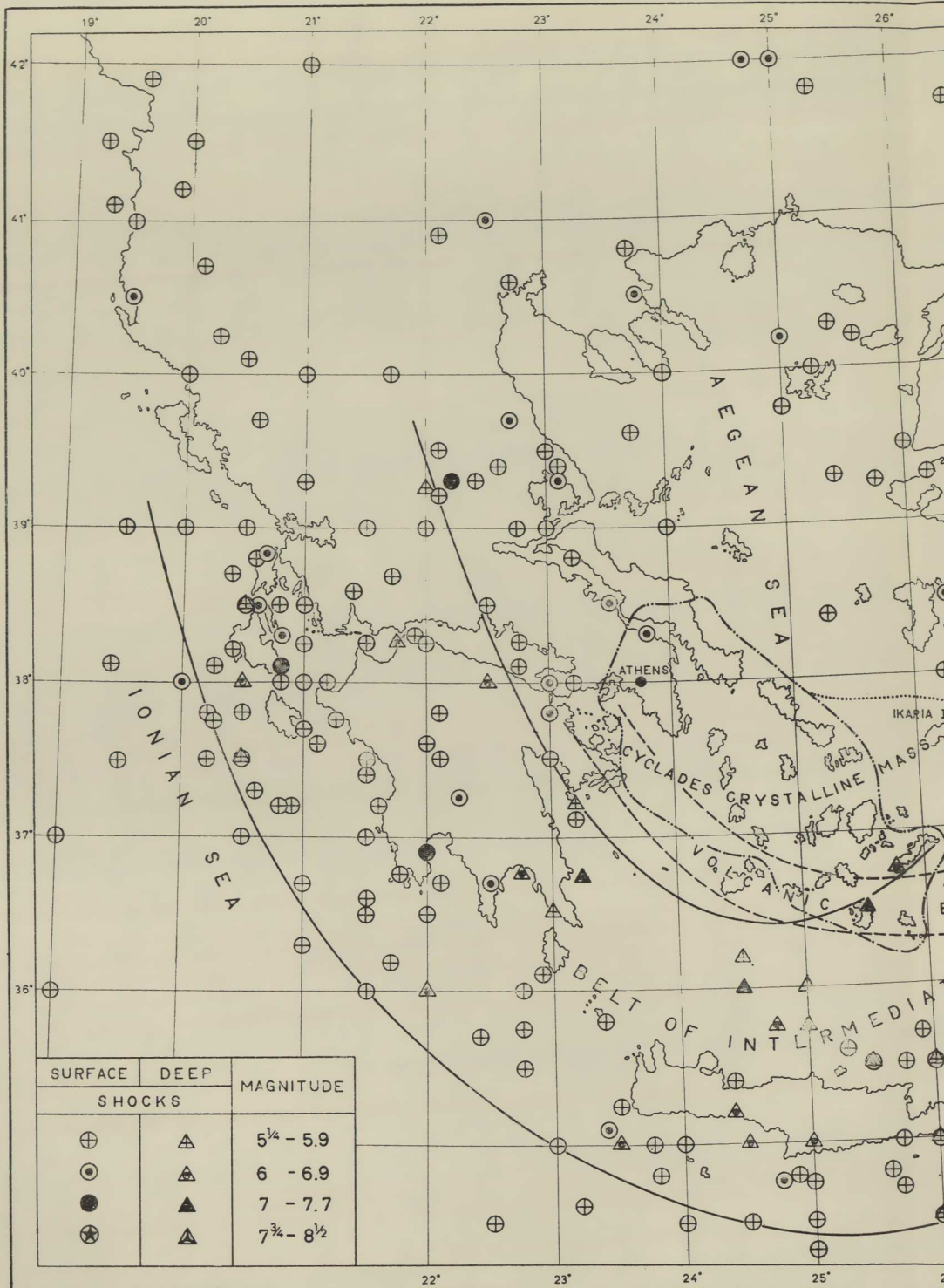
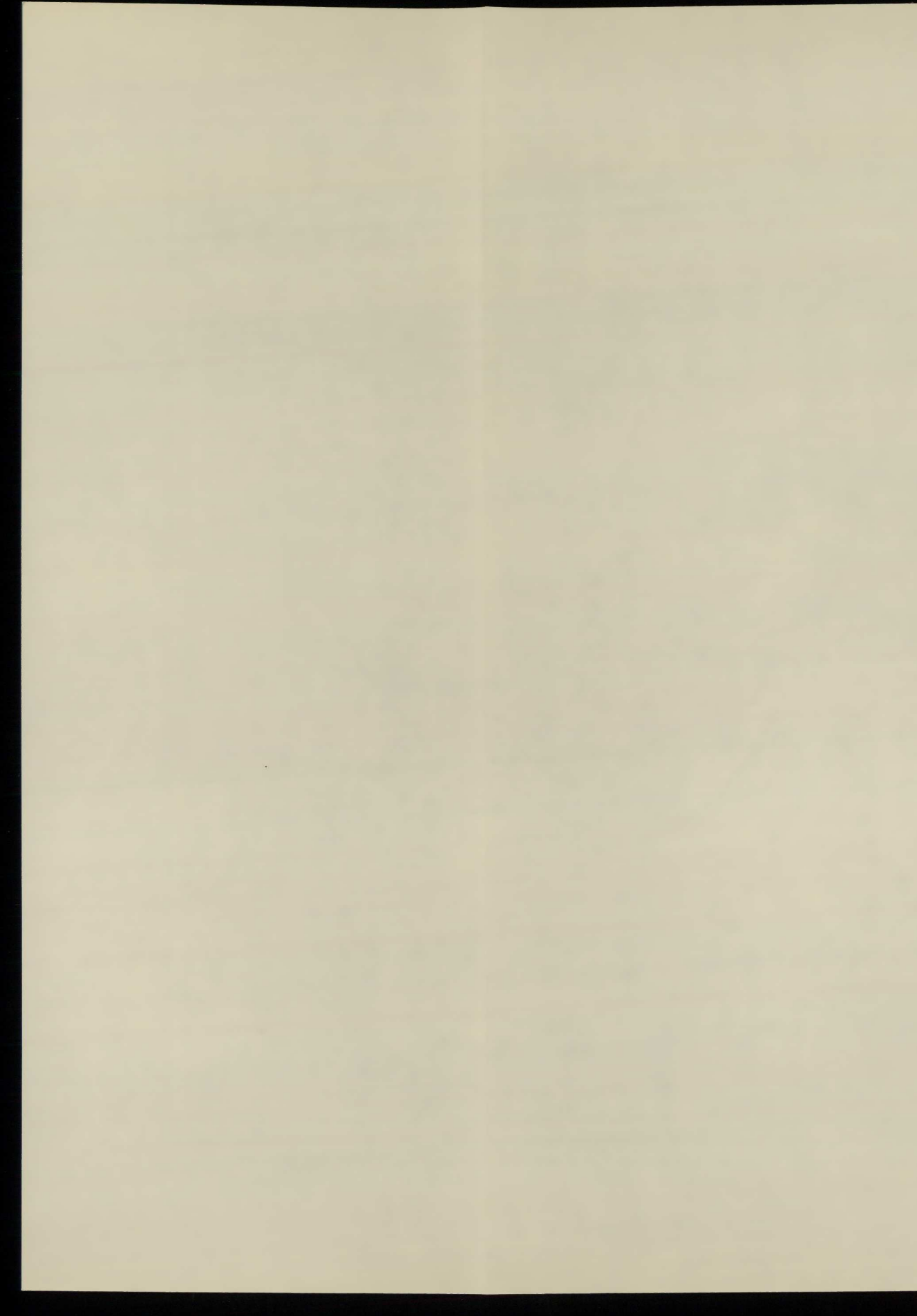


Fig. 4 — Shallow and intermediate shocks with $M \geq 5\frac{1}{4}$ occurred in the Greek area since 1910. Distribution relative to the Hellenic structural arc.



ρου παρατηρήθη μέχρι τουδὲ ἐντὸς τῆς κρυσταλλοσχιστώδους μάζης τῶν Κυκλάδων. Τὰ ὄρια τῆς μάζης ταύτης (Renz, 1940) φαίνεται σαφῶς καθοριζόμενα ἀπὸ κρασπεδικὰς ἐστίας, κατὰ τὸ πλεῖστον μετρίου βάρθους· σεισμολογικῶς δὲ φαίνεται, ὅτι καὶ ἡ νῆσος Ἰακάρια ἀνήκει εἰς τὴν μάζαν ταύτην· β) αἱ σεισμικαὶ ἐστίαὶ μετρίου βάρθους (Gutenberg - Richter, 1949) σχηματίζουσι ἐν τῷ Ἑλληνικῷ χώρῳ μίαν τοξοειδῆ ζώνην, παράλληλον πρὸς τὴν γνωστὴν ζώνην ἠφαιστείων τοῦ Νοτίου Αἰγαίου (Ktenas, 1935, Critikos, 1946)· γ) τέλος, κατὰ τὸ 1950, ὅτε παρατηρήθη ἡ μεγαλύτερα ἀπὸ τοῦ 1906 σεισμικὴ δρᾶσις ἐφ' ὀλοκλήρου τῆς Γῆς, ἡ σεισμικὴ δρᾶσις εἰς τὸν Ἑλληνικὸν χῶρον ἦτο εἰς τὸ ἐλάχιστόν της.

^α Ο συγγραφεὺς εἶναι ὑποχρεωμένος εἰς τὸν βοηθὸν τοῦ Ἐργαστηρίου Σεισμολογίας κ. Σπυρ. Ἀθανασόπουλον διὰ τὰς ἐπικοδομητικὰς παρατηρήσεις του ἐπὶ τῆς ἐργασίας ταύτης.

SUMMARY

Assuming that the rate of strain generation and the total amount of the strain which may be accumulated in a given region remain fairly constant during long periods, the slope of the line of maximum or minimum accumulated strain on a graph of the accumulated increments plotted against time is a measure of the seismicity of the region. If $\tan\omega$ is the slope of the line of the maximum or minimum accumulated strain, α the length of the time unit and b that of the strain-rebound unit, the formula:

$$S = \frac{N\alpha}{b} \tan\omega$$

gives the maximum of the strain-rebound units which may be released in a given region since the time of zero strain in N time units. Presumably the number given by this formula is a reliable measure for comparing the seismic efficiency of active regions of equal area.

The proposed measures of «seismicity» or «specific seismicity» or «tectonic flux» or «seismic efficiency» depend greatly on the accumulated strain at the beginning and the end of the period on which the measure is based. Since the accumulated strain is never or rarely equal at the beginning and the end of a given period in every unit area, the rate of strain release calculated by the proposed methods may fluctuate between zero and as much as T times the rate of strain-generation in the corresponding area, where T is the time required for the accumulation of the maximum strain without any relief in the meantime. The slope of the line of maximum or minimum accumulated strain is actually related to the constant rate of strain generation and gives a reliable measure of comparison for the geologic processes of mountain building in regions of equal area.

On the assumption mentioned above the Greek area limited by 34° and 42° latitudes and 19° and 29° longitudes $\left\{ N_{34}^{42} E_{19}^{29} \right\}$ is efficient for

119 earthquakes of magnitude 7 in a hundred years. In particular, the northwestern section limited by 38° and 42° latitudes and 19° and 24° longitudes $\left\{ N_{38}^{42} E_{19}^{24} \right\}$ is efficient for 39 earthquakes of magnitude 7 in a hundred years. The seismic efficiencies of the three other sections of nearly equal area $\left\{ N_{38}^{42} E_{24}^{29} \right\}$, $\left\{ N_{34}^{38} E_{19}^{24} \right\}$, $\left\{ N_{34}^{38} E_{24}^{29} \right\}$ are respectively 25, 17 and 56 earthquakes of magnitude 7 in a hundred years. Thus, the earthquake activity in the southeastern section is nearly half that of the whole of the Greek area.

From the distribution of the earthquake foci in space and magnitude it appears, that: a) the seismicity of the northeastern section is entirely due to surface shocks; b) the seismicity of the southeastern section comes for the most part from deep focus shocks; c) the earthquake activity in the southeastern section induces the seismic activity in the other sections of the area; d) the periods of greater seismic activity are initiated by deep focus shocks, i.e. the seismic activity in the Greek area is induced by processes occurring under the earth's crust.

It is worth noting, that: a) no shock large enough to be recorded at distant stations is known to have occurred in the Attica - Cyclades' crystalline mass. The margin of this mass appears to be fairly well marked by earthquake foci. Seismically the Ikaria Island belongs to this mass; b) the deep - focus shocks originate in a narrow arcuate zone which runs close to the known volcanoes arc of the South Aegean Sea: c) finally, in 1950 when the earth suffered greater shaking by earthquakes than in any year since 1906, the earthquake activity in the Greek area was at a minimum.

ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ

1. AMAND ST. P., Two proposed measures of seismicity, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **46** (1956), 41 - 45.
2. BATH M., Seismicity of Fennoscandia and Related Problems, *Gerl. Beitr. Geophys.*, **63/3** (1953), 173 - 208.
3. BENIOFF H., Seismic evidence for the fault origin of oceanic deeps, *Bull. Geol. Soc. Am.*, **60** (1949), 1837 - 1856.
4. BENIOFF H., Earthquakes and rock creep, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **41/1** (1951), 31 - 62.
5. BENIOFF H., Global Strain accumulation and release as revealed by great earthquakes, *Bull. Geol. Soc. Am.* **62** (1952), 331 - 338.
6. CRITIKOS N., Relazioni fra i fenomeni sismici e le manifestazioni vulcaniche nel mar egeo e nella Grecia orientale, *Geof. pura e appl.*, **8/5 - 6** (1946), 145 - 159.
7. GALANOPOULOS A., The earthquake activity in the Greek area from 1950 to 1953, *Prakt. of Athens Academy*, **30** (1955), 38 - 49.
8. GUTENBERG B., Energy of earthquakes, *Abstract in Progress report, Seis. Lab. Cal. Inst. of Technology*, 1955 (1956).

9. GUTENBERG B. and RICHTER C., Seismicity of the earth and associated phenomena, Princeton university press, New Jersey, (1949).
 10. ΚΤΕΝΑΣ C., Le Groupe d'îles de Santorin. Contribution à l'étude des laves tertiaires et quaternaires de la mer Egée, *Publ. de l'Acad. d'Athènes*, **1/4** (1935), 17.
 11. RENZ C., Die Tectonik der griechischen Gebirge, *Memoires de l'Acad. d'Ath.* **8** (1940).
 12. RITSEMA R. A., New seismicity maps of the Banda Sea, *J. Sci. Research Indonesia*, **2/2** (1953), 48 - 54.
 13. TOPERCZER M., Zur Definition der Seismizität, *Arch. Met. Geoph. Biokl.* **5/4** (1953), 377 - 385.
 14. TRAPP E., Zur praktischen Darstellung der Seismizität, *Gerl. Beitr. Geophys.*, **64/2** (1954), 133 - 140.
-