

ΚΑΤΑΚΟΡΥΦΕΣ ΚΙΝΗΣΕΙΣ ΤΗΣ ΝΗΣΟΥ ΕΥΒΟΙΑΣ ΜΕ ΒΑΣΗ ΓΕΩΜΟΡΦΟΛΟΓΙΚΕΣ ΚΑΙ  
ΣΕΙΣΜΟΤΕΚΤΟΝΙΚΕΣ ΠΑΡΑΤΗΡΗΣΕΙΣ

υπό

Σ.ΛΕΟΝΤΑΡΗ\* - Ν.ΔΕΛΗΜΠΑΣΗ\*\*

ΕΙΣΑΓΩΓΗ

Η νήσος Εύβοια βρίσκεται ΒΑ και Α της Στερεάς Ελλάδος και περιβάλλεται από μεγάλου μήκους ρηξιγενείς ζώνες. Χαρακτηριστικό της περιοχής είναι η πολύπλοκη τεκτονική δομή και η ανάπτυξη τεσσάρων τεκτονικών μονάδων που αλληλοπροστίθενται.

Αν και η νήσος γειτονεύει με δύο σεισμικές ζώνες με υψηλή σεισμική δραστηριότητα, τη ζώνη της Λοκρίδος-Χαλκίδος και των Βορείων Σποράδων, μόλις ταύτα η νήσος Εύβοια δεν παρουσιάζει υψηλή σεισμικότητα.

Μορφολογικές και αρχαιολογικές παρατηρήσεις που έγιναν στην περιοχή, έδειξαν ότι υπάρχουν έντονες μεταπλειοκαινικές κινήσεις, κυρίως κατακόρυφες, που συνδέονται άμεσα με τη δημιουργία του βορείου και νοτίου Ευβοϊκού κόλπου και την γεωμορφολογική εξέλιξη της ευρύτερης περιοχής γενικότερα.

Επίσης, ένα άλλο φαινόμενο που λαμβάνεται σοβαρά υπ' όψη και επηρεάζει τις ακτές, είναι οι ευστατικές κινήσεις. Από έρευνες που έγιναν στην ανατολική Μεσόγειο έχει υπολογιστεί, ότι στα 2.000 τελευταία χρόνια η διακύμανση της στάθμης της Θάλασσας δεν υπερέβη τα 0,5-1m. (Flemming, N.G. 1968).

---

"VERTICAL MOVEMENTS OF THE ISLAND EUBOEA BASED ON GEOMORPHOLOGICAL AND SEISMOTECTONIC OBSERVATIONS".

\* Leontaris, S. Assoc. Prof. Dept. of Geology Univ. of Athens.

\*\* Delibasis, N. Assist. Prof. Dept. of Geology Univ. of Athens.

Η ιδιόμορφη εξέλιξη της νήσου Εύβοιας, μας οδήγησε στην σκέψη να μελετήσουμε την όλη περιοχή και να συσχετίσουμε την γεωλογική δομή, τη γεωμορφολογική εξέλιξη και τον έντονο τεκτονισμό της νήσου με την μικρή σεισμική δραστηριότητά της.

#### ΣΕΙΣΜΙΚΟ ΚΑΘΕΣΤΩΣ ΤΗΣ ΠΕΡΙΟΧΗΣ

Η σεισμική ιστορία της νήσου Εύβοιας είναι σχετικά περιορισμένη. Μεταξόμενη σαν αυτόσειστη, η περιοχή αυτή δεν παρουσιάζει αξιόλογη σεισμικότητα. Σε δύο μόνο περιοχές στα ΒΑ της νήσου, περιοχή Αγίας Άννας και στην Κεντρική Εύβοια, περιοχή Χαλκίδος, έχουμε αυτοθιγενείς εστίες επιφανειακών σεισμών με μεγέθη  $M \leq 6.1$ . Η υπόλοιπη νήσος και κυρίως η Κεντρική και Βόρεια Εύβοια φιλοξενεί σεισμικές εστίες με μεγέθη  $M \leq 3.7$ .

Αν και η σεισμική δραστηριότητα της νήσου είναι σχετικά μικρή, ο σεισμικός κίνδυνος μπορεί να θεωρηθεί υψηλός για το κεντρικό και βόρειο τμήμα της νήσου. Οι μέγιστες σεισμικές εντάσεις των VII-VIII βαθμών της κλίμακος Mercalli που έχουν παρατηρηθεί κατά τη χρονική περίοδο 1800-1984, οφείλονται όχι μόνο στις σεισμικές εστίες του ΒΑ τμήματος της νήσου, αλλά κυρίως στη σεισμική ζώνη Λοκρίδος-Χαλκίδος και Βρωπού. Κατά την ίδια χρονική περίοδο, στην κεντρική Εύβοια και μέχρι την γραμμή Αιγαίου-Κύμης, η μέγιστη ένταση ανέρχεται στους VI βαθμούς. Αντιθέτως στην νότια Εύβοια η ένταση δεν έχει υπερβεί τους VI βαθμούς.

Οι πιο ισχυροί σεισμοί που έγιναν στη νήσο Εύβοια και στον ευρύτερο χώρο της νήσου είναι οι ακόλουθοι:

1836, θέρους: Καταστρεπτικός σεισμός στον Μαλιακό κόλπο και στην νήσο Εύβοια με μεγάλες εδαφικές μεταβολές. Από τη δόνηση προκλήθηκαν και τρία ερημωτικά θαλάσσια κύματα. Ο σεισμός αυτός προήλθε από τη ρηγματική ζώνη της Αταλάντης. Από την περιοχή αυτή προήλθαν πολύ καταστρεπτικοί σεισμοί. Από ιστορικά κείμενα αναφέρονται οι σεισμοί του 396 π.χ., 551, 1853 και του 1984.

- 1868,28 Δεκεμβρίου: Ισχυρός σεισμός με επίκεντρο  $38^{\circ} 1/2 \text{ B}$   $23^{\circ} 1/2 \text{ A}$  που έγινε αισθητός στη Χαλκίδα με ένταση VI.
- 1874,18 Μαρτίου: Εφοδρός σεισμός στην περιοχή της Χαλκίδος με επίκεντρο  $38^{\circ} 1/2 \text{ B}$   $23^{\circ} 1/2 \text{ A}$  και ένταση VII βαθμών.
- 1885,22 Αυγούστου: Εφοδρός σεισμός στην ΒΑ περιοχή της Εύβοιας ( $38 3/4 \text{ B}$ ,  $23 1/2 \text{ A}$ ). Η δόνηση προκάλεσε βλάβη VII βαθμού της κλίμακας Mercalli στο χωριό Αγία Άννα.
- 1893,23 Μαΐου: Εφοδρότατη σεισμική δόνηση ( $38^{\circ} 1/4 \text{ B}$   $23^{\circ} 1/2 \text{ A}$ ) στην περιοχή των Θηβών, με μεγάλο αριθμό προ και μετασεισμών. Η δόνηση αυτή προκάλεσε βλάβες VI-VII βαθμού στην πόλη της Χαλκίδος.
- 1900,12 Ιανουαρίου: Εφοδρός σεισμός ( $38^{\circ} 3/4 \text{ B}$   $24^{\circ} \text{ A}$ ) προκάλεσε βλάβες VI βαθμού στην πόλη της Κύμης.
- 1902,11 Απριλίου: Εφοδρός σεισμός ( $38,5^{\circ} \text{ B}$   $23,5 \text{ A}$ ) μεγέθους 5,8 και εστιακού βάθους 24 km. Ο σεισμός προκάλεσε βλάβες στην πόλη της Χαλκίδος VI-VII βαθμούς.
- 1914,17 Οκτωβρίου: Εφοδρότατος σεισμός στην περιοχή των Θηβών ( $38^{\circ} 1/4 \text{ B}$   $23^{\circ} 1/2 \text{ A}$ ). Η δόνηση προκάλεσε βλάβες VII βαθμού στην πόλη της Χαλκίδος.
- 1916,27 Σεπτεμβρίου: Λίαν ισχυρός σεισμός ( $38,8^{\circ} \text{ B}$   $23,5^{\circ} \text{ A}$ ) με μέγεθος 5,8 και εστιακό βάθος 6 km. Η δόνηση προκάλεσε σημαντικές βλάβες στην Αιδηψό και στις γύρω περιοχές εντάσεων VIII βαθμών. Της δόνησης αυτής προηγήθηκε άλλη δόνηση ( $39^{\circ} \text{ B}$   $23^{\circ} 1/4 \text{ A}$ ) στις 3 Ιουνίου 1916, η οποία προκάλεσε βλάβες στην πόλη της Ιστιαίας VI βαθμού.
- 1919,13 Οκτωβρίου: Ισχυρός σεισμός ( $38,3^{\circ} \text{ B}$   $23,7^{\circ} \text{ A}$ ) μεγέθους 4,8 και εστιακού βάθους 7 km. Η δόνηση αυτή προκάλεσε σημαντικές βλάβες

στην Αμάρυνθο. Η μέγιστη επικεντρική ένταση ανήλθε στους VII βαθμούς.

1925,12 Απριλίου: Ισχυρός σεισμός στην περιοχή της Κύμης ( $38,6^{\circ}$  Β  $23,5^{\circ}$  Α) μεγέθους 5,0 και εστιακού βάθους 24 km. Η μέγιστη επικεντρική ένταση ανήλθε στους VI βαθμούς.

1931,11 Σεπτεμβρίου: Ισχυρός σεισμός μεγέθους 4,9 και με επίκεντρο  $38,7^{\circ}$  Β  $23,5^{\circ}$  Α. Η δόνηση αυτή προκάλεσε σημαντικές βλάβες στο χωριό Αγία Άννα. Μετά από δύο ώρες ακολούθησε ο κύριος σεισμός μεγέθους 5,0 που προκάλεσε βλάβες VIII βαθμού στην ίδια περιοχή. Η μετασεισμική δράση συνεχίστηκε και μετά τον Οκτώβριο του 1931. Τα εστιακά βάθη των ισχυρότερων σεισμών κυμαίνονταν μεταξύ 6 και 20 km.

1938,20 Ιουλίου: Σφοδρότατος σεισμός με μέγεθος 6,1, εστιακού βάθους 7 km και επίκεντρο  $38,5^{\circ}$  Β  $23,8^{\circ}$  Α. Η δόνηση προκάλεσε αξιόλογες βλάβες στη Σκάλα Ωρωπού, Ωρωπό και Μαλακάσα. Η ισχυρότερη μετασεισμική δόνηση έγινε στις 15 Σεπτεμβρίου με αποτέλεσμα να προκαλέσει την κατάρρευση μερικών στοιμόροπων τοίχων και οικιών. Η μέγιστη παρατηρηθείσα ένταση έφθασε τους VIII βαθμούς.

1951,28 Ιουλίου: Μέτρια ισχυρή δόνηση μεγέθους 4,1 με επίκεντρο  $38,9^{\circ}$  Β  $23,3^{\circ}$  Α και εστιακό βάθος 2 km, στην ΒΑ ακτή της Εύβοιας προκάλεσε αξιόλογες βλάβες στα χωριά Παπάδες, Κερασιά και Βασιλικά.

1952,13 Οκτωβρίου: Ισχυρός σεισμός μεγέθους 5,2 στην ΒΑ ακτή της νήσου ( $38,9^{\circ}$  Β  $23,2^{\circ}$  Α) με βάθος εστίας 4 km. Η μέγιστη ένταση που παρατηρήθηκε, ήταν VI βαθμού και προκάλεσε μερικές καταστροφές στα χωριά Βασιλικά, Τσαπουρνιά, Ελληνικά, Λίμνη και Αγία Άννα.

Εκτός των σεισμών αυτών, στην περίοδο 1953-1983 έγιναν και άλλοι σεισμοί, των οποίων το μέγεθος ήταν μικρότερο του 4,7, η δε μέγιστη έν-

ταση δεν ήταν μεγαλύτερη του V. Οι σεισμοί αυτοί παρατίθενται στον πίνακα I.

Από στατιστική μελέτη του Α. Γαλανόπουλου (1977) προέκυψε, ότι το μέγιστο πιθανό σεισμικό μέγεθος που μπορεί να συμβεί σε  $1/2^{\circ}$  στην περιοχή είναι 6,7 και μέγιστης έντασης VIII-IX βαθμών της κλίμακος Mercalli, ενώ η μέγιστη σεισμική επιτάχυνση δεν θα υπερβεί την τιμή του 0,10-017 g.

Από άλλη μελέτη των Δρακόπουλου, Γ. - Μακρόπουλου, Κ. (1983) βρέθηκε, ότι στο σημείο  $38,5^{\circ}\text{B}$   $23,5^{\circ}\text{A}$  και σε ακτίνα  $1^{\circ}$ , το πιο πιθανό ετήσιο μέγεθος (annual mode) είναι 4,9, ενώ το μέγεθος που έχει πιθανότητα 90% να μη γίνει υπέρβαση είναι 7,1 στα επόμενα 50 χρόνια. Σε ότι αφορά δε τη σεισμική επιτάχυνση με 90% πιθανότητα να μη γίνει υπέρβαση της στα επόμενα 25 χρόνια, έχει τιμή  $158 \text{ cm/sec}^2$ .

## Π Ι Ν Α Κ Α Σ

Κατάλογος σεισμών του ευρύτερου χώρου της νήσου Εύβοιας με  $4,0 \leq M_s \leq 4,7$   
και μέγιστη ένταση  $I_0 \leq V$

α/α	Ημερομηνία	Χρόνος γένεσης	Επίκεντρο Β.πλάτ. Α.μήκ.	Βάθος Εστίας	Μέγεθος $M_s$
1	1964 Φεβ. 24	23 21 13,0	38,1° 24,0°	16	4,6
2	" Απρ. 15	20 54 27,4	39,0° 23,7°	44	4,4
3	1967 Αυγ. 28	03 39 06,1	38,3° 24,1°	30	4,4
4	1968 Απρ. 1	06 27 22,0	38,6° 23,8°	5	4,2
5	" Μάιος 28	21 31 41,3	38,8° 23,6°	10	4,2
6	1969 Ιούλ. 17	23 01 16,0	38,9° 23,6°	1	4,0
7	1973 Μάρτ. 6	12 21 34,7	38,8° 23,6°	35	4,3
8	1974 Δεκ. 1	06 21 19,0	38,6° 23,1°	31	4,0
9	1975 Απρ. 1	08 20 02,0	38,5° 23,2°	8	4,4
10	" " 18	20 59 10,4	39,0° 23,4°	3	4,2
11	1976 Οκτ. 17	00 22 24,0	38,6° 23,1°	10	4,0
12	" " 17	00 27 27,0	38,6° 23,1°	2	4,0
13	1979 Ιαν. 25	13 20 18,8	38,6° 23,7°	9	4,0
14	" " 26	20 11 33,4	38,6° 23,6°	5	4,0
15	" Μάρτ. 13	13 48 58,7	38,5° 24,3°	19	4,7
16	" Ιούν. 23	20 07 39,3	38,8° 23,3°	7	4,0
17	" " 26	15 34 30,6	38,8° 23,3°	4	4,6
18	1981 Σεπτ. 20	19 54 15,7	38,6° 23,6°	11	4,0
19	" Δεκ. 23	17 35 32,2	38,4° 23,5°	28	4,0
20	1982 Μάρτ. 4	03 03 01,4	38,6° 23,6°	8	4,0

## II. ΣΥΛΛΟΓΗ ΣΤΟΙΧΕΙΩΝ

Για την χάραξη των τεκτονικών γραμμών της νήσου, χρησιμοποιήθηκαν στοιχεία από το γεωλογικό χάρτη του Ι.Γ.Μ.Ε με κλίμακα 1:500.000 και από την ερμηνεία της δορυφορικής εικόνας της ευρύτερης περιοχής της Εύβοιας σε κλίμακα 1:200.000. Επίσης αριθμός ρηξιγενών ζωνών έχει διαπιστωθεί από επιτόπιες έρευνες του Σ.Λεοντάρη.

Τα στοιχεία της δορυφορικής εικόνας συγκρίθηκαν με αυτά του γεωλογικού χάρτη. Η συγκριτική μελέτη έδειξε ότι το 70-80 % περίπου των γραμμών από τη δορυφορική εικόνα, ταυτίζονται με αυτές του γεωλογικού χάρτη. Όπως είναι γνωστό, η εκτίμηση των δορυφορικών εικόνων οδηγούν στον εντοπισμό ενός μεγάλου αριθμού αγνώστων γραμμικών δομών, που μας βοηθούν στο να γνωρίσουμε καλλίτερα την τοπική και περιφερειακή ρηγμάτωση του φλοιού.

Για την καλλίτερη όμως ερμηνεία ορισμένων κατακορύφων κινήσεων, χρησιμοποιήθηκαν επίσης αρχαιολογικές παρατηρήσεις καθώς και στοιχεία από ευστατικές κινήσεις, αν και είναι δύσκολο να κάνει κανείς διάκριση μεταξύ των τεκτονικών κινήσεων, που έχουν ένα εντελώς ξεχωριστό χαρακτήρα και των ευστατικών τοιούτων. Τέλος έγιναν διάφορες γεωμορφολογικές παρατηρήσεις για τον καθορισμό των μεταβολών της στάθμης της θάλασσας και των ανοδικών-καθοδικών κινήσεων που διαπιστώθηκαν στις ακτές ολόκληρης σχεδόν της νήσου Εύβοιας.

Για την αποτελεσματικότερη όμως εξήγηση του πολύπλοκου τεκτονισμού που παρουσιάζει η νήσος Εύβοια, μελετήθηκε το σεισμικό καθεστώς της νήσου και έγινε προσπάθεια να συσχετιστούν οι εστίες των σεισμών με τον τεκτονισμό της περιοχής. Για τον σκοπό αυτό χρησιμοποιήθηκε για την περίοδο 1900-1964 ο κατάλογος των Μακρόπουλου, Χ.-Bartou J. (1979). Για την περίοδο 1964-1983 χρησιμοποιήθηκαν τα μηνιαία δελτία του International Seismological Center (I.S.G). Για περισσότερα στοιχεία ε-

λήφθησαν επίσης υπ' όψη και οι μικροσεισμοί που καταγράφηκαν στην ευρύτερη περιοχή της Εύβοιας από το σεισμολογικό δίκτυο του Volnet, κατά την διετία 1983-1984.

### III. ΓΕΩΜΟΡΦΟΛΟΓΙΚΟΙ ΧΑΡΑΚΤΗΡΕΣ ΤΗΣ ΝΗΣΟΥ ΕΥΒΟΙΑΣ

Στην μελέτη αυτή εξετάζονται οι μορφολογικοί χαρακτήρες και τα μορφογενετικά φαινόμενα της νήσου Ευβοίας, σε συνδυασμό με την σεισμικότητα αυτής και του ευρύτερου χώρου.

Είναι γνωστό, ότι η Εύβοια αποτελεί τμήμα της Στερεάς που απεκόπη διά της δημιουργίας ρηγμάτων, στην συνέχεια δε είχαμε καταβυθίσεις των ενδιαμέσων τεμαχών. Το γεγονός αυτό είχε σαν αποτέλεσμα να καταστεί η Εύβοια νήσος, αφού προηγουμένως ο βυθισμένος χώρος κατακλύστηκε από τα θαλάσσια ύδατα που συνιστούν σήμερα τον Β. και Ν. Ευβοϊκό κόλπο.

Οι περισσότερες γεωλογικές παρατηρήσεις από προγενέστερους ερευνητές συγκλίνουν στην άποψη, ότι ο Β. Ευβοϊκός είναι νεώτερος του Ν. Ευβοϊκού σχετικά με τον χρόνο γένεσης και εξέλιξής του. Οι κατά το τεταρτογενές μέχρι και σήμερα τεκτονικές κινήσεις, εκδηλώνονται έντονα με την ανοδική και καθοδική μορφή τους, ενώ οι παλαιότερες κινήσεις εκφράζονται με πτυχώσεις, επωθήσεις, σύγκλινα, αντίκλινα κ.ά.

Σε ότι αφορά την ορεογραφική τοποθέτηση των αξόνων της νήσου Ευβοίας, τονίζουμε, ότι για μεν την βόρεια Εύβοια είναι Α, ΑΒΑ διεύθυνσης (όρη Τελέθριο, Ξηρό) που οριοθετούν προς βορράν την προσχλωσιγενή πεδιάδα του ποταμού Ξηριά Ιστιαίας, για δε την κεντρική Εύβοια είναι Α, ΒΔ (όρη Δίρφος, Πυξαριά), προς νότον των οποίων ξεδιπλώνεται η Αηλάντια προσχλωσιγενής πεδιάδα της Καλκίδος. Οι λοιπές προσχλωσιγενείς πεδιάδες της Εύβοιας είναι συνάρτηση των λεκανών απορροής, των υδρογραφικών δικτύων, της γεωλογικής κατάστασης και της τεκτονικής συμπε-



ριφορές των περιοχών της νήσου. Φαίνεται λοιπόν καθαρά ο σημαντικός ρόλος που έπαιξαν οι προσανατολισμοί των ορεογραφικών αξόνων της νήσου στην γένεση των υδρογραφικών δικτύων, που στο σύνολό τους σχεδόν είναι βενδριτικής και ρηξιγενούς κλιμακωτής μορφής, αναπτυσσόμενοι εγκάρσιως του μεγάλου άξονα της νήσου (Σχ.2).

Αναφερόμενοι στην παράκτια μορφολογία, επισημαίνουμε ιδιαίτερα το γεγονός, ότι το σημαντικότερο και ενδιαφέρον μέρος αυτής εκφράζεται και ερμηνεύεται με την τεκτονική των διαρρήξεων, δηλ. της δημιουργίας παράκτιων ρηγμάτων.

Σε πολλές θέσεις παρατηρείται σχηματισμός δελταϊκών μορφών, που δίνουν ιδιαίτερο χαρακτήρα στην ανάπτυξη της παράκτιας μορφολογίας. Επομένως οι ακτές της νήσου στο σύνολό τους, κατατάσσονται στον τύπο των ρηξιγενών.

Τονίζεται επίσης η σημασία του καλιρροϊκού ρεύματος της Χαλκίδος στην μεταφορά των προσαγομένων λιθολογικών υλικών από τα υδρογραφικά δίκτυα στον Β. και Ν. Ευβοϊκό κόλπο, με αποτέλεσμα ο Ν. Ευβοϊκός και μικρό μέρος του Β. Ευβοϊκού να παρουσιάζουν μικρά σχετικά βάθη (Rust, U.-Leontaris, S. (1980), Λεοντάρης, Σ. (1986)).

Εστιάζοντας το ενδιαφέρον μας στην ακτογραφία και στις κατακόρυφες κινήσεις της νήσου Εύβοιας, με βάση τις γεωμορφολογικές μας έρευνες, έχουμε να παρατηρήσουμε τα ακόλουθα:

#### IV. ΑΚΤΟΓΡΑΦΙΚΗ ΚΑΤΑΣΤΑΣΗ ΤΗΣ ΝΗΣΟΥ ΕΥΒΟΙΑΣ

Η νήσος Εύβοια, εκτός του οριζόντιου διαμελισμού της παρουσιάζει κυρίως και κατακόρυφο, που διαδραματίζει ασφαλώς πρωτεύοντα ρόλο όχι μόνο στον διαχωρισμό της από την Στερεά Ελλάδα -όπως ήδη αναφέρθηκε- αλλά και στην μορφολογική της εξέλιξη και ανάπτυξη.

Η παράκτια μορφολογία της νήσου, σε μεγάλο βαθμό εξηγείται και εκφράζεται, τόσο με παράκτια και σε χαρακτηριστικές θέσεις ρήγματα, όσο και από τα βάθη των θαλασσών που παρατηρούνται στις μετωπικές επιφάνειες των ανωτέρω ρηγμάτων. Ταύτα διαπιστώθηκαν από τον γεωλ.χάρτη των Chenevazt,G.-Katsikatsos,G.(1967), την ερμηνεία της δορυφορικής εικόνας της Εύβοιας και της παρατηρήσεις των συγγραφέων.

Πολύ χαρακτηριστικό θεωρούμε το ρήγμα που αναπτύσσεται ΝΑ. του όρους Καντήλι και ΒΔ αυτού μέχρι των νοτίων κλιτύων του όρους Τελέθριο, η παρουσία του οποίου προσδιορίζει και οριοθετεί την μορφοτεκτονική κατάσταση του συγκεκριμένου χώρου, την σύγχρονη μορφολογία της ακτής και την ανάπτυξη του θαλάσσιου πυθμένα που χαρακτηρίζεται από ιδιαίτερα υψηλές τιμές βαθών (Χρόνης,Γ.-Μπαλόπουλος,Ε. κ.ά. 1985).

Επίσης σημαντική παράκτια ρηγιγενής ζώνη θεωρείται εκείνη που διαγράφεται ΒΔ, Β και ΒΑ του όρους Δίρφους, της οποίας όμως η μετωπική επιφάνεια που βλέπει προς το Β. Αιγαίο έχει υποστεί διάφορη διάβρωση με αποτέλεσμα η παράκτια γραμμή να διακόπτεται από ποικίλες κολπώσεις.

Οι ανατολικές και νοτιοανατολικές παράκτιες πλευρές της νότιας Εύβοιας, χαρακτηρίζονται από την σχεδόν ευθύγραμμη ανάπτυξη που σφείλεται, τόσο στην ομοιογένεια των πετρωμάτων της περιοχής, όσο και στην μικρή διαβρωτική δράση των υδρογραφικών δικτύων που διανύουν μικρές αποστάσεις μέχρις ότου φθάσουν στις ακτές. Στην περίπτωση αυτή, σπουδαίο ρόλο παίζει και το γεγονός, ότι οι ορογραφικοί άξονες της Εύβοιας αναπτύσσονται κοντά στις βόρειες ακτές της και προς το Β.Αιγαίο, με αποτέλεσμα την μικρή σε μήκος ανάπτυξη των υδρογ.δικτύων.

Άλλη ομάδα ορογραφικών αξόνων αναπτύσσεται πλησιέστερα της ακτογραμμής του Β. και Ν. Ευβοϊκού κόλπου και δίδει μικρότερα σε μήκος υδρογ. δίκτυα και διαφορετικά διαβρωτικά αποτελέσματα, που σαφώς δια-

κρίνονται στις ΝΔ κλιτείες των ορέων Τελέθριο και Καντήλι. Τέλος η ρηξιγενής επιφάνεια που αναπτύσσεται μεταξύ Χαλκίδος και Αμαρύνθου έχει καλυφθεί από προσχλωσιγενή υλικά και μόνο μικρές επιφάνειες με πάχη ιζημάτων 4-15 μ., αναπτύσσονται κοντά στην Ερέτρια και δυτικά της Αμαρύνθου.

Τούτο αποτελεί κατά την γνώμη μας θετικό στοιχείο, ότι δηλ. η Εύβοια απέκτησε την σημερινή της μορφή κατά το πλειστοκαινο, διότι τα ρήγματα σαφώς έχουν επηρεάσει τα πλειστοκαινικά στρώματα, που εδώ αναπτύσσονται σε μεγάλο βαθμό (Λεοντόρης, Σ. (1979), Rust, U.-Leonταρίδης, Σ. (1980)).

Συμπερασματικά είναι δυνατόν να υποστηριχθεί, ότι το σύνολο των ακτών της νήσου Ευβοίας, χαρακτηρίζονται ανακωισθήτητα ως ρηξιγενείς.

#### V. ΚΑΤΑΚΟΡΥΦΕΣ ΚΙΝΗΣΕΙΣ

Εξετάζοντας τις κατακόρυφες κινήσεις της νήσου Ευβοίας και των παραλίων της Στερεάς Ελλάδος έχουμε να παρατηρήσουμε τα εξής:

α) Έχουν διαπιστωθεί υπό των συγγραφέων ανοδικές κινήσεις στην βόρεια παράκτια ζώνη που διαγράφονται εμφανέστατα στον χώρο μεταξύ ακρ. Αρτεμισίου και του ακρ. Κύμης. Επί των αποτόμων τούτων ακτών διαπιστώθηκαν ίχνη παλαιών ακτογραμμών, των οποίων το ύψος από την σημερινή στάθμη της θάλασσας (Β. Αιγαίο) ανέρχεται στο 90 cm περίπου.

Πολύ χαρακτηριστική θεωρούμε την διαπίστωση κι άλλης ακτογραμμής ύψους 30-35 cm από την σημερινή μέση στάθμη της θάλασσας, η παρουσία της οποίας δεν έχει καμμία σχέση με την προηγούμενη ακτογραμμή, αλλά αντιστοιχεί στα ανώτατα σημεία της πλημμυρίδος της καλίρροιας του Β. Αιγαίου-περιοχές Σκιάθου, ακρ. Κύμης, Πρεών (Λεοντόρης, Σ. 1986).

Εκτός της περιπτώσεως (α), ανοδικές κινήσεις διαπιστώθηκαν επίσης, τόσο στο κεντρικό τμήμα του Β. Ευβοϊκού κόλπου (Καντήλι) μέχρι ανατολικά των Πολιτικών, με ύψος ακτογραφής 1,10 m περίπου, όσο και επί της

ενδοχώρα της νήσου.

Απόδειξη των ανοδικών κινήσεων της ανωτέρω περιοχής αποτελεί η παρατήρηση ότι, ο ποταμός Νηλέας πριν εκωθεί με τον ποταμό Κηρέα δυτικά του Μαντουδίου, χυνόταν στον Β. Ευβοϊκό κόλπο, δηλ. παρουσίαζε διεύθυνση ροής αντίθετη της σημερινής. Το γεγονός τούτο οφείλεται κατά τη γνώμη μας σε τεκτονικές δράσεις του τεταρτογενούς, που σ' αυτήν την περίπτωση εκφράστηκαν με ανοδικές κινήσεις του εξεταζομένου χώρου. Άλλωστε η ύπαρξη των ανοδικών κινήσεων αποδεικνύεται, τόσο από τα υδρογ. δίκτυα που είναι συνέπεια της ορογραφικής κατάστασης της περιοχής, των μορφών των λεκανών απορροής και της εξέλιξης των παραποτάμιων αναβαθμίδων, όσο και από την σεισμοτεκτονική συμπεριφορά της κεντρικής και βόρειας Εύβοιας (Σχ.2).

Επίσης, πολύ χαρακτηριστικές θεωρούνται οι ανοδικές κινήσεις στην περιοχή του Αλιβερίου που κατά την άποψή μας οφείλονται στην επώθηση της κεντρικής και βόρειας Εύβοιας επί του κρυσταλλοσχιστώδους υποβάθρου της νότιας Εύβοιας.

β) Όπως φαίνεται στον σεισμοτεκτονικό χάρτη, οι παράκτιες ζώνες που αναπτύσσονται κατά μήκος του στενού του Τρίκερι, ιδιαιτέρως προς την πλευρά της Β. Εύβοιας καθώς και επί του δυτικού άκρου αυτής, χαρακτηρίζονται από καθοδικές κινήσεις, το μέγεθος των οποίων τουλάχιστον κατά το τεταρτογενές δεν είναι δυνατόν να προσδιορισθεί.

Σημαντικές επίσης καθοδικές κινήσεις διαπιστώθηκαν στα βόρεια παράλια του Β. και Ν. Ευβοϊκού κόλπου που αρχίζουν ανατολικά των Πολιτικών και διá των Ψαχνών, Αρτάκης, Χαλκίδος, Αεσκάντι, Ερέτριας, φθάνουν μέχρι της Αμαρύνθου.

Κρίνεται απαραίτητο να αναφερθούμε και επί των καθοδικών κινήσεων των παραλίων των δύο Ευβοϊκών κόλπων προς την πλευρά της Στερεάς Ελλάδος, που αρχίζουν από τον Μαλιακό κόλπο (Δέλτα Σπερχειού) και διá της Αρκίτσας-Αδρυμνας-Δροσιός (Χαλκίδος)-Αυλίδος-Ωρωπού-Αγ. Αποστόλων, φθάνουν

μέχρι της Αγ.Μαρίας. Οι καθοδικές αυτές κινήσεις οφείλονται στις μεγάλες ρηξιγενείς ζώνες Αταλάντης και Ωρωπού, όπου παρατηρούνται κανονικές διαρρήξεις με κλίσεις προς τον Β. και Ν. Ευβοϊκό αντίστοιχα. Οι καθοδικές αυτές κινήσεις αποδεικνύονται από τα εξής:

1) Σεισμικά γεγονότα που παρουσιάζονται κυρίως επί της μεγάλης ρηγματικής ζώνης της Αταλάντης και του Ωρωπού, όπου η μορφολογική και τεκτονική εικόνα των ως άνω περιοχών είναι έντονα εκφρασμένη. Στις περιοχές αυτές, η παρουσία υποθαλασσίων ρηγμάτων πλησιέστατα των ακτών της Στερεάς, με μέτωπα μετάπτωσης που βλέπουν προς τον Β. και Ν. Ευβοϊκό αντίστοιχα, αποδεικνύουν την παρουσία καθοδικών κινήσεων.

2) Η κλιμακωτή διάταξη των πλειοτεταρτογενών αποθέσεων της ευρύτερης περιοχής της Αρκίτας και η επίσης κλιμακωτή ανάπτυξη των μειοπλειοτεταρτογενών αποθέσεων των Β και ΒΑ πρατών της Πάρνηθας, οφείλονται στην παρουσία παραλλήλων ρηγμάτων ΒΔ διεύθυνσης με μέτωπα μετάπτωσης προς την πλευρά του Β. και Ν. Ευβοϊκού κόλπου.

3) Οι παράκτιες ζώνες των Λευκαντί, Ερέτριας, Δροσιάς (Χαλκίδας) και ιδιαίτερα ο χώρος μεταξύ Αυλίδος και Ωρωπού, υφίστανται συνεχή διάβρωση από την θάλασσα, τουλάχιστον κατά τους ολοκαινικούς χρόνους, με αποτέλεσμα την αύξηση του θαλάσσιου χώρου σε βάρος του χερσαίου (Λεοντάρης, Σ.-Μαρουσιάν, Χ. (1986)). Οι διεργασίες αυτές δύνανται να αποδοθούν σε καθοδικές κινήσεις που στην Αιθιοπία (Β.Ευβοϊκός), Ωρωπό και Ερέτρια έχουν αποδειχθεί γεωλογικά και αρχαιολογικά.

Σχετικά με τις καθοδικές κινήσεις που παρατηρήθηκαν στις υπόλοιπες παράκτιες ζώνες της Εύβοιας, έχουμε να παρατηρήσουμε, ότι εδώ πρόκειται για χώρους συγκέντρωσης ιζημάτων, που λόγω υπερφόρτωσης τους δημιουργούνται καθοδικές κινήσεις. Φυσικά στην γένεση και εξέλιξη αυτών των μηχανισμών σημαντικό ρόλο έπαιξε και η ρηματογόνος τεκτονική.

Χαρακτηριστικά είναι τα δέλτα των ποταμών Ξηριά (Ιστιαίας), Αήλαντα (Χαλκίδος), Ρέμματος (Ψαχνών) και Σαρανταπόταμου (Αμαρύνθου), εκ των οποίων τα πλέον σημαντικά για την Εύβοια θεωρούνται τα δελταϊκά πεδία της Ιστιαίας και του Αήλαντα, όπου άλλωστε το φαινόμενο των καθοδικών κινήσεων είναι εντονώτατο.

Καθοδικές κινήσεις σε ηπιότερη έκφραση παρατηρήσαμε και στα δελταϊκά πεδία του Ρέμματος (Ψαχνών) και Σαρανταπόταμου (Αμαρύνθου).

Συμπερασματικά μπορεί να υποστηριχθεί, ότι στο Ολόκαινο τουλάχιστον ο θαλάσσιος χώρος ιδιαίτερα του Β. Ευβοϊκού κόλπου αλλά και του βορείου τμήματος του Ν. Ευβοϊκού κόλπου αυξάνει σε έκταση, ενώ μειώνεται σε βάθος.

#### VI. ΕΥΣΕΧΕΤΙΣΗ ΤΕΚΤΟΝΙΚΩΝ ΚΑΙ ΣΕΙΣΜΟΛΟΓΙΚΩΝ ΔΕΔΟΜΕΝΩΝ

Η νήσος Εύβοια από τεκτονικής πλευράς ανήκει στη ζώνη της ανατολικής Ελλάδας. Η σεισμική δραστηριότητα της νήσου καθορίζεται κυρίως από τις σεισμικές ζώνες που συμπίπτουν με τις εγκατακρημνίσεις της λεκάνης του Σπερχειού-Τρίκερι και της Αταλάντης-Ευρίπου, καθώς και από τις μεγάλες ρηξιγενείς ζώνες των δυτικών ακτών του Αιγαίου πελάγους.

Η εγκατακρημνιση Σπερχειού-Τρίκερι φιλοξενεί ένα μεγάλο αριθμό σεισμών με μικρά σχετικά μεγέθη. Στη δεύτερη εγκατακρημνιση Αταλάντης-Ευρίπου περιλαμβάνεται και η ρηξιγενής ζώνη του Βρωπού, όπου φιλοξενούνται εστίες μέσω σεισμών.

Η σεισμική ιστορία της νήσου Ευβοίας είναι γνωστή από το 426 π.χ. με τον καταστρεπτικό σεισμό της Αταλάντης. Όπως φαίνεται και από το σεισμικό καθεστώς, η ευρύτερη περιοχή της Εύβοίας παρουσιάζει μεγάλο αριθμό σεισμών που τα μεγέθη τους δεν ξεπερνούν το 6,1.

Από την κατανομή των σεισμικών επικέντρων των τελευταίων 84 ετών, που απεικονίζονται στον χάρτη 1, μπορούμε να παρατηρήσουμε τα ακόλουθα:

α) Ο βόρειος Ευβοϊκός κόλπος περιλαμβάνει μικρό αριθμό σεισμών, είναι δε μικρού μεγέθους και περιορίζονται στα περιθωριακά ρήγματα του κόλπου. Η όλη κατανομή των επικέντρων δείχνει, ότι η περιοχή αυτή δεν συνδέεται τεκτονικά με την Στερεά Ελλάδα.

β) Το στενό του Ευρίπου (Χαλκίδα-Θρωπός) παρουσιάζει μεγάλη σεισμική δραστηριότητα. Η περιοχή αυτή περιλαμβάνει μεγάλο αριθμό σεισμών που τα μεγέθη τους κυμαίνονται από 1,0 μέχρι λίαν ισχυρά 6,1. Η διασπορά των επικέντρων δείχνει, ότι η περιοχή αυτή συνδέεται στενά με την Στερεά Ελλάδα.

γ) Ο νότιος Ευβοϊκός κόλπος στερείται σχεδόν σεισμών. Οι ελάχιστες εστίες που υπάρχουν, περιορίζονται στα περιθωριακά ρήγματα και εγκλείουν σεισμούς μικρού μεγέθους. Η διασπορά των επικέντρων δείχνει ότι και ο νότιος Ευβοϊκός κόλπος εξελίσσεται ανεξάρτητα από το λεκανοπέδιο της Αττικής. Με βάση τις γεωλογικές, γεωμορφολογικές και σεισμολογικές παρατηρήσεις μας αφ' ενός και τις ποικίλες απόψεις προγενεστέρων ερευνητών σχετικά με τον τρόπο και τον χρόνο γένεσης του βόρειου και νότιου Ευβοϊκού κόλπου αφ' ετέρου, μπορούμε να συμπεράνουμε ότι, η δημιουργία του νότιου Ευβοϊκού κόλπου είναι παλαιότερη από αυτή του βόρειου. Το τμήμα που παραμένει ακόμη και σήμερα συνδεδεμένο με τη Στερεά Ελλάδα και βρίσκεται σε εξέλιξη, είναι η περιοχή του Ευρίπου.

δ) Μικροσεισμική κυρίως δραστηριότητα παρουσιάζει επίσης η εγκατακρήμιση του Τρίκερι καθώς και η ρηγματική ζώνη των ανατολικών και βορειοανατολικών ακτών της Εύβοιας. Η ζώνη αυτή φιλοξενεί εστίες μετρίων μέχρι ισχυρών σεισμών, όπως είναι ο σεισμός της Αγ. Άννας στις 11 Σεπτεμβρίου 1931 με μέγεθος 5,0.

ε) Στο ηπειρωτικό μέρος της νήσου παρατηρείται από τεκτονικής πλευράς ότι:

1) Επικρατούν δύο κύρια ρηγματικά συστήματα, μικρού ή μεγάλου μήκους.

Ένα κατά την ΒΔ-ΝΑ διεύθυνση και ένα κατά την ΒΑ-ΝΔ.

- 2) Όλα τα ρήγματα είναι κανονικά, γεγονός που δικαιολογεί την ύπαρξη εφελκιστικών τάσεων στην ευρύτερη περιοχή της νήσου.
- 3) Στο σύστημα των ρηγμάτων ΒΑ-ΝΑ διεύθυνσης, περιλαμβάνονται όλα σχεδόν τα περιθωριακά ρήγματα της νήσου, εκτός από τη ρηγματική ζώνη του Τρίκερι που είναι ΒΑ-ΝΑ διεύθυνσης.
- 4) Και τα δύο συστήματα φιλοξενούν εστίες σεισμών μικρού και μεσαίου μεγέθους. Η σεισμική δράση εντοπίζεται κυρίως στην βόρεια και κεντρική Εύβοια, ενώ η νότια Εύβοια στερείται σχεδόν σεισμικών εστιών.
- 5) Από τα δεδομένα του δικτύου του Volnet (1938-84), παρατηρείται μία αύξηση της σεισμικής δραστηριότητας στην περιοχή Παγώντα (κεντρική Εύβοια) από σεισμούς τελείως επιφανειακού ( $h=0$  km). Ο μεγάλος αυτός αριθμός των σεισμών είναι φαινομενικός και δεν ανταποκρίνεται στο πραγματικό σεισμικό καθεστώς της περιοχής. Την αύξηση αυτή αποδίδουμε στο γεγονός, ότι κατά την επεξεργασία των αναγραφών του τηλεμετρικού δικτύου Volnet, υπολογίστηκαν και οι καταγραφές των εκρήξεων που γίνονται στα μεταλλεία της Λάρκο. Συμπερασματικά διαπιστώθηκε, ότι υπάρχει πολύ καλή συσχέτιση μεταξύ των τεκτονικών στοιχείων και των επικέντρων σε όλη την εξεταζόμενη περιοχή. Ο συσχετισμός αυτός δείχνει ότι ολόκληρο το τεκτονικό καθεστώς της νήσου είναι ενεργό. Στις περιοχές όπου έχουμε συνάντηση ρηγμάτων, όπως στη ΒΑ περιοχή (ακρ. Αρτεμίσιο) και στο στενό του Ευρίπου (περιοχή Χαλκίδος), η σεισμική δραστηριότητα είναι πολύ μεγαλύτερη μια και η δυναμική φόρτιση είναι αθροιστική.

Γιὰ τον καθορισμό της χωρικής διασποράς των σεισμών, τον υπολογισμό του πάχους του σεισμογενετικού στρώματος και το πιθανό βάθος των ρηγιγενών επιφανειών, έγιναν τρεις κάθετες τομές κατά την ΒΑ διεύθυνση στην περιοχή που μελετήθηκε. Οι τομές αυτές όπως φαίνονται και στο σχ.3, έγιναν στις διευθύνσεις Αιδηψού-Ελληνικών, Αρτάκης-Ψαχνών-Λιμνιώ-



νες και Αμαρύνθου-Κύμης και περιλαμβάνουν τους σεισμούς που καλύπτουν ένα εύρος  $\pm 15$  km.

Στην τομή (Α) παρατηρούμε την μεγαλύτερη συγκέντρωση των εστιών στο ΒΑ μέρος της. Τα βάθη των σεισμών παρουσιάζουν μία χαρακτηριστική κλίση  $45^\circ$  προς τα ΝΔ και φθάνουν στο βάθος των 30 km σε απόσταση 10 km από την ακτή. Στην περιοχή της Αιδηψού, οι εστίες αρχίζουν από τα 10 km βάθος και βυθίζονται προς τα ΒΑ με μία κλίση  $68^\circ$ , ακολουθώντας το περιθωριακό ρήγμα του βόρειου Ευβοϊκού κόλπου. Ο βόρειος Ευβοϊκός κόλπος στερείζεται σεισμών. Οι ελάχιστες εστίες που υπάρχουν, βρίσκονται σε βάθος 15-20 km και περιορίζονται στα περιθωριακά ρήγματα του κόλπου. Μόνο δύο σεισμοί έχουν βάθος 2 και 7 km αντίστοιχα και θα πρέπει να ανήκουν και αυτοί στις μεγάλες ρηξιγενείς ζώνες του κόλπου. Στην περιοχή της Στερεάς Ελλάδας, τα βάθη των σεισμών παρουσιάζουν μία οριζόντια διασπορά που φθάνει τα 20 km βάθος. Από τη διασπορά αυτή των υποκέντρων διαπιστώνεται, ότι στο ΒΑ τμήμα της νήσου το σεισμογενετικό στρώμα έχει σφηνοειδή μορφή και διαχωρίζεται από το υπόλοιπο νοτιοδυτικό τμήμα της από μία ρηξιγενή επιφάνεια που έχει κλίση  $68^\circ$  προς τα ΒΑ. Άλλο χαρακτηριστικό του στρώματος αυτού είναι, ότι στο άνω μέρος, πάχους 0-7 km περίπου, παρατηρείται μικρή σεισμική δραστηριότητα και όχι σε όλο το μήκος του σε σχέση με το βαθύτερο στρώμα που είναι ολόκληρο ενεργό.

Στην τομή (Β) (Αρτάκης-Ψαχνών-Λιμνιώνες) παρατηρούμε ότι το ενεργό στρώμα στο ΒΑ μέρος της νήσου, έχει πάχος 15 km και προχωρεί οριζόντια μέχρι την λεκάνη των Ψαχνών. Στο ύψος αυτό βυθίζεται προς τα ΝΔ με κλίση  $40^\circ$  και φθάνει τα 40 km κάτω από τη Στερεά Ελλάδα. Χαρακτηριστικό επίσης είναι, ότι η λεκάνη Αρτάκης-Ψαχνών συνδέεται άμεσα με την Στερεά Ελλάδα μέχρι το βάθος των 15 km. Στο βάθος αυτό υπάρχει σαφής διαχωρισμός από δύο ρηξιγενείς επιφάνειες με αντίθετες κλίσεις.

Στην τομή (Γ) Αμαρύνθου-Κύμης, η διανομή των υποκέντρων περιορίζεται κυρίως στο βάθος των 10 km στα ΒΑ και φθάνει στα 15 km περίπου προς τα ΝΑ της νήσου (Ερέτρια, Αμάρυνθος). Στην περιοχή της Στερεάς Ελλάδος (Πρωπός), οι εστίες καταλαμβάνουν όλο το πάχος του ενεργού στρώματος μέχρι βάθους 30 km. Στην συνέχεια το βάθος των εστιών περιορίζεται στα 17 km.

Η διασπορά αυτή των υποκέντρων μαρτυρεί, ότι και η περιοχή αυτή του νότιου Ευβοϊκού κόλπου (περιοχή Πρωπού), βρίσκεται από σεισμοτεκτονικής πλευράς ακόμη συνδεδεμένη με την Στερεά Ελλάδα.

Γιά την καλλίτερη περιγραφή του σεισμογενετικού στρώματος της νήσου, έγινε μιά ακόμη τομή (τομή Δ) κατά μήκος του μεγάλου άξονα αυτής. Στην τομή αυτή που περιλαμβάνει σεισμούς σε εύρος  $\pm 15$  km εκατέρωθεν του άξονα προβολής, παρατηρούμε ότι οι εστίες των σεισμών στην νότιο Εύβοια, φθάνουν μέχρι βάθος 10 km περίπου. Στο ύψος της Κύμης τα βάθη των εστιών αυξάνουν και φθάνουν τα 30 km, κυρίως στην βόρεια πλευρά της νήσου. Η κλίση αυτή του σεισμογενετικού στρώματος προς βορράν, φαίνεται να παρακολουθεί την ασυνέχεια Μοχο που βυθίζεται από τα ΝΑ προς τα Βά κατά  $2^\circ$  (Σχ.4).

#### ΣΥΖΗΤΗΣΗ ΚΑΙ ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ

Από την όλη μελέτη της περιοχής διαπιστώνεται ότι η νήσος Εύβοια παρουσιάζει μεγάλο ενδιαφέρον, τόσο από γεωμορφολογικής και σεισμολογικής πλευράς, όσο και τεκτονικής. Αν και περιβάλλεται από δύο σεισμικές ζώνες με έντονη δραστηριότητα και τεκτονική εξέλιξη, μόλις ταύτα η νήσος παρουσιάζει ένα τελείως ξεχωριστό σεισμολογικό και τεκτονικό καθεστώς.

Από γεωλογικές μελέτες που έγιναν (Κατσιμάτσος, Γ. (1977) αποδείχθηκε ότι, ένα τμήμα της υποελαγωνικής ζώνης έχει επωθηθεί στο κεντρι-

κό και βόρειο τμήμα της νήσου πάνω στο κρυσταλλοσχιζτώδες υπόβαθρο. Το ετερογενές αυτό κάλυμμα παρουσιάζει έντονο τεκτονισμό, που εκφράζεται με κατάκόρυφες και οριζόντιες κινήσεις. Οι κινήσεις αυτές αντανακλούν πιθανόν τις παραμορφώσεις του υποβάθρου και γενικότερα του φλοιού που το πάχος του έχει υποστεί λέπτυνση προς νότον και φτάνει τα 20 km στο κεντρικό τμήμα του Κρητικού πελάγους. Οι διεργασίες αυτές κατά τον Ι. Μακρή (1977), ελέγχονται από ένα λιθοθερμικό σύστημα που έχει κινητοποιηθεί στη ζώνη μεταξύ ασθενόσφαιρας και φλοιού. Το σύστημα αυτό προκαλεί κάθετες μετακινήσεις της τάξεως των 10 km, με αποτέλεσμα να επηρεάζεται ο ευρύτερος χώρος του Αιγαίου.

Η απουσία σεισμικών εστιών στο βόρειο και νότιο Ευβοϊκό κόλπο, δείχνει ότι οι μεγάλες ρηξιγενείς ζώνες της νήσου δεν συνδέονται από σεισμολογικής πλευράς με τις αντίστοιχες της Στερεάς Ελλάδος αν και έχουν τις ίδιες διευθύνσεις. Αυτό διαπιστώνεται τόσο από τις ισοβαθείς, όσο και από μερικά σεισμικά προφίλ ανάκλασης μικρού βάθους που έγιναν από το Εθνικό Κέντρο Θαλασσίων Ερευνών (Ε.Κ.Θ.Ε) και δεν έχουν ακόμα δημοσιευθεί.

Τα μεγάλα περιθωριακά κανονικά ρήγματα εξ' άλλου που περιβάλλουν την νήσο, συνέβαλλαν στο διαχωρισμό και την απομάκρυνση της Εύβοιας από την Στερεά Ελλάδα. Η μόνη περιοχή που συνδέεται με την Στερεά Ελλάδα είναι η περιοχή του Ευρίπου. Όπως έχει όμως διαπιστωθεί από αρχαιολογικές αλλά κυρίως από τεκτονικές και γεωμορφολογικές παρατηρήσεις και το τμήμα αυτό αποχωρίζεται. Η διασπορά των υποκέντρων των σεισμών έδειξε, ότι στη βόρεια Εύβοια (τοιμή Α, σχ.3) το σεισμογενετικό στρώμα της νήσου, πάχους 30 km περίπου, διαχωρίζεται από το αντίστοιχο του Ευβοϊκού κόλπου από το ενεργό περιθωριακό ρήγμα της νήσου, που έχει κλίση  $68^\circ$  προς τα ΒΑ. Χαρακτηριστικό της περιοχής αυτής είναι ότι η μεγαλύτερη συγκέντρωση των σεισμών αρχίζει από τα 10 km βάθους, ενώ τα επιφανειακά στρώματα (0-7 km) έχουν μικρό αριθμό εστιών και περιορίζον-

ται στο κεντρικό και βορειοανατολικό μέρος.

Στην κεντρική Εύβοια (τομή Β, σχ.3) παρατηρούμε, ότι το σεισμογενετικό στρώμα περιορίζεται στα 15 km βάθους από ΒΑ προς τα ΝΔ και φθάνει μέχρι την λεκάνη των Ψαχνών. Στο σημείο αυτό το πάχος αυξάνει προς τα ΝΔ και φθάνει τα 40 km βάθους κάτω από την Στερεά Ελλάδα. Χαρακτηριστικό της περιοχής είναι η απουσία σεισμικών εστιών σε βάθη μεγαλύτερα των 15 km κάτω από την ακτή (περιοχή Αρτάκης). Το τμήμα αυτό βρίσκεται μεταξύ δύο ρηγμάτων με αντίθετη κλίση. Η παρατήρηση αυτή μαρτυρεί το πιθανό βάθος, όπου η νήσος Εύβοια είναι συνδεδεμένη με την Στερεά Ελλάδα και ότι ο διαχωρισμός προχωρεί από τα βαθύτερα στρώματα προς τα αβαθέστερα.

Στην τομή Γ (σχ.3), η διασπορά των υποκέντρων περιορίζεται κυρίως στο βάθος των 10 km από τα ΒΑ προς τα ΝΔ και φθάνει στα 15 km περίπου στην περιοχή της Ερέτριας-Αμαρύνθου. Στην Στερεά Ελλάδα οι σεισμοί φθάνουν σε βάθος 30 km (περιοχή Πρωπού) και στη συνέχεια ελαττώνονται και πάλι προς τα ΝΔ. Από τις τρεις αυτές κάθετες στον μεγάλο άξονα της νήσου τομές, συμπεραίνουμε, ότι το πάχος του σεισμογενετικού στρώματος της νήσου αυξάνει από ΝΑ προς ΒΑ και ότι ο διαχωρισμός του στενού του Ευρίπου (τομή Β) έχει αρχίσει από τα μεγαλύτερα βάθη προς τα μικρότερα. Η προς τα ΒΑ αύξηση του σεισμογενετικού στρώματος, διαπιστώνεται και από την τομή Δ (σχ.4) που έγινε κατά μήκος του μεγάλου άξονα της νήσου.

Χαρακτηριστικό και των τεσσάρων τομών είναι, ότι η μεγαλύτερη συγκέντρωση υποκέντρων, παρατηρείται σε βάθος μεγαλύτερο των 10 km, ενώ το επιφανειακό στρώμα πάχους 7 km, παρουσιάζει μικρότερη συγκέντρωση. Το γεγονός αυτό μαρτυρεί ότι το κύριο σεισμογενετικό στρώμα αναπτύσσεται μετά τα 10 km. Ο μικρός αριθμός υποκέντρων που παρατηρείται στα μικρά βάθη, μας οδηγεί στη σκέψη, ότι πιθανόν το στρώμα αυτό δεν συνδέεται άμεσα με το υποκείμενο. Η άποψη αυτή ενισχύεται και από γεωλογικές μελέτες, όπου φαίνεται καθαρά η επώθηση της υποπελαγονικής ζώνης επί του υ-

ποκειμένου κρυσταλλοσχιστώδους υποβάθρου. Από την σύγκριση των ρηξιγενών επιφανειών με την κατανομή των υποκέντρων, φαίνεται ότι οι επιφάνειες αυτές διασχίζουν ολόκληρο το σεισμογενετικό στρώμα.

Από τη γεωμορφολογική και σεισμοτεκτονική εξέταση της νήσου παρατηρούμε ότι η κεντρική και βόρεια Εύβοια παρουσιάζει έντονες κατακόρυφες κινήσεις (ανοδικές-καθοδικές). Οι κινήσεις αυτές, όπως διαπιστώθηκε και από επιτόπιες παρατηρήσεις, εντοπίζονται σε ορισμένα τμήματα της νήσου, παρουσιάζουν δε διαφορετική ταχύτητα και έχουν επηρεάσει σημαντικά το υδρογραφικό δίκτυο (σχ.4 και 5).

Οι κατακόρυφες αυτές κινήσεις έχουν διαπιστωθεί και από γεωφυσικές μεθόδους. Από βαρυτομετρικές διαφορικές μετρήσεις που έγιναν στην νήσο Εύβοια, Lagios, E. (1985) βρέθηκε ότι: 1) Στην περιοχή της Χαλκίδος η κανονική τιμή της αλλαγής της βαρύτητας (+15 mgal) συμφωνεί με 50 mm βύθιση. 2) Επίσης καθοδική κίνηση της τάξης των (+20 mgal) παρατηρήθηκε και στην περιοχή της Ιστιαίας.

Λαμβάνοντας υπ' όψη τις κατακόρυφες κινήσεις καθώς και τις σεισμοτεκτονικές παρατηρήσεις συμπεραίνουμε, ότι η νήσος Εύβοια και κυρίως το κεντρικό και βόρειο τμήμα αυτής αποτελείται από μικρά τεκτονικά μπλόκ μικρού πάχους που παρουσιάζουν διαφορετικές κινήσεις. Η απεικόνιση αυτών με τις αντίστοιχες κινήσεις παρουσιάζεται στο σχ.5.

Όπως φαίνεται και στο σεισμοτεκτονικό χάρτη, η νήσος Εύβοια παρουσιάζει πολύ έντονο τεκτονισμό. Η σύγκριση της σεισμικότητας της νήσου με τον τεκτονισμό της περιοχής, έδειξε ότι η Εύβοια και κυρίως το κεντρικό και ΒΔ. τμήμα αυτής βρίσκεται σε εξέλιξη. Χαρακτηριστικό όμως της περιοχής όπως έχει αναφερθεί είναι, ότι η σεισμική δραστηριότητα είναι σχετικά μικρή. Το γεγονός αυτό μπορεί να αποδοθεί στον έντονο κατακερματισμό της νήσου, και ιδιαίτερα του επωθημένου τμήματος της υποπελαγονικής ζώνης. Ο κατακερματισμός αυτός δεν επιτρέπει μεγάλη συγκέντρωση ελαστικών τάσεων, εξ αιτίας μιας συνεχούς εκτόνωσης υπό μορφήν

ολίσθησης (σχ.5) ή κατακορύφων κινήσεων. Η ύπαρξη των κατακορύφων κινήσεων έχει διαπιστωθεί, τόσο από αρχαιολογικές παρατηρήσεις, όσο και από γεωφυσικές και γεωμορφολογικές μετρήσεις.

#### ΕΥΧΑΡΙΣΤΙΕΣ

Ευχαριστούμε τον συνεργάτη του τομέα Γεωφυσικής του Παν/μίου Αθηνών Ν. Βούλγαρη, γεωλόγο-γεωφυσικό (Ε.Μ.Υ.) για την βοήθεια που προσέφερε στην παρούσα εργασία.

## ΠΕΡΙΛΗΨΗ

Στην εργασία αυτή εξετάζεται η γεωδυναμική εξέλιξη της νήσου Εύβοιας με την βοήθεια γεωμορφολογικών, σεισμολογικών και τεκτονικών παρατηρήσεων.

Αν και η νήσος γειτονεύει με δύο ενεργές σεισμικές ζώνες (Λοκρίδος-Χαλκίδος και Βορείων Σποράδων), ο βαθμός της σεισμικής δραστηριότητας είναι σχετικά μικρός. Τα περιθωρικά ρήγματα του Ευβοϊκού κόλπου είναι ανεξάρτητα μεταξύ τους και έχουν συμβάλλει αποφασιστικά στην ξεχωριστή σεισμοτεκτονική και γεωμορφολογική εξέλιξη της νήσου.

Η χωρική διασπορά των σεισμικών εστιών έδειξε ότι: I) Το πάχος του σεισμογενετικού στρώματος της νήσου αυξάνει από τα 10 km στα ΝΑ. στα 30 km προς το βόρειο μέρος της νήσου και φαίνεται να παρακολουθεί την ασυνέχεια Νοηο που βυθίζεται από τα ΝΑ. προς τα ΒΔ. κατά 2°. II) Ο μικρός αριθμός των υποκέντρων που παρατηρείται στα επιφανειακά στρώματα, βάθους 0-7 km, οφείλεται πιθανότατα στο ό,τι το επωδημένο στρώμα δεν συνδέεται άμεσα με το κρυσταλλοσχιστώδες υπόβαθρο. III) Οι μεγάλες ρηγιγενείς επιφάνειες της νήσου διασχίζουν όλο το πάχος του σεισμογενετικού στρώματος. Γεωμορφολογικές, γεωφυσικές και αρχαιολογικές παρατηρήσεις απέδειξαν, την ύπαρξη ανοδικών και καθοδικών κινήσεων. Οι κινήσεις αυτές σε συνδυασμό με το σεισμοτεκτονικό καθεστώς της νήσου, μας οδήγησαν στο συμπέρασμα, ότι το κεντρικό και βόρειο επιφανειακό στρώμα της Εύβοιας έχει διαχωριστεί σε μικρά τεκτονικά τεμάχια (block), που παρουσιάζουν κατακόρυφες και οριζόντιες κινήσεις.

Ο κατακερματισμός αυτός δεν επιτρέπει μεγάλη συγκέντρωση ελαστικών τάσεων, αλλά παρατηρείται με ά συνεχής εκτόνωση υπό μορφήν ολίσθησης και κατακορύφων κινήσεων. Οι κινήσεις αυτές δικαιολογούν τον μικρό βαθμό σεισμικότητας της νήσου.

## ABSTRACT

The geodynamic evolution of the Euboea Island is examined in this paper, based on geomorphological, seismological and tectonic observations.

Even though the island is in the neighbourhood of two active seismic zones (Lochris-Chalkis and Northern Sporades), the level of seismic activity is relatively low. These marginal faulting features of the Euboea Gulf are independent of each other and have decelcevely contributed to the geomorphological and seismotectonic evolution of the island.

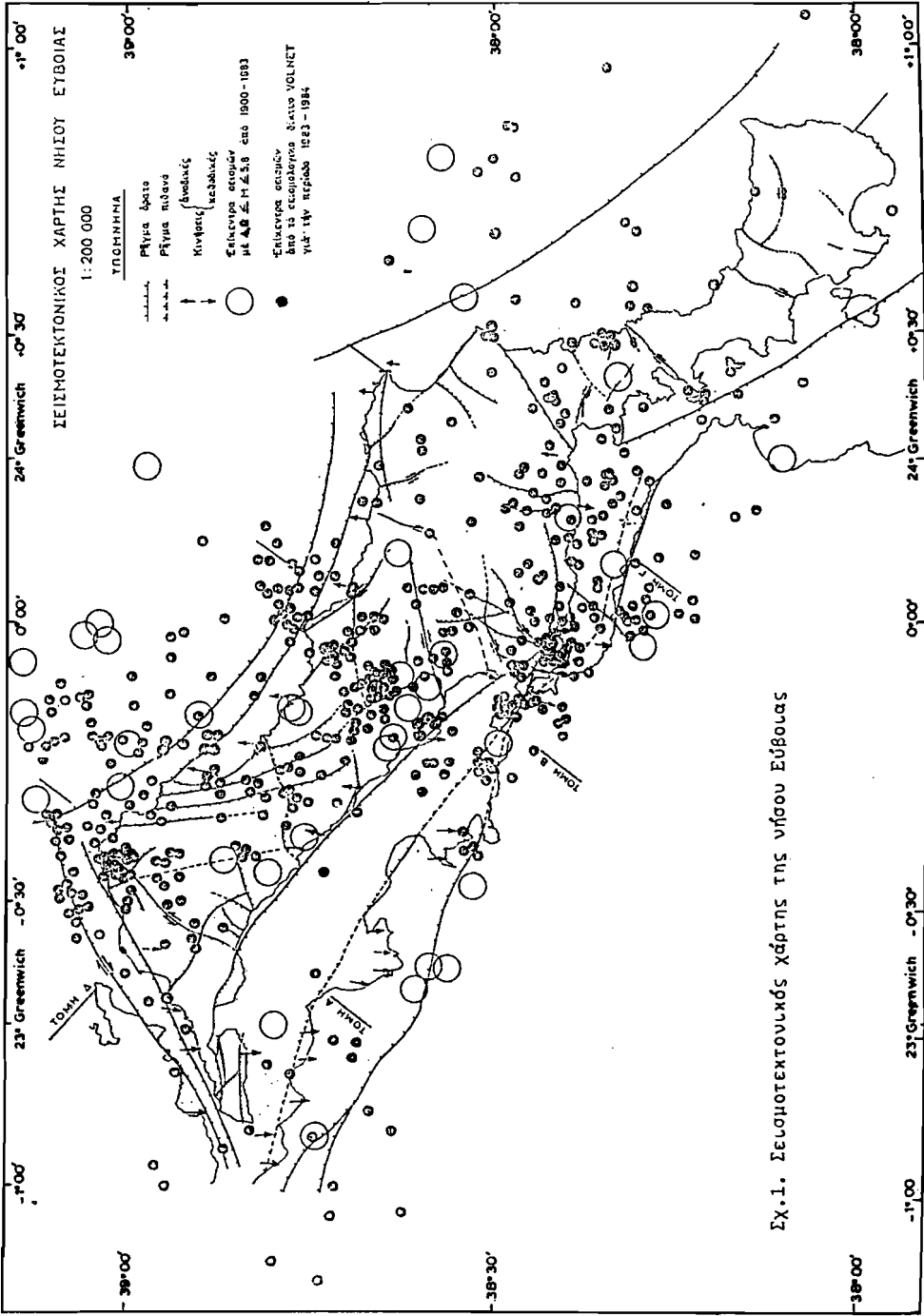
The space distribution of the seismic foci has shown that: 1) The thickness of the seismogenetic layer of the island increases from 10km in the south-east to 30 km on the northern side of the island. This trend seems to follow the Moho topography, which deepens from SE. to NW. 2) The small number of hypocenters observed in the upper crustal layer (0 to 7 km depth), is probably due to the overthrusting layer, which may not be in a rigid contact with the crystalline basement. 3) The large faulting planes of the island seem to cross throughout the whole thickness of the seismogenic layer.

Geomorphological, archaeological and mainly, geophysical observations have shown the existence of vertical movements (uplift and subsidence).

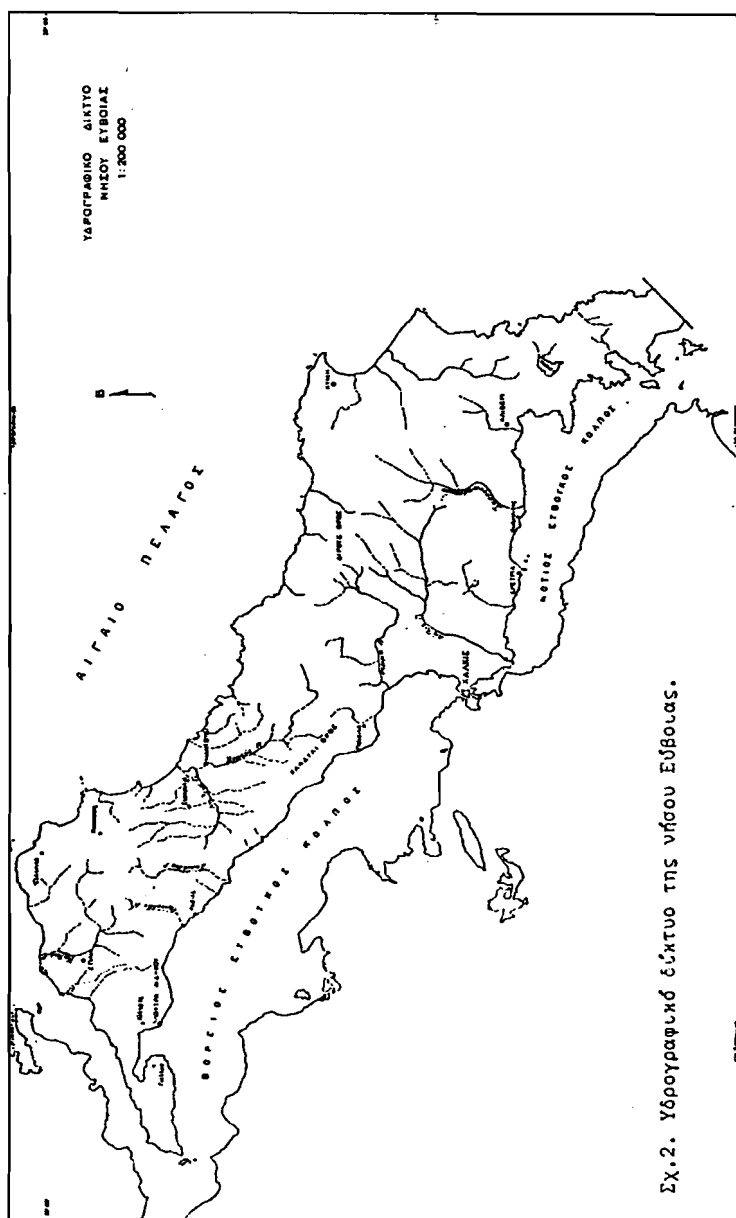
These motions, in relation to the seismotectonic regime of the island, lead to the conclusion that the central and northern upper crustal layers of the Island of Euboea have been divided in to smaller tectonic blocks, which exhibit vertical and horizontal movements. This "de-trital" form of the upper crust does not allow large concentrations of elastic stress, which is released in a form of creep and vertical motion.

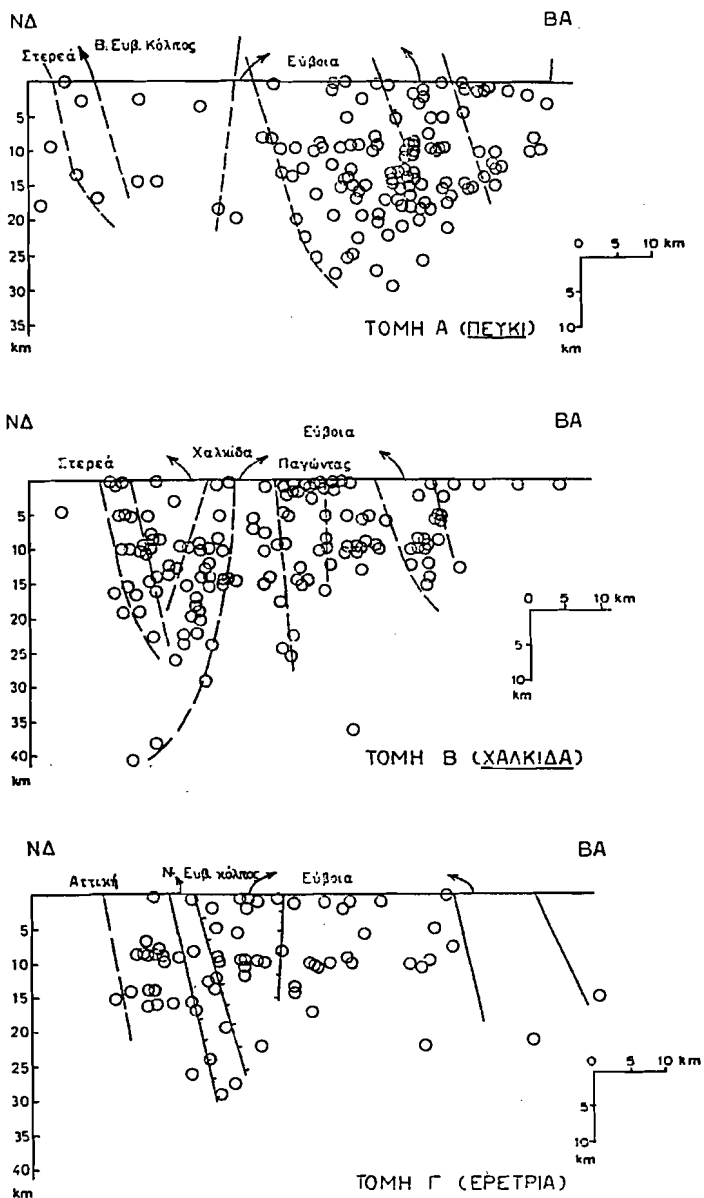


These observed vertical movements justify the low level of seismicity of the island.

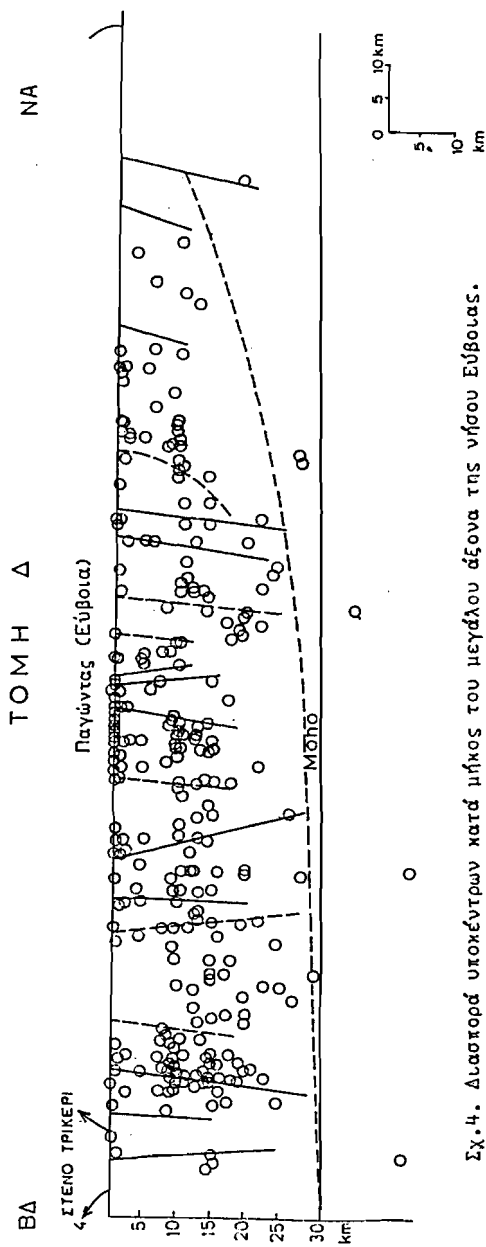


Σχ.1. Σεισμοτεκτονικός χάρτης της νήσου Εύβοιας

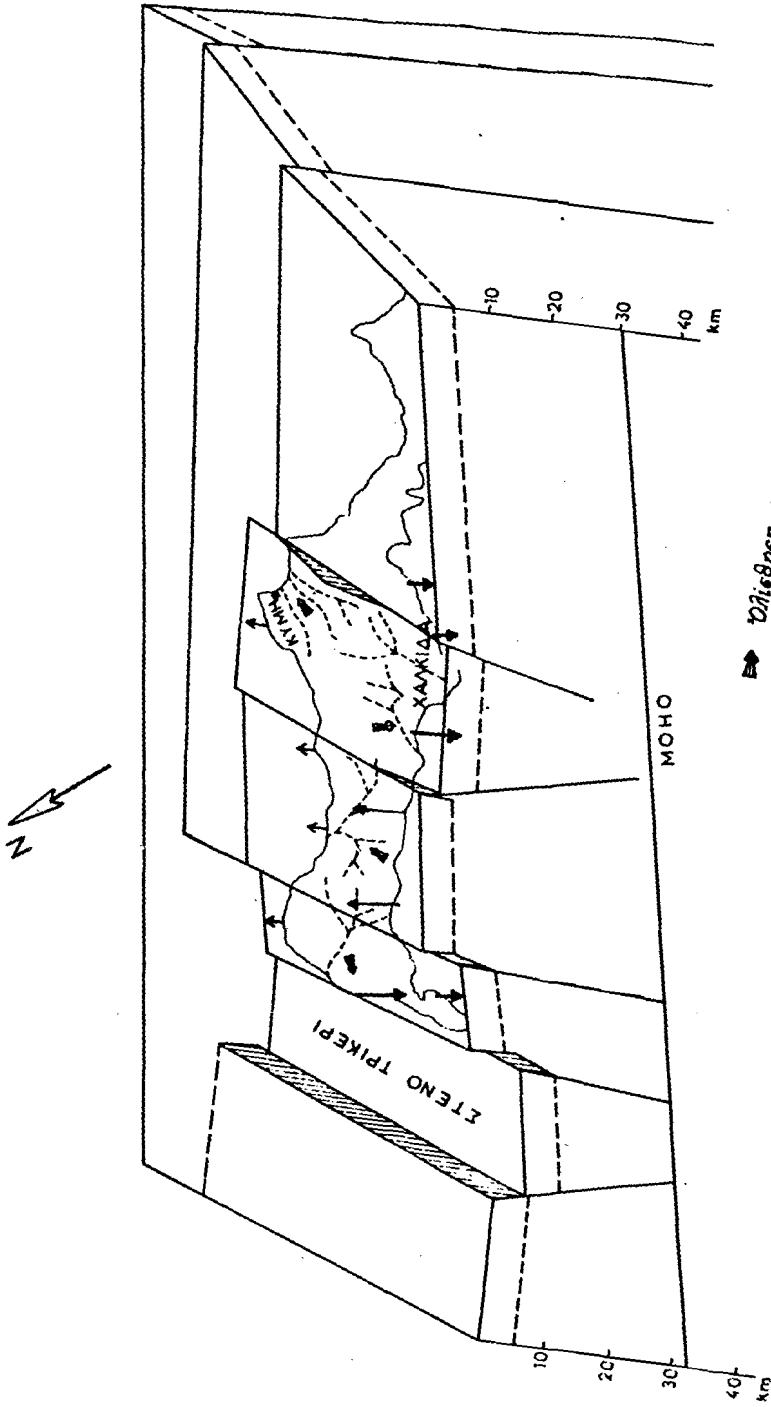




Σχ.3. Διασπορά υποκέντρων κατά μήκος τριών τομών (Α,Β,Γ) της Εύβοιας και μέρους της Στερεάς.



Σχ. 4. Διάσπορά υποκέντρων κατά μήκος του μεγάλου άξονα της νήσου Εύβοιας.



Σχ.5. Στερεοδιάγραμμα της νήσου Εύβοιας με τα τεκτονικά τεμαχία και τις διάτακτα διατεταγμένα τεμαχία (Τα μήκη των βελών δείχνουν το μέγεθος των κατακορύφων κινήσεων).

## ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ

1. Aubouin, J.-Guernet, C. Sur la Stratigraphie et la Tectonique de l' Eubée Moyenne (Grèce) . "Bull.Soc.Geol.de France", 7eme Serie, T.5me. p.821-827, Paris, 1963.
2. De Boer, J. Tectonic Characteristics of (Listric) Normal Faults an the Origin of Crossgrain Rift Zones (Corinth and Evvian) in Cetnral Greece. "Tectonophysics" (In press), 1985.
3. Βορεάδης, Γ. Αι Σεισμικαί δονήσεις της Βορείου Εύβοιας της 11ης και 13ης Σεπτεμβρίου 1931. "Γεωλογική Υπηρεσία της Ελλάδος", αριθ. 21, σ.7-31, Αθήναι 1932.
4. Chenevart, C.-Κατσικάτσος, Γ. Πλευρική Μετάβαση των Νεοπαλαιοζωϊκών Ιζημάτων προς Μέλη του Μεταμορφωμένου Συστήματος εις την Νήσο Εύβοια. "Γεωλ.και Γεωφυσ.Μελέτες", Τόμος 10, Ι.Γ.Μ.Ε. 1966.
5. Chenevart, C.-Katsikatsos, G. Island of Eubeoa. Scale 1:200.000. "Inst.Geol.Subsurface Res.", Athens, 1967.
6. Drakopoulos, J.-Makropoulos, K. Seismicity and Hazard Analysis Studies in the Area of Greece. "Univ. of Athens. Seismol. Laboratory Publ.", No.1, 1983.
7. Flemming, N.G. Holocene Earth Movements and Eustatic Sealevel Change in Peloponese. "Nature G.B.", 217, No.5133, p.1031-1032, 1968.
8. Hafemann, D. Niveauveränderungen an Küsten Kretas seit Dem Altertum. "Akad.D.Wiss.U.D.Lit., Abh., D. Math.Nat.Kl.", 12, s.608-688. Wiesbaden, 1965.
9. Γαλανόπουλος, Α. Σεισμική Γεωγραφία της Ελλάδος. "Ann.Géol. des P. Hellén.", 6, p.83-121, 1955.
10. Galanopoulos, A. Data Required for the Estimation of the Maximum Feasible Earthquake. "Ann.Géol.D.Pays Hellén.", 28, p.465-470, 1976.

11. Galanopoulos, A. Οι Βλαβεροί Σεισμοί και το Σεισμικόν Δυναμικόν της Ελλάδος. "An.Géol.D.Pays Hellén", XXX/2, 645-724, 1981.
12. Guernet, C. De Kymi a Eretria: Géologie d'Une Partie de l' Eubée (Grèce). "Bull.Soc.Géol.de France", 9, p.261-266, 1967.
13. Katsikatsos, G. La Structure Tectonique d'Attique et de l'Ile Eubée. "VI Colloquium on the Geology of the Aegean Region", V.I. p.211-220, Athens, 1977.
14. Katsikatsos, G.- De Bruizn, H. et al. The Neogene of the Island of Euboea (Evvia). "A review. Geologie en Mizzbouw", 60, p.509-516, Utrecht, 1981.
15. Kelletat, D.-Gassert, D. Quartärmorphologische Untersuchungen im Küstenraum der Mani-Halbinsel. Beiträge zur Regionalen Küstenmorphologie des Mittelmeerraums. "IV. Z.F. Geomorph. N.F. Suppl.", Bd. 22, 5, p. 8-56, Berlin/Stuttgart, 1975.
16. Kronberg, P.-Gunther, R. Fracture Patterns and Principles of Crustal Fracturing in the Aegean Region. "VI Colloquium on the Géology of the Aegean Region", Vol. II, p.893-906, Athens, 1977.
17. Lagios, E. A Gravity Network in Central Greece for secular Gravity Studies. "Pageoph.", Vol. 123, p.81-90, Basel, 1985.
18. Lemeille, F. Etudes Néotectoniques en Grèce Centrale Nord-Orientale (Eubée Centrale, Attique, Beotie, Locride). "Thèse 3 Cycle", Université de Paris", XI, p.173, 1977.
19. Λεοντάρης, Σ. Συμβολή εις την Μορφολογικήν και Μορφογενετικήν Ανάπτυξιν της Νήσου Εύβοιας και των Ευβοϊκών Κόλπων (Βορείου - Νοτίου) Ανάτυπο. "Αρχείου Ευβοϊκών Μελετών", Τόμος ΚΒ/1978-79, σ. 145-172, Αθήνα, 1979.



20. Leontaris, S. Erforschung der Aegäis-Beachrock. Beobachtungen über das Vorkommen und Küsten von SO. und SW. Euböa - Ostattika-NO. Boötien. "Prak. Akad. Athen", V. 60, p. 625-645, 1985.
21. Λεοντάρης, Σ.-Μαρουκιάδης, Χ. Προβληματικές γιὰ τον άνθρωπο ακτές του Νοτίου Ευβοϊκού Κόλπου, Περιοχή Φάρος Αυλίδος-Βρωπός, "3<sup>ο</sup> Συνέδριο της Ελλ. Γεωλ. Εταιρείας", Αθήνα 1986.
22. Λεοντάρης, Σ. Συμβολή στην Έρευνα του Παλιροϊκού Θαλασσοπέλαγος του Ευβοϊκού Χαλκίδος, σε σχέση με την Ακτογραφική κατάσταση του Β. και Ν. Ευβοϊκού Κόλπου. Ανάτυπο "Αρχείου Ευβοϊκών Μελετών", Τόμος ΚΣΤ 1984-86, σ.193-220, Αθήνα 1986.
23. Makris, J. Geophysical Investigations of the Hellenides. "Hamburg Geophys. Einz. 1", (Schriften Reihe A, Hft. 34, s. 1-124, Hamburg, 1977.
24. Makropoulos, K.-Burton, P. A Catalogue of Seismicity in Greece. "Intern. Rep. n. 114 Global Seism. Unit.", Edinburg 1979.
25. Rust, U. Die Reaktion der Fluvialen Morphodynamik auf Anthropogene Entwaldung Östlich Chalkis (Insel Euboa). "Z.F. Geomorph. N.F.", Suppl. Bd. 30, s. 183-203, Berlin, Stuttgart, 1978.
26. Rust, U.-Leontaris, S. Beachrock. Litorale Morphodynamik und Meeresspiegel-Änderungen nach Befunden auf Euböa (Griechenland). "Beiträge zur Geomorph. und Landeskunde", Band 7, s. 115-134, Berlin, 1980.
27. Χρόνης, Γ.-Μπαλόπουλος, Ε. κ.ά. Μελέτη Περιβαλλοντικών Επιπτώσεων από την Απόρριψη Μεταλλουργικών Σκωριών στο Ν. Τμήμα του Β. Ευβοϊκού Κόλπου. "Έκθεση", σελ. 1-254, Γ.ΩΚ.Α.Ε, Αθήνα, 1985.
28. Ψαριανός, Π. Αι Προσχώσεις της Αυλίδος. "Πρακτ. Ακαδ. Αθηνών", 23, σ. 268-274, 1948.