ΕΘΝΙΚΟ ΚΑΙ ΚΑΠΟΔΙΣΤΡΙΑΚΟ ΠΑΝΕΠΙΣΤΗΜΙΟ ΑΘΗΝΩΝ

ΣΧΟΛΗ ΘΕΤΙΚΩΝ ΕΠΙΣΤΗΜΩΝ
ΤΜΗΜΑ ΓΕΩΛΟΓΙΑΣ ΚΑΙ ΓΕΩΠΕΡΙΒΑΛΛΟΝΤΟΣ

ΠΡΟΓΡΑΜΜΑ ΜΕΤΑΠΤΥΧΙΑΚΩΝ ΣΠΟΥΔΩΝ ΣΤΡΩΜΑΤΟΓΡΑΦΙΑΣ – ΠΑΛΑΙΟΝΤΟΛΟΓΙΑΣ ΤΟΥ ΤΟΜΕΑ ΙΣΤΟΡΙΚΗΣ ΓΕΩΛΟΓΙΑΣ- ΠΑΛΑΙΟΝΤΟΛΟΓΙΑΣ

ΔΙΠΛΩΜΑΤΙΚΗ ΕΡΓΑΣΙΑ

Παλαιοοικολογική – Οικοστρωματογραφική εξέλιξη της λεκάνης του Ν. Ευβοϊκού τα τελευταία 30.000 χρόνια.

Μαρία Ψυχογιού

Επιβλέποντες: **Ντρίνια Χαρίκλεια,** Αναπληρώτρια Καθηγήτρια
Αναστασάκης Γεώργιος, Καθηγητής
Αντωναράκου Ασημίνα, Επίκουρη Καθηγήτρια

ΑΘΗΝΑ

ΔΕΚΕΜΒΡΙΟΣ 2014

ΔΙΠΛΩΜΑΤΙΚΗ ΕΡΓΑΣΙΑ

Παλαιοοικολογική – Οικοστρωματογραφική εξέλιξη της λεκάνης του Ν. Ευβοϊκού τα τελευταία 30.000 χρόνια.

Μαρία Χ. Ψυχογιού

Α.Μ.: 2625

ΕΠΙΒΛΕΠΟΝΤΕΣ: **Χαρίκλεια Ντρίνια,** Αναπληρώτρια Καθηγήτρια
Γεώργιος Αναστασάκης, Καθηγητής
Ασημίνα Αντωναράκου, Επίκουρη Καθηγήτρια

ΕΞΕΤΑΣΤΙΚΗ ΕΠΙΤΡΟΠΗ: **Ντρίνια Χαρίκλεια**
Αναστασάκης Γεώργιος
Αντωναράκου Ασημίνα

Δεκέμβριος 2014

ΠΕΡΙΛΗΨΗ

Στο πλαίσιο της παρούσας μεταπτυχιακής εργασίας, μελετήθηκε ο πυρήνας PAG 155 μήκους 166εκ. από την περιοχή του Νότιου Ευβοϊκού κόλπου. Η έρευνά μας εστίασε στις ακολουθίες των Βενθονικών τρηματοφόρων κατά μήκος του συγκεκριμένου πυρήνα με σκοπό να καταγραφεί η ανταπόκριση της πανίδας στις θαλάσσιες επικλύσεις και αποσύρσεις κατά τη διάρκεια των τελευταίων 30.000 ετών. Οι κινήσεις της θάλασσας, όπως καταγράφονται στον Νότιο Ευβοϊκό κόλπο σχετίζονται άμεσα με τους κύκλους παγετώδων – μεσοπαγετώδων περιόδων στην ευρύτερη περιοχή του Αιγαίου και του Ελλαδικού χώρου αλλά και με τα Θαλάσσια Ισοτοπικά Στάδια (MIS) σε παγκόσμια κλίμακα.

Κατά τη μελέτη των Βενθονικών τρηματοφόρων αναγνωρίστηκαν 210 διαφορετικά είδη και πραγματοποιήθηκαν πολυπαραγοντικές αναλύσεις και απόλυτες χρονολογήσεις, παράλληλα με τη χρήση διαφόρων μικροπαλαιοντολογικών δεικτών. Αναγνωρίστηκαν τέσσερις διακριτές συγκεντρώσεις Βενθονικών τρηματοφόρων με διακυμάνσεις στην ποσοστιαία συγκέντρωσή τους κατά μήκος του πυρήνα. Η συγκέντρωση Α1 με κυριαρχία καθαρά νηριτικών ειδών όπως τα *Elphidium* spp. και *Haynesina* spp. υποδηλώνει μια πρώιμη απόσυρση των υδάτων κατά το τέλος του MIS 5 και το μεγαλύτερο διάστημα του MIS 4. Η συγκέντρωση Β1 η οποία κυριαρχούσε έως και 42.000 πριν, αποτελείται κυρίως από το είδος *Cassidulina carinata* και αντιπροσωπεύει το τέλος του MIS 4 και το πρώτο μισό του MIS 3. Η συγκέντρωση Α2, με χαρακτηριστικό είδος το *Bulimina gibba* επικράτησε μέχρι και τα 9.500 χρόνια πριν και κάλυψε το χρονικό διάστημα του δεύτερου μισού του MIS 3 και ολόκληρο το διάστημα του MIS 2. Η θαλάσσια επίκλυση η οποία πραγματοποιήθηκε κατά το MIS 1 αποτυπώνεται στη συγκέντρωση Β1, η οποία χαρακτηρίζεται κυρίως από τα είδη *Bulimina marginata* και *Uvigerina* spp. και φτάνει έως και το παρόν με σημαντική αύξηση του βάθους ιζηματογένεσης.

Οι ποιοτικές αναλύσεις των Πλαγκτονικών τρηματοφόρων οι οποίες διενεργήθηκαν στην υπο μελέτη ιζηματογενή ακολουθία, υποστηρίζουν και αναδεικνύουν τις σχέσεις μεταξύ των κλιματολογικών αλλαγών κατά το ανώτερο Πλειστόκαινο και Ολόκαινο στην περιοχή του Νοτίου Ευβοϊκού με τις αλλαγές του κλίματος σε παγκόσμια κλίμακα

ΘΕΜΑΤΙΚΗ ΠΕΡΙΟΧΗ: Μικροπαλαιοντολογία - Βενθονικά Τρηματοφόρα

ΛΕΞΕΙΣ ΚΛΕΙΔΙΑ: Βενθονικά τρηματοφόρα, παγετώδη-μεσοπαγετώδη διαστήματα, παλαιοκλίμα, Θαλάσσια Ισοτοπικά Στάδια (MIS), Νότιος Ευβοϊκός κόλπος, Αιγαίο Πέλαγος.

ABSTRACT

This postgraduate thesis presents the results of the study into the Core PAG 155. This Core of 166cm in length, was acquired from South Evoikos Gulf. Our research focused on the Benthic foraminifera successions, in order to illustrate the faunal response to the sea regression and transgression that took place during the last 30,000 years. The sea movements, as they have been recorded in the South Evoikos Gulf, are linked directly with the glacial – interglacial cycles in the Agean Sea region in Greece, as well as the Marine Isotope Stages (MIS) in global scale.

During our study, 210 different Benthic foraminifera species were recognized. Relative abundances, principal component analysis and clusters analysis of Benthic foraminifera assemblages in the sediment samples were applied. Four distinct assemblages were identified, whose proportions changed over time. Assemblage A1 with high abundances of neritic species such as *Elphidium* spp. and *Haynesina* spp., dominated during the early regression phase of late MIS 5 and most of MIS 4. Assemblage B1, with high abundances of *Cassidulina carinata*, dominated till 42 ka representing the late regression of MIS 4 and the first half of MIS 3. Assemblage A2, with high abundances of *Bulimina gibba*, dominated from 42 ka to 9.5 ka indicating the late regression through lowstand of the second half of MIS 3 and the early transgression of MIS 2. Finally the assemblage B2 with high abundances of *Bulimina marginata* and *Uvigerina* spp., dominated from 9.5 ka to the present depicting the late transgression through early highstand during the MIS 1.

The quantitative analysis of Planktic foraminifera which was conducted on the sediment Core, support and highlight the relations between the climate changes that took place during the upper Pleistocene and the Holocene in the area of South Evoikos with the climate changes in global scale.

SUBJECT AREA: Micropalaeontology – Benthic foramninifera

KEYWORDS: Benthic foraminifera, glacial – interglacial stages, Marine Isotope Stages (MIS), paleoclimatology, South Evoikos, Agean Sea.

ΠΕΡΙΕΧΟΜΕΝΑ

ΠΡΟΛΟΓΟΣ.....10

1. ΕΙΣΑΓΩΓΗ 12

2. ΓΕΩΛΟΓΙΑ ΚΑΙ ΠΑΛΑΙΟΓΕΩΓΡΑΦΙΑ ΤΗΣ ΛΕΚΑΝΗΣ ΤΟΥ ΝΟΤΙΟΥ ΕΥΒΟΪΚΟΥ 21

2.1 Τοπική Ωκεανογραφία 23

3. ΜΕΘΟΔΟΛΟΓΙΑ 25

3.1 Περιγραφή του πυρήνα.....25

3.2 Μικροπαλαιοντολογική ανάλυση 28

3.2.1 Εργαστηριακή επεξεργασία των δειγμάτων 28

3.2.2 Επεξεργασία Τρηματοφόρων 28

3.2.3 Υπολογισμός παραμέτρων συγκέντρωσης βενθονικών Τρηματοφόρων.....29

3.2.3.1 Ποσοστό των ατόμων των πλαγκτονικών Τρηματοφόρων στο σύνολο των ατόμων των Τρηματοφόρων 29

3.2.3.2 Αριθμός Βενθονικών Τρηματοφόρων (BFN).....29

3.2.3.3 Δείκτες ποικιλότητας.....30

3.2.3.4 Δείκτης Υψηλής Παραγωγικότητας Βενθονικών Τρηματοφόρων (BFHP).....31

3.2.3.5 Πολυπαραγοντικές Αναλύσεις 32

3.3 Χρονοστρωματογραφία 33

4. ΤΡΗΜΑΤΟΦΟΡΑ – ΓΕΝΙΚΑ.....34

4.1 Εισαγωγή.....39

4.2 Περιβαλλοντικοί παράγοντες.....40

4.3 Η Παλαιοοικολογική σημασία χαρακτηριστικών Βενθονικών ειδών 43

5. ΑΠΟΤΕΛΕΣΜΑΤΑ.....49

5.1 Χρονοστρωματογραφία και Ρυθμοί Ιζηματογένεσης 49

5.2 Παράμετροι της πανίδας των βενθονικών Τρηματοφόρων 52

5.3 Q-mode Ιεραρχική Ανάλυση Ομαδοποίησης (Q-mode Hierarchical Cluster Analysis).....54

5.3.1 Συνάθροιση A1 *Elphidium* spp. - *Haynesina* spp.....56

5.3.2 Συνάθροιση A2 – *Bulimina gibba*.....56

5.3.3 Συνάθροιση B1 - *Cassidulina carinata*.....57

5.3.4 Συνάθροιση B2 - *Bulimina marginata* 57

5.4 Ανάλυση των Κυρίων Συνιστωσών PCA (Principal Components Analysis) 58

5.5 Παλαιοβυθομετρία 61

6. ΔΙΑΦΟΡΟΠΟΙΗΣΕΙΣ ΠΑΛΑΙΟΠΕΡΙΒΑΛΛΟΝΤΟΣ ΣΕ ΣΧΕΣΗ ΜΕ ΤΟ ΧΡΟΝΟ....63

6.1 Κατακόρυφη κατανομή των συναθροίσεων των βενθονικών Τρηματοφόρων σε σχέση με το χρόνο....63
6.1.1 Χρονικό διάστημα 1 (βάση – 130 εκ.) 63
6.1.2 Χρονικό διάστημα *2* (130 – 85,5 εκ.(42,03ka)) 64
6.1.3 Χρονικό διάστημα 3 (42,03-9,49 ka) 65
6.1.4 Χρονικό διάστημα 4 (9,49ka - παρόν)....65

7. ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ 68

8. ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ 74

ΚΑΤΑΛΟΓΟΣ ΣΧΗΜΑΤΩΝ

Σχήμα 1. Λιθολογία των ιζημάτων του πυρήνα PAG 155. 27

Σχήμα 2. Υποθετικό σκαρίφημα όπου απεικονίζεται το βάθος του παλαιοενδιαιτήματος σε σχέση με τη διαθεσιμότητα τροφής και τη συγκέντρωση οξυγόνου (αρχική πηγή [52] - τελική διαμόρφωση απο [19]. 37

Σχήμα 3. Κατανομή ποσοστού αφθονίας πλαγκτονικών τρηματοφόρων ως προς το βάθος. Σημειώνονται τα οικο-συμβάντα που διαπιστώθηκαν στην παρούσα μελέτη.....51

Σχήμα 4. Κατανομή αφθονίας βενθονικών τρηματοφόρων ως προς το βάθος. Σημειώνονται τα παρατηρηθέντα MIS καθώς και τα όρια των βενθονικών συναθροίσεων. 53

Σχήμα 5. Δείκτης υψηλής παραγωγικότητας βενθονικών τρηματοφόρων (BFHP), συνολικό ποσοστό των ειδών *Ammonia+Elphidium* στο σύνολο των βενθονικών, ποσοστό των πλαγκτονικών στο σύνολο των τρηματοφόρων, ο αριθμός βενθονικών τρηματοφόρων και ο δείκτης ποικιλότητας Shannon H.....54

Σχήμα 6. Δενδρόγραμμα ομαδοποίησης των δειγμάτων του πυρήνα, όπως προέκυψε από την Q-mode ιεραρχική Ανάλυση Ομαδοποίησης (μέθοδος Ward).....55

Σχήμα 7: Ανάλυση Κύριων Συνιστωσών.....61

ΚΑΤΑΛΟΓΟΣ ΕΙΚΟΝΩΝ

Εικόνα 1. Απεικόνιση του προοδευτικού σχηματισμού καλύμματος πάγου στην Ανταρκτική σε διάστημα 80.000 χρόνων, πριν απο 34 εκ. χρόνια. Το λευκό αντιπροσωπεύει τον ηπειρωτικό πάγο ενώ τα χρώματα το θαλάσσιο(εικονογράφηση Robert M. De Conto). Πηγή:News.yale.edu 12

Εικόνα 2. Μεσόγειος Θάλασσα. Πηγή:google earth 13

Εικόνα 3. Έκταση της υφαλοκρηπίδας οπως εκτέθηκε κατά τη θαλάσσια απόσυρση η οποία έλαβε χώρα κατά το LGM-με κόκκινο χρώμα. Πηγή:antiquity.ac.uk 15

Εικόνα 4. Ο χώρος του Αιγαίου κατά το Πλειστόκαινο με εμφανή την εκτεταμένη θαλάσσια απόσυρση (από [17]). 19

Εικόνα 5. Γεωλογικός χάρτης της ευρύτερης περιοχής μελέτης (Ι.Γ.Μ.Ε., 1983) 23

Εικόνα 6. Προσομοίωση της κυκλοφορίας των υδάτων στο Αιγαίο Πέλαγος (από[37]). 24

Εικόνα 7. Βαθυμετρία της περιοχής μελέτης και η θέση του υπό μελέτη πυρήνα PAG 155 25

ΚΑΤΑΛΟΓΟΣ ΠΙΝΑΚΩΝ

Πίνακας 1. Ηλικίες ραδιοχρονολόγησης και ρυθμοί ιζηματογένεσης 49

Πίνακας 2. Εξαγόμενες Συνιστώσες με διακυμάνσεις στα ποσοστά. 59

Πίνακας 3. Βενθονικά είδη και κύριες συνιστώσες. 60

ΠΡΟΛΟΓΟΣ

Στα πλαίσια των ερευνητικών δραστηριοτήτων του Τομέα Ιστορικής Γεωλογίας και Παλαιοντολογίας του Τμήματος Γεωλογίας και Γεωπεριβάλλοντος του Εθνικού και Καποδιστριακού Πανεπιστημίου Αθηνών διεξήχθη και η παρούσα Μεταπτυχιακή εργασία με θέμα: «Παλαιοοικολογική – Οικοστρωματογραφική εξέλιξη της λεκάνης του Ν. Ευβοϊκού τα τελευταία 30.000 χρόνια».

Η εργασία βασίστηκε κυρίως στη μελέτη των Βενθονικών τρηματοφόρων με έμφαση στις διαφοροποίησεις των συναθροίσεων τους ως αποτέλεσμα των κλιματικών αλλαγών οι οποίες έλαβαν χώρα κατά το Α. Πλειστόκαινο και το Ολόκαινο. Η ευαισθησία των Βενθονικών και των Πλακτονικών τρηματοφόρων στις αποσύρσεις και επικλύσεις της θάλασσας, στη διαφορά της θερμοκρασίας και της αλμυρότητας των υδάτων, στην εισροή θρεπτικών συστατικών και στην περιεκτικότητα σε διαλυμένο οξυγόνο, τα καθιστά ιδιαιτέρως χρήσιμα στις παλαιοοικολογικές μελέτες και στις αναπαραστάσεις παλαιοπεριβαλλόντων. Ολοκληρώνοντας, θα ήθελα να ευχαριστήσω όλους όσους με βοήθησαν και με στήριξαν σε αυτή την προσπάθεια.

Αρχικά θα ήθελα να ευχαριστήσω θερμά την Επιβλέπουσα Αν. Καθηγήτρια Χ. Ντρίνια για τη βοήθεια, καθοδήγηση και συμπαράστασή της. Οι επισημάνσεις και οι παρατηρήσεις της ήταν υψίστης σημασίας για την εκπόνηση της παρούσας εργασίας. Επίσης τίποτα δεν θα μπορούσε να ολοκληρωθεί χωρίς την παραχώρηση του χώρου της αλλά και των απαραίτητων υλικών και μέσων κατά τη διεξαγωγή αυτής της έρευνας.

Στον επιβλέποντα Καθηγητή Γ. Αναστασάκη θα ήθελα να πω ένα μεγάλο ευχαριστώ διότι χωρίς την παραχώρηση του πυρήνα PAG 155 και την παρότρυνση και συμπαράστασή του δε θα είχε ξεκινήσει καν αυτή η εργασία.

Τις θερμές ευχαριστίες μου θα ήθελα να εκφράσω και στην επιβλέπουσα Επίκουρη Καθηγήτρια Α. Αντωναράκου για τη σημαντικότατη συμβολή της στη μελέτη των Πλαγκτονικών τρηματοφόρων κα την τελική μορφή των αποτελεσμάτων.

Ιδιαιτέρως θα ήθελα να ευχαριστήσω το Διευθυντή του τομέα Καθηγητή Β. Καρακίτσιο για τη συμβολή του τις πρωταρχικές συζητήσεις πριν ξεκινήσει όλη αυτή η έρευνα και για το ειλικρινές ενδιαφέρον του καθ’όλη τη διάρκεια.

Τις πιο ειλικρινείς ευχαριστίες μου θα ήθελα να εκφράσω στη Δρ. Θ. Τσουρού για την ανεκτίμητη βοήθειά της στην παρουσιάση και όχι μόνο, της μεταπτυχιακής εργασίας.

Ιδιαίτερες ευχαριστίες θα ήθελα να εκφράσω στον Δρ. Γ. Κοντακιώτη για βοήθεια που πρόθυμα μου παρείχε με την αναγνώριση των Πλακτονικών τρηματοφόρων.

Στους φίλους και συνοδοιπόρους Α. Μ. Λούβαρη και Κ. Κωνσταντόπουλο θα ήθελα να πω ένα μεγάλο ευχαριστώ για την ηθική και πρακτική συμπαράστασή τους όποτε τη χρειάστηκα.

Ακόμη θα ήθελα να εκφράσω τις θερμές ευχαριστίες μου στους προσωπικούς μου φίλους – γεωλόγους και μη - οι οποίοι ενεπλάκησαν ενεργά στην ολοκλήρωση αυτής της εργασίας δινοντάς μου πρακτική και ηθική συμπαράσταση.

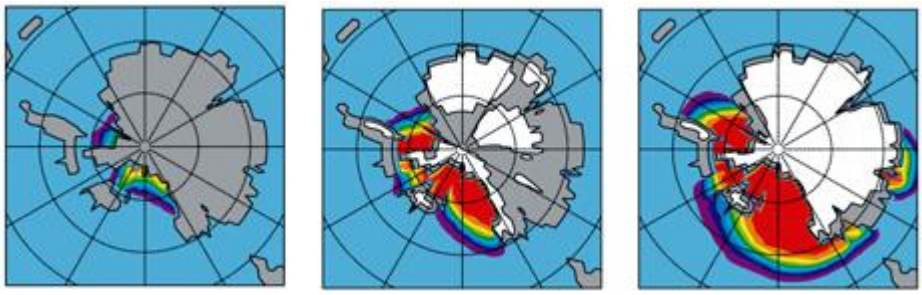
Τέλος, αφιερώνω αυτή την έρευνα στην οικογένειά μου ώστε να τους εκφράσω την ευγνωμοσύνη μου. Χωρίς την υποστήριξή τους όλη αυτή η προσπάθεια θα ήταν αδύνατον να ολοκληρωθεί.

Δεκέμβριος 2014

Μαρία Ψυχογιού

1. ΕΙΣΑΓΩΓΗ

Το κλίμα της Γης στην αρχή του Ηωκαίνου υπήρξε θερμότερο και έκτοτε ακολούθησε μια μακρόχρονη τάση μείωση της θερμοκρασίας [1]. Πριν από 34 εκ. χρόνια δημιουργήθηκαν οι παγετώνες της Ανταρκτικής (εικόνα 1) [2] ενώ 2,6 εκ. χρόνια πριν αναπτύχθηκαν οι παγετώνες του βόρειου ημισφαιρίου [3]. Από τότε αρχίζει και η τελευταία γεωλογική περίοδος του Τεταρτογενούς, το λεγόμενο Ice Age, με τις χαρακτηριστικές εναλλαγές των σχετικά σύντομων μεσοπαγετώδων και παρατεταμένων παγετώδων περιόδων, οι οποίες απέκτησαν αισθητά μεγαλύτερο εύρος και μικρότερη συχνότητα κατά το τελευταίο ένα εκατομμύριο χρόνια.



Εικόνα 1. Απεικόνιση του προοδευτικού σχηματισμού καλύμματος πάγου στην Ανταρκτική σε διάστημα 80.000 χρόνων, πριν απο 34 εκ. χρόνια. Το λευκό αντιπροσωπεύει τον ηπειρωτικό πάγο ενώ τα χρώματα το θαλάσσιο(εικονογράφηση Robert M. De Conto). Πηγή:News.yale.edu

Συνοπτικά το κλίμα διαμορφώνεται από τους εξής παράγοντες [4], [5]: α) Τροχιακές παράμετροι Γης- Ήλιου, δηλαδή η εκκεντρότητα (eccentricity), η λοξότητα του άξονα περιστροφής (obliquity) και η μετάπτωση των ισημεριών (precession) β) Διεργασίες ανάδρασης του συστήματος υδρόσφαιρα – ατμόσφαιρα – λιθόσφαιρα – βιόσφαιρα (ανάδραση είναι κάθε επακόλουθη επίδραση ενός γεγονότος στον ίδιο του τον εαυτό. Τα βασικά στοιχεία ανάδρασης στις κλιματολογικές αλλαγές είναι οι υδρατμοί, το χιόνι και ο πάγος, τα σύννεφα και ο ρυθμός ανάπτυξης των δασών) γ) Οι διακυμάνσεις του όγκου των παγετώνων δ) Οι μεταβολές στην ταχύτητα και τον τρόπο κυκλοφορίας των θαλάσσιων ρευμάτων ε) Η ηφαιστειακή και ηλιακή δραστηριότητα στ) Οι μεταβολές των αερίων του θερμοκηπίου της ατμόσφαιρας (πχ. CO_2, CH_4) και η επίδρασή τους στην εισερχόμενη και εξερχόμενη ακτινοβολία ζ) Οι ανθρωπογενείς επιδράσεις.

Το κλίμα της Μεσογείου επηρεάζεται από το υποτροπικό υψηλό της ξηρής ζώνης των ερήμων της Βόρειας Αφρικής, από τους δυτικούς ανέμους της κεντρικής και βόρειας Ευρώπης, από τους αφρικο-ασιατικούς μουσώνες, το υψηλό σύστημα πιέσεων της Σιβηρίας και την ταλάντωση του Βόρειου Ατλαντικού (North Atlantic Oscillation-NAO) και

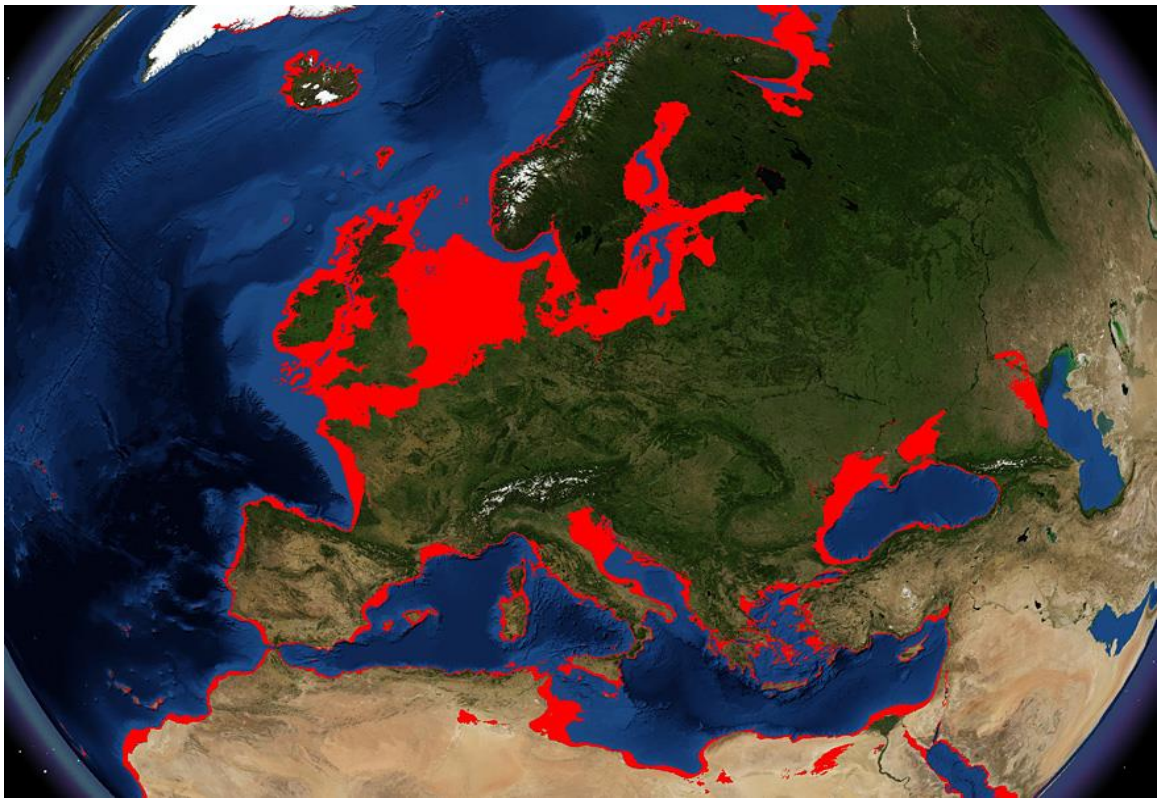
του Νότιου Ωκεανού (South Oscillation-SO). Το NAO εκτός από την ατμοσφαιρική κυκλοφορία της Μεσογείου επηρεάζει και τις ποτάμιες εισροές ύδατος και γενικά την υδάτινη κυκλοφορία της. Οι αφρικανικοί και ασιατικοί μουσώνες συμβάλλουν μέσω έντονων βροχοπτώσεων στην εισροή γλυκού νερού κυρίως στην Ανατολική Μεσόγειο μέσω του Νείλου και άλλων ποτάμιων συστημάτων. Επομένως κατά την προσπάθεια ανασύστασης του παλαιοκλίματος της Μεσογείου και ερμηνείας των μεταβολών του, θα πρέπει να λαμβάνεται υπ'όψιν η διακύμανση και ένταση της μουσωνικής δραστηριότητας, η κυκλικότητα των τροχιακών παραμέτρων της γης, η ηλιακή κυκλικότητα και η ταλάντωση του Βόρειου Ατλαντικού. Οι ωκεανοί ασκούν άμεση επίδραση στην ατμόσφαιρα εξαιτίας της συνεχούς ανταλλαγής θερμότητας και υδρατμών και εξαιτίας του σημαντικού ρόλου που διαδραματίζουν στην χημική ισορροπία του ατμοσφαιρικού συστήματος. Η θερμοκρασία των επιφανειακών υδάτων (SST) αποτελεί από τις σημαντικότερες παραμέτρους του κλιματικού συστήματος καθώς η αλλαγή της αλληλεπίδρασής της με την ατμόσφαιρα διαμορφώνει τα πρότυπα κατακρήμνισης, επέκτασης ξηρασιών, καταιγίδων και άλλων ακραίων φαινομένων.

Εικόνα 2. Μεσόγειος Θάλασσα. **Πηγή:google earth**

Οι ημί-κλειστες λεκάνες ιζηματογένεσης, όπως η Μεσόγειος Θάλασσα, έχουν μια πιο άμεση αντίδραση στις αλλαγές του κλίματος και της κυκλοφορίας των ωκεάνιων υδάτων. Κατά τη διάρκεια του Πλειστοκαίνου και του Ολοκαίνου, η περιοχή της Μεσογείου ήταν αρκετά ασταθής όσον αφορά τις κλιματικές συνθήκες. Διαδοχικά

επεισόδια αύξησης και πτώσης της θερμοκρασίας με διαφορετική ένταση χαρακτηρίζουν αυτό το χρονικό διάστημα. Κατά τη διάρκεια αυτών των περιόδων η λεκάνη της Μεσογείου έχει υποστεί σημαντικές αλλαγές στη στάθμη της θάλασσας ως αποτέλεσμα ευστατικών και ισοστατικών κινήσεων, γεγονός το οποίο έχει καταγραφεί στα γεωλογικά αρχεία [6]. Ο τελευταίος παγετώδης κύκλος (~ 130 ka έως σήμερα), ήταν μια εποχή μεγάλων διακυμάνσεων του κλίματος και υψηλού εύρους ευστατικών μεταβολών της στάθμης της θάλασσας, η οποία αναμφίβολα επηρέασε την ιζηματογένεση της Μεσογείου. Σύμφωνα με τους [7], οι διακυμάνσεις της στάθμης της θάλασσας τα τελευταία 130 ka κατηγοριοποιούνται ως εξής:

- ✓ Το διάστημα μεταξύ 130 και 115 ka αποτελεί την τελευταία μεσοπαγετώδη περίοδο όπου παρατηρείται το μέγιστο της στάθμης της θάλασσας (highstand) όπου αυτή είναι ως επί το πλείστον περίπου 20 μέτρα υψηλότερα από ό,τι η σημερινή.
- ✓ Το διάστημα μεταξύ 115 και 71 ka αντιστοιχεί στην πρόωρη υποχώρηση (regression) της στάθμης της θάλασσας, όπου αυτή κυμαίνεται μεταξύ 20 και 50 m κάτω από τη σημερινή στάθμη της θάλασσας.
- ✓ Το χρονικό διάστημα μεταξύ 71 και 30 ka αντιπροσωπεύει το τέλος της υποχώρησης, όπου η στάθμη της θάλασσας ήταν μεταξύ 50 και 75 m κάτω από τη σημερινή.
- ✓ Η ευστατική θαλάσσια στάθμη ήταν στο χαμηλότερο επίπεδό της (lowstand) μεταξύ 30 και 14 ka. Την περίοδο αυτή έλαβε χώρα και το τελευταίο παγετώδες Μέγιστο (LGM, 25-19 ka), όπου η στάθμη της θάλασσας ανήλθε στα ~ 120 m κάτω από τα σημερινά επίπεδα και ποτέ δεν υπερέβη τα 75 m κάτω από τη σημερινή στάθμη της θάλασσας (εικόνα 3).
- ✓ Το LGM ακολουθείται από μια σχετικά ταχεία, αν και διακοπτόμενη, επίκλυση της στάθμης της θάλασσας, η οποία κορυφώνεται πριν από 6 ka δημιουργώντας το σημερινό μέγιστο της στάθμης της θάλασσας (highstand).



Εικόνα 3. Έκταση της υφαλοκρηπίδας οπως εκτέθηκε κατά τη θαλάσσια απόσυρση η οποία έλαβε χώρα κατά το LGM-με κόκκινο χρώμα. **Πηγή:antiquity.ac.uk**

Τα Θαλάσσια Ισοτοπικά Στάδια (Marine Isotope Stages – MIS) είναι εναλλαγές θερμών και ψυχρών περιόδων του παλαιοκλίματος της Γης, τα οποία προκύπτουν από τις αλλαγές στη θερμοκρασία όπως αυτή καταγράφεται στα ισότοπα Οξυγόνου τα οποία έχουν βρεθεί σε βαθιούς θαλάσσιους πυρήνες. Για την εξαγωγή των στοιχείων χρησιμοποιήθηκαν γύρη και πλαγκτονικά τρηματοφόρα τα οποία έχουν εγκλωβιστεί μέσα στα θαλάσσια ιζήματα. Ξεκινώντας προς τα πίσω από το παρόν MIS 1, τα στάδια με τους άρτιους αριθμούς αντιπροσωπεύουν ψυχρές παγετώδεις περιόδους, ενώ εκείνα με τους περιττούς αντιπροσωπεύουν μεσοπαγετώδη διαστήματα με διάρκεια μερικών χιλιάδων χρόνων. Έχουν αναγνωριστεί πάνω από 100 στάδια πηγαίνοντας πίσω περίπου 2εκ. χρόνια. Οι κυκλικές αλλαγές όπως καταγράφηκαν ανταποκρίνονται στα στοιχεία τα οποία έχουν ανακτηθεί από χερσαίες μελέτες παγετώδων και μεσοπαγετώδων εναλλαγών και αποκαλύπτουν τη σημαντικότητα της εξάπλωσης και υποχώρησης των παγετώδων καλυμμάτων. Τα στοιχεία των MIS επίσης ταυτίζονται με τα αστρονομικά στοιχεία των κύκλων Milancovitch. Οι ακόλουθες τιμές αποτελούν τις χρονολογίες έναρξης των πιο πρόσφατων MIS από τους [8]:

- MIS 1 – 14 kyr το τέλος του ψυχρού διαστήματος Younger Dryas, σηματοδοτεί την έναρξη του Ολοκαίνου και συνεχίζει στο παρόν.

- MIS 2 – 29kyr
- MIS 3 – 57kyr
- MIS 4 – 71kyr
- MIS 5 – 130kyr διάστημα το οποίο περιλαμβάνει την έναρξη της τελευταίας παγετώδους περιόδου Eemian και χωρίζεται σε:
    - MIS 5a – 82kyr
    - MIS 5b – 87kyr
    - MIS 5c – 96kyr
    - MIS 5d – 109kyr
    - MIS 5e – 123kyr
- MIS 6 – 191kyr
- MIS 7 – 243kyr
- MIS 8 – 300kyr
- MIS 9 – 337kyr
- MIS 10 – 375kyr
- MIS 11 – 424kyr, το στάδιο το οποίο είναι παρόμοιο με το σημερινό MIS 1

Ο κατάλογος συνεχίζεται προς τα πίσω μέχρι και το MIS104, ξεκινώντας 2,614 εκατομμύρια χρόνια πριν.

Οι κύκλοι Dansgaard-Oeschger (DO) είναι απότομες κλιματικές αλλαγές οι οποίες αναγνωρίστηκαν πρώτη φορά σε πυρήνες από τη Γροιλανδία με μικρότερη διάρκεια από εκείνη των MIS. Αυτοί οι κύκλοι έχουν προκαλέσει μεγάλες αλλαγές στο κλίμα και στα συστήματα του καιρού στο Βόρειο Ατλαντικό. Ένας τυπικός κύκλος αποτελείται από τρία στάδια: ένα αργό στάδιο ψύξης το οποίο διαρκεί 600-2000 χρόνια, ένα γοργό στάδιο ψύξης διάρκειας 300-700 χρόνια και ακολουθείται από ένα στάδιο αύξησης της θερμοκρασίας. Το ψυχρότερο τμήμα των κύκλων DO έχει συσχετισθεί με τα γεγονότα Heinrich (HE). Κατά τη διάρκεια τέτοιων επεισοδίων, μεγάλες ποσότητες παγόβουνων ελευθερώθηκαν από τα Λαυρεντικά και Φενοσκανδιναβικά καλύμματα πάγου. Το αποτέλεσμα ήταν μια αύξηση του γλυκού νερού στον Βόρειο Ατλαντικό γεγονός το οποίο διατάραξε την θερμόαλη κυκλοφορία των ωκεάνιων υδάτων. Στοιχεία εμφάνισης των κύκλων DO και των HE γεγονότων έχουν καταγραφεί όχι μόνο στον Ατλαντικό ωκεανό αλλά και στη Δυτική και Ανατολική Μεσόγειο, με την αναγνώριση των συγκεκριμένων φάσεων στην Ανατολική Μεσόγειο λιγότερο κατανοητή.

Τα γεωλογικά δεδομένα θαλάσσιων αρχείων (από παλαιοθερμοκρασιακούς βιοδείκτες πχ. τρηματοφόρων, κοκκολιθοφόρων, αλκενονών κ.α.) χιλιάδων και εκατοντάδων

χρόνων πριν, όσο και τα σύγχρονα στοιχεία, δείχνουν ότι η Μεσόγειος χωρίζεται κλιματικά σε υποπεριοχές με πιο ξεκάθαρη αυτήν της Ανατολικής Μεσογείου από την Δυτική και Κεντρική Μεσόγειο. Η μοναδική σύνδεσή της με τον Ατλαντικό ωκεανό παραμένει το στενό του Γιβραλτάρ και ως αποτέλεσμα αυτού οι συνθήκες των επιφανειακών υδάτων είναι διαφοροποιημένες από τη δύση προς την ανατολή, όπου η αλμυρότητα και η θερμοκρασία των επιφανειακών υδάτων αυξάνεται και αντίστοιχα η παραγωγικότητα μειώνεται [9].

Από μελέτες που έχουν διεξαχθεί στην Ανατολική Μεσόγειο [10] το μεγάλο εύρος διαφοράς στα Ισότοπα του Οξυγόνου, αντιπροσωπεύει αφ'ενός τη διαφοροποίηση στον όγκο των παγετώνων και αφ'εταίρου την εισροή γλυκών υδάτων από τον Νείλο και τα υπόλοιπα ποτάμια συστήματα της βορείου Αφρικής [11] αλλά και από την εισροή γλυκών υδάτων από τη Μαύρη Θάλασσα [12], γεγονότα τα οποία σχετίζονται κυρίως με το μέγεθος των βροχοπτώσεων και την τήξη των παγετώνων.

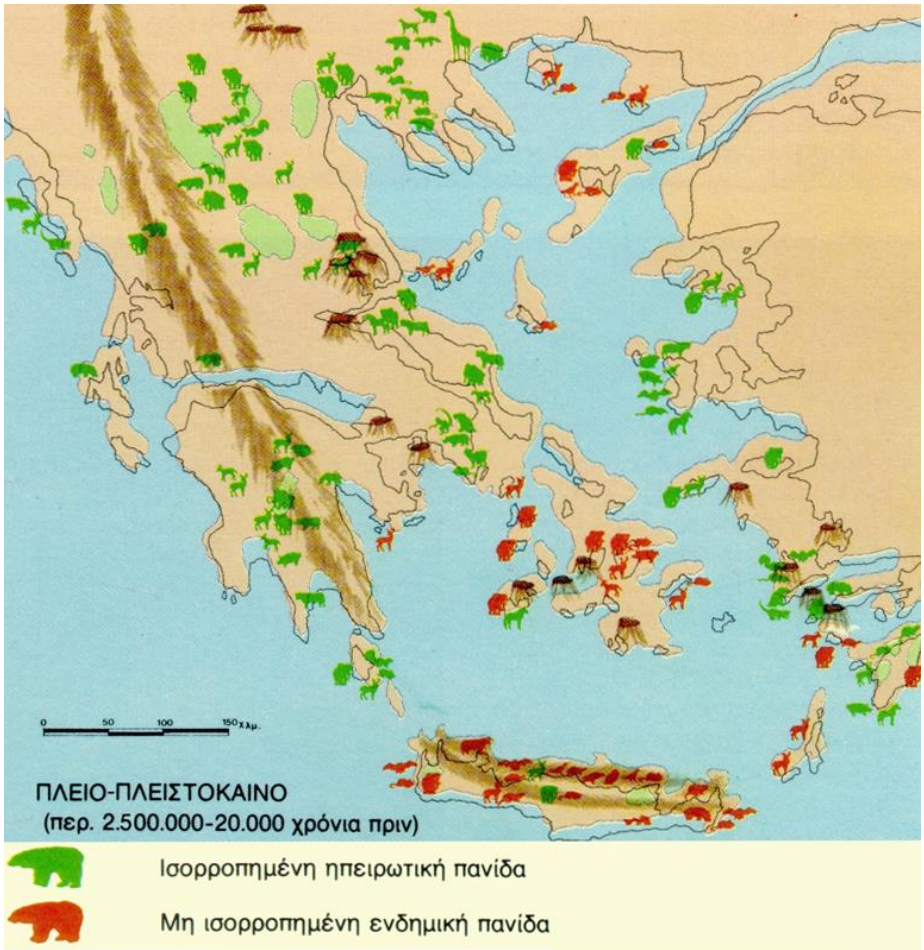
Η ωκεανογραφία του Αιγαίου Πελάγους ελέγχεται από τις κλιματικές αντιθέσεις ανάμεσα στις υγρότερες συνθήκες του βορρά και τις ημι-ερημικές συνθήκες του νότου, καθώς και από την ανταλλαγή υδάτινων μαζών με τη θάλασσα της Λεβαντίνης, το Ιόνιο πέλαγος και την Μαύρη Θάλασσα [13]. Τα θρεπτικά συστατικά εισέρχονται στη θαλάσσια περιοχή του Βόρειου Αιγαίου με παροχή από τη ροή των ποταμών και της Μαύρης Θάλασσας. Στις ολιγοτροφικές περιοχές του κεντρικού και νότιου Αιγαίου τα θρεπτικά συστατικά φτάνουν στην ευφωτική ζώνη μεσω της ανάδευσης που προκαλούν οι επιφανειακοί άνεμοι.

Οι παράκτιες περιοχές του Αιγαίου, από το Πλειστόκαινο μέχρι και σήμερα, έχουν υποστεί εκτετεμένες μεταβολές, λόγω των διαδοχικών αποσύρσεων και επικλύσεων της Θάλασσας. Κατά τη διάρκεια των παγετώδων περιόδων, οι οποίες σχετίζονται με ταπεινώσεις στη στάθμη της θάλασσας, εκτεταμένες ηπειρωτικές τράπεζες χέρσευσαν, μετατράπηκαν σε τμήματα της ξηράς και εκτέθηκαν σε διαβρωτικές διεργασίες κυρίως ποταμών και ανέμων. Οι παροχές βέβαια των ποταμών κατά τις συγκεκριμένες περιόδους ήταν χαμηλές, λόγω της μείωσης των βροχοπτώσεων, εξαιτίας του ψυχρού κλίματος που επικρατούσε.

Την περίοδο της ανόδου της στάθμης της θάλασσας, κατά τα μεσοπαγετώδη διαστήματα οι ηπειρωτικές τράπεζες προσχώνονταν με τις κύριες αποθέσεις της υφαλοκρηπίδας, από τις κύριες πηγές τροφοδοσίας τους τα ποτάμια και τους χείμαρρους.

Η χρονική περίοδος του Πλειστοκαίνου χαρακτηρίζεται από σημαντικές μεταβολές του όγκου των ηπειρωτικών παγετώδων καλυμμάτων και των αλπικών παγετώνων, τόσο στη βόρεια Αμερική όσο και στην Ευρώπη. Τις μεταβολές αυτές ακολούθησαν ισοστατικές κινήσεις, ως αποτέλεσμα της κατακόρυφης προσαρμογής του φλοιού στην αυξομείωση του βάρους των παγετώνων, αλλά και ευστατικές μεταβολές στη στάθμη της θάλασσας, λόγω της τήξης των παγετώνων. Το επίπεδο της επιφάνειας της θάλασσας κατά τη διάρκεια του Ανώτερου Πλειστοκαίνου και ιδιαίτερα τα τελευταία 240.000 χρόνια, παρουσίασε ταπεινώσεις και ανυψώσεις κατά τη διάρκεια των παγετώδων και μεσοπαγετώδων περιόδων αντίστοιχα [14].

Ο γεωγραφικός χώρο του Αιγαίου επηρεάστηκε αντίστοιχα από τις μεταβολές αυτές. Ξηρές και ψυχρές κλιματικές συνθήκες κατά τα παγετώδη διαστήματα οδηγούσαν στην ταπείνωση του επιπέδου της θάλασσας, μέχρι και 120μ. χαμηλότερα από ότι σήμερα [15]. Πολλά από τα σημερινά νησιά του Αιγαίου ήταν ενωμένα με τη στεριά, σχηματίζοντας ένα είδος γεφυρών οι οποίες συνέδεαν την Ελλάδα με τη Μικρά Ασία, διαχωριζόμενες μόνο από θαλάσσια κανάλια, ενώ είχαν σχηματιστεί και πολλές λίμνες (εικόνα 4). Κατά τα μεσοπαγετώδη διαστήματα, εισροή υδάτων είτε από τον Ατλαντικό ωκεανό, μέσω του στενού του Γιβραλτάρ, είτε από τα ποτάμια συστήματα της βορείου Αφρικής, είτε από τη Μαύρη θάλασσα, η οποία δεχόταν το μεγαλύτερο όγκο των υδάτων από την τήξη των παγετώνων της Βορείου Ευρώπης, διαφοροποιούσαν κάθε φορά τη στάθμη της θάλασσας. Η συσχέτιση κλιματικών αλλαγών στο βόρειο Ατλαντικό ωκεανό και τη βόρεια Ευρώπη με αντίστοιχες διαφοροποιήσεις σε περιοχές της ανατολικής Μεσογείου έχουν καταγραφεί σε διάφορες μελέτες [16]. Η αλλαγή στη θερμοκρασία των υδάτων, η παροχή των θρεπτικών συστατικών, η διαφορά στην αλμυρότητα, αλλά και το βάθος που κάθε φορά λάμβανε χώρα η ιζηματογένεση, έπαιζαν καίριο ρόλο στις πανίδες οι οποίες αναπτύσσονταν και ευημερούσαν στις συγκεκριμένες συνθήκες κάθε φορά.



Εικόνα 4. Ο χώρος του Αιγαίου κατά το Πλειστόκαινο με εμφανή την εκτεταμένη θαλάσσια απόσυρση (από [17]).

Τα Βενθονικά Τρηματοφόρα αποτελούν σημαντικά συστατικά του στρωματογραφικού αρχείου, και χρησιμοποιούνται ευρέως για την ανακατασκευή των παλαιοπεριβαλλοντικών συνθηκών, όπως το βάθος των υδάτων, την αλατότητα, την οξυγόνωση, την παραγωγικότητα (π.χ. [18], [19], 20], [21]). Συγκεκριμένα, έχει αποδειχθεί ότι οι μεταβολές της στάθμης της θάλασσας μπορεί να επηρεάσουν σε μεγάλο βαθμό τις περιβαλλοντικές συνθήκες που επικρατούν στο θαλάσσιο πυθμένα και την υπάρχουσα πανίδα [18], [22]. Στην παρούσα μελέτη, αναλύονται και ερμηνεύονται οι συναθροίσεις των βενθονικών τρηματοφόρων από τη λεκάνη του Νότιου Ευβοϊκού, στο κεντρικό Αιγαίο, ούτως ώστε να γίνουν κατανοητές οι περιβαλλοντικές μεταβολές που οφείλονται στις διακυμάνσεις της στάθμης της θάλασσας.

Αυτή η μελέτη έχει επικεντρωθεί στα τελευταία 30.000 χρόνια BP, ένα χρονικό διάστημα που καλύπτει το Ανώτερο Πλειστόκαινο και το σύνολο του Ολόκαινου (παρούσα μεσοπαγετώδης περίοδος), την τελευταία περίοδο που παρατηρείται λιώσιμο των

παγετώδων καλυμμάτων (deglaciation) και το μεγαλύτερο μέρος της τελευταίας παγετώδους περιόδου.

2. ΓΕΩΛΟΓΙΑ ΚΑΙ ΠΑΛΑΙΟΓΕΩΓΡΑΦΙΑ ΤΗΣ ΛΕΚΑΝΗΣ ΤΟΥ ΝΟΤΙΟΥ ΕΥΒΟΪΚΟΥ

Η ευρύτερη λεκάνη του Νότιου Ευβοϊκού είναι μια ενδοηπειρωτική λεκάνη η οποία συνδέεται με το Αιγαίο Πέλαγος μέσω των στενών ανάμεσα στους νήσους Εύβοια και Κέα. Αποτελείται από τρεις διαφορετικές διαδοχικές λεκάνες. Βορειότερα βρίσκεται ο κόλπος του Νότιου Ευβοϊκού με τη στενή έννοια. Αποτελεί μια μικρή επιμήκη θαλάσσια λεκάνη με γενική διεύθυνση ΔΒΔ – ΑΝΑ. Προς το βορρά συνδέεται με το Βόρειο Ευβοϊκό κόλπο μέσω του πορθμού του Ευρίπου, ενώ νότια συνδέεται με τον κόλπο των Πεταλιών, έχοντας φυσικό όριο το στενό Αγίας Μαρίνας – νήσου Καβαλιανής. Ακολουθεί η Νότια Ανοικτή λεκάνη η οποία, όπως και ο κόλπος των Πεταλιών, έχει γενική διεύθυνση ΒΔ – ΝΑ. Η συνολική επιφάνεια των επιμέρους κόλπων οι οποίοι απαρτίζουν την ευρύτερη λεκάνη του Νότιου Ευβοϊκού είναι περίπου 900 τετραγωνικά χιλιόμετρα. Στα δυτικά συνορεύει με την Αττική χερσόνησο και στα βορειοανατολικά με την Εύβοια. Πρόκειται για μια από τις πολλές περιθωριακές λεκάνες οι οποίες δημιουργήθηκαν κατά τη διάρκεια του Τεταρτογενούς τεκτονισμού και θεωρείται ότι επεκτείνεται με μια ΒΒΑ-ΝΝΔ διεύθυνση [23]. Η κυρίαρχη δομή της λεκάνης του νότιου Ευβοϊκού είναι ένα μεγάλο ρήγμα αποκόλλησης το οποίο διαχωρίζει τις μεταμορφωμένες ενότητες της Αττικο-κυκλαδικής ζώνης στα νότια, με τις μη μεταμορφωμένες ενότητες των εσωτερικών Ελληνίδων στα βόρεια [24].

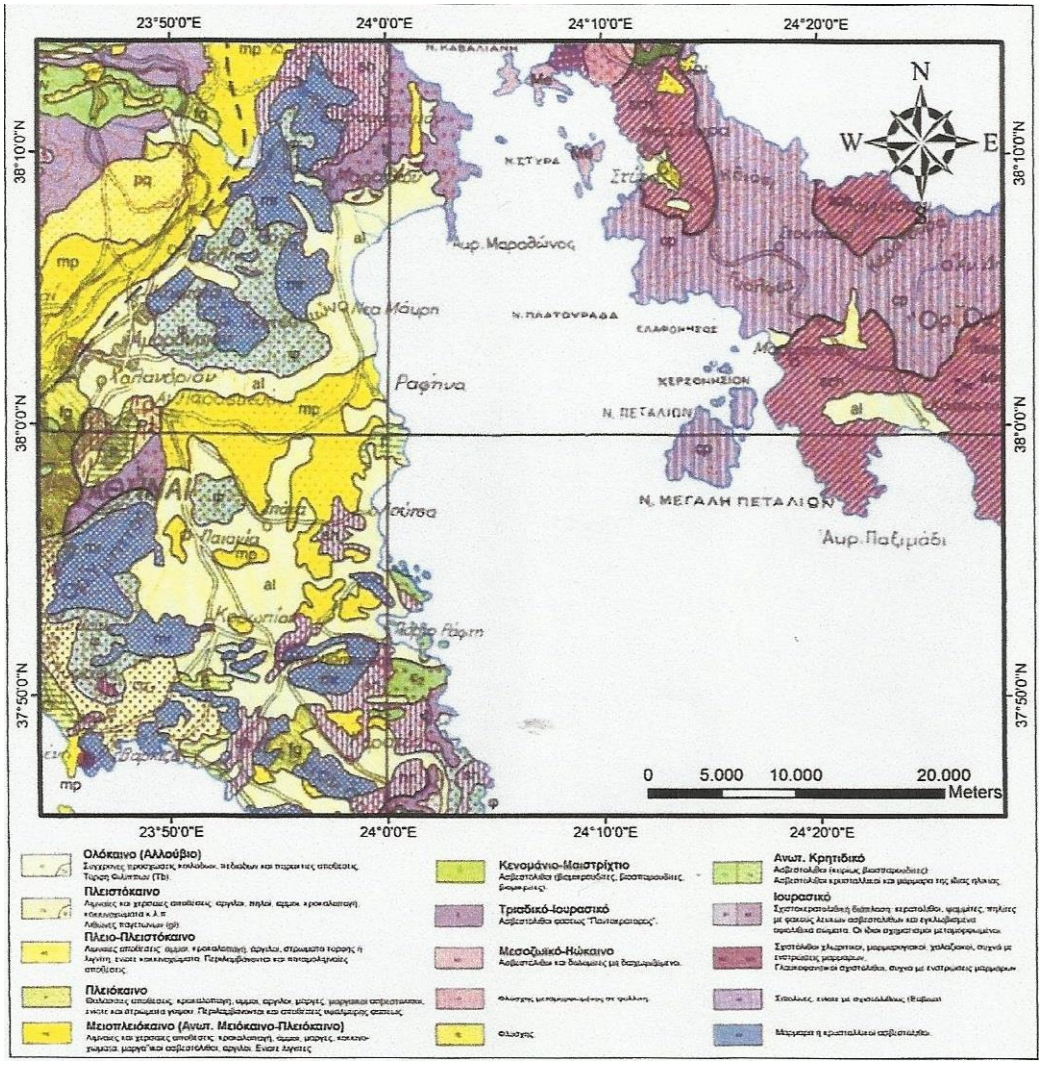
Σχετικά με τη γεωλογία της περιοχής, περιφερειακά του κόλπου στη γειτονική χέρσο συναντώνται διάφοροι μεταμορφωμένοι, μη μεταμορφωμένοι και μεταλπικοί σχηματισμοί. Τα κεντρικά και νότια τμήματα κυριαρχούνται από μεταμορφωμένα πετρώματα, κυρίως σχιστόλιθους, φυλλίτες και μάρμαρα, ηλικίας Λιθανθρακοφόρου έως ανώτερου Τριαδικού, τα οποία ανήκουν στις γεωτεκτονικές ενότητες Β. Κυκλάδων, Μακροτάνταλου – Όχης, Αττικής και Λαυρίου [25]. Τα βόρεια τμήματα αποτελούνται από Ασβεστόλιθους Τριαδικής έως Ηωκαινικής ηλικίας και Τεταρτογενείς άμμους και μάργες, σχηματισμοί οι οποίοι ανήκουν στις ενότητες Ανατολικής Ελλάδας και Όλυμπου – Αλμυροπόταμου – Κερκετέα [26], [27] (εικόνα 5). Η έναρξη απόθεσης μεταλπικών σχηματισμών στη λεκάνη του Νότιου Ευβοϊκού τοποθετείται στο Μειόκαινο και αντιπροσωπεύεται από διάφορα ιζήματα χερσαίας και λιμναίας φάσης [25]. Η είσοδος της θάλασσας και κατά συνέπεια η έναρξη της θαλάσσιας ιζηματογένεσης άρχισε κατά το Πλειόκαινο [28], [29] με φορά από το νότο προς το βορρά. Οι [30] σε μελέτη των σεισμικών στον Νότιο Ευβοϊκό και την ευρύτερη περιοχή, αναφέρουν ότι κατά το

κατώτερο Πλειόκαινο η περιοχή αποτελούσε μια χερσαία – λιμναία λεκάνη, η οποία έγινε θαλάσσια με την επίλυση η οποία έλαβε χώρα κατά το κατώτερο μέσο Πλειόκαινο, τερματίζοντας την τροφοδοσία ιζημάτων στην λεκάνη του Μυρτώου πελάγους νοτιότερα. Κατά το Μ – Α Ολόκαινο υπήρξε εισβολή νερού σε χαμηλού ανάγλυφου πεδιάδες και κοιλάδες τις οποίες μετέτρεψε σε υποθαλάσσιες ρηχές περιοχές εξαιτίας της ραγδαίας ανόδου της στάθμης της θάλασσας στο Αιγαίο. Η προώθηση της θάλασσας προς την ξηρά είχε ως αποτέλεσμα την μετάθεση των κέντρων απόθεσης προς το βορρά και την υποχώρηση των εκβολών των ποταμών και χειμάρρων [31].

Η σημερινή θαλάσσια περιοχή οριοθετείται από αρκετά ρήγματα τα οποία προκαλούν μικρή σεισμικότητα και πίεση [32] με εξαιρέσεις τις περιοχές του Αλιβερίου στην Εύβοια και του Γραμματικού στην Αττική, όπου καταγράφεται εντονότερη μικροσεισμική δραστηριότητα [33]. Οι περιοχές περιφερειακά της Αττικο – κυκλαδικής μάζας, εμφανίζουν μηδενική ή ελάχιστη ανύψωση κατά τη διάρκεια των τελευταίων χιλιάδων χρόνων. Οι [34] πρότειναν μια ανοδική κίνηση της πεδιάδας του Μαραθώνα με πολύ αργούς ρυθμούς τα τελευταία 5000 χρόνια και μια εξίσου αργή άνοδο της στάθμης της θάλασσας από τους Κλασσικούς χρόνους ως και σήμερα. Αντίθετα οι [35] κατά τη διάρκεια εντατικής μελέτης υπαίθρου κατά μήκος της ακτής του Μαραθώνα, δεν κατέγραψαν στοιχεία πρόσφατης τεκτονικής ανύψωσης στην περιοχή.

Η λεκάνη του νότιου Ευβοϊκού χαρακτηρίζεται κυρίως από αμμώδη ιζήματα τα οποία μειώνονται από τις ακτές της Αττικής προς το κεντρικό τμήμα της λεκάνης όπου εμφανίζονται καλά διαβαθμισμένα. Η παρουσία πιο χονδρόκοκκων ιζημάτων, κυρίως στα ανατολικά και νότια, σε κάποια βάθη σχετίζεται με παράκτιες αποθέσεις παλαιότερων γεωλογικών περιόδων. Αφορούν υπολειμματικές άμμους οι οποίες αποτέθηκαν πριν τη Φλάνδρια επίκλυση (~9000kyr BP). Οι σχηματισμοί αυτοί διατηρήθηκαν εξαιτίας της απουσίας αξιόλογης παροχής χερσογενών υλικών αφού τα ποτάμια που υπάρχουν στην περιοχή δεν είναι αρκετά. Σε αυτήν την περίπτωση οι μηχανισμοί διάβρωσης της ξηράς με την επίδραση των κυμάτων και του ανέμου είναι πολύ σημαντικοί για την τροφοδοσία της περιοχής με ιζήματα [26]. Τα ποσοστά της ιλύος και της αργίλου είναι αρκετά χαμηλά κυρίως στο κεντρικό – ανατολικό τμήμα της λεκάνης. Είναι επίσης πιθανό να υπήρχε μια περίοδος εναλλαγών ανάμεσα σε λιμναίες, υφάλμυρες και θαλάσσιες φάσεις ιζηματογένεσης. Το σημερινό βάθος της περιοχής μελέτης ανέρχεται στα 160μ. Οι [6] σε εργασία τους το 2005, εφαρμόζουν ένα μοντέλο υπολογισμού των διαφορποιήσεων στη στάθμη της θάλασσας λαμβάνοντας υπόψιν τους τον όγκο των παγετώνων, τις ισοστατικές κινήσεις αλλά και τις τεκτονικές κινήσεις

στις διάφορες περιοχές. Η περιοχή της Μεσογείου αποτελεί ένα περιβάλλον μικρής επιροής από την παλίρροια και υπάρχει πληθώρα αρχαιολογικών και γεωλογικών στοιχείων για συσχετίσεις. Εφαρμόζοντας το συγκεκριμένο μοντέλο σε διάφορες περιοχές μία εκ των οποίων είναι η νότια Πελοπόννησος στον Ελλαδικό χώρο, κατέληξαν οτι 20ka BP η στάθμη της θάλασσας ήταν 140μ χαμηλότερα από σήμερα, γεγονός που υποδηλώνει ότι σε κάποιες εποχές η ιζηματογένεση έλαβε χώρα σε παράκτια, ρηχά περιβάλλοντα. Οι [15] αναφέρουν ότι η στάθμη της θάλασσας κατά το Πλειστόκαινο διέφερε σημαντικά και σύμφωνα με μελέτες των [36] και [37] υπολογίζεται ότι 21ka BP ήταν περίπου 120μ. χαμηλότερα.



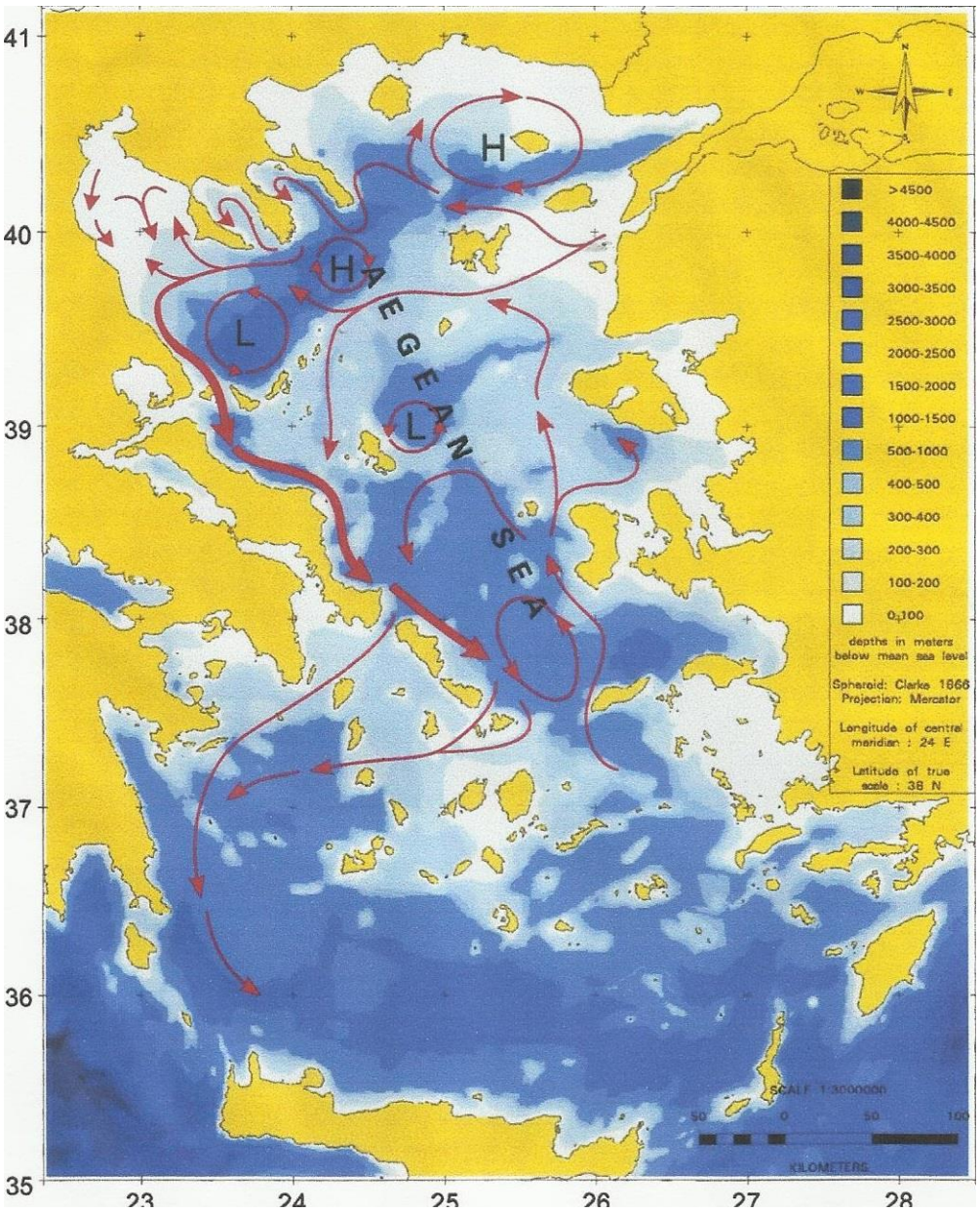
Εικόνα 5. Γεωλογικός χάρτης της ευρύτερης περιοχής μελέτης (Ι.Γ.Μ.Ε., 1983)

2.1 Τοπική Ωκεανογραφία

Η κυκλοφορία των υδάτων στη λεκάνη του νοτίου Ευβοϊκού είναι κυκλωνική, όπως ακριβώς και αυτή του Αιγαίου πελάγους, δηλαδή είναι κίνηση αντίστροφη από εκείνη των δεικτών του ρολογιού. Πιο συγκεκριμένα, η συνολική κυκλοφορία αποτελείται από

μικρότερης κλίμακας δίνες οι οποίες αλλάζουν θέση αλλά και ένταση ανάλογα με τους εποχικούς ανέμους [9]. Θερμές και μεγάλης αλατότητας μάζες νερού εισέρχονται στο Αιγαίο από τη λεκάνη της Λεβαντίνης και ρέουν προς το βορρά κατά μήκος των δυτικών ακτών της Τουρκίας. Νοτίως των Δαρδανελλείων, αυτές η υδάτινες μάζες αραιώνονται και αποκλίνουν προς τα δυτικά εξ΄αιτίας της εισροής ψυχρών και χαμηλής αλατότητας υδάτων από τη Μαύρη Θάλασσα. Πρόκειται για ύδατα υψηλής περιεκτικότητας σε διατροφικά συστατικά τα οποία κινούνται δυτικά – βορειοδυτικά προς το βόρειο Αιγαίο και κατόπιν στρέφονται νότια, κατά μήκος της Ελληνικής ακτογραμμής. Επίσης, είναι γνωστό ότι η ευρείας κλίμακας κυκλοφορία χαρακτηρίζεται από είσοδο των επιφανειακών υδάτινων μαζών στο Αιγαίο και έξοδο των βαθέων υδάτων [13].

Τα ρεύματα επηρεάζονται κυρίως από τους ανέμους, αλλά επίσης από την τοπογραφία του βυθού και την εποχική εισροή του νερού. Η περιοχή είναι μικρο παλιρροιακή σε συντονισμό με τις παλινδρομήσεις των υδάτινων μαζών του Αιγαίου πελάγους.

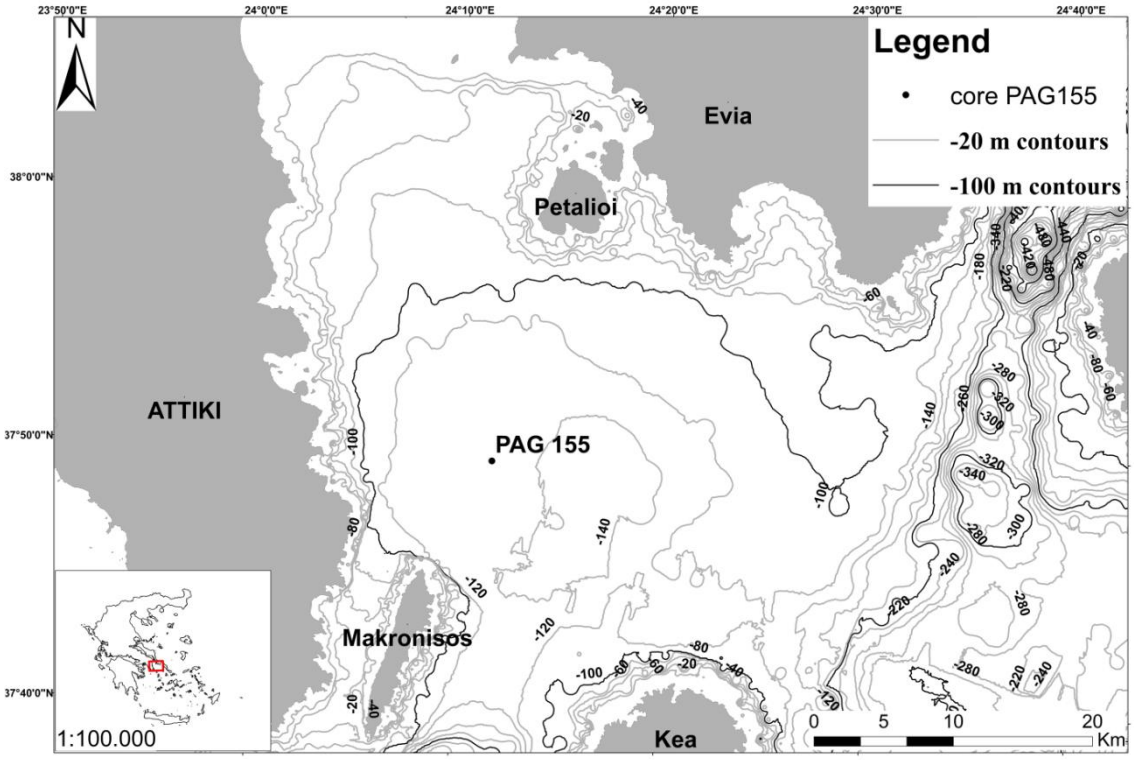


Εικόνα 6. Προσομοίωση της κυκλοφορίας των υδάτων στο Αιγαίο Πέλαγος (από[37]).

3. ΜΕΘΟΔΟΛΟΓΙΑ

3.1 Περιγραφή του πυρήνα

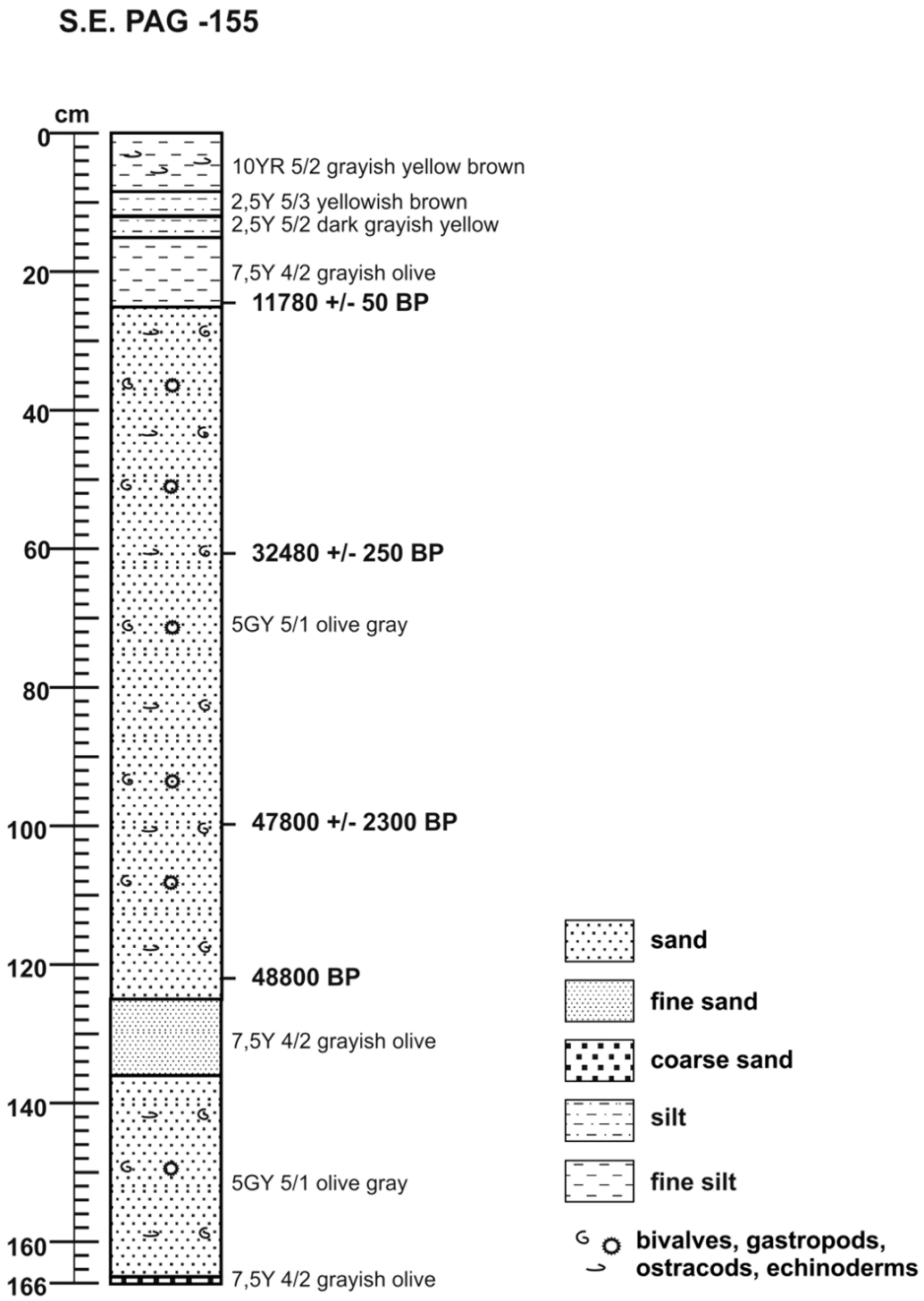
Ο πυρήνας P155 έχει μήκος 166εκ. και συλλέχθηκε από τον νότιο Ευβοϊκό κόλπο σε βάθος νερού 130m, με σκάφος τύπου μηχανότρατας. Οι συντεταγμένες του σημείου πυρηνοληψίας είναι 37°82΄54,17΄΄N και 24°19΄55΄΄E. Κατόπιν της λήψης του, ο πυρήνας σφραγίστηκε και αποθηκεύτηκε σε θερμοκρασία 14°C. Η κοπή του πυρήνα πραγματοποιήθηκε στους χώρους του Τμήματος Γεωλογίας και Γεωπεριβάλλοντος του Πανεπιστημίου Αθηνών. Αφού διαιρέθηκε κατά μήκος, το ένα ήμισυ του πυρήνα αποθηκεύθηκε ως αρχείο και το δεύτερο φωτογραφήθηκε και περιγράφηκε μακροσκοπικά με βάση της λιθολογικές αλλαγές, τις χρωματικές εναλλαγές αλλά και τις



Εικόνα 7. Βαθυμετρία της περιοχής μελέτης και η θέση του υπό μελέτη πυρήνα PAG 155.

ιζηματολογικές δομές. Κατόπιν έγιναν δειγματοληψίες για πολλαπλές αναλύσεις, μικροπαλαιοντολογικές και ιζηματολογικές. Βασισμένοι σε προηγούμενες αναλύσεις όπως μετρήσεις του μεγέθους των κόκκων, του περιεχομένου ανθρακικών αλλά και ακτινογραφίες X – ray, γίνεται προφανές ότι ο συγκεκριμένος πυρήνας περιέχει συνεχές και αδιατάρακτο ιζηματογενές αρχείο κατά τη διάρκεια του Ανώτερου Πλειστοκαίνου – Ολοκαίνου.

Τα 12 ανώτερα εκατοστά του πυρήνα αποτελούνται από μαργαϊκή ιλύ χρώματος yellow – brown – greyish με εμφανή κελύφη διθύρων και γαστερόποδων. Από τα 12 έως τα 26 εκατοστά η λιθολογία αλλάζει σε μαργαϊκή σαπροπηλική ιλύ, χρώματος grayish olive και σχετικά υψηλό περιεχόμενο σε οργανικό άνθρακα το οποίο κυμαίνεται από 0,9 έως 1,9%. Αυτό το διάστημα συσχετίζεται με την καλά τεκμηριωμένη σε ολόκληρη τη λεκάνη της Ανατολικής Μεσογείου, εμφάνισξ του σαπροπηλού S1 [39]. Ακριβώς κάτω από την σαπροπηλική εμφάνιση, το ίζημα γίνεται σταδιακά πιο χονδρόκοκκο και ποικίλει από μαργαϊκή αμμώδη ιλύ έως ιλυώδη άμμο πλούσια σε ανθρακικά. Επίσης η παρουσία κελυφών από μεγαλύτερα γαστερόποδα, δίθυρα, οστρακώδη και εχινόδερμα είναι πιο συχνή σε αυτή τη φάση. Το διάστημα με τα πιο χονδόκοκκα υλικά αναπτύχθηκε μεταξύ των 35 έως 55 εκατοστών, όπου κυριαρχούν οι βιοκλαστικές άμμοι. Βαθύτερα στον πυρήνα και μέχρι περίπου το βάθος των 115 εκατοστών, το ίζημα γίνεται πιο λεπτόκοκκο και η υφή του κυμαίνεται στα όρια ανάμεσα στην ιλυώδη άμμο και αμμώδη ιλύ. Οι λιθοφάσεις από τα 124 έως και τα 139 εκατοστά βάθος είναι πολύ λεπτόκκοκες, χρώματος grayish olive. Ο σχηματισμός αυτός χαρακτηρίζεται ως μαργαϊκή σαπροπηλική ιλύ με περιεχόμενο σε οργανικό άνθρακα το οποίο κυμαίνεται μεταξύ του 1 έως 1,5%. Το κατώτερο τμήμα του πυρήνα, μέχρι και το βάθος των 166 εκατοστών αλλάζει χρωματικά, γίνεται olive grey αλλά και η υφή του προοδευτικά αλλάζει σε χονδρόκοκκη βιοκλαστική ιλυώδη άμμο η οποία φιλοξενεί μεγαλύτερα γαστερόποδα, δίθυρα, οστρακώδη , εχινόδερμα αλλά και κελύφη ασβεστολιθικών φυκών.



Σχήμα 1. Λιθολογία των ιζημάτων του πυρήνα PAG 155.

3.2 Μικροπαλαιοντολογική ανάλυση

3.2.1 Εργαστηριακή επεξεργασία των δειγμάτων

Για την μικροπαλαιοντολογική ανάλυση, η δειγματοληψία ιζήματος κατά μήκος του πυρήνα έγινε ανα 1εκ. και κατά περίπτωση σε κάποια σημεία, ανά 2εκ.. Συνολικά συλλέχθηκαν 127 δείγματα τα οποία ονομάστηκαν με βάση το βάθος τους σε εκατοστά, από την κορυφή του πυρήνα. Τα δείγματα τοποθετήθηκαν για μερικές εβδομάδες σε θερμοκρασία περίπου 50°C, οπότε εξατμίστηκε η οποιαδήποτε υγρασία υπήρχε στο ίζημα. Κατόπιν ζυγίστηκαν από κάθε ξηρό πλέον δείγμα περίπου 10g για τα δείγματα που συλλέχθησαν ανά 2 εκ. και 12g για τα υπόλοιπα. Χρησιμοποιήθηκε ηλεκτρονικός ζυγός ακριβείας τεσσάρων δεκαδικών ψηφίων. Για την αποδόμηση του ιζήματος χρησιμοποίηθηκε η συσκευή υπερήχων, όπου τοποθετήθηκαν τα δείγματα μέσα σε δοχεία beaker. Όπου χρειάστηκε, η διαδικασία επαναλήφθηκε για περισσότερες από μία φορές. Ο διαχωρισμός του ολικού δείγματος έγινε αρχικά με υγρή κοσκίνηση χρησιμοποώντας κόσκινα 63μm, 32μm και 28μm και το ίζημα που κατακρατήθηκε στέγνωσε σε θερμοκρασία 50°C για μερικά εικοσιτετράωρα. Το ξηρό πλέον δείγμα ζυγίστηκε ξεχωριστά όπως προέκυψε από κάθε κόσκινο. Κατόπιν, τα δείγματα υπέστησαν ξηρή κοσκίνιση με κόσκινα 500μm - 250μm - 125μm – 63μm , ζυγίστηκαν ξανά και καταγράφηκαν τα γραμμάρια υλικού από κάθε διαφορετική διατομή.

3.2.2 Επεξεργασία Τρηματοφόρων

Για τη συλλογή των Τρηματοφόρων χρσιμοποιήθηκε το κλάσμα >125μm. Το υλικό που προέκυψε μειώθηκε με τη βοήθεια Otto Microsplitter ανοδιωμένου αλουμινίου έτσι ώστε να συλλεχθεί ένας αριθμός περίπου 200-300 βενθονικών Τρηματοφόρων. Τα υπάρχοντα πλαγκτονικά Τρηματοφόρα επίσης συλλέχθησαν και καταμετρήθηκαν ακριβώς για το κάθε δείγμα. Για τη συλλογή και τη μεταφορά των απολιθωμάτων χρησιμοποιήθηκε λεπτό πινέλο (No 000) και τοποθετήθηκαν με ειδική κόλλα (Tragacantha) σε μικροπαλαιοντολογικά πλακίδια τύπου Chapman. Η συλλογή και μελέτη των Τρηματοφόρων πραγματοποήθηκε με τη βοήθεια στερεοσκοπικού μικροσκοπίου προσπίπτοντος φωτός Leica MZ125.

Τα βενθονικά Τρηματοφόρα αναγνωρίστηκαν σύμφωνα με τη Συστηματική Ταξινόμηση για τη Μεσόγειο με βάση τους: [40], [41], [42], [43], [44], [45] και [46]. Τα περισσότερα βενθονικά απολιθώματα αναγνωρίστηκαν σε επίπεδο είδους και λιγότερα σε επίπεδο γένους. Ακολούθησε ποσοτική και ποιοτική ανάλυση σε όλα τα δείγματα.

Τα είδη των Πλαγκτονικών Τρηματοφόρων προσδιορίστηκαν με βάση τους [47].

3.2.3 Υπολογισμός παραμέτρων συγκέντρωσης βενθονικών Τρηματοφόρων

3.2.3.1 Ποσοστό των ατόμων των πλαγκτονικών Τρηματοφόρων στο σύνολο των ατόμων των Τρηματοφόρων

Οι ποσοτικές αναλογίες πλαγκτονικών προς το σύνολο των πλαγκτονικών και βενθονικών Τρηματοφόρων μαζί [P/(P+B)]% υπολογίστηκαν για κάθε δείγμα [48]. Ένας υψηλός αριθμός πλαγκτονικών τρηματοφόρων πιθανά να δηλώνει κάποια ανοιχτή σύνδεση με τον ωκεανό και σχετικά βαθύτερα ύδατα [49]. Η θερμοκρασία, η αλμυρότητα, το διαλυμμένο οξυγόνο οι ευφωτικές συνθήκες και τα ποσοστά περιεχομένων θρεπτικών συστατικών είναι πιθανά οι παράγοντες οι οποίοι ελέγχουν το βάθος διαβίωσης αλλά και την κατανομή των σύγχρονων πλαγκονικών Τρηματοφόρων. Σε περιβάλλοντα κοντά στην ακτή η επίδραση του βάθους είναι τόσο καθοριστική ακόμη και εάν οι υπόλοιπες φυσιοχημικές συνθήκες είναι ισοδύναμες με εκείνες της ανοικτής θάλασσας. Τα άτομα είναι συνήθως μικρότερου μεγέθους, με ελάχιστη παρουσία ιδιαίτερα στα περιβάλλοντα εσωτερικής υφαλοκρηπίδας και πιθανά να απουσιάζουν παντελώς.

3.2.3.2 Αριθμός Βενθονικών Τρηματοφόρων (BFN)

Υπολογίστηκε επίσης ο Αριθμός των Βενθονικών Τρηματοφόρων (Benthic Foraminiferal Number – BFN) για κάθε δείγμα σε 1gr Ιζήματος καθως και ο αριθμός των ειδών των Βενθονικών Τρηματοφόρων (S). Η σχετική αφθονία των βενθονικών ειδών μέσα στην πανίδα εκτιμήθηκε σύμφωνα με τον [18] σε κυρίαρχα είδη (>10%) και κοινά είδη (4-10%).

Εκτός από τον υπολογισμό της σχετικής αφθονίας των κυρίαρχων ειδών των Βενθονικών Τρηματοφόρων, υπολογίστηκε και το περιεχόμενο των ειδών *Ammonia beccarii+Elphidium* spp. Τα δύο αυτά είδη αγγίζουν το μέγιστο ποσοστό αφθονίας τους σε περιβάλλοντα εσωτερικής υφαλοκρηπίδας – λιγότερο από 25μ. απόσταση από τη ξηρά [50], [18], [51]. Συνεπώς, η σύγχρονη κατανομή των συγκεκριμένων ειδών έχει χρησιμοποιηθεί ως αντιπροσωπευτική περιβαλόντων της εσωτερικής υφαλοκρηπίδας και συνεπώς συσχετίζεται άμεσα με τις φάσεις θαλάσσιας επίκλυσης και απόσυρσης.

Ο Αριθμός Βενθονικών Τρηματοφόρων (BFN) είναι ένας χρήσιμος δείκτης για να υπολογιστεί το περιεχόμενο σε οξυγόνο και η εισροή οργανικού άνθρακα για τις παλαιότερες αποθέσεις [52], [53]. Όπως αναφέρεται στη βιβλιογραφία, δεν αποτελεί αξιόπιστο δείκτη για τη διαθεσιμότητα τροφής σε περιβάλλοντα χαμηλής περιεκτικότητας σε οξυγόνο [54]. Έχει παρατηρηθεί ότι σε ιζήματα με ελάχιστο ποσοστό

οξυγόνου ο BFN μειώνεται. Αντιθέτως, υψηλές τιμές παρατηρούνται με αυξανόμενη οργανική ύλη στον θαλάσσιο πυθμένα [55].

Αυξημένη εισροή οργανικού υλικού όμως, οδηγεί σε μεγαλύτερη κατανάλωση οξυγόνου στον πυθμενα και έτσι μειωμένες τιμές BFN εάν οι συγκεκριμέςνες συνθήκες περάσουν ένα κρίσιμο κατώφλι [56]. Άρα οι τιμές του BFN ελέγχονται από την ποσότητα εισροής οργανικού άνθρακα αλλά και του περιεχόμενου οξυγόνου.

Εκτός από το γεγονός ότι αντικατοπτρίζει βέλτιστες συνθήκες θρεπτικών συστατικών, ένας υψηλός αριθμός απολιθωμένων τρηματοφόρων ανά μονάδα ιζήματος, πιθανά να σημαίνει χαμηλό ρυθμό ιζηματογένεσης ενώ ένα μικρό ποσοστό βενθονικών ίσως να υποδηλώνει γοργή ιζηματογένεση [49].

3.2.3.3 Δείκτες ποικιλότητας

Η ποικιλότητα (diversity) είναι ένα από τα βασικά στοιχεία της δομής των συναθροίσεων των Τρηματοφόρων, όπως και όλων των βιοκοινοτήτων, με συγκεκριμένη βιολογική σημασία, και στηρίζεται στην αφθονία των ειδών, καθώς και στον τρόπο κατανομής τους μέσα στη βιοκοινότητα. Γενικά, η ποικιλότητα των ειδών θεωρείται το μέτρο της επιδράσεως της περιβαλλοντικής πίεσης (stress) σε μία κοινότητα. Ειδικότερα για τα Τρηματοφόρα, σημασία έχει η έννοια του είδους να είναι η ίδια για όλους τους ερευνητές.

Στον υπολογισμό της ποικιλότητας συμμετέχουν δύο παράμετροι:

- Η αφθονία ή ο πλούτος των ειδών, δηλαδή ο αριθμός των ειδών σε ένα δείγμα.
- Η ισοκατανομή των ειδών, δηλαδή σε ποιο βαθμό η συγκεκριμένη κατανομή ατόμων που μελετάμε «απέχει» από τη θεωρητική ισοκατανομή όπου όλα τα είδη έχουν τον ίδιο αριθμό ατόμων.

Για την ποικιλότητα κάθε δείγματος υπολογίστηκε ο δείκτης Shannon-Wiener (H’) [57], [58], ο οποίος δίνεται από τον τύπο:

$$\mathrm{H}' = -\Sigma ipi(\log_{10} pi)$$

όπου p είναι η σχετική αφθονία ενός είδους i στο δείγμα. Ο δείκτης αυτός αποτελεί μία μέτρηση του μέσου βαθμού της "αβεβαιότητας" στην πρόβλεψη σχετικά με το σε ποιο είδος θα ανήκει ένα άτομο επιλεγμένο τυχαία από ένα σύνολο ειδών και N ατόμων. Αυτή η αβεβαιότητα αυξάνει καθώς ο αριθμός των ειδών αυξάνει και η κατανομή των ατόμων μεταξύ των ειδών γίνεται ομοιόμορφη. Συνεπώς, δύο είναι οι βασικές ιδιότητες

του δείκτη που συνεισφέρουν στο να θεωρείται ο πλέον προσφιλής στη μέτρηση της ποικιλότητας των ειδών: α) Ισούται με μηδέν, αν υπάρχει μόνον ένα είδος στο δείγμα, και β) Λαμβάνει τη μέγιστη τιμή του μόνον όταν όλα τα S είδη αναπαρίστανται από τον ίδιο αριθμό ατόμων - δηλαδή παρουσιάζουν μία τελείως ομοιόμορφη κατανομή των αφθονιών.

Γενικά, οι συναθροίσεις του Τεταρογενούς έχουν εκεθεί σε συνθήκες χαμηλού οξυγόνου και / ή υψηλή εισροή οργανικού υλικού, καταστάσεις οι οποίες εμφανίζουν χαμηλή ποικιλότητα και την κυριαρχία συγκεκριμένων λίγων γενών [59], [53]. Γενικά υψηλή κυριαρχία κάποιων γενών συνήθως απαντώνται σε ζώνες ακραίων περιβαλλόντων [49].

Όμως πανίδες μικρής ποικιλότητας εμφανίζονται κάτω από συνθήκες καλής οξυγόνωσης εάν η παρουσία οργανικού υλικού είναι πολύ χαμηλή [55]. Συνεπώς, η πανιδική ποικιλότητα μπορεί να αξιοποιηθεί για να υπολογιστεί η εισροή οργανικής ύλης και ο οξυγόνωση των υδάτων του πυθμένα, μόνο μαζί με άλλες παραμέτρους [60].

3.2.3.4 Δείκτης Υψηλής Παραγωγικότητας Βενθονικών Τρηματοφόρων (BFHP)

Ο Δείκτης Υψηλής Παραγωγικότητας Βενθονικών Τρηματοφόρων (BFHP) χρησιμοποιήθηκε σε αυτό το πυρήνα για την αναγνώριση περιόδων υψηλής παροχής σε οργανικό υλικό (OM-organic matter) στο βυθό της θάλασσας. Αυτός ο μικροπανιδικός δείκτης περιλαμβάνει το συνολικό ποσοστό των ειδών που σχετίζονται με την υψηλή και βιώσιμη ροή της μεταβολιστέας οργανικής ύλης και προσδιορίστηκε ακολουθώντας τη διαδικασία των [61], [62]. Σύμφωνα με αυτούς, αυτός ο δείκτης χρησιμοποιείται επειδή το ιζηματογενές περιεχόμενο σε ολικό οργανικό άνθρακα (TOC) δεν αποτελεί μια καλή μέθοδο για την αξιολόγηση των παλαιών μεταβολών στη παροχή του οργανικού υλικού στο ίζημα. Το οργανικό υλικό υφίσταται ταχεία ορυκτοποίηση που προκαλείται από αερόβια δραστηριότητα των βενθονικών οργανισμών στα ιζήματα που είναι πλούσια σε οξυγόνο κοντά στη διεπαφή νερό ίζημα [63]. Συνεπώς, ο δείκτης BFHP μπορεί να αποτελεί ένας χρήσιμος δείκτης για τον εντοπισμό αλλαγών στη ροή του οργανικού υλικού στον πυθμένα όταν οι συναθροίσεις των βενθονικών τρηματοφόρων είναι καλά διατηρημένες.

Ο Δείκτης Υψηλής Παραγωγικότητας Βενθονικών Τρηματοφόρων (BFHP) [64], περιλαμβάνει το συνολικό ποσοστό των *Bolivina/Brizalina* spp., *Bulimina* spp., *Cassidulina laevigata*/*C. carinata, Cassidulina teretis*, *Eggerella/Eggeroides* spp.,

Epistominella vitrea, *Fursenkoina* spp., *Globobulimina* spp., *Nonionella* spp*., Rectuvigerina phlegeri, Stainforthia* spp., *Uvigerina peregrina* και *Valvulineria bradyana*.

Τα περισσότερα από τα είδη που περιλαμβάνονται σε αυτόν το Δείκτη σχετίζονται με τη μείωση των επιπέδων του οξυγόνου στο βυθό των θαλασσών ή στο νερό που υπάρχει στους πόρους των ιζημάτων.

3.2.3.5 Πολυπαραγοντικές Αναλύσεις

Η επεξεργασία για τα αποτελέσματα της ποσοτικής ανάλυσης έγινε με τη χρήση του προγράμματος PAleontological STatistics (PAST ver. 3.1) [65]. Χρησιμοποιήθηκε η Q-mode Ανάλυση Ομαδοποίησης (Q-mode cluster analysis) για τις συγκεντρώσεις των βενθονικών, ώστε να καθοριστούν οι οικολογικές συναθροίσεις οι οποίες αποδίδονται σε συγκεκριμένα διακριτά περιβάλλοντα. Για να απλοποιηθεί η βάση δεδομένων, μόνο τα 20 είδη με πάνω από το 2% παρουσία σε τουλάχιστον ένα δείγμα, θεωρήθηκαν σημαντικά με σκοπό την στατιστική ανάλυση [66], [67]. Για την ανάλυση ομαδοποίησης Q- mode χρησιμοποιήθηκαν τετραγωνισμένες Ευκλείδειες αποστάσεις. Η μέθοδος Ward επιλέχθηκε ανάμεσα σε άλλες μεθόδους διότι το δενδρόγραμμα το οποίο παράγεται προσδιορίζει σαφώς τις ομάδες που διαφοροποιούνται [68], [69]. Για τη διερεύνηση – τεκμηρίωση των παραγόντων που επηρεάζουν τις διακυμάνσεις των πανιδικών συναθροίσεων χρησιμοποιήθηκε η Ανάλυση των Κυρίων Συνιστωσών R- mode PCA (*Principal Components Analysis*) και το στατιστικό πρόγραμμα SPSS 16. Η μέθοδος αυτή παρείχε ποσοτική εκτίμηση και αξιολόγηση της προτινόμενης ποικιλίας γενών σε σχέση με τις περιβαλλοντικές αλλαγές όπως τα ποσοστά οξυγόνου στα ύδατα του πυθμένα και την παραγωγικότητα.

3.3 **Χρονοστρωματογραφία**

Για τη χρονολόγηση της ιζηματογένεσης του πυρήνα επιλέχθηκαν τέσσερα σημεία σε αντίστοιχο βάθος 23-25 εκ., 60-61 εκ., 99-101 και 121-123 εκ. για ραδιοχρονολόγηση με ^{14}**C**. Χρησιμοποιήθηκαν κελύφη από διάφορα Τρηματοφόρα (10-20 mg), τα οποία προέκυψαν από κλάσμα >125 μm. Η ανάλυση των δειγμάτων έγινε με τη μεθοδο AMS στο εργαστήριο «Beta Analytic Inc» στο Μαϊάμι τηςς Φλόριντα των ΗΠΑ. Η βαθμονόμηση των ραδιοχρονολογήσεων σε σχέση με το ηλιακό ημερολόγιο έγινε με το πρόγραμμα Calib 5.1 [70], και τη χρήση της καμπύλης MARINE 04 που περιέχει τη διόρθωση για την παγκόσμια ωκεάνια δεξαμενή περίπου 400 χρόνων [71]. Οι ηλικίες μεταξύ των σημείων ελέγχου ηλικίας-βάθους καθορίστηκαν με γραμμική παρεμβολή. Η χρονολόγηση εκτός των ραδιοχρονολογήσεων βασίστηκε κυρίως στην ημι-ποσοτική κατανομή των Πλαγκτονικών Τρηματοφόρων και άλλων φυσικών χαρακτηριστικών των ιζημάτων του πυρήνα.

4. ΤΡΗΜΑΤΟΦΟΡΑ – ΓΕΝΙΚΑ

Τα Τρηματοφόρα ανήκουν στην Συνομοταξία Πρωτόζωα. Τα Πρωτόζωα είναι μονοκύτταροι οργανισμοί που ζουν στη θάλασσα, τα γλυκά νερά ή μέσα στο ίζημα. Επιπλέον, τα Τρηματοφόρα ανήκουν στην Ομοταξία Ριζόποδα όπου βασικό χαρακτηριστικό της είναι οι κυτταροπλασματικές προεκβολές με τις οποίες κινούνται οι διάφοροι οργανισμοί και πιάνουν την τροφή τους. Οι προεκβολές αυτές λέγονται ψευδοπόδια, έχουν συνήθως μορφή νηματοειδή και μοιάζουν με πλέγμα ριζών. Χιλιάδες ειδών έχουν περιγραφεί, το μεγαλύτερο μέρος των οποίων βρίσκονται στο απολιθωμένο αρχείο από την εποχή του Καμβρίου. Το γεγονός ότι είναι παρόντα σχεδόν σε όλα τα θαλάσσια περιβάλλοντα, μαζί με τη δυνατότητά τους να κατασκευάζουν ασβεστολιθικά ή συμφυρματοπαγή κελύφη, τα καθιστά πρωταγωνιστές ουσιαστικά σε όλα τα θαλάσσια ιζηματογενή περιβάλλοντα. Αυτός είναι και ο λόγος που τράβηξαν την προσοχή των γεωεπιστημόνων από πολύ παλιά και αποτελούν αντικείμενο διεξοδικής μελέτης από τότε.

Τα Τρηματοφόρα είναι περισσότερο γνωστά για το θεαματικό απολιθωμένο αρχείο τους, παρά για την ποικιλία ή την αφθονία τους στα σύγχρονα περιβάλλοντα. Εντούτοις, αποτελούν την πιο ποικιλόμορφη ομάδα κελυφοφόρων μικροοργανισμών των σύγχρονων ωκεανών.

Η παρουσία κελύφους στα Τρηματοφόρα καθιστά την ομάδα πολύ ελκυστική στους Γεωλόγους, αφού έχει τη δυνατότητα απολίθωσης. Τα περισσότερα από τα σύγχρονα είδη έχουν μικρό μέγεθος, εκτός από κάποια που διαβιούν στα αβαθή ύδατα των τροπικών με σχετικά μεγάλο μέγεθος. Κατά τη διάρκεια του Ηωκαίνου και του Ολιγοκαίνου αναπτύχθηκαν είδη με κελύφη αρκετών εκατοστών, γεγονός το οποίο σπανίζει σήμερα.

Τα είδη έχουν ορισμένα γεωλογικά και γεωγραφικά εύρη και όταν αυτά γίνουν κατανοητά με λεπτομέρεια, έχουν ύψιστη σημασία ώστε να καθοριστεί η ηλικία των αποθέσεων αλλά και των επικρατουσών συνθηκών.

Ανάλογα με τον τρόπο και τη θέση διαβίωσής τους, τα Τρηματοφόρα διακρίνονται σε δύο κύριες ομάδες τα πλαγκτονικά και τα βενθονικά Τρηματοφόρα, τα οποία με τη σειρά τους υποδιαιρούνται στις μεγάλες βενθονικές μορφές, μέχρι 15-20 εκ. και τις μικρότερες μορφές κατά κανόνα μέχρι 1 χιλ.

Τα **Πλαγκτονικά** Τρηματοφόρα στα θαλάσσια πελαγικά οικοσυστήματα, διανέμονται σε διάφορα γεωγραφικά μήκη και πλάτη αλλά και κάθετα στην στήλη του ύδατος, σύμφωνα

με τις προτιμήσεις τους για συγκεκριμένα θερμοκρασιακά εύρη και τροφικές απαιτήσεις [72]. Σχεδόν όλα τα είδη ευδοκιμούν στην ευφωτική ζώνη. Κάθετα εντός της ζώνης εμφανίζεται έντονη διαφοροποίηση στην ποιότητα και την ποσότητα της τροφής, δηλαδή στις συγκεντρώσεις φυτοπλαγκτού και αυτό το γεγονός αντικατοπτρίζεται άμεσα στις συγκεντρώσεις των Πλαγκτονικών Τρηματοφόρων τα οποία τρέφονται κατευθείαν με το φυτοπλαγκτόν ή με άλλους οργανισμούς που τρέφονται με αυτό. Το ποσοστό τους αυξάνεται με την αυξηση του βάθους, συγκεκριμένα με την αύξηση της απόστασης από την ακτή [48].

Το 90% της γεωγραφικής τους κατανομής στον Ατλαντικό ωκεανό μπορεί να ερμηνευτεί από την επιφανειακή θερμοκρασία της θάλασσας. Υπάρχουν 5 κύριες περιοχές διασποράς και στα δύο ημισφαίρια: μια τροπική, μια υποτροπική, μια μεταβατική, μια υπο-πολική και μια πολική. Εκτός από τη θερμοκρασία της επιφάνειας των ωκεανών, πολλοί άλλοι παράγοντες, όπως η διαφορά θερμοκρασίας στην στήλη του νερού, η αλμυρότητα, η διαθεσιμότητα τροφής, το επίπεδο των θρεπτικών συστατικών αλλά και των λοιπών χημικών στοιχείων, παίζουν σημαντικό ρόλο στην ποικιλότητα, την αφθονία καθώς και στην κατανομή των Πλαγκτονικών Τρηματοφόρων [73]. Εξαιτίας της διαδεδομένης εμφάνισής τους στους ωκεανούς, μέσω της παθητικής μεταφοράς τους από θαλάσσια ρεύματα και της ευαισθησίας τους στις περιβαλλοντικές παραμέτρους, τα απολιθώματά τους έχουν χρησιμοποιηθεί για παλαιοπεριβαλλοντικές και παλαιωκεανογραφικές αναπαραστάσεις [74].

Τα **Βενθονικά** Τρηματοφόρα δεν ζουν αποκλειστικά στην επιφάνεια επαφής νερού – ιζήματος και μπορεί να βρεθούν ζωντανά σε αξιόλογο βάθος στα θαλάσσια ιζήματα έως και 10 εκ. [19]. Μεγάλες αλλαγές συμβαίνουν στο φυσικό περιβάλλον μέσα σε αυτή τη διαφορά βάθους. Ιδιαίτερα όσον αφορά στα λεπτόκοκκα ιζήματα, μιλάμε για δυο διαφορετικούς κόσμους ανάμεσα στα επιφανειακά στρώματα και στα στρώματα βάθους. Στην επιφάνεια επαφής νερού – ιζήματος, το θαλάσσιο νερό είναι πλούσιο, πιθανά κορεσμένο σε οξυγόνο, με διαθεσιμότητα σε οργανική ύλη υψηλής ποιότητας και στην ευφωτική ζώνη άπλετο φως. Βαθιά στο ίζημα οι συνθήκες είναι σημαντικά διαφοροποιημένες: συχνά δεν υπάρχει οξυγόνο και πιθανά να επικρατούν τοξικές ουσίες. Επίσης η υπολοιπόμενη οργανική ύλη είναι κατακερματισμένη με χαμηλή διατροφική αξία. Όλα αυτά σχηματίζουν ένα περιβάλλον αφιλόξενο ή ακόμη και εχθρικό για τους ζωντανούς οργανισμούς και συνεπώς η υπάρχουσα πανίδα είναι λιγοστή [19]. Παρόλα αυτά τα Βενθονικά Τρηματοφόρα είναι κατά περίπτωση παρόντα και σε αυτές

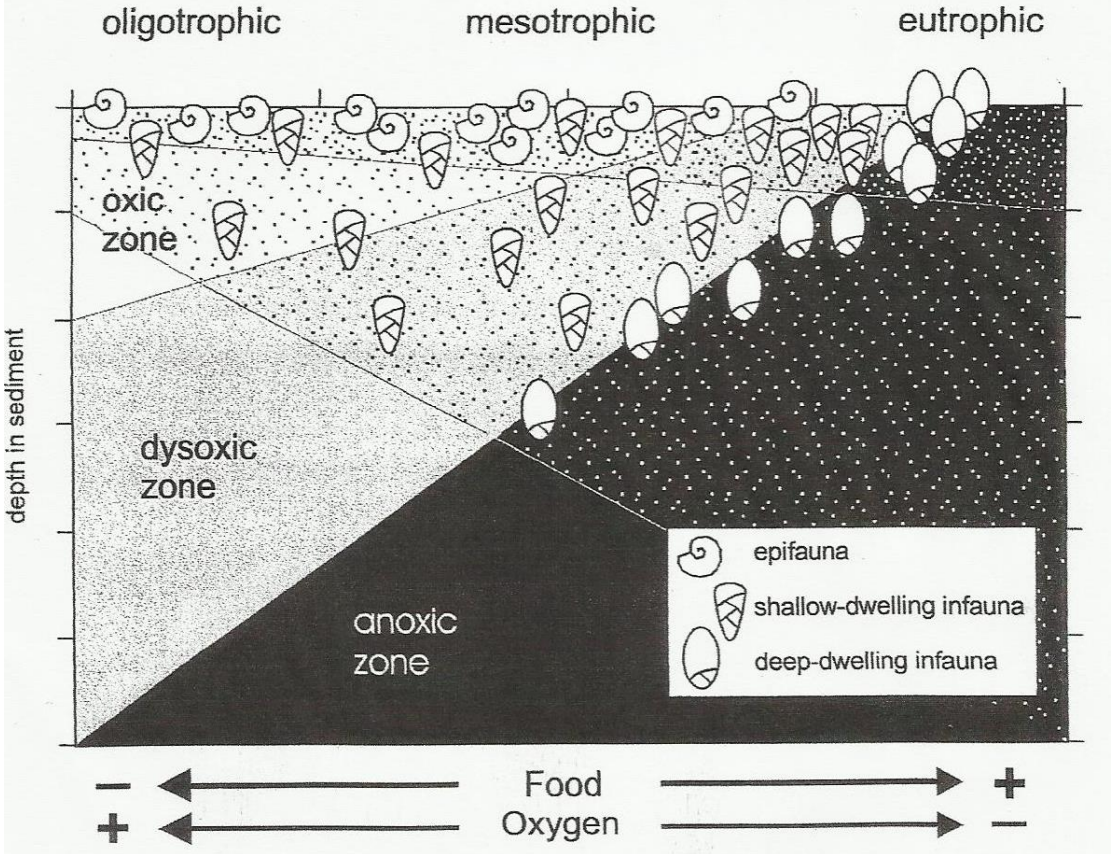
τις συνθήκες και είναι σημαντικό να κατανοήσουμε τις διαφορές στην λειτουργία του τρόπου ζωής των διαφορετικών ειδών.

Τα Τρηματοφόρα, όπως τα περισσότερα Πρωτόζωα, είναι αερόβιοι οργανισμοί, δηλαδή μεταβολίζουν καταναλώνοντας οξυγόνο. Το οξυγόνο απορροφάται από τα άτομα μέσα από τα θαλάσσια ύδατα, μεταφέρεται στα κύτταρα και χρησιμοποιείται από τα μιτοχόνδρια ώστε να παραχθεί ενέργεια μέσω του μεταβολισμού της τροφής. Σε κάποια Βενθονικά Τρηματοφόρα έχει παρατηρηθεί μια σύνδεση στις ομάδες των μιτοχονδρίων και των πόρων που βρίσκονται στο κέλυφος των ατόμων. Φαίνεται ότι τα Τρηματοφόρα με πορώδες ανθρακικό είναι περισσότερο ανεκτικά στην υποξία. Το ίδιο ισχύει και για κάποια συμφυρματοπαγή είδη. Επίσης αναφέρεται στη βιβλιογραφία ότι τα Τρηματοφόρα με πιο σφαιρική ή ωοειδή μορφολογία είναι περισσότερο ανεκτικά σε συνθήκες χαμηλής περιεκτικότητας σε οξυγόνο, εξαιτίας του μεγαλύτερου ποσοστού κλάσματος επιφάνειας – όγκου [75]. Τα θαλάσσια είδη μπορούν να ανεκτούν σημαντικές διαφοροποιήσεις στο ποσοστό οξυγόνου στο περιβάλλον ύδωρ. Επίσης, πολλά είδη μπορούν να επιζήσουν σε σχετικά φτωχά σε οξυγόνο περιβάλλοντα για αρκετό χρονικό διάστημα [59]. Βέβαια, όπως αναφέρεται από τους [76] ο περιοριστικός παράγοντας στην επιβίωση των Βενθονικών Τρηματοφόρων ίσως να είναι ένας συνδιασμός του σχηματισμού H_2S κατά την οξείδωση της οργανικής ύλης και των ανοξικών συνθηκών που επικρατούν.

Στα θαλάσσια περιβάλλοντα μόνο τα ανώτερα εκατοστά ιζήματος περιέχουν οξυγόνο, το οποίο μειώνεται σταδιακά με το βάθος. Πρόκειται για μια συνδιαστική διαδικασία, αφ’ενός της συμπύκνωσης εξαιτίας του βάρους των υπερκείμενων στρωμάτων και αφετέρου της εξάντλησης των αποθεμάτων οξυγόνου από την αναπνοή των ζωντανών και την αποσύνθεση των νεκρών οργανισμών μέσα στο ίζημα. Βέβαια, άτομα που ανήκουν στην μικροπανίδα αλλά και στην μεγαλοπανίδα του βυθού, σκάβουν λαγούμια και έτσι ανανεώνεται το οξυγόνο σε βάθη του ιζήματος που υπό φυσιολογικές συνθήκες θα ήταν ανύπαρκτο. Η παρουσία τουρβιδιτικών ρευμάτων αποτελεί μια ακόμη διαδικασία η οποία εξασφαλίζει ανανεωμένα ποσοστά οξυγόνου σε μεγαλύτερο βάθος.

Η εισροή οργανικών τεμαχίων από τα επιφανειακά ύδατα προς το βυθό είναι η κύρια πηγή τροφής για τα περισσότερα οικοσυστήματα στα βάθη των ωκεανών. Το μεγαλύτερο τμήμα της οργανικής ύλης καταναλώνεται στην επιφάνεια ύδατος – ιζήματος. Βαθύτερα μέσα στο ίζημα η υπολειπόμενη οργανική ύλη μετατρέπεται σε βακτηριακή βιομάζα ώστε να μπορεί να καταναλώθει από τους υπάρχοντες οργανισμούς οι οποίοι παρουσιάζουν μια ανεκτικότητα στα χαμηλά επίπεδα οξυγόνου.

Ο όρος *μικροενδιαίτημα* χαρακτηρίζεται από έναν συνδιασμό φυσικών, χημικών και βιολογικών συνθηκών (οξυγόνο, τροφή, τοξικές ουσίες, βιολογικές αλληλεπιδράσεις κ.α.) Αυτές οι παράμετροι διαχωρίζουν γειτονικά μικροενδιαιτήματα και καθιστούν ένα συγκεκριμένο περιβάλλον λιγότερο ή περισσότερο ελκυστικό για κάποιο είδος. Όπως αναφέρεται από τους [77], η προτίμηση των μεμονωμένων γενών ίσως αλλάζει με το βάθος του μετώπου οξειδοαναγωγής και/ή με τη διαθεσιμότητα τροφής στο υπόστρωμα. Το 1995 οι [52] προτείνουν το μοντέλο *TROX* (*TR*ophic conditions and *OX*ygen concentrations). Δέχονται ότι τα είδη των Τρηματοφόρων έχουν συγκεκριμένες κρίσιμες απαιτήσεις οξυγόνου αλλά και τροφής. Καταλήγουν να υποστηρίξουν ότι το βάθος του μικροενδιαιτήματος καθορίζεται από ένα κρίσιμο επίπεδο τροφής σε ολιγοτροφικά περιβάλλοντα ενώ σε ευτροφικές συνθήκες το βάθος περιορίζεται από ένα κρίσιμο επίπεδο περιεκτικότητας σε οξυγόνο. (σχήμα 2)



Σχήμα 2. Υποθετικό σκαρίφημα όπου απεικονίζεται το βάθος του παλαιοενδιαιτήματος σε σχέση με τη διαθεσιμότητα τροφής και τη συγκέντρωση οξυγόνου (αρχική πηγή [52] - τελική διαμόρφωση απο [19].

Πολλοί όροι έχουν προταθεί για την ταξινόμηση του τρόπου ζωής των Βενθονικών Τρηματοφόρων κατά την κάθετη διασπορά τους μέσα στο ίζημα: ενδοπανιδικός, επιπανιδικός, ενδοβενθικός, επιβενθικός, ρηχός ενδοπανιδικός, βαθύς ενδοπανιδικός, κυρίως ενδοπανιδικός κ.α. Αρκετές διαφωνίες έχουν εκφραστεί οι οποίες αναφέρουν ότι τέτοιοι διαχωρισμοί ίσως να είναι υπεραπλουστευμένοι [78].

Η κυριότερη διάκριση σε σχέση με τα μικροεδιαιτήματα είναι ανάμεσα σε *επιπανιδικούς* και *ενδοπανιδικούς* οργανισμούς. Οι βιολόγοι χρησιμοποιούν τον όρο «*επιπανιδικός»* για οργανισμούς οι οποίοι ζουν στην επιφάνεια του ιζήματος. Στην περίπτωση των πολύ μικρών Βενθονικών Τρηματοφόρων αδυνατούμε να καταλήξουμε εάν είναι πραγματικά επιπανιδικά. Θεωρείται λοιπόν ότι όλα εκείνα που κατοικούν στο ιλώδες ίζημα είναι ενδοπανιδικά [52]. Μέχρι στιγμής, έχουν αναφερθεί ελάχιστα είδη τα οποία ζούν αποκλειστικά σε μεγάλο βάθος μέσα στο ίζημα. Το μέγιστο βάθος στο οποίο πιθανά να βρεθεί κάποιο είδος ορίζεται από την ανεκτικότητα του συγκεκριμένου είδους στον συγκεκριμένο περιοριστικό παράγοντα. Καταλήγουμε στο γεγονός ότι τα περιβάλλοντα δε θα πρέπει να ορίζονται με βάση μια στατική θεώρηση, αλλά ως έκφραση μιας δυναμικής προσαρμογής με στόχο την απόκτηση τροφής. Ο [79], αναφερόμενος σε πειράματα τα οποία έχουν διαξαχθεί στο εργαστήριο, παρατηρεί ότι κάποια ενδοπανιδικά είδη μετακινούνται προς την επιφάνεια προς έναν επιπανιδικό τρόπο ζωής. Αυτές οι παρατηρήσεις δείχνουν ότι η θέση που καταλαμβάνουν οι οργανισμοί κατά τη διάρκεια της ζωής τους ελέγχεται από τις περιβαλλοντικές συνθήκες που επικρατούν την κάθε στιγμή. Δίνεται λοιπόν μια ακόμη παράμετρος, ότι κάποια γένη επιδεικνύουν επιπανιδικά χαρακτηριστικά για μερικούς μήνες του χρόνου και ενδοπανιδικά για τους υπόλοιπους [77].

Όπως αναφέρθηκε λοιπόν οι συγκεντρώσεις αλλά και η ποικιλότητα σε είδη των Βενθονικών Τρηματοφόρων στους ωκεανούς αντικατοπτρίζει βασικά τη διαθεσιμότητα τροφής και οξυγόνου στο θαλάσσιο βυθό και στο ίζημα. Όμως στα πιο ρηχά περιβάλλοντα, τον πλέον σημαντικό ρόλο παίζει το βάθος του ύδατος, το οποίο με τη σειρά του συνδέεται με το φως, τη θερμοκρασία, την αλμυρότητα και το υπόβαθρο [78], [80]. Τα ρεύματα έχουν κάποια σημασία αφού μεγάλο ποσοστό γενών εξαρτάται από την υδροδυναμική ενέργεια που επικρατεί στο όριο εμφάνισης των βενθονικών και του υποστρώματος του βυθού. Σε κάποιες περιοχές παρατηρήθηκε επίσης μια συσχέτιση στην διασπορά των βενθονικών ειδών και στην ύπαρξη συγκεκριμένων ειδών βακτηρίων πιθανά ως αποτέλεσμα μιας χημικής αλληλεπίδρασης μεταξύ τους [56].

Τα Βενθονικά Τρηματοφόρα λόγω της εξάρτησής τους από διαφορετικούς παράγοντες αλλά και της ευαισθησίας τους στις αλλαγές του περιβάλλοντος διαβίωσής τους, έχουν χρησιμοποιηθεί από τους μικροπαλαιοντολόγους για την απεικόνιση παλαιοπεριβαλλοντικών και παλαιογεωγραφικών αναπαραστάσεων. Κατά τη διάρκεια του Φανεροζωϊκού, έχουν κατ' επανάληψη συμβεί πολλές καταστροφές στο φυσικό περιβάλλον και η εξαφάνιση καθώς και το πρότυπο της επαναποίκισης των Βενθονικών Τρηματοφόρων είναι χρήσιμα εργαλεία κατανόησης των γεγονότων που οδήγησαν σε αυτές τις καταστάσεις. Οι διαταραχές αυτές του περιβάλλοντος δε χρειάζεται να είναι παγκόσμιες ή απολύτως καταστροφικές. Μια απλή τουρβιδιτική απόθεση, μια υποχώρηση καλύμματος πάγου ή μια εισροή υδάτων στον πυθμένα θα αποθανατίσουν τις νέες συνθήκες μέσω της καταγραφής των Τρηματοφόρων. Ακόμη και οι ευστατικές συνθήκες οι οποίες υπόκεινται σε τακτικές αλλαγές ορίζονται με την μεγαλύτερη δυνατή ακρίβεια εφαρμόζοντας το ποσοστό πλαγκτονικών/βενθονικών Τρηματοφόρων στο απολιθωμένο αρχείο.

Βέβαια υπάρχει ακόμη μεγάλο κενό στις γνώσεις μας για τις διαδικασίες διασποράς των Τρηματοφόρων οι οποίες είναι ούτως ή άλλως περίπλοκες. Μόνο μέσα από έναν συνδιασμό ελεγχόμενων πειραμάτων στο εργαστήριο και προσεκτικής παρακολούθησης στην ύπαιθρο, θα είμαστε ικανοί να αποκτήσουμε μια καλύτερη κατανόηση της δυναμικής που διέπει τη ζωή των Τρηματοφόρων.

4.1 **Εισαγωγή**

Στο παρόν κεφάλαιο θα παρουσιαστούν οι βασικές αρχές οι οποίες σχετίζονται με την οικολογία των τρηματοφόρων. *Οικολογία* είναι η μελέτη όλων των παραγόντων οι οποίοι επηρεάζουν τα μοτίβα διασποράς και αφθονίας των οργανισμών. Αφορά στην αλληλεπίδραση μεταξύ των ατόμων των ίδιων αλλά και διαφορετικών ειδών καθώς και στην αλληλεπίδραση τους με το φυσικο – χημικό περιβάλλον. Ένα κύριο χαρακτηριστικό της οικολογίας είναι η πολυπλοκότητά της. Οι τρόποι με τους οποίους οι περιβαλλοντικοί παράγοντες ελέγχουν την διασπορά των οργανισμών παραμένουν ανεπαρκώς κατανοητοί.

Κρίσιμο κατώφλι ονομάζουμε το κατώτερο και ανώτερο όριο ενός παράγοντα σε σχέση με την επιβίωση (εκτός του συγκεκριμένου εύρους οι οργανισμοί αποβιώνουν) και εντός των συγκεκριμένων ορίων υπάρχουν τιμές όπου ο παράγοντας αυτός αρχίζει να προκαλεί σοβαρό στρες στην πανίδα. Στην πραγματικότητα, είναι πιθανόν μόλις όλοι οι παράγοντες βρεθούν μεταξύ των δύο κρίσιμων τιμών έτσι ώστε το είδος να ακμάσει, η

αφθονία του ίσως να ποικίλει εξαιτίας του γεγονότος ότι δεν μπορεί όλοι μαζί οι παράγοντες να είναι στο βέλτιστό τους.

Γίνεται επίσης μια διάκριση ανάμεσα στους όρους *ενδιαίτημα* και *θώκος*. Το μέρος όπου ζει ένας οργανισμός λέγεται *ενδιαίτημα (habitat)*. Ο όρος *θώκος (niche)* χρησιμοποιείται για το ενδιαίτημα μαζί με τις οικολογικές παραμέτρους μέσα στο πλαίσιο της επιτυχούς ύπαρξης των ειδών. Συνεπώς, ο θώκος δεν είναι απλά μια περιοχή αλλά μια σειρά περιστάσεων συγκεκριμένων για το κάθε είδος. Ο θώκος κάθε είδους λοιπόν, επηρεάζεται από έναν μεγάλο αριθμό αβιοτικών και βιοτικών παραγόντων, οι τιμές των οποίων πρέπει να βρίσκονται εντός των ορίων ανοχής του είδους. Ένα είδος δεν είναι ανάγκη να είναι τέλεια προσαρμοσμένο στο περιβάλλον του – πρέπει να είναι επαρκώς προσαρμοσμένο να επιβιώσει και να υπερέχει των ανταγωνιστών του.

4.2 **Περιβαλλοντικοί παράγοντες**

Με σκοπό να κατανοήσουμε το πώς λειτουργεί κάθε είδος εντός του οικολογικού του θώκου, είναι απαραίτητο να απαντηθούν κάποια σημαντικά ερωτήματα. Πόσο γρήγορα πιθανά να ανταποκριθεί ένα είδος στην αλλαγή ενός περιβαλλοντικού παράγοντα; Ποιες είναι οι οριακές τιμές κάθε παράγοντα; Ποιες είναι οι βέλτιστες τιμές;

Εκτός από τις περιπτώσεις ραγδαίων, καταστροφικών αλλαγών, ο χρόνος ανταπόκρισης είναι πιθανά αργός διότι τα περισσότερα είδη φαίνονται να έχουν κάποια ανοχή σε περιβαλλοντικές διαφοροποιήσεις – στην αντίθετη περίπτωση θα υπήρχαν επαναλαμβανόμενες εξαφανίσεις σε τοπικό επίπεδο. Τα είδη δεν είναι απαραίτητο να έχουν κρίσιμες τιμές για όλους τους παράγοντες και η αντίληψη των βέλτιστων τιμών είναι μάλλον ιδανική και όχι πραγματική. Έτσι τίθεται το ζήτημα επιλογής των παραγόντων που χρειάζεται να υπολογιστούν. Είναι βολικό να μπορέσουμε να ομαδοποιήσουμε περιβάλλοντα τα οποία έχουν κάποιες ομοιότητες αλλά όχι ακριβώς τις ίδιες τιμές για τις μεταβλητές. Επειδή όμως κάποια περιβάλλοντα διαφοροποιούνται σε ημερίσια και εποχιακή βάση, δε θα είναι ρεαλιστικό να επιλεχθεί ένας όρος για να περιγραφεί μια κάποια μεταβλητή. Κάποιες από τις κοινώς μετρήσιμες μεταβλητές παραθέτονται στη συνέχεια.

Αβιοτικοί παράγοντες

Αλατότητα. Αυτή πιθανά να χαρακτηριστεί υφάλμυρη ή υποάλμυρη (0-33), ευρύαλη ή φυσιολογική θαλάσσια (33-37) και υπερύαλη ή υπεράλμυρη (>37). Οι οργανισμοί οι οποίοι περιορίζονται αποκλειστικά σε ύδατα φυσιολογικής αλατότητας, ονομάζονται στενόαλα. Εκείνοι που ανέχονται υφάλμυρα ή υπερύαλα ύδατα ονομάζονται ευρύαλα. Το ανεκτό εύρος από τα τρηματοφόρα ποικίλει από το γλυκό νερό έως το υπερύαλο (0 έως 70).

Θερμοκρασία. Χαρακτηρίζεται αρκτική ή πολική, εύκρατη, τροπική ή θερμή. Οι οργανισμοί οι οποίοι περιορίζονται σε ύδατα συγκεκριμένης θερμοκρασίας ονομάζονται στενόθερμοι. Εκείνοι οι οποίοι είναι ανεκτικοί σε μεγαλύτερο εύρος θερμοκρασιών ονομάζονται ευρύθερμοι. Το ανώτερο περιοριστικό όριο για τους θαλάσσιους οργανισμούς είναι γύρω στους 45°C.

Διαλυμένο Οξυγόνο. Η συγκέντρωσή του εξαρτάται από τη θερμοκρασία και την αλμυρότητα των υδάτων. Στα θαλάσσια ύδατα ποικίλει από μηδέν έως 8.5 ml/l. Διαχωρίζεται σε ανοξικό (μηδενική συγκέντρωση οξυγόνου), δυσοξικό (0.2 – 1.0 ml/l), και οξικό (>1.0 ml/l) [80]. Η κρίσιμη περιοχή για την επιβίωση των τρηματοφόρων είναι από την ανοξία στη δυσοξία. Εάν το περιβάλλον είναι οξικό, δεν υπάρχει στρες εξαιτίας του οξυγόνου. Αντίστοιχα οι πανίδες χαρακτηρίζονται αναερόβιες, δυσαερόβιες και αερόβιες.

Θρεπτικά συστατικά. Αναφέρονται στα χημικά συστατικά αναγκαία για να προάγουν την παραγωγικότητα μέσω της φωτοσύνθεσης των φυτών. Οι όροι οι οποίοι χρησιμοποιούνται για να περιγραφεί η διαθεσιμότητα θρεπτικών συστατικών είναι: ολογοτροφικό (χαμηλό), μεσοτροφικό (μέτριο) και ευτροφικό (υψηλό) περιβάλλον. Συγκεκριμένα, ολογοτροφικές είναι οι συνθήκες όταν υπάρχει χαμηλή συγκέντρωση θρεπτικών συστατικών ή χαμηλή παροχή τροφής στην ευφωτική ζώνη. Μεσοτροφικές συνθήκες επικρατούν όταν υπάρχει μέτρια παρουσία θρεπτικών συστατικών. Τέλος, ευτροφικό χαρακτηρίζεται το περιβάλλον στο οποίο η εισροή θρεπτικών συστατικών είναι υψηλή και υποστηρίζει τις πυκνότητες του φυτοπλαγκτού οι οποίες περιορίζουν τη διείσδυση του φωτός.

Παλίρροιες. Τα περιβάλλοντα πιθανά να είναι μικροπαλιρροιακά (<2μ.), μεσοπαλιρροιακά (2-4μ.) και μακροπαλιρροιακά (>4μ).

Υπόβαθρο. Το υπόβαθρο μπορεί να αποτελείται από μαλακό ίζηματα (ιλύ, άμμο) ή από σκληρή επιφάνεια.

Βιοτικοί παράγοντες

Ανταγωνισμός. Υπάρχει μεταξύ των ατόμων του ίδιου είδους ή μεταξύ διαφορετικών ειδών. Είναι δύσκολο να μετρηθεί και αγνοείται από τις περισσότερες μελέτες για τρηματοφόρα.

Χώρος. Δεν μπορεί πραγματικά να μετρηθεί αλλά ίσως να είναι σημαντικός ως παράγοντας.

Παροχή Τροφής. Τα τρηματοφόρα έχουν διαφορετικές στρατηγικές διατροφής και τρέφονται με μια μεγάλη ποικιλία τροφών.

Βιοτικοί και Αβιοτικοί παράγοντες

Διατάραξη. Ορίζεται ως βλάβη, μετακίνηση ή θνησιμότητα η οποία προκαλείται από φυσικο – χημική ή βιολογική δραστηριότητα. Ποικίλει σε διάρκεια από κλάσματα της διάρκειας ζωής των προσβεβλημένων ειδών, έως και για μεγαλύτερα χρονικά διαστήματα τα οποία επηρεάζουν επόμενες γενιές. Τα αίτια τα οποία προκαλούν τη διαταραχή είναι φυσικά (καταιγίδες, ισχυρά ρεύματα, ηφαιστειακή στάχτη, εξαιρετικά υψηλές ή χαμηλές θερμοκρασίες, εκβαθύνσεις), χημικά (γλυκά ύδατα, υπεραλμυρότητα, ανοξία, μόλυνση) και βιολογικά (βιο-τουρβιδίτες, μετακίνηση ιζήματος από τροφοσυλλέκτες, συγκέντρωση νεκρών φυτικών υπολειμμάτων, αποθέσεις φυτοπλαγτού, Ποσειδωνίας ή φυτών που προέρχονται από βάλτους και έλη).

Παράγοντες ελέγχου της ανοξίας. Το οργανικό υλικό αποτίθεται στο θαλάσσιο πυθμένα και αποτελεί τμήμα του ιζήματος. Για την απόθεσή του τα βακτήρια χρησιμοποιούν οξυγόνο. Κατά τη διάρκεια της διαδικασίας, όταν το οξυγόνο εξαντληθεί χρησιμοποιούνται και άλλα οξειδωτικά μέσα (νιτρικά, θειϊκά και φωσφορικά) οπότε και παράγονται διάφορες τοξικές ενώσεις. Όπου η μικροβιακή κατανάλωση οξυγόνου ξεπερνά την ανανέωσή του, τα ιζήματα αποτίθονται κάτω από συνθήκες ανοξίας.

Πρωτογενής Παραγωγή

Η διαδικασία της φωτοσύνθεσης, όπου τα πράσινα φυτά χρησιμοποιούν την ηλιακή ενέργεια, μετατρέπει τον ανόργανο άνθρακα σε οργανικό και αυτή είναι η Πρωτογενής Παραγωγή. Τα περιθωριακά θαλάσσια περιβάλλοντα λαμβάνουν τα θρεπτικά συστατικά από την εισροή του γλυκού νερού καθώς και από την αποσύνθεση του οργανικού

υλικού που φτάνει στο ίζημα. Η ανάδευση των υδάτων μέσα από τα κύματα και την παλίρροια ανακατανέμουν τα θρεπτικά συστατικά μέσα στην στήλη του νερού και προκαλούν ενισχυμένη πρωτογενή παραγωγή. Υπάρχει εποχικότητα σε αυτή τη διαδικασία ιδιαίτερα στα μεγαλύτερα γεωγραφικά πλάτη όπου υπάρχει άνθιση στο φυτοπλαγκτόν και το βενθο πλαγκτόν την άνοιξη. Οι παράγοντες οι οποίες ελέγχουν την παραγωγικότητα είναι η ένταση του φωτός, η θερμοκρασία και τα νιτρικά. Εκτός από την πρωτογενή παραγωγή, άλλες πιθανές πηγές τροφής αποτελούν τα βακτήρια και τα οργανικά υπολείμματα από την αποσύνθεση φυτών.

4.3 Η Παλαιοοικολογική σημασία χαρακτηριστικών Βενθονικών ειδών

Τα *Elphidium* spp. είναι ενδοπαράλια είδη, τυπικά περιβαλλόντων με καλώς οξυγονωμένα και πλούσια σε χλωρίδα αβαθή ύδατα [44], [83]. Μαζί με το είδος *Ammonia beccarii* είναι χαρακτηριστικά ενδοπανιδικά είδη πιο ρηχών υδάτων [83]. Είναι παρόντα σε παράκτια αλμυρά έλη (low marshes) παρόλο που δεν περιορίζονται αποκλειστικά σε αυτά τα περιβάλλοντα, διότι πιθανόν να έχουν μεταφερθεί από παρακείμενες περιοχές λόγω παλιρροιακών ρευμάτων [79]. Τα είδη *Elphidium* spp. και *Ammonia beccarii* κυριαρχούν στις συναθροίσεις της εσωτερικής ηπειρωτικής υφαλοκρηπίδας καθώς και σε περιβάλλοντα εκβολών ποταμών και είναι γνωστά για την ανεκτικότητά τους στις διακυμάνσεις αλμυρότητας (0,5-35‰) [19]. Αυτό δεν ισχύει για το είδος *Elphidium crispum* το οποίο δεν εμφανίζεται ποτέ στις εκβολές ποταμών και φαίνεται να είναι στενόαλο [79]. Ο [19] αναφέρει ότι τα *Elphidium* spp. με ή χωρίς την παρουσία της *Ammonia beccarii* είναι είδη τυπικά της εσωτερικής ηπειρωτικής υφαλοκρηπίδας ψυχρών-εύκρατων έως τροπικών κλιμάτων, σε κλαστικά υποστρώματα και φυσιολογική αλμυρότητα. Αναφέρεται επίσης στη βιβλιογραφία ότι τα είδη *Elphidium* spp. και *Ammonia beccarii* είναι παρόντα σε συνθήκες χαμηλής περιεκτικότητας σε οξυγόνο [84]. Το γένος *Ammonia* έχει πάνω από 25 είδη, ευρέως διαδεδομένα σε περιθωριακά θαλάσσια περιβάλλοντα. Είναι δε κοινό σε ιζήματα με υψηλή περιεκτικότητα σε οργανικό άνθρακα (TOC) [79].

Τα είδη *Haynesina* spp. αναφέρονται στη βιβλιογραφία ως χαρακτηριστικά αβαθών υδάτων [85]. Το *Haynesina depressulla* είναι ένα κοινό είδος στις Μεσογειακές λιμνοθάλασσες ([18], [86]) ενώ το *Haynesina germanica* ευημερεί στα περιθωριακά θαλάσσια περιβάλλοντα όπου εξαιτίας της παλίρροιας δημιουργούνται ισχυρά ρεύματα, τα οποία προκαλούν διακυμάνσεις στην αλμυρότητα. Το θερμοκρασιακό εύρος παρόλα αυτά είναι μικρό, διότι τα ύδατα βρίσκονται σε συνεχή κίνηση και δεν παραμένουν στάσιμα [79].

Το είδος *Cassidulina carinata* περιγράφεται ως άκρως ανταγωνιστικό για τροφή σε επιφανειακά μικροπεριβάλλοντα πλούσια σε οξυγόνο [87]. Είναι επιπανιδικό ή ρηχό ενδοπανιδικό είδος, τυπικό ψυχρών θαλάσσιων περιβαλλόντων και έχει συσχετισθεί με εισροή οργανικού υλικού [88]. Θεωρείται ένα από τα πιο ευκαιριακά είδη υπο ευτροφικές συνθήκες και είναι πρωτοπόρο στην επαναποίκιση περιβαλλόντων πλούσιων σε οργανικά υλικά, μετά από τουρβιδιτικά επεισόδια [82]. Το υψηλό ποσοστό παρουσίας της *Cassidulina carinata* είναι τυπικό περιοχών της εξωτερικής κρηπίδας σε περιοχές με αυξημένη εισροή οργανικών στον θαλάσσιο πυθμένα. Η αφθονία της είναι ενδεικτική ψυχρού περιβάλλοντος στον θαλάσσιο πυθμένα, χαμηλής οξυγόνωσης το οποίο πιθανά να συσχετίζεται με περιοδικές συνθήκες στρες στο οξυγόνο εξαιτίας της εισροής οργανικού υλικού. Όπως αναφέρεται από τους [59], η *Cassidulina carinata* αποτελεί μαζί με άλλα είδη την πανίδα των σαπροπηλών που έχουν δημιουργηθεί στην Μεσόγειο θάλασσα.

Τα είδη *Bolivina* spp. είναι τυπικά περιοχών υψηλής παραγωγικότητας οργανικών και διαρκούς εισροής οργανικής ύλης στο βυθό της θάλασσας σε περιοχές ρευμάτων ανάβλυσης (upwelling) [89]. Αναφέρεται επίσης ότι η παρουσία τωαν συγκεκριμένουν ειδών σχετίζεται με περιοδικές συνθήκες στρες στο οξυγόνο εξαιτίας της εισροής οργανικού υλικού [86]. Το είδος *Bolivina spathulata* έχει καταγραφεί ως κυρίαρχο ή χαρακτηριστικό σε δυσοξικά ύδατα του πυθμένα [84] και φαίνεται να επιβιώνει πολύ καλά σε δυσοξικές συνθήκες. Αποτελεί ένα από τα χαρακτηριστικά είδη που συναντώνται στους σαπροπηλούς της Μεσογείου. Σήμερα, ζει στη Θάλασσα του Μαρμαρά σε δυσοξικά ύδατα και είναι ένα από τα κυρίαρχα είδη σε αυτή τη βαθύαλη συνάθροιση [59].

Το γένος *Bulimina* μαζί με τα γένη *Uvigerina, Cassidulina* and *Globocassidulina* θεωρούνται μέλη των Βενθονικών Συναθροίσεων Χαμηλής Περιεκτικότητας σε Οξυγόνο (Low Oxygen Foraminiferal Assemblages - LOFAs) [84]. Επίσης τα *Bulimina, Uvigerina* και *Bolivina spathulata* αποτελούν την Πανίδα Οξειδοαναγωγής (redox fauna), η οποία σύμφωνα με τον [90] σχετίζεται με τη διατάραξη ή και το στρες του περιβάλλοντος απόθεσης. Η σχετική αύξηση στον αριθμό αυτής της πανίδας, επιτρέπει την αναγνώριση ενός επεισοδίου περιβαλλοντικού στρες, το οποίο πιθανά να συνδέεται με αυξημένη διαθεσιμότητα τροφής η οποία οδηγεί σε αυξημένη κατανάλωση οξυγόνου [52].

Σε θαλάσσιες περιοχές με αυξημένη εισροή οργανικού υλικού, οι συναθροίσεις των βενθονικών τρηματοφόρων κυριαρχούνται τυπικά από εκείνα με ανθρακικό κέλυφος με

ενδοπανιδικές προτιμήσεις, τα οποία έχουν την ικανότητα να ανέχονται μείωση του ποσοστού του οξυγόνου το οποίο καταναλώνεται κατά τη διάρκεια της διαδικασίας της οξείδωσης του οργανικού άνθρακα. Τυπικά είδη αυτών ανήκουν στα γένη *Bulimina, Uvigerina* και *Bolivina*. Πολλά από αυτά τρέφονται με ασταθή καθώς και κονιορτοποιημένα οργανικά μόρια, τα οποία έχουν υποστεί τη διαδικασία της πέψης μέσα από τα έντερα ατόμων της μέγα - πανίδας. Οι τουρβιδίτες αποτελούν μια πηγή ενισχυμένης εισροής οργανικού υλικού στον πυθμένα. Συνεπώς, το μεγαλύτερο ποσοστό του οργανικού υλικού είναι σχετικά χαμηλής ποιότητας, μια συνθήκη η οποία θα ευνοήσει τα ευκαιριακά είδη της ρηχής ενδοπανίδας. Αυτά τα είδη μπορούν πολύ γρήγορα να εκμεταλλευτούν τις πλούσιες σε οργανικά υλικά τουρβιδιτικές αποθέσεις και έχουν την ικανότητα να αναπαραχθούν αστραπιαία μετά από ένα τέτοιο γεγονός. Κατά αυτόν τον τρόπο κυριαρχούν στις συναθροίσεις και εμφανίζονται με πολύ μεγάλη αφθονία στο μεσοδιάστημα δύο τέτοιων διαδοχικών επεισοδίων [91].

Το είδος *Bulimina marginata* είναι παρόν σε ρηχές δελταϊκές συναθροίσεις σε ζώνες υψηλής παραγωγικότητας και χαμηλής περιεκτικότητας σε οξυγόνο [59]. Θεωρείται επίσης ως ένα ευκαιριακό είδος το οποίο συναντάται σε εξαιρετικά ευτροφικά και δυσοξικά περιβάλλοντα και ωφελείται από τη συγκέντρωση αποθέσεων πλούσιων σε οργανικά υλικά [92], [93], [91], [88]. Η *Bulimina marginata* είναι ένα είδος ανεκτικό σε συνθήκες χαμηλού οξυγόνου [72], [59] και ένας από τους πρώτους επαναποικιστές σε πρώην ανοξικά ιζήματα [83]. Συνήθως είναι ένα επιπανιδικό είδος, το οποίο πιθανά να βρεθεί βαθύτερα μέσα στο ίζημα χρησιμοποιώντας τα λαγούμια που κατασκευάζονται από άτομα της μέγα πανίδας του πυθμένα [91]. Η αφθονία του εξαρτάται από την παροχή φρέσκου οργανικού υλικού με υψηλή διατροφική αξία [94], [95]. Συναντάται σε περιοχές ρευμάτων ανάβλυσης με υψηλή παραγωγικότητα και παρατεταμένη εισροή οργανικού υλικού [89], [61]. Οι [88] θεωρούν ότι πρόκειται για ένα είδος τυπικό σε ιλυώδη υποστρώματα, υποδεικνύοντας ένα βαθύτερο περιβάλλον. Η παρουσία του συνδέεται με ιλύ πλούσια σε οργανικό άνθρακα [96], [97]. Είναι γνωστό ότι υπάρχει θετική συσχέτιση ανάμεσα στην αφθονία του είδους και το περιεχόμενο θρεπτικών συστατικών και θεωρείται ως καλός δείκτης για ύδατα υψηλής παραγωγικότητας [61]. Η παρουσία του μαζί με το είδος *Hyalinea balthica* αποτελεί ένδειξη για την έναρξη εποχιακής διαστρωμάτωσης των υδάτων [79]. Υποδηλώνει δε ένα ασταθές περιβάλλον όπου εποχιακές εισροές οργανικού υλικού διατηρούν τη βενθονική πανίδα. Τέλος, έχει καταγραφεί ως μέλος της πανίδας σε παγετώδεις περιόδους [54]. Σήμερα το είδος αυτό, μαζί με άλλα είδη όπως τα *Bulimina gibba, Bolivina spathulata, Uvigerina peregrina, Cassidulina* spp. και *Hyalinea balthica* συναντώνται στην Αρκτική περιοχή

και η παρουσία τους συνδέεται με ψυχρά ύδατα. Υποδηλώνουν δε ένα στοιχείο βελτίωσης στις συναθροίσεις [49].

Το είδος *Bulimina gibba* είναι παρόν στο μέσο τμήμα παράκτιων λιμνοθαλασσών οι οποίες συναντώνται σε περιθωριακά θαλάσσια περιβάλλοντα [98]. Χαρακτηρίζει παγκοσμίως βαθειά, ιλυώδη και χαμηλής οξυγόνωσης παράκτια περιβάλλοντα. Η παρουσία του σχετίζεται με υψηλή παροχή οργανικού υλικού και με ιζήματα με χαμηλά επίπεδα οξυγόνου [61]. Το επίμηκες κέλυφός του θεωρείται ως μια προσαρμογή στην υποοξία [59]. Αποτελεί ένα από τα πολλά είδη των συναθροίσεων της θαλάσσιας ηπειρωτικής υφαλοκρηπίδας [99].

Τα είδη *Lenticulina* spp. ζουν ελεύθερα σε ψυχρά ύδατα και εμφανίζονται σε ιλυώδη υποστρώματα της βαθύαλης εξωτερικής κρηπίδας. Υποδηλώνουν μια μείωση του βάθους αφού αποτελούν τμήμα της μέσης – εξωτερικής νηρητικής συνάθροισης [78], [100]. Θεωρούνται επίσης ως αντιπρόσωποι των επιπανιδικών ειδών τα οποίο ζουν σε καλά οξυγονωμένα ύδατα [85]. Σύμφωνα με τον [101] όμως, πιθανά να περιέχουν υποξικούς δείκτες.

Το είδος *Hanzawaia boueana* είναι προσκολούμενο και επιπανιδικό, συναντάται δε, σε σκληρά υποστρώματα της εσωτερικής υφαλοκρηπίδας σε εύκρατα ή ζεστά ύδατα [56]. Πρόκειται για ένα είδος με μάλλον υψηλή ανοχή σε συνθήκες μειωμένης αλμυρότητας αλλά με καμία τέτοια ανεκτικότητα στην έλλειψη οξυγόνου [42]. Θεωρείται μια μορφή ρηχών υδάτων σε περιοχές υψηλής ενέργειας εξαιτίας των δυνατών ρευμάτων ή των βιογενετικών τουρβιδιτών [102], [103].

Το γένος *Uvigerina* αποτελεί μέλος των Βενθονικών Συναθροίσεων Χαμηλής Περιεκτικότητας σε Οξυγόνο (Low Oxygen Foraminiferal Assemblages - LOFAs) μαζί με άλλα χαρακτηριστικά γένη [84]. Επίσης η παρουσία του σχετίζεται άμεσα με επεισόδια περιβαλλοντικού στρες τα οποία προκαλούνται από αυξημένη διαθεσιμότητα τροφής η οποία οδηγεί σε αυξημένη κατανάλωση οξυγόνου [52]. Είναι κυρίως ενδοπανιδικό, και σε περιπτώσεις επιπανιδικό, ζει ελεύθερο σε ιλυώδη υποστρώματα σε ψυχρό θαλάσσιο περιβάλλον [79].

Το είδος *Uvigerina peregrina* είναι επιπανιδικό και σε κάποιες περιπτώσεις ρηχό ενδοπανιδικό, το οποίο κυριαρχεί σε ευτροφικά ύδατα [104], [61] και συχνά συνδέεται με υψηλή παραγωγικότητα [92], [96]. Η εμφάνισή του μαζί με τα είδη *Bulimina marginata, Bolivina spathulata, Cassidulina carinata* και *Hyalinea balthica* αποτελεί δείκτη ρευμάτων ανάβλυσης (upwelling) και σχετίζεται με πλούσια παροχή οργανικού άνθρακα

η οποία προέρχεται από την παραγωγικότητα των ωκεανών [61]. Είναι ένα είδος συχνά κυρίαρχο σε ψυχρότερα βαθύαλα ύδατα [18], [61]. Η *Uvigerina peregrina* συναντάται στην Ζώνη Ελάχιστου Οξυγόνου (Oxygen Minimum Zone - OMZ) αλλά βρίσκεται και ανάμεσα στα κυρίαρχα ή χαρακτηριστικά είδη δυσοξικών υδάτων του πυθμένα [84]. Συνδέεται με τις βενθονικές συναθροίσεις βαθειάς θάλασσας και έχει χρησιμοποιηθεί ως δείκτης βάθους σχετικά με το περιεχόμενο οξυγόνο στο νερό και το περιεχόμενο οργανικό άνθρακα στο ίζημα [105]. Οι [85] αναφέρουν ότι το είδος *Uvigerina peregrina* είναι χαρακτηριστικό πολύ χαμηλών επιπέδων οξυγόνου και ευτροφισμού στον πυθμένα της θάλασσας. Είναι προσαρμοσμένο να ζει στην εξωτερική υφαλοκρηπίδα η οποία κυριαρχείται από ρεύματα ανάβλυσης (upwelling). Επίσης αναφέρεται ως κάτοικος βαθύτερων υδάτων. Αφθονεί όπου υπάρχει πλούσια παροχή ασταθούς οργανικής ύλης και υψηλής συγκέντρωσης βακτηρίων [106].

Το είδος *Uvigerina mediterranea* είναι ρηχό ενδοπανιδικό με μεγαλύτερη αφθονία εκεί όπου υπάρχει πλούσια παροχή σε ασταθές οργανικό υλικό και είναι ελαφρώς λιγότερο ανεκτικό σε δυσοξικές συνθήκες από την *Uvigerina peregrina* [106]. Αποτελεί υπέρτατο ανταγωνιστή σε ιζήματα πλούσια σε οργανικό υλικό και οξυγόνο και είναι ανθεκτικό στη διατάραξη του περιβάλλοντος από αρπακτικά που ανήκουν στη μέγα – πανίδα [87]. Έχει βρεθεί στο ανώτερο 1 εκ. του ιζήματος σε περιβάλλοντα υψηλής ενέργειας στην υφαλοκρηπίδα έως τη μέση βαθύαλη ζώνη, εξαιτίας των δυνατών ρευμάτων [79].

Το είδος *Hyalinea balthica* είναι τυπικό περιβαλλόντων της ηπειρωτικής υφαλοκρηπίδας δηλώνοντας μια ελαφριά κεκλιμένη περιπαράλια περιοχή με μέγιστο βάθος τα 130μ. Αντανακλά μια αύξηση της συγκέντρωσης των κονιορτοποιημένων οργανικών υλικών στον θαλάσσιο πυθμένα και μέσα στο ίζημα. Αυτό το υλικό πιθανά να έχει προέλθει από την εισροή γλυκού νερού με παρουσία ελάχιστης έλλειψης οξυγόνου [94]. Γενικά είναι δείκτης πλούσιας παροχής οργανικού υλικού και υψηλής παραγωγικότητας σε περιοχές ρευμάτων ανάβλυσης [61]. Η εμφάνισή του υποδηλώνει καλά οξυγονωμένες συνθήκες που συμβαίνουν σε βιο – τουρβιδιτικά ιζήματα όπου υπάρχει μέγα – πανίδα [79]. Οι [107] αναφέρουν ότι η *Hyalinea balthica* είναι είδος κοινό σε μεσοτροφικά έως ευτροφικά περιβάλλοντα με ήπια μείωση του οξυγόνου στα ύδατα του πυθμένα αλλά και των πόρων του ιζήματος. Στα σύγχρονα περιβάλλοντα συναντάται στην αρκτική περιοχή άρα η παρουσία του συνδέεται με ψυχρά ύδατα [49]. Συγκεκριμένα, η αφθονία του υποδηλώνει την εμφάνιση κάποιου αξιοσημείωτου επεισοδίου πτώσης στη θερμοκρασία των υδάτων του πυθμένα με την παρουσία ψυχρότερων υδάτινων μαζών στην ηπειρωτική υφαλοκρηπίδα. Έχει βρεθεί σε

Τεταρτογενή παγετώδη ιζήματα στο βόρειοανατολικό Ατλαντικό και τη Μεσόγειο Θάλασσα [18], [61]. Οι διακυμάνσεις στην αφθονία του είδους χρησιμοποιούνται για το συσχετισμό παγετώδων και μέσο - παγετώδων ταλαντώσεων [105]. Στην περιοχή της Μεσογείου έχει καταγραφεί αρκετά και η παρουσία του περιορίζεται στα βαθύτερα τμήματα της υφαλοκρηπίδας και στα ανώτερα τμήματα της βαθύαλου ζώνης [107]. Θεωρείται δε, βόρειας προέλευσης. Η άφιξή του στη Μεσόγειο πιστεύεται ότι συνδέεται με την κλιματική επιδείνωση του Πλειστοκαίνου [102]. Έχει παρατηρηθεί στο ανώτερο μέρος της πανίδας των σαπροπηλών, στα επανα – οξυγονωμένα στρώματα [107].

Το γένος *Globocassidulina* είναι ευτροφικό και η παρουσία του υποδηλώνει υψηλό περιεχόμενο σε οργανικό υλικό αλλά και βαθύτερες συνθήκες απόθεσης [88]. Αποτελεί μέλος των Βενθονικών Συναθροίσεων Χαμηλής Περιεκτικότητας σε Οξυγόνο (Low Oxygen Foraminiferal Assemblages - LOFAs) μαζί με άλλα χαρακτηριστικά γένη [19]. Το είδος *Globocassidulina subglobosa* συνδέεται με ύδατα χαμηλής παραγωγικότητας και περιορισμένη παροχή σε φαγητό [96]. Είναι ευρέως διαδεδομένο στην περιοχή της Μεσογείου και συχνά απαντάται σε περιπαράλιες και βαθύαλες αποθέσεις ιλύος [82]. Αναφέρεται ως ένα ευκαιριακό, αιωρούμενο είδος το οποίο έχει συσχετιστεί με πιο αδρόκοκκα ιζήματα και / ή με χαμηλή εισροή οργανικού άνθρακα. Είναι κυρίαρχο είδος στην μέση κατώτερη υφαλοκρηπίδα [61].

Τα είδη *Melonis* spp. είναι τυπικά περιπαράλιων περιβαλλόντων απόθεσης ιλυώδους υπόβαθρου και υποδηλώνουν βαθύτερες συνθήκες [88]. Σύμφωνα με τον [56] το γένος *Melonis* είναι ενδοπανιδικό, ελεύθερο και εμφανίζεται σε ιλυώδη υπόβαθρα της βαθύαλου υφαλοκρηπίδας. Η παρουσία του περιέχει υποξικούς δείκτες [101]. Το είδος *Melonis barleeanum* είναι παρόν σήμερα σε φτωχά σε οξυγόνο αβυσσικά ύδατα της βορειοανατολικής Αφρικής [59]. Είναι προσαρμοσμένο σε οργανική ύλη σε μια πιο διαφοροποιημένη μορφή.

5. ΑΠΟΤΕΛΕΣΜΑΤΑ

5.1 Χρονοστρωματογραφία και Ρυθμοί Ιζηματογένεσης

Το χρονοστρωματογραφικό πλαίσιο καθορίστηκε για το μεγαλύτερο τμήμα του πυρήνα S.E. 155 (0-123εκ.) με τη χρήση των AMS ραδιοχρονολογήσεων του ^{14}**C** , που προέκυψαν από τα 4 δείγματα που δόθηκαν για χρονολόγηση. Οι ηλικίες μεταξύ των χρονολογημένων σημείων προέκυψαν με γραμμική παρεμβολή. Το χρονικό πλαίσιο για το κατώτερο τμήμα του πυρήνα (123-166 εκ.) βασίστηκε στη σχετική χρονολόγηση εφαρμόζοντας τα βιο-γεγονότα των Πλαγκτονικών Τρηματοφόρων σύμφωνα με τους [108], το οικοστρωματογραφικό σχήμα των [109], καθώς και το οικοστρωματογραφικό σχήμα του [110].

Οι μέσοι ρυθμοί ιζηματογένεσης για τα υπό μελέτη διαστήματα προέκυψαν από το ηλικιακό χρονοστρωγραφικό πλαίσιο, υποθέτοντας ότι η συσσώρευση των ιζημάτων ήταν αρκετά σταθερή καθόλη τη διάρκεια. Οι προκύπτουσες τιμές ιζηματογένεσης, οι οποίες παρουσιάζονται στον πίνακα 1 είναι σε συμφωνία με τη μέση τιμή των 2cm/ka η οποία έχει υπολογιστεί για την ανατολική Μεσόγειο από τους [111] και [112].

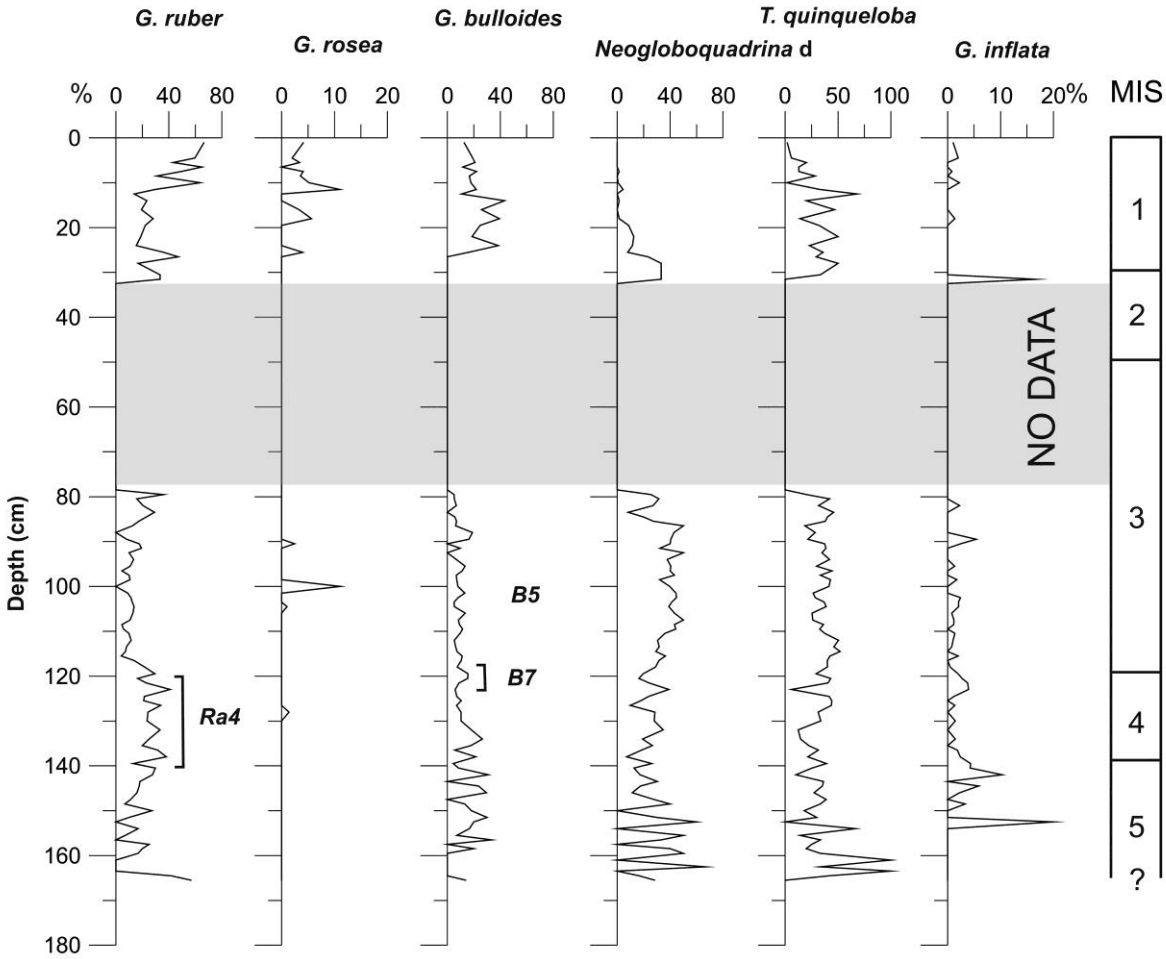
Πίνακας 1. Ηλικίες ραδιοχρονολόγησης και ρυθμοί ιζηματογένεσης

Βάθος (εκ.)	Ηλικία συμβατικής ραδιοχρονολόγησης (yr B.P.)	Ρυθμός Ιζηματογένεσης (cm/kyr)
		2,12
23-25	11780 +/- 50 BP	
		1,74
60-61	32480 +/- 250 BP	
		2,61
99-101	47800 +/- 2300 BP	
		2,20
121-123	48800 BP	

Η ηλικία > 49ka που δόθηκε για τα 121 – 123 cm, είναι προφανώς πάνω από το όριο της ραδιοχρονολόγησης με ^{14}C, ενώ οι υπόλοιπες τρεις ηλικίες υποδεικνύουν ότι τα ανώτερα 100 εκατοστά του πυρήνα αντιπροσωπεύουν μιά θερμή μεσοπαγετώδη περίοδο (MIS3), την τελευταία περίοδο τήξης των παγετώνων (πριν το LGM με την έναρξη της ιζηματογένεσης περίπου στα 15-14ka και το Ολόκαινο. Η δημιουργία χρονοστρωματογραφικού πλαισίου για ιζήματα παλαιότερα από εκείνα που χρονολογήθηκαν με τα ισότοπα του άνθρακα, είναι μάλλον αδύνατον λόγω της σπανιότητας ή έλλειψης προτύπων βιοστρωματογραφικών δεικτών που χρησιμοποιούνται στη λεκάνη της Μεσογείου και της έλλειψης ισοτόπων οξυγόνου. Στην περίπτωση αυτή, οι οικοζώνες των Πλαγκτονικών Τρηματοφόρων αποτελούν το χρησιμότερο μέσο για τη διάκριση κάποιων τερματισμών και ορίων ισοτοπικών υπο-σταδίων.

Σε αυτό τον πυρήνα, οι συναθροίσεις των Πλαγκτονικών τρηματοφόρων χαρακτηρίζονται από μια γενική φτωχή ποικιλότητα και εν μέρει μικρή αφθονία, υποδεικνύοντας μια περιθωριακή ανοιχτή θαλάσσια επίδραση. Τα Πλαγκτονικά τρηματοφόρα (σχήμα 3) είναι σχεδόν απόντα κατά τη διάρκεια των στρωματογραφικών διαστημάτων 157 – 165 cm και 32 – 80 cm. Οι συναθροίσεις αποτελούνται κυρίως από τα *Globigerina bulloides, Globigerinoides ruber, Turborotalita quinqueloba* και δεξιόστροφη *Neogloboguadrina pachyderma*. Τα *Turborotalita quinqueloba* και *Neogloboguadrina pachyderma* είναι τα κύρια συστατικά της πανίδας στο στρωματογραφικό επίπεδο 80 – 125 cm, ενώ το *Globigerinoides ruber* κυριαρχεί στις συναθροίσεις στα στρωματογραφικά επίπεδα 0 – 30 και 120 – 160 cm. Το *Globigerina bulloides* εμφανίζεται σε όλα τα δείγματα που δείχνουν σημαντική μεταβλητότητα. Σύμφωνα με τους [108] και [113] μέχρι τα 49 ka υπάρχουν πέντε καλά αναγνωρισμένα οικολογικά βιοσυμβάντα με βάση το πρότυπο κατανομής του *Globigerina bulloides*. Η αφθονία του είδους αυτού σε όλα τα δείγματα που μελετήθηκαν και οι παρατηρούμενες βραχυπρόθεσμες διακυμάνσεις μας οδήγησε στην προσέγγιση αυτών των συμβάντων. Στην καταγραφή μας η οποία βασίζεται στην κατανομή των ειδών των Πλαγκτονικών Τρηματοφόρων, το όριο MIS3/MIS4 τοποθετείται στο στρωματογραφικό επίπεδο των 123εκ. Στη συνολική κατανομή των Πλαγκτονικών Τρηματοφόρων, η μετάβαση από το στάδιο MIS3 στο MIS4 χαρακτηρίζεται από μικρή παρουσία του είδους *G. bulloides* (κατώτερη ζώνη 6 του [108], οικοζώνη 6 των [109], αύξηση του είδους *G. inflata* (οικοζώνη 6 των [109], οικοζώνη LPFE10 του [110], αύξηση *N. Pachyderma dextral* (ανώτερο τμήμα της ζώνης P6 των [108] και της αύξησης του είδους *G. ruber alba* (κατώτερο τμήμα της ζώνης Ra3 των [108], οικοζώνη LPFE 10 του [110].

Με βάση τα παραπάνω οικο-βιο-συμβάντα των πλαγκονικών τρηματοφόρων, προτείνουμε τη μετάβαση του MIS 4/MIS 5 στα 140 εκατοστά το οποίο συμπίπτει με το κάτω μέρος του Ra4 οικο-βιο-συμβάντος (*G. ruber alba*) και του B10 οικο-βιο-συμβάντος (*G. bulloides*) των [114]. Στο αρχείο μας το διάστημα μεταξύ 120 – 140 cm χαρακτηρίζεται από την αύξηση της αφθονίας του λευκού *G. ruber* και μπορεί να συσχετιστεί με το Ra 4 οικολογικό βιοσυμβάν των [114], κατά τη διάρκεια του MIS 4 στο αρχείο μας.



Σχήμα 3. Κατανομή ποσοστού αφθονίας πλαγκτονικών τρηματοφόρων ως προς το βάθος. Σημειώνονται τα οικο-συμβάντα που διαπιστώθηκαν στην παρούσα μελέτη.

5.2 Παράμετροι της πανίδας των βενθονικών Τρηματοφόρων

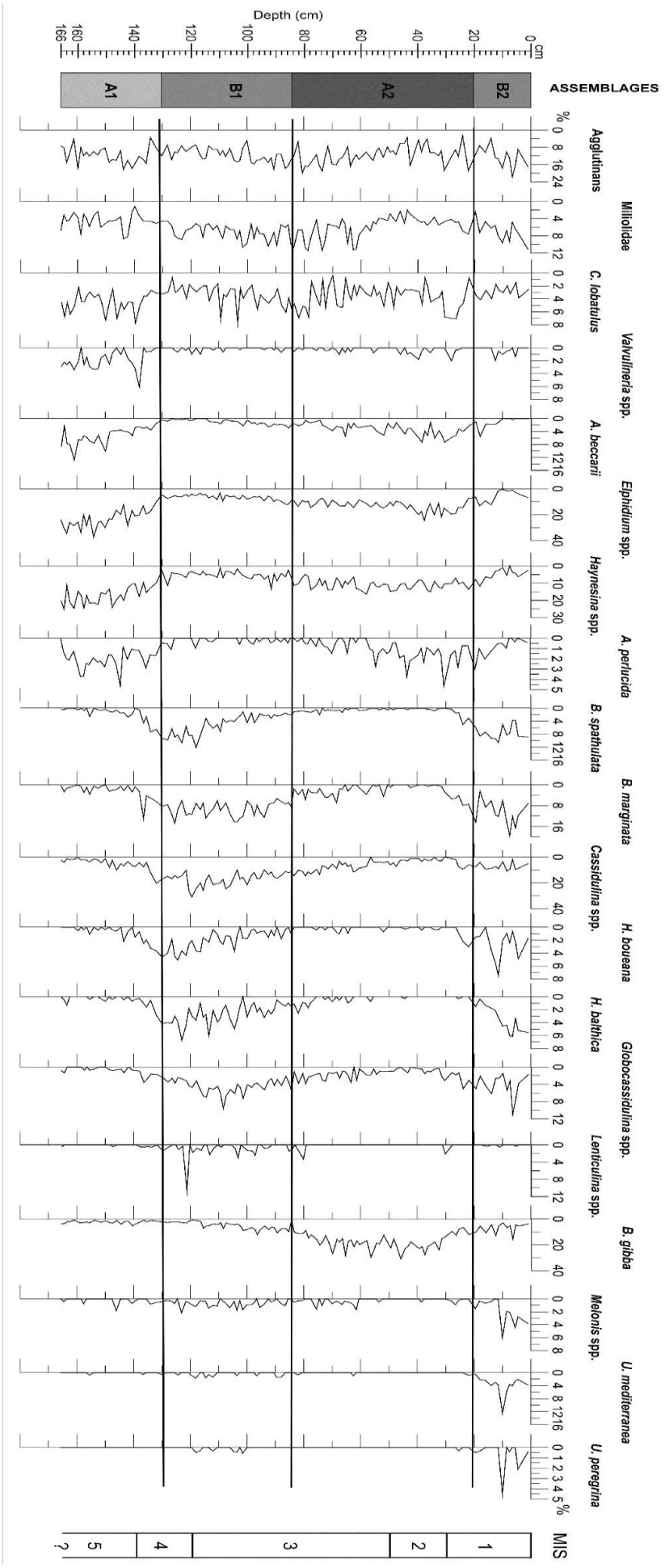
Συνολικά βρέθηκαν 210 είδη βενθονικών τρηματοφόρων τα οποία ανήκουν σε 83 γένη (Παράρτημα 1). Τα είδη *Bolivina/Brizalina* spp. (<12%), *Cassidulina/Globocassidulina* spp. (<31%), *Bulimina* spp. (<30%), *Ammonia* spp. (<15%), *Elphidium* spp. (<38%) είναι τα πιο άφθονα είδη. Τα βάθη εμφάνισης των πιο σύνηθων ειδών κατά μήκος του πυρήνα περιλαμβάνονται στο σχήμα 4.

Η παρουσία πλαγκονικών τρηματοφόρων, όπως φαίνεται από το διάγραμμα (P/P+B)% (P: ο αριθμός των πλαγκονικών τρηματοφόρων ανά δείγμα και B ο αριθμός των βενθονικών τρηματοφόρων ανά δείγμα) είναι έντονη από τα επιφανειακά στρώματα του πυρήνα έως και περίπου 28εκ. βάθος. Κατόπιν φαίνεται να μειώνονται φτάνοντας σε περιπτώσεις το ποσοστό των 0,5%. Από περίπου τα 78εκ. βάθους έως και τα 148εκ. διακρίνεται μια αξιοσημείωτη αύξηση στο ποσοστό των πλαγκτονικών η οποία φτάνει σε ποσοστό 33% σε κάποια δείγματα (σχήμα 5).

Ο συνολικός αριθμός των βενθονικών τρηματοφόρων (BFN: Benthic Foraminifera Number) ποικίλλει μεταξύ των τιμών 900 και 77080 άτομα ανά γραμμάριο ιζήματος και παρουσιάζει δύο σημεία έντονης κορύφωσης στα βάθη περίπου των 49,5-58 εκ. και 116,5 – 126,5εκ. (σχήμα 5).

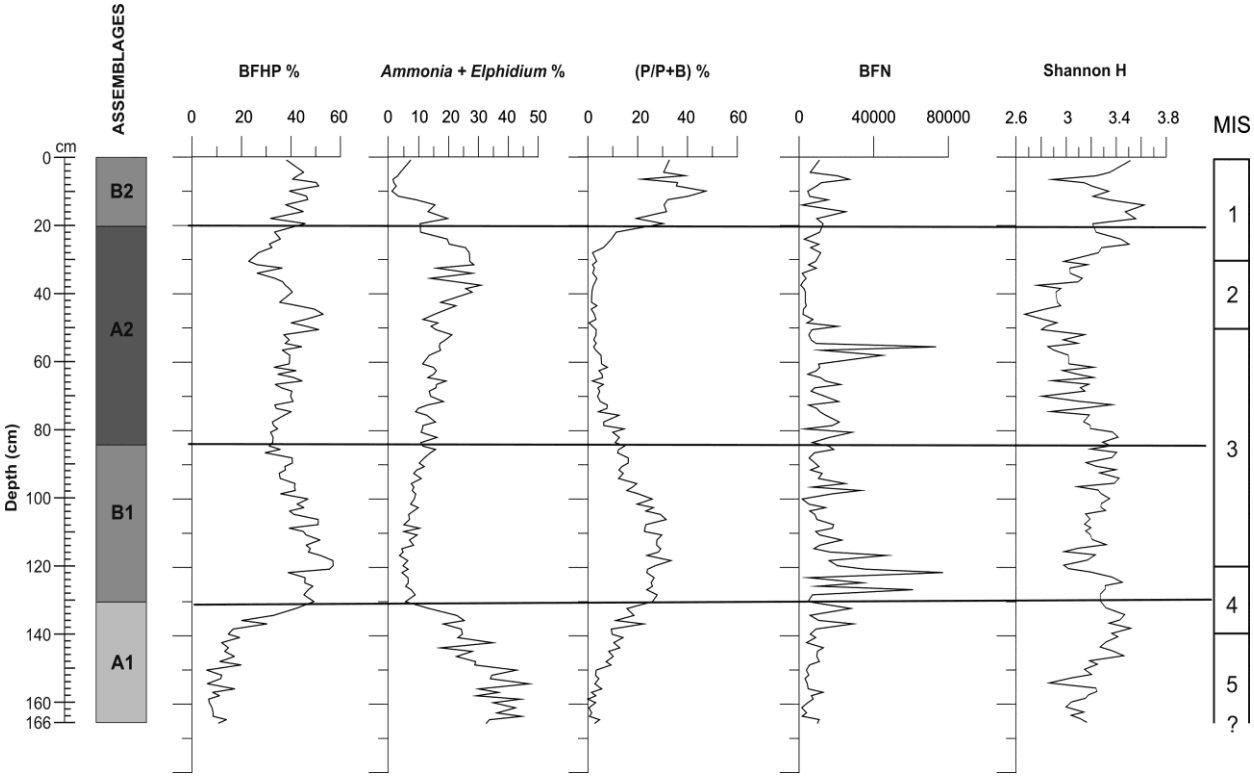
Η ποικιλότητα των ειδών δίνεται από τους δείκτες *Shannon H* – με τιμές από 2,6 έως 3,6 (τιμές >2.1 υποδηλώνουν θαλάσσιο περιβάλλον)- και *Fisher alpha* – με τιμές από 9,14 έως 25,8. Από τα δύο διαγράμματα είναι εμφανή τα σημεία έντονης ποικιλότητας σε βάθη 18-24εκ., ενώ ακολουθεί ένα μεγάλο διάστημα με εξαφάνιση των περισσοτέρων προυπαρχόντων ειδών με κάποιες εξαιρέσεις και τις χαμηλότερες τιμές σε βάθος περίπου 44-50εκ.. Από το βάθος των 90εκ. έως και εκείνο των 130 εκ. υπάρχει επανεμφάνιση των ειδών τα οποία φαίνεται να είχαν εκλείψει κατά το προηγούμενο διάστημα ιζηματογένεσης και από εκεί μέχρι και το τελικό βάθος του πυρήνα, βλέπουμε μια εντελώς διαφορετική πανίδα, με μικρότερη ποικιλότητα και κάποια συγκεκριμένα είδη να ευημερούν (σχήμα 5).

Ο δείκτης υψηλής παραγωγικότητας (BFHP) δείχνει μια ανοδική αύξηση, επαυξανόμενη κυρίως στα ανώτερα 20 cm και μεταξύ του στρωματογραφικού επιπέδου 115-125 cm, υποδεικνύοντας υψηλά και βιώσιμη ροή της οργανικής ύλης και χαμηλή ταχύτητα των ρευμάτων του πυθμένα, ευνοώντας τη δραστηριότητα των βενθονικών τρηματοφόρων.



Σχήμα 4. Κατανομή αφθονίας βενθονικών τρηματοφόρων ως προς το βάθος. Σημειώνονται τα παρατηρηθέντα MIS καθώς και τα όρια των βενθονικών συναθροίσεων.

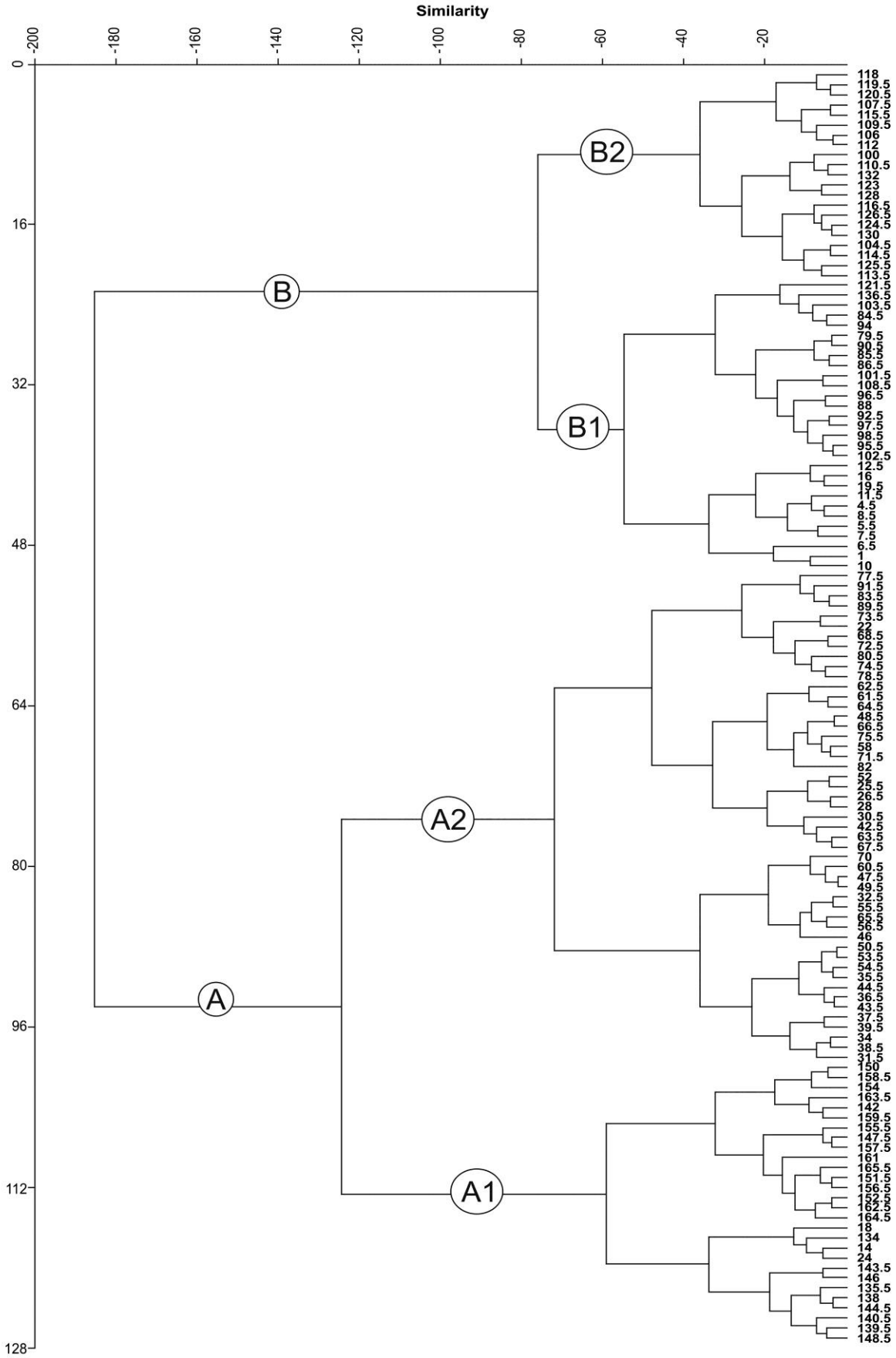
Στο κατώτερο τμήμα του πυρήνα, ο δείκτης BFHP φτάνει στην ελάχιστη τιμή του υποδεικνύοντας χαμηλή ροή του Corg και σχεδόν απουσία των ρευμάτων του πυθμένα. Οι υψηλές ποσοστιαίες τιμές των ειδών *Ammonia beccarii, Elphidium* spp. και *Haynesina* spp.ενισχύουν αυτή την υπόθεση (σχήμα 5).



Σχήμα 5. Δείκτης υψηλής παραγωγικότητας βενθονικών τρηματοφόρων (BFHP), συνολικό ποσοστό των ειδών *Ammonia+Elphidium* στο σύνολο των βενθονικών, ποσοστό των πλαγκτονικών στο σύνολο των τρηματοφόρων, ο αριθμός βενθονικών τρηματοφόρων και ο δείκτης ποικιλότητας Shannon H.

5.3 Q-mode Ιεραρχική Ανάλυση Ομαδοποίησης (Q-mode Hierarchical Cluster Analysis)

Η Ανάλυση Ομαδοποίησης *Q-mode* εφαρμόστηκε στις συναθροίσεις των βενθονικών τρηματοφόρων με σκοπό να ομαδοποιηθούν τα δείγματα τα οποία χαρακτηρίζονται από παρόμοιες οικολογικές συνθήκες κατά το χρονικό διάστημα της ιζηματογένενσης. Διακρίθηκαν δύο βασικές ομάδες Α και Β οι οποίες μπορεί να υποδιαιρεθούν σε τέσσερις υποομάδες συναθροίσεων ειδών A1-A2 και B1-B2 (σχήμα 6).



Σχήμα 6. Δενδρόγραμμα ομαδοποίησης των δειγμάτων του πυρήνα, όπως προέκυψε από την Q-mode ιεραρχική Ανάλυση Ομαδοποίησης (μέθοδος Ward)

5.3.1 Συνάθροιση Α1 *Elphidium* spp. - *Haynesina* spp.

Κυρίαρχα είδη: *Elphidium* spp. (~37%) και *Haynesina* spp. (~25%)

Συνοδά είδη: *Ammonia beccarii* (<16%) και *Valvulineria* spp. (<4%) όπου είναι το μόνο διάστημα εμφάνισής του σε ολόκληρη την κολόνα.

Είναι χαρακτηριστική συνάθροιση από ενδοπαράλια είδη, ρηχών και θερμών υδάτων με πιθανή πορεία από τον ευτροφισμό στην υποξία [115] που κυριαρχεί στο κατώτερο τμήμα του πυρήνα έως και τα 130εκ.(σχήμα 5). Οι σχετικά χαμηλές τιμές των Buliminidae ίσως να δηλώνουν διακοπτόμενες συνδέσεις με τη θάλασσσα, γεγονός το οποίο υποδεικνύει ένα θαλάσσιο περιβάλλον με αλμυρότητα μεγαλύτερη του 33% [116], [117], [118], [119]. Λόγω του μεγάλου εύρους αλμυρότητας που διακρίνει τα είδη *Elphidium* spp και *Ammonia beccarii* πιθανά να πρόκειται για περιοχή παράκτιου έλους ή λιμνοθάλασσας, με επιρροή από την παλίρροια και βάθη από 0-10μ. [44], [120], [82], ενώ η παρουσία των ειδών *Valvulineria* spp, τα οποία εμφανίζονται μόνο σε αυτό το σημείο, υποδηλώνει μικρές διακυμάνσεις στο βάθος των υδάτων με πιθανή περιοδική και επαναλαμβανόμενη επικοινωνία με την ανοιχτή θάλασσα [92], [59], [115], [51]. Τα είδη *Haynesina* spp. ευημερούν σε περιθωριακά θαλάσσια περιβάλλοντα όπου οι μέσο και μακρο παλιρροιακές συνθήκες δημιουργούν δυνατά ρεύματα, προκαλούν διαφοροποιήσεις στην αλμυρότητα αλλά εξαιτίας της αδιάκοπης κίνησης των υδάτων, το θερμοκρασιακό εύρος είναι μικρό [79].

5.3.2 Συνάθροιση Α2 – *Bulimina gibba*

Κυρίαρχα είδη: *Bulimina gibba* (10-30%)

Συνοδά είδη: *Elphidium* spp. (10-20%) και *Haynesina* spp. (8-12%)

Η συνάθροιση Α2 καλύπτει το στρωματογραφικό επίπεδο από τα 85,5 έως τα 19,5 εκ., το οποίο αντιπροσωπεύει το ανώτερο μέσο μέρος του MIS 3, ολόκληρο το MIS 2 και το κατώτερο μέρος του MIS 1 (σχήμα 5). Η συγκεκριμένη συνάθροιση δείχνει μια προτίμηση για αμμώδες υπόβαθρο. Το είδος *B. gibba* μαζί με τα είδη *Elphidium* spp.και *Haynesina* spp. δείχνουν κάποια ανοχή σε συνθήκες περιβαλλοντικού stress και υποδηλώνουν μια ομάδα ευκαιριακών ειδών, ικανά να καταλαμβάνουν θώκους χαμηλού ανταγωνισμού [121]. Πρόκειται για είδη τα οποία συναντώνται σε περιθωριακά θαλάσσια περιβάλλοντα. Χαρακτηρίζουν αβαθή ύδατα ιζηματογένεσης που λόγω της διαρκούς κίνησής τους έχουν διακυμάνσεις στην αλμυρότητα.

Το είδος *Bulimina gibba* είναι παρόν στα μεσαία τμήματα παράκτιων λιμνοθαλασσών. Η παρουσία του στην συγκεκριμένη ομάδα σχετίζεται με υψηλή παροχή οργανικού υλικού και χαμηλές συνθήκες οξυγόνου, με δείκτες υποξίας [61].

5.3.3 Συνάθροιση B1 - *Cassidulina carinata*

Κυρίαρχο είδος: *Cassidulina carinata* (20-38%)

Συνοδά είδη: *Bulimina marginata* (8-18%), *Bolivina spathulata* (4-14%), *Hyalinea balthica* (4-7%), *Hanzawaia boueana* (1-6%) και *Lenticulina* spp. (με εμφάνιση μίας και μοναδικής κορύφωσης σε ποσοστό 12%)

Τα είδη που αποτελούν τη συγκεκριμένη ομάδα είναι τυπικά περιπαράλιων περιβαλλόντων και συναντώνται από τα 130 έως τα 85,5 εκ. (το μέσο – ανώτερο τμήμα του MIS 4 και το κατώτερο μέσο τμήμα του MIS 3) (σχήμα 5)

Η ταυτόχρονη εμφάνιση των *Cassidulina carinata* μαζί με τα είδη *Bulimina marginata* και *Bolivina spathulata*, υποδεικνύει ένα περιβάλλον της εξωτερικής υφαλοκρηπίδας με υψηλή εισροή οργανικού υλικού στον πυθμένα. Επιπλέον, η αφθονία των συγκεκριμένωνειδών μαζί με το είδος *Hyalinea balthica* υποδηλώνει ψυχρά ευτροφικά ύδατα, με χαμηλή οξυγόνωση και ισχυρές ενδείξεις για παρουσία επεισοδίων στρες [122], [123], [95], [124]. Το περιβάλλον απόθεσης της συγκεκριμένης πανίδας ήταν υψηλής παραγωγικότητας και ενέργειας με ύπαρξη ρευμάτων ανάβλυσης (upwelling) και τουρβιδιτών.

Η παρουσία των *Hyalinea balthica* και *Bulimina marginata* σηματοδοτεί μια διαστρωμάτωση των υδάτων με εποχικές εισροές οργανικού υλικού. Το είδος *Hanzawaia boueana* είναι το μοναδικό της συνάθροισης το οποίο δεν παρουσιάζει καμία ανεκτικότητα στην έλλειψη οξυγόνου και προφανώς η παρουσία του συνδέεται με τους μηχανισμούς ανανέωσης του ποσοστού του οξυγόνου στο ίζημα όπως είναι οι βιο – τουρβιδίτες.

5.3.4 Συνάθροιση B2 - *Bulimina marginata*

Κυρίαρχα είδη: *Bulimina marginata* (8-20%)

Συνοδά είδη: *Bulimina gibba* (5-12%), *Uvigerina mediterranea* (4-12%), *Bolivina spathulata* (4-10%), *Globocassidulina* spp. (2-10%), *Cassidulina* spp. (5-10%), *Hyalinea*

balthica (2-6%), *Hanzawaia boueana* (2-8%), *Uvigerina peregrina* (με κορύφωση στο 4%) και *Melonis* spp. (4-6%).

Η σύνθεση της συνάθροισης που εντοπίζεται στο ανώτερο τμήμα του πυρήνα (από τα 19,5 έως την κορυφή, MIS 1) (σχήμα 5), σηματοδοτείται από την εμφάνιση των ειδών *Uvigerina mediterranea* και *Uvigerina peregrina* εις βάρος του είδους *Cassidulina carinata* και ταυτόχρονη αύξηση του είδους *Bulimina marginata*. Τα *Uvigerina mediterranea* και *Uvigerina peregrina* έχουν βρεθεί στο ανώτερο 1εκ. του ιζήματος σε περιβάλλοντα υψηλής ενέργειας από την υφαλοκρηπίδα έως τη μέση βαθύαλο ζώνη εξαιτίας ισχυρών ρευμάτων [78].

Η πλειοψηφία των ειδών που αποτελούν τη συγκεκριμένη συνάθροιση, σήμερα συναντώνται στην Αρκτική περιοχή και η παρουσία τους συνδέεται με ψυχρά ύδατα. Επίσης τα γένη *Bulimina, Uvigerina, Cassidulina* και *Globocassidulina* θεωρούνται μέλη των Βενθονικών Συναθροίσεων Χαμηλής Περιεκτικότητας σε Οξυγόνο (Low Oxygen Foraminiferal Assemblages - LOFAs) [19]. Η ύπαρξή τους στη συγκεκριμένη πανίδα συνδέεται με διατάραξη ή και στρες του περιβάλλοντος απόθεσης [90]. Η σχετική αύξηση στον αριθμό αυτής της πανίδας, επιτρέπει την αναγνώριση ενός επεισοδίου περιβαλλοντικού στρες, το οποίο πιθανά να συνδέεται με αυξημένη διαθεσιμότητα τροφής η οποία οδηγεί σε αυξημένη κατανάλωση οξυγόνου [52]. Πρόκειται λοιπόν για ευτροφικά ύδατα μεγαλύτερου βάθους, με υψηλή παραγωγικότητα αλλά και ενέργεια, με παρουσία ρευμάτων ανάβλυσης και ίσως βιογενών τουρβιδιτών. Το μοναδικό είδος το οποίο δεν παρουσιάζει καμία ανοχή στην έλλειψη οξυγόνου είναι το *Hanzawaia boueana* του οποίου η εμφάνιση δείχνει αρκετές διακυμάνσεις οι οποίες πιθανά να σχετίζονται με τους μηχανισμούς περιοδικής επανα-οξυγόνωσης του περιβάλλοντος απόθεσης.

5.4 Ανάλυση των Κυρίων Συνιστωσών PCA (Principal Components Analysis)

Η Ανάλυση των Κυρίων Συνιστωσών χρησιμοποιήθηκε για να παρουσιαστούν οι κύριοι παράγοντες οι οποίοι καθορίζουν την κατανομή των ειδών. Τα αποτελέσματα ξεχώρισαν 2 τάσεις στις συνιστώσες. Οι εξαγόμενες δύο κύριες συνιστώσες από 127 συνολικά δείγματα, δείχνουν διακυμάνσεις σε ποσοστό 36,43 και 11,5 η κάθε μία.

Πίνακας 2. Εξαγόμενες Συνιστώσες με διακυμάνσεις στα ποσοστά.

Total Variance Explained							
Component	Initial Eigenvalues			Extraction Sums of Squared Loadings			
	Total	% of Variance	Cumulative %	Total	% of Variance	Cumulative %	
1	7,602	36,2	36,2	7,602	36,2	36,2	
2	2,384	11,353	47,552	2,384	11,353	47,552	

Φαίνονται τρεις ομάδες ειδών Χ,Υ και Ζ. Λαμβάνοντας υπ' όψιν τις εμφανίσεις των ειδών στα δείγματα, τα είδη της ομάδας Χ χαρακτηρίζουν την συνάθροιση Α1, η ομάδα Υ αντιπροσωπεύεται από τα είδη της Α2 συνάθροισης και η ομάδα Ζ χαρακτηρίζεται από τα είδη των ομάδων Β1 και Β2 μαζί.

Η Συνιστώσα 1 (πίνακας 4) κυριαρχείται από ισχυρή θετική φόρτιση των ειδών *Bulimina marginata* και *Hyalinea balthica* ενώ τα είδη *Bolivina spathulata, Globocassidulina* spp. και *Cassidulina* spp. είναι επίσης κοινά. Τα συγκεκριμένα είδη σχετίζονται με μεγαλύτερο βάθος ιζηματογένεσης, χαμηλότερη περιεκτικότητα σε οξυγόνο, χαμηλότερες θερμοκρασίες και υψηλότερη αλμυρότητα. Τα *Elphidium* spp., *Haynesina* spp. και *Ammonia beccarii* είναι κάποια από τα είδη με αρνητικές συσχετίσεις. Αυτά τα πιο νηριτικά είδη σχετίζονται με μικρά βάθη υδάτων, υψηλότερο ποσοστό οξυγόνου, υψηλότερη θερμοκρασία και χαμηλή αλμυρότητα. Έτσι η Συνιστώσα 1 αντιπροσωπεύει το αυξημένο βάθος και τη μειωμένη περιεκτικότητα σε οξυγόνο των υδάτων (σχήμα 7).

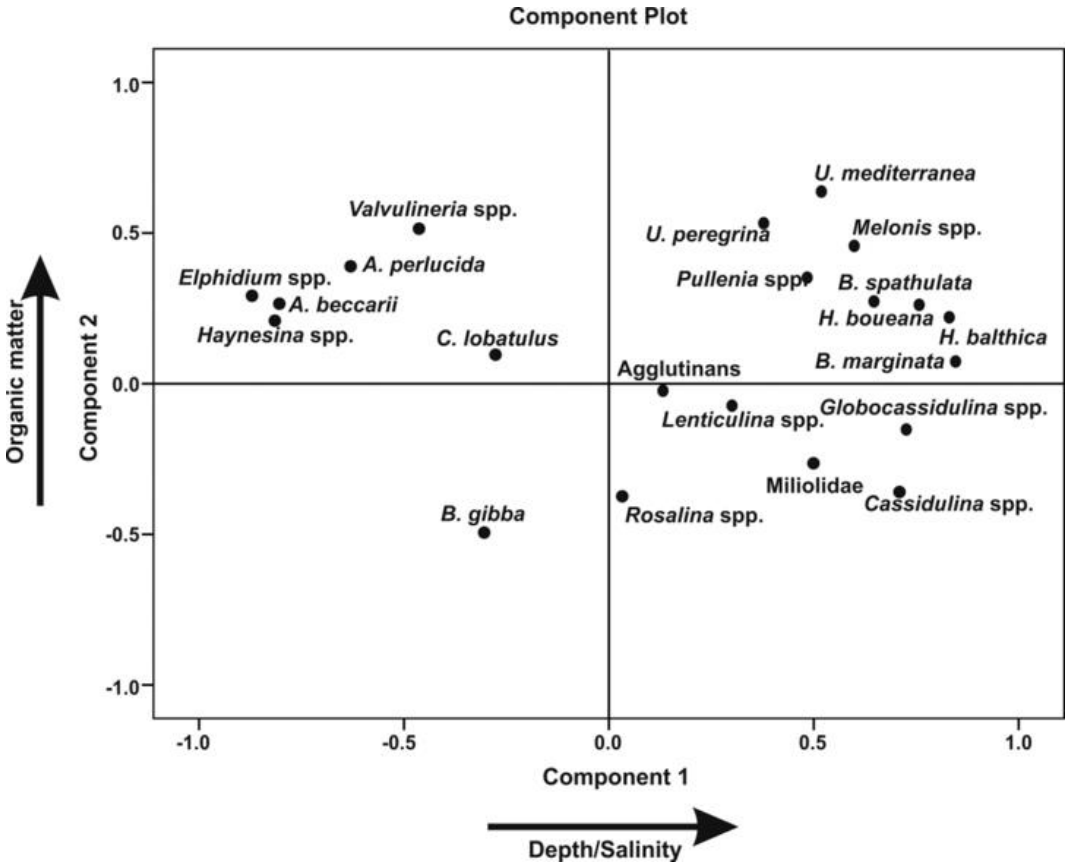
Η Συνιστώσα 2 (πίνακας 4) χαρακτηρίζεται από θετικές συσχετίσεις των *Uvigerina mediterranea* και *Uvigerina peregrina* και σε μικρότερο ποσοστό με τα είδη *Valvulineria* spp. ενώ αρνητικές είναι οι συσχετίσεις με το είδος *Bulimina gibba*.

Στην Αδριατική θάλασσα οι [87] παρατήρησαν ότι το είδος *Uvigerina mediterranea* αποτελεί μέγιστο ανταγωνιστή σε περιβάλλοντα πλούσια σε τροφή και οξυγόνο, αλλά ο αριθμός του μειώνονταν σε συχνότητα σε περιβάλλοντα με μικρότερα ποσοστά σε τροφή και οξυγόνο. Αυτή η παρατήρηση μπορεί να εφαρμοστεί και στην περίπτωση του Νότιου Ευβοϊκού όπου η *Uvigerina mediterranea* έχει λιγότερες εμφανίσεις σε περιοχές με ισχυρή δαστρωμάτωση των υδάτων, χαμηλό ποσοστό σε οξυγόνο και μικρότερη διαθεσιμότητα σε τροφή. Αντιθέτως, άλλα είδη όπως τα *Bulimina marginata* και

Hyalinea balthica έχουν την τάση να κυριαρχούν. Η Συνιστώσα 2 λοιπόν, έχει άμεση σχέση με την εισροή οργανικού υλικού στο ίζημα σε αντίθεση με το ποσοστό παρουσίας του οξυγόνου (σχήμα 7).

Πίνακας 3. Βενθονικά είδη και κύριες συνιστώσες.

Benthic Species	**PCA 1**	**PCA 2**
Agglutinans	0,137	-0,064
Miliolidae	0,508	-0,278
Brizalina spathulata gr.	0,773	0,254
Bulimina gibba	-0,31	**-0,501**
Bulimina marginata	**0,837**	0,088
Cassidulina spp.	0,71	-0,336
Cibicides lobatulus gr.	-0,28	0,086
Elphidium spp.	**-0,853**	0,289
Globocassidulina spp.	0,742	-0,174
Hanzawaia boueana	0,668	0,264
Haynesina spp.	-0,814	0,206
Hyalinea balthica	0,831	0,217
Lenticulina spp.	0,254	-0,062
Melonis spp.	0,575	0,438
Pullenia spp.	0,49	0,34
Uvigerina mediterranea	0,498	**0,596**
Uvigerina peregrina	0,34	0,548
Valvulineria spp.	-0,462	0,514
Aubignyna perlucida	-0,629	0,386
Rosalina spp.	0,036	-0,368
Ammonia beccarii	-0,814	0,267



Σχήμα 7: Ανάλυση Κύριων Συνιστωσών.

5.5 **Παλαιοβυθομετρία**

Η παλαιοβυθομετρία είναι αυξανόμενης σημασίας στην παλαιωκεανογραφία και την ανάλυση ιζηματογενών λεκανών. Κυρίως είναι σημαντική η απεικόνιση της ιστορίας των ανυψώσεων και υποχωρήσεων της λεκάνης, αλλά και των ευστατικών κινήσεων της θάλασσας. Προς το παρόν, οι πιο ευρέως διαδεδομένες και πιθανότατα πιο ακριβείς παλαιοβυθομετρικές τεχνικές, είναι μικροπαλαιοντολογικής φύσεως. Συγκεκριμένα το ποσοστό μεταξύ πλαγκτονικών και βενθονικών τρηματοφόρων. Δεν υπάρχει απόλυτη ομοφωνία στη βιβλιογραφία όσον αφορά στην αύξηση του αριθμού των πλαγκτονικών σε σχέση με το βάθος, ακριβέστερα, σε σχέση με την αυξανόμενη απόσταση από την ακτή. Είναι εμφανές όμως, ότι σε μεγαλύτερη απόσταση από την ακτή οι τουρβιδίτες μειώνονται, επιτρέποντας την αύξηση της πρωτογενούς παραγωγής. Επίσης, τα πολύπλοκα πελαγικά οικοσυστήματα έχουν μέγιστη ανάπτυξη σε κάποιο βάθος ύδατος το οποίο περιλαμβάνει συνολικά την ευφωτική ζώνη. Σε μελέτη που διενέργησαν οι [48] κατέληξαν ότι το ποσοστό ανάμεσα στα πλαγκτονικά και βενθονικά τρηματοφόρα μπορεί να περιγραφεί πολύ καλά με τη χρήση εξομοιώσεων εισροής οργανικού υλικού. Το γεγονός ότι η εισροή οργανικού υλικού είναι αντιστρόφως ανάλογη με το βάθος,

εξηγεί το γεγονός γιατί το ποσοστό πλαγκτονικών-βενθονικών είναι ανάλογο του βάθους. Επισημαίνουν δύο σημεία για πιο ακριβή αποτελέσματα. Πρώτον, ο αποκλεισμός των ενδοπανιδικών ειδών από τους υπολογισμούς βελτιώνει την παλινδρόμηση μεταξύ του ποσοστού αυτού και του βάθους και δεύτερον, επιστούν την προσοχή στις συνθήκες διατήρησης του υλικού, σε περιπτώσεις διάλυσης και επαναπόθεσης.

Στην παρούσα εργασία πέρα από το διάγραμμα (P/P+B)%, έχουν ληφθεί υπόψιν και οι οικολογικές συνθήκες διαβίωσης των καταγεγραμμένων ειδών, οπότε είναι αρκετά ασφαλές να γίνει αναφορά σε 4 διαφορετικές φάσεις ιζηματογένεσης σε σχέση με το βάθος της λεκάνης. Στο κατώτερο τμήμα του πυρήνα η ιζηματογένεση έλαβε χώρα σε ρηχά ύδατα και κατόπιν παρατηρείται πανίδα βαθύτερων υδάτων μέχρι περίπου τα 40kyr BP με κάποια έντονη αύξηση του αριθμού των βενθονικών και πλαγκτονικών τρηματοφόρων γύρω στα 56 kyr BP. Στο επόμενο διάστημα έχει καταγραφεί επιστροφή σε αβαθείς συνθήκες ιζηματογένεσης – με ένα κάποιο επεισόδιο αύξησης του αριθμού των βενθονικών στα 28,5 kyr BP- οι οποίες συνεχίζονται μέχρι και τα 14 kyr BP όπου και οι συνθήκες ιζηματογένεσης στη συγκεκριμένη λεκάνη υποδηλώνουν βαθύτερα ύδατα, και η περιοχή σταδιακά φτάνει το σημερινό της βάθος στα 160μ περίπου.

6. ΔΙΑΦΟΡΟΠΟΙΗΣΕΙΣ ΠΑΛΑΙΟΠΕΡΙΒΑΛΛΟΝΤΟΣ ΣΕ ΣΧΕΣΗ ΜΕ ΤΟ ΧΡΟΝΟ

6.1 Κατακόρυφη κατανομή των συναθροίσεων των βενθονικών Τρηματοφόρων σε σχέση με το χρόνο

Ένας σημαντικός παράγοντας ο οποίος επηρεάζει σε μεγάλο βαθμό τις περιοχές με χαμηλό ρυθμό ιζηματογένεσης, είναι οι διακυμάνσεις της στάθμης της θάλασσας.

Ο τελευταίος κύκλος παγετώνων (~130ka έως σήμερα) υπήρξε εποχή μεγάλων κλιματικών αλλαγών και ευστατικών κινήσεων της θάλασσας με αδιαμφισβήτητη επίδραση στην ιζηματογένεση της λεκάνης του Νότιου Ευβοϊκού.

Η αναγνώριση των σημαντικότερων διαφοροποιήσεων στις συναθροίσεις των Βενθονικών Τρηματοφόρων δείχνει τις περιοδικές αλλαγές στα περιβάλλοντα ιζηματογένεσης, συμπεριλαμβανομένων και των διακυμάνσεων στο παλαιοβάθος. Βασισμένοι στις κάθετες εναλλαγές στην κατανομή μεμονωμένων ειδών Βενθονικών Τρηματοφόρων, σε συνδυασμό με τα αποτελέσματα της *Q-mode* Ανάλυσης Ομαδοποίησης, στον συγκεκριμένο πυρήνα αναγνωρίζονται τέσσερα διαφορετικά χρονικά διαστήματα ιζηματογένεσης.

6.1.1 Χρονικό διάστημα 1 (βάση – 130 εκ.)

Τα στοιχεία τα οποία συλλέχθηκαν από τη μελέτη αυτού του πυρήνα υποδηλώνουν ότι το κατώτερο τμήμα ιζηματογένεσης έλαβε χώρα σε μια ρηχή λεκάνη με θερμά ύδατα. Τα είδη *Elphidium* spp. και *Ammonia beccarii* (Συνάθροιση Α1) είναι χαρακτηριστικά ενδοπαράλια, κυριαρχούν σε συναθροίσεις της εσωτερικής ηπειρωτικής υφαλοκρηπίδας καθώς και σε περιβάλλοντα εκβολών ποταμών, και είναι γνωστά για την ανοχή τους στις διακυμάνσεις της αλμυρότητας και την προσαρμογή τους στον ευτροφισμό και την υποξία. Την ίδια ανοχή ως προς την αλμυρότητα έχουν και τα είδη *Haynesina* spp. Πρόκειται λοιπόν για ένα περιθωριακό θαλάσσιο περιβάλλον, χαμηλής με σταδιακά αυξανόμενης παραγωγικότητας προς τα πάνω, με επιρροή από έντονα ρεύματα.

Οι συναθροίσεις των Πλαγκτονικών Τρηματοφόρων χαρακτηρίζονται από την παρουσία των ειδών *G. ruber alba* και *G. rubescens* με αυξημένο ποσοστό για το ανώτερο τμήμα, άφθονία των ειδών *G. bulloides* και *T. quinqueloba,* συχνή εμφάνιση του είδους *N. pachyderma* και σημαντική αφθονία του είδους *G. inflata*. Τα υψηλά ποσοστά του *G. ruber* και των άλλων ειδών χαρακτηριστικών θερμών υδάτων επιβεβαιώνουν τις επικρατούσες θερμές συνθήκες. Η σημαντική άυξηση του *G.*

bulloides που ευδοκιμεί σε υψηλής παραγωγικότητας ψυχρά νερά, σχετίζεται με συμβάντα εισροής ποτάμιων υδάτων που χαρακτηρίζονται από υψηλή πρωτογενή παραγωγικότητα στην επιφάνεια και προσωρινή διαστρωμάτωση στη στήλη του νερού [125], [126], [127].

Η περίοδος αυτή αποτυπώνει τη μετάβαση από το MIS 5 στο MIS 4.

6.1.2 Χρονικό διάστημα *2* (130 – 85,5 εκ.(42,03ka))

Κατά το ανώτερο μισό του MIS 4 και με την έναρξη του MIS 3 (μεσοπαγετώδες διάστημα), μεταξύ των 60-75 kyr B.P., οι περιβαλλοντικές συνθήκες αλλάζουν όπως φαίνεται από την κυριαρχία των ειδών *Bulimina marginata* και *Bolivina spathulata* τα οποία ευημερούν σε βαθύτερα και ψυχρότερα περιβάλλοντα, με υψηλή παραγωγικότητα (Συνάθροιση B1). Τα ύδατα είναι ευτροφικά με μεγάλη παροχή οργανικού υλικού. Η παρουσία των ειδών *Bulimina marginata* και *Hyalinea balthica* μαρτυρούν την έναρξη διαστρωμάτωσης των υδάτων. Τα είδη *Cassidulina carinata, Bulimina marginata* και *Bolivina spathulata* θεωρούνται ως κυρίαρχα ή χαρακτηριστικά σε δυσοξικές συνθήκες του πυθμένα. Είναι πολύ πιθανό να σχετίζονται με επεισόδια διαταραχής των συνθηκών (stress) λόγω έλλειψης οξυγόνου, γεγονός τυπικό παρατεταμένης ευτροφίας. Η εισροή ψυχρών υδάτων προκαλεί τη διαστρωμάτωση στην υδάτινη στήλη αλλά και την εισροή θρεπτικών συστατικών λόγω της εκτόνωσης των ποτάμιων συστημάτων. Η υψηλή περιεκτικότητα θρεπτικών συστατικών οδηγεί στην ευημερία πολλών ατόμων Βενθονικών αλλά και Πλαγκτονικών Τρηματοφόρων, όπως είναι εμφανές από τους δείκτες. Έτσι καταναλώνεται περισσότερο οξυγόνο για το μεταβολισμό τους, οπότε επέρχονται συνθήκες δυσοξίας ακόμη και ανοξίας. Η παρουσία των ειδών *Hyalinea balthica, Hanzawaia boueana* και *Lenticulina* spp. (με μια κορύφωση σε ολόκληρο τον πυρήνα), τα οποία δεν επιδεικνύουν καμία ανοχή σε συνθήκες χαμηλού οξυγόνου, υποστηρίζουν αυτήν την υπόθεση.

Τα υψηλά ποσοστά των ειδών *Neogloboquadrina* και *T. quinqueloba* υποδηλώνουν ύδατα πλούσια σε θρεπτικά συστατικά, χαμηλής αλμυρότητας [125]. Η ύπαρξη σχετικά ψυχρών επιφανειακών υδάτων προτείνεται από τη κυριαρχία σχετικών δεικτών όπως τα είδη *T. quinqueloba* και *G. glutinata.*

Σύμφωνα με τους [128] το μέσο επίπεδο της θάλασσας υπολογίζεται οτι βρίσκονταν περίπου 60 μ. χαμηλότερα από το σημερινό.

6.1.3 Χρονικό διάστημα 3 (42,03-9,49 ka)

Κατά τη διάρκεια του δεύτερου μισού του MIS 3, περίπου 40kyr BP αλλάζει η φάση ιζηματογένεσης με την παρουσία του είδους *Bulimina gibba* το οποίο φτάνει σε ποσοστό μέχρι 30% της συνολικής βενθονικής πανίδας (Συνάθροιση A2). Τα προηγούμενα κυρίαρχα είδη εκλείπουν, η ποικιλότητα των ειδών μειώνεται, τα πλαγκτονικά τρηματοφόρα είναι περιορισμένης εμφάνισης και αυξάνονται τα ποσοστά των ειδών *Elphidium* spp. και *Haynesina* spp. Προφανώς πρόκειται για μια ρηχή ιζηματογενή λεκάνη, πιθανά τμήμα κάποιας παράκτιας λιμνοθάλασσας, από εκείνες που συναντώνται σε περιθωριακά θαλάσσια περιβάλλοντα. Υπάρχει υψηλή παροχή θρεπτικών συστατικών και μάλλον συνθήκες χαμηλής οξυγόνωσης. Υπάρχει ένα επεισόδιο υψηλότερης παραγωγικότητας (με κορύφωση της παρουσίας του είδους *Bulimina gibba*) γύρω στα 28kyr BP. Ο ρυθμός ιζηματογένεσης είναι αργός και οι συνθήκες αυτές επικρατούν για περίπου 27kyr.

Σύμφωνα με τους [128], κατά τη διάρκεια του δεύτερου μισού του MIS 3, υπάρχει μια πτώση στο επίπεδο της θαλάσσιας στάθμης έως και 80μ. Οι κύκλοι Dansgaard-Oeschger (DO) σε συνδυασμό με τα επεισόδια Heinrich (HE) συνέβαιναν πολύ συχνά αυτό το χρονικό διάστημα, σε αντίθεση με το μεταγενέστερο MIS 2 [129]. Οι διαφορετικές περιβαλλοντικές συνθήκες ανάμεσα σε αυτά τα δύο Ισοτοπικά στάδια καταγράφονται στις συναθροίσεις των Τρηματοφόρων του υπό μελέτη πυρήνα. Η Συνάθροιση 2 (*Bulimina gibba*) υποδηλώνει έχα ρηχό περιβάλλον, πιθανά τμήμα μιας παράκτιας λιμνοθάλασσας, η οποία σχηματίστηκε από την εκτεταμένη θαλάσσια απόσυρση κατά τη διάρκεια του δεύτερου μισού του MIS 3 και καθ' όλο το MIS 2, το οποίο ήταν ένα παγετώδες στάδιο. Τα Πλαγκτονικά Τρηματοφόρα μειώνονται κατά τις παγετώδεις περιόδους επειδή η υδάτινη στήλη στο σχετικά ρηχό Αιγαίου Πέλαγος μειώθηκε όταν έπεσε το παγκόσμιο επίπεδο στάθμης της θάλασσας. Παρόμοια συμπεράσματα για τη συγκεκριμένη χρονική περίοδο αναφέρονται από τους [89] στην εργασία τους η οποία αφορά στα Βενθονικά και Πλαγκτονικά Τρηματοφόρα του Βόρειου Ατλαντικού Ωκεανού.

Τα Πλαγκτονικά Τρηματοφόρα αντιπροσωπεύονται με ένα πολύ μικρό ποσοστό, το οποίο δεν είναι επαρκές για να διεξαχθούν ασφαλή συμπεράσματα βασισμένα σε αυτά.

6.1.4 Χρονικό διάστημα 4 (9,49ka - παρόν)

Με την έναρξη του MIS 1, του σύγχρονου μεσοπεγετώδους σταδίου, παρατηρήθηκε θαλάσσια επίκλυση. Επιστρέφουν βαθύτερες συνθήκες ιζηματογένεσης, με αυξανόμενο

ποσοστό πλαγκτονικών τρηματοφόρων στη συγκεκριμένη πανίδα και αύξηση του αριθμού των βενθονικών ατόμων (BFN). Υπάρχει έντονη ποικιλότητα στα είδη, με χαρακτηριστικά εκείνα των ψυχρών υδάτων. Επανεμφανίζεται στο σύνολό της η πανίδα με τα είδη *Bulimina marginata*, *Bulimina gibba*, *Bolivina spathulata*, *Cassidulina* spp., *Hyalinea balthica* και *Hanzawaia boueana*. Παράλληλα υπάρχουν και νέες εμφανίσεις ειδών όπως τα *Uvigerina peregrina, Uvigerina mediterranea, Melonis* spp. και *Globocassidulina* spp. Το περιβάλλον ιζηματογένεσης είναι υψηλής παραγωγικότητας και διαρκούς εισροής οργανικής ύλης στο θαλάσσιο πυθμένα με την παρουσία ρευμάτων ανάβλυσης και τουρβιδιτών. Το ποσοστό του οξυγόνου είναι χαμηλό και πιθανά να υπήρξαν επεισόδια στρες. Η παρουσία των ειδών *Uvigerina mediterranea, Hanzawaia boueana* και *Hyalinea balthica* τα οποία ευημερούν σε καλά οξυγονωμένες συνθήκες, μάλλον αντιπροσωπεύουν γεγονότα επανα-οξυγόνωσης και έχουν άμεση σχέση με παρουσία ψυχρότερων υδάτινων μαζών στην ηπειρωτική υφαλοκρηπίδα. Η συνεχή παρουσία των ειδών *Uvigerina* spp. υποδεικνύει μια περιοδική παροχή υψηλού ποσοστού οργανικής ύλης στο ίζημα και μειωμένες τιμές στο διαλυμένο οξυγόνο των υδάτων του πυθμένα.

Συγκεκριμένα το διάστημα 9,5 kyr B.P. η Μαύρη Θάλασσα, η οποία δέχονταν μεγάλες υδάτινες μάζες από την τήξη των παγετώδων καλυμμάτων του βορρά μέσω των ποταμών της Ευρώπης, φαίνεται να εισέβαλε στο Αιγαίο Πέλαγος και να σηματοδότησε την έναρξη απόθεσης του σαπροπηλού S1 [130].

Θερμότερες συνθήκες με εναλλαγές ψυχρών διαστημάτων υποδηλώνονται από τις συναθροίσεις των Πλαγκτονικών Τρηματοφόρων. Το κατώτερο τμήμα αυτής της περιόδου χαρακτηρίζεται από την απουσία του είδους *Neogloboquardina* και την παρουσία του είδους *G. trilobus* γεγονός το οποίο υποδεικνύει τον S1[131]. Έντονη αύξηση της θερμοκρασίας και διαστρωμάτωση της υδάτινης στήλης μπορεί να εξαχθεί ως συμπέρασμα από τη μεγάλη αφθονία των *G. ruber alba, G. ruber rosea* και *G. rubescens*. Το στρωματογραφικό επίπεδο όπου το *G. bulloides* αυξάνει και το *G. ruber* μειώνεται υποδηλώνει χαμηλή αλμυρότητα και ευτροφικά επιφανειακά ύδατα εξαιτίας των ποτάμιων εισροών. Στο ανώτερο τμήμα του συγκεκριμένου χρονικού διαστήματος, τα είδη *G. ruber* και *G. inflata* αυξάνουν, ενώ το είδος *G. bulloides* μειώνεται σε σχέση με το προηγούμενο διάστημα, αποκαλύπτοντας εποχιακή μίξη των υδάτων [127].

Η συνολική τάση στο κλίμα της συγκεκριμένης περιόδου δείχνει μια σημαντική υποτροπή περίπου στα 5,9 kyr, με τις ψυχρότερες συνθήκες να επικρατούν. Το γεγονός

αυτό έχει επίσης καταγραφεί στο αρχείο της ανατολικής Μεσογείου και συσχετίζεται με τη λήξη της απόθεσης του σαπροπηλού S1[126], [132], [133], [131].

7. **ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ**

Η κατανομή της πανίδας όπως προκύπτει από τη μελέτη του συγκεκριμένου πυρήνα PAG 155, παρέχει μια βαθειά κατανόηση της παλαιοπεριβαντολλογικής ιστορίας του θαλάσσιου αρχείου του Νότιου Ευβοϊκού κόλπου κατά τη διάρκεια του ανώτερου Πλειστοκαίνου και Ολοκαίνου.

Οι βενθονικές συναθροίσεις προσαρμόζονταν κάθε φορά στις διαφορετικές ωκεανογραφικές συνθήκες που επικρατούσαν τη συγκεκριμένη περίοδο. Οι αλλαγές στις συνθήκες προκλήθηκαν από τις παγκόσμιες κλιματικές ταλαντώσεις και τις διαφοροποιήσεις στη στάθμη της θάλασσας, επηρεασμένες κάθε φορά από τις τοπικές συνθήκες. Η επίδραση στην εξέλιξη της υδάτινης στήλης περιελάμβανε διαστρωμάτωση των υδάτων και τροποποιημένη παροχή ιζημάτων.

Συγκεκριμένα, για το χρονικό διάστημα που αφορά στην έρευνά μας, οι πληθυσμοί των βενθονικών τρηματοφόρων αποκάλυψαν τέσσερις κύριες συναθροίσεις, οι οποίες φαίνεται να συνδέονται με τις αλλαγές στη στάθμη της θάλασσας που επηρέασαν την εισροή των πυριτικών, ανθρακικών και οργανικών υλικών:

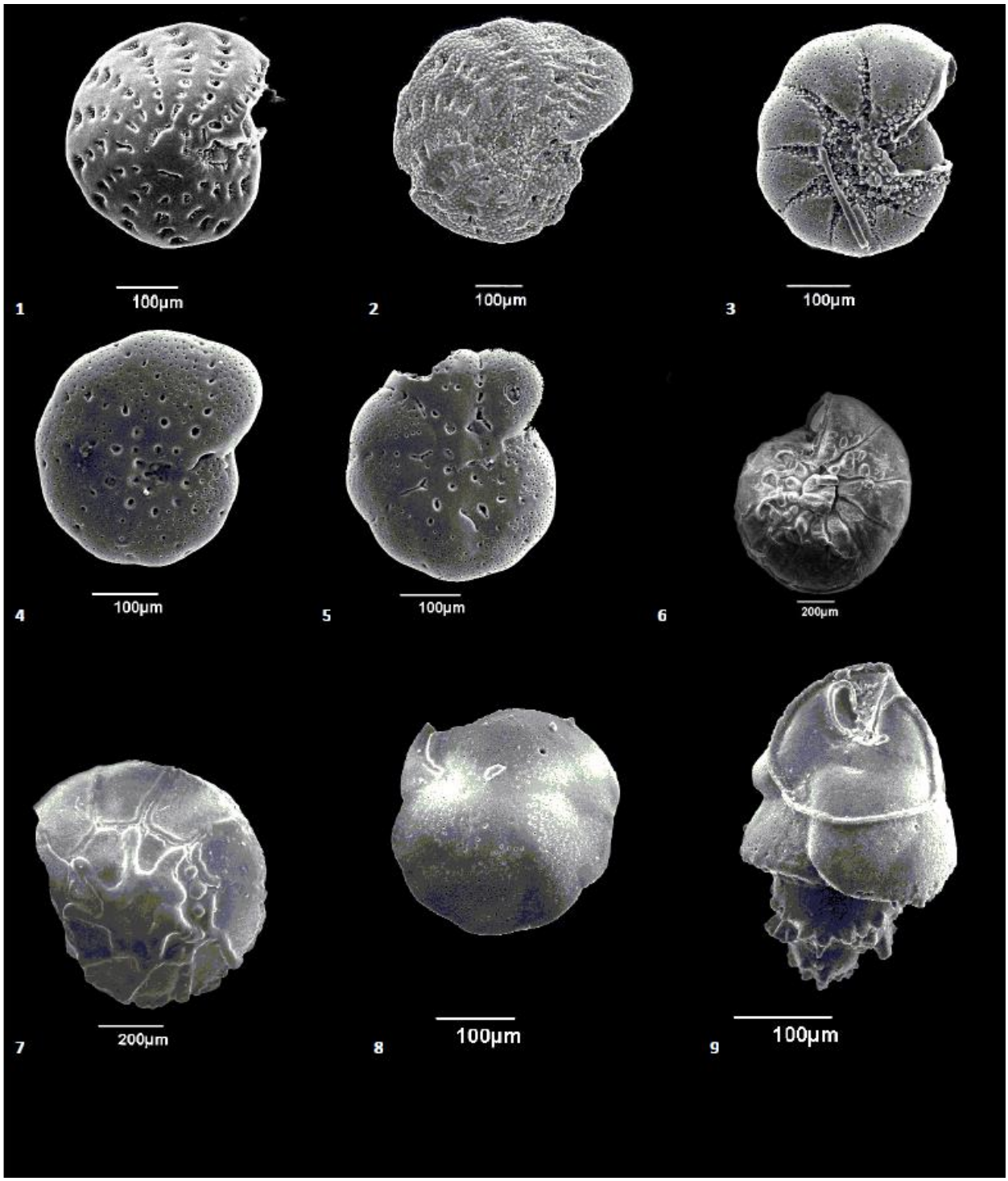
Η συνάθροιση των *Elphidium* spp. – *Haynesina* spp. υποδηλώνουν ένα περιθωριακό θαλάσσιο περιβάλλον χαμηλής παραγωγικότητας, με καλώς οξυγωνωμένα ύδατα με επηροές απο ποτάμιες εκβολές και έντονη δράση ρευμάτων και αντιστοιχεί στην μετάβαση από το MIS 5 στο MIS 4. Οι συγκεντρώσεις των πλαγκτονικών τρηματοφόρων δείχνουν υψηλή πρωταρχική παραγωγή στη επιφάνεια και προσωρινή διαστρωμάτωση στην υδάτινη στήλη. Είναι σημαντικό να επισημανθεί ότι η εμφάνιση του σαπροπηλιτικού στρώματος προς το ανώτερο όριο αυτού του χρονικού διαστήματος μπορεί να συσχετισθεί με τον σαπροπηλό S3 της ανατολικής Μεσογείου [134].

Η συνάθροιση του *Cassidulina carinata* αντιπροσωπεύει τη μετάβαση από το MIS 4 στο MIS 3. Από ένα παράκτιο περιβάλλον μεταβαίνουμε σε ένα περιπαράλιο θαλάσσιο περιβάλλον με παλαιοντολογικές ενδείξεις διαστρωμάτωσης των υδάτων και παρατεταμένου ευτροφισμού.

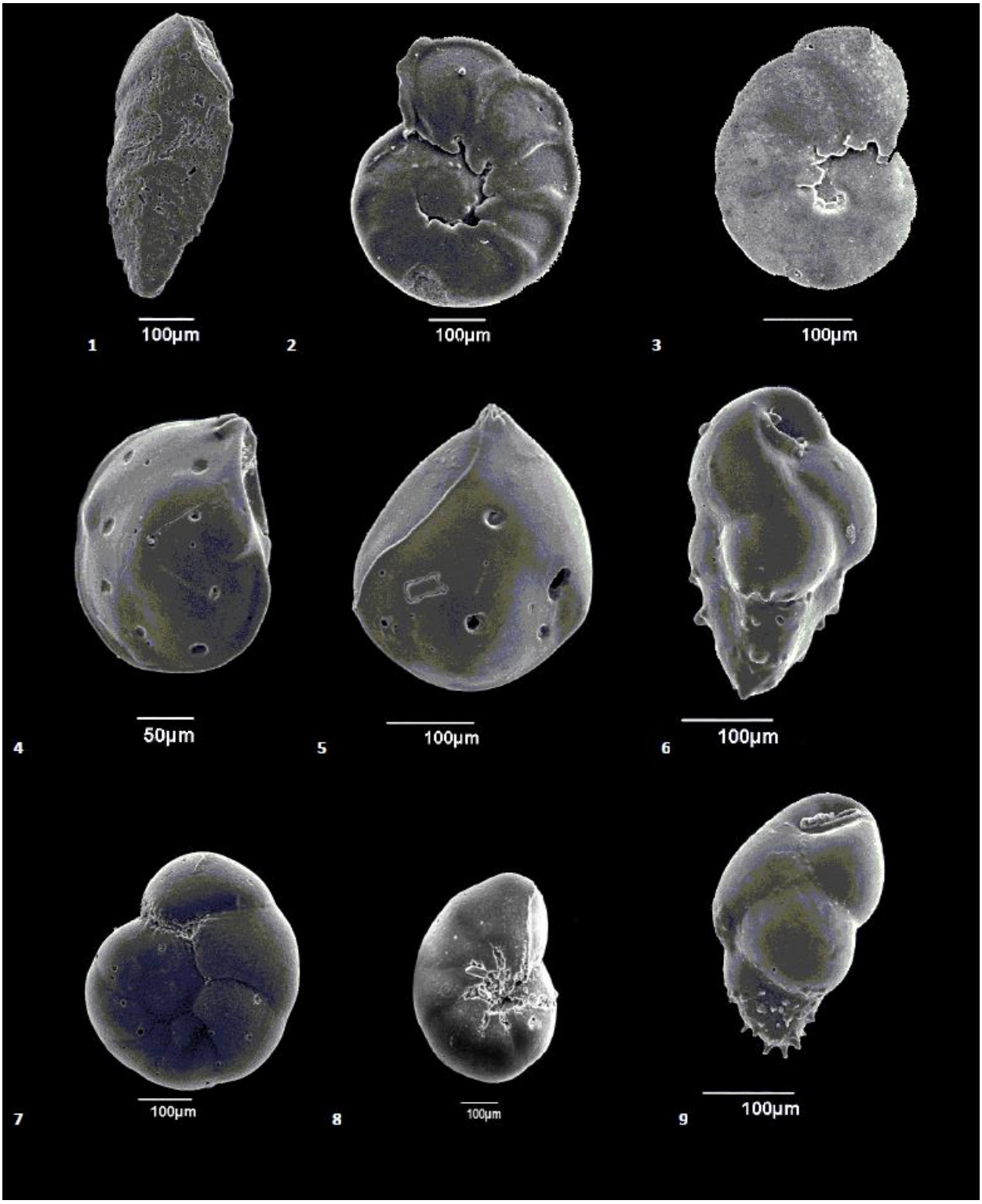
Σε αντίθεση, η συνάθροιση του *Bulimina gibba* υποδηλώνει μια ρηχή έως πολύ ρηχή λεκάνη ιζηματογένεσης, πιθανά ως τμήμα κάποιας παράκτιας λιμνοθάλασσας από εκείνες που δημιουργούνται από την εκτεταμένη απόσυρση των υδάτων η οποία έλαβε χώρα κατά το δεύτερο μέρος του MIS 3 και ολόκληρο το διάστημα του MIS 2.

Τέλος, η συνάθροιση του *Bulimina marginata* υποδεικνύει ιζηματογένεση ανοικτής θάλασσας με υψηλή παραγωγικότητα οργανικών και χαμηλή συγκέντρωση οξυγόνου. Η συγκεκριμένη συνάθροιση κυριαρχούσε κατά την επίκλυση του MIS 1 και ιδιαίτερα κατά το χρονικό διάστημα του καλώς καθορισμένου σαπροπηλού S1 της ανατολικής Μεσογείου, ο οποίος αναγνωρίζεται και στη λεκάνη του νότιου Ευβοϊκού κόλπου.

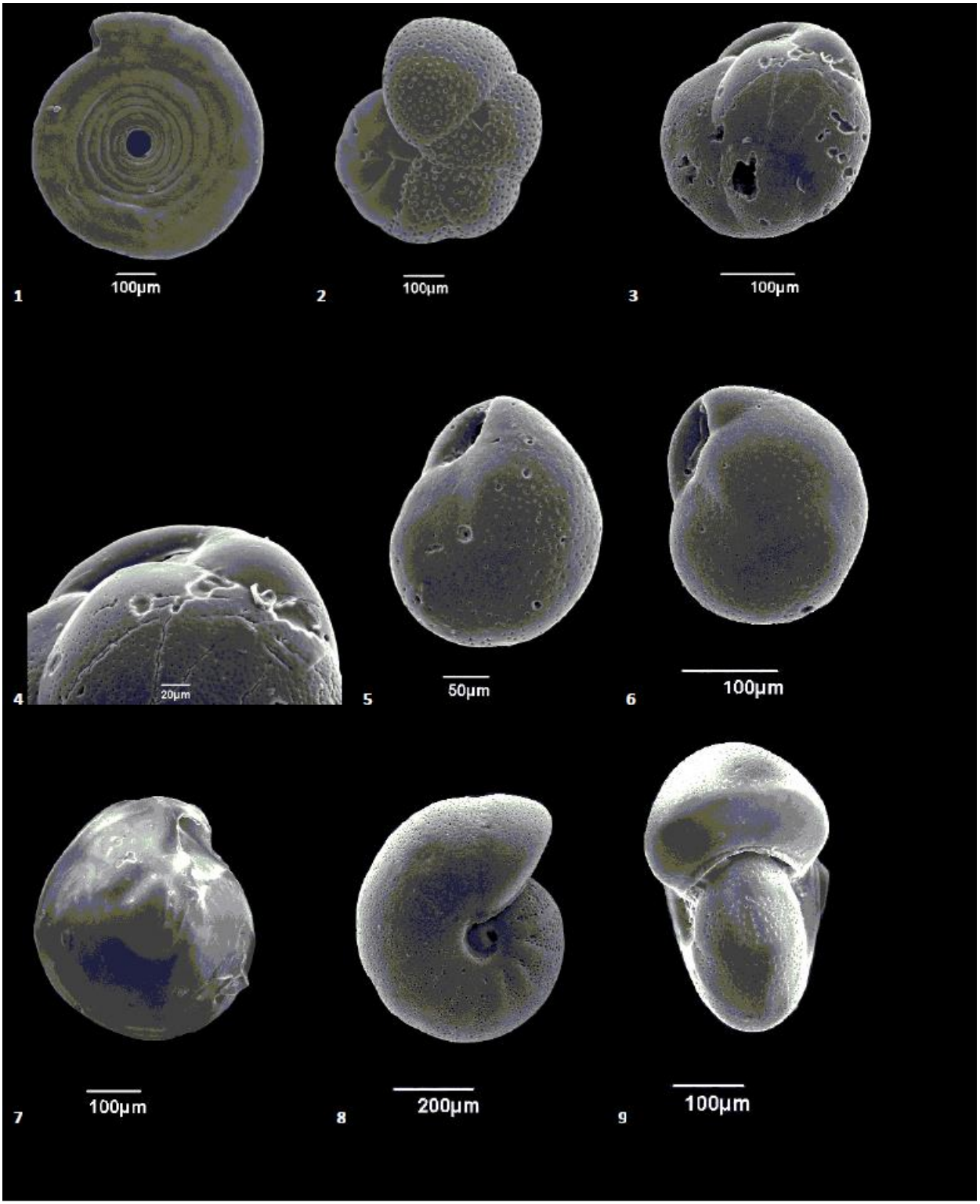
Οι συναθροίσεις των Βενθονικών τρηματοφόρων επηρεάζονται και ανταποκρίνονται άμεσα στα παγετώδη – μεσοπαγετώδη διαστήματα, αλλάζοντας τη σύνθεσή τους κατά τις εναλλαγές της στάθμης της θάλασσας στη διάρκεια των MIS 5 έως και το MIS 1. Τα μεσοπαγετώδη διαστήματα χαρακτηρίζονται από ιζηματογένεση στην εξωτερική υφαλοκρηπίδα με κυριαρχία ειδών όπως τα: *Uvigerina peregrina, Uvigerina mediterranea, Gyroidinoides* spp., *Bulimina marginata*, *Brizalina spathulata-catanensis, Trifarina angulosa, H. balthica, Cassidulina laevigata carinata*. Τα παγετώδη διαστήματα χαρακτηρίζονται από περιβάλλοντα ιζηματογένεσης της εσωτερικής υφαλοκρηπίδας με κυρίαρχα είδη τα: *Elphidium* spp., *Ammonia beccarii, Hayensina* spp., *Valvulineria* spp.



Εικόνα 8: 1. *Elphidium advenum* 2. *Elphidium complanatum* 3. *Elphidium granuosum* 4. *Haynesina depressula* 5. *Haynesina germanica* 6.*Ammonia beccarii* κοιλική όψη 7. *Ammonia beccarii* ραχιαία όψη 8. *Cassidulina carinata* 9. *Bulinima marginata*



Εικόνα 9: 1. *Brizalina spathulata* 2. *Hyalinea balthica* 3. *Hanzawaia boueana*
4. Lenticulina orbicularis* 5. *Lenticulina peregrina* 6. *Bulimina gibba* 7 *Aubignyna perlucida* ραχιαία όψη 8. *Aubignyna perlucida* κοιλική όψη 9. *Bulimina acualeta



Εικόνα 10: 1. *Cornuspira involvens* 2. *Cibicides lobatulus* 3.*Cassidulina obtusa* λεπτομέρεια στοματικού ανοίγματος 4. *Cassidulina obtusa* 5. *Globocassidulina oblonga* 6. *Globocassidulina subglobosa* 7. *Hoegludina elegans* 8.*Melonis affinis* 9. *Melonis affinis* στοματικό άνοιγμα

Εικόνα 11: 1. ***Nonion fabum*** **2.** ***Quinqueloculina padana*** **3.** ***Quinqueloculina seminilum***
4. ***Spiroloculina excavatα*** **5.** ***Spiroloculina tenuiseptata*** **6.** ***Uvigerina mediterranea***
7. ***Uvigerina peregrina***

8. ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ

[1] Zachos J.C., Pagani M., Sloan L., Thomas E., Billups K., 2001 Trends, rhythmes and aberrations in global climate 65 Ma to present. Science 292, 686-693.

[2] Barret P.J., 1996 Antarctic paleoenvironment through Cenozoic times- a review, Terra Antarctica 3, 103-119.

[3] Maslin M.A., Li X.S., Loutre M.F., Berger A., 1998. The contribution of orbital forcing to the progressive intensification of Northern Hemisphere glaciation. Quaternary Science Reviews 17, 411-42.

[4] Bradley R.S., 1999 Paleoclimatology: Reconstructing Climates of the Quaternary. International Geophysics Academic Press.

[5] Alverson K.D., Bradley R.S. and Pedersen T.F. (eds), 2003.Paleoclimate, Global Change and the Future. The IGBP Series. Springer-Verlag, New York.

[6] Lambeck K. and Purcell A., 2005 Sea-level change in the Mediterranean Sea since the LGM: model predictions for tectonically stable areas. Quaternary Science Reviews, 24, 1069-1988.

[7] Lambeck, K., T. M. Esat, and E.-K. Potter 2002, Links between climateand sea levels for the past three million years, Nature, 419, 199– 206.

[8] Lisiecki L.and Raymo M., 2005. A Pliocene – Pleistocene stack of 57 globally distributed benthic δ^{18}Orecords. Paleoceanography 20, 1-17.

[9] Pinardi N., Masetti E., 2000. Variability of the large scale general circulation of the Mediterranean Sea from observations and modelling: a review. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 158, 153-173.

[10] Almogi-Labin A., Bar-Matthews M., Shriki D., Kolosovsky E., Paterne M., Schilman B., Ayalon A., Aizenshtat Z., Matthews A., 2009 Climatic variability during the last 90ka of the southern and northern Levantine Basin as evident from marine records and speleotherms. Quaternary Science Reviews 28, 2882-2896.

[11] Rohling E.J., 1994 Reviews and new aspects concerning the formation of Eastern Mediterranean sapropels Marine Geology 122, 1-28.

[12] Marino G., Rohling E.J., Rijpstra W.I.C., Sangiorgi F., Schouten S., SinningheDamste J.S., 2007 Aegean Sea as driver of hydrographic and ecological changes in the eastern Meditteranean. Geology 35 (8), 675-678.

[13] Kuhnt T., Schmiedl G., Ehrmann W., Hamann Y., Hamleben C., 2007 Deep – sea ecosystem variability of the Aegean Sea during the past 22 kyr as revealed by Benthic Foraminifera. *Marine Micropaleontology* 64, 141-162.

[14] Shackleton N.J. and Opdyke N.D., 1976. Oxygen Isotope and Paleomagnetic stratigraphy of equatorial Pacific core V28-239: LATE Pliocene to latest Pleistocene. *In* Cline R.M. and Hays J.D. (Eds) Investigation of Late Quaternary Peleoceanography and Paleoclimatology Mem.-Geol.Soc.Am. 145, 449-464.

[15] Perissoratis C., Conispoliatis N., 2003. The impacts of sea – level changes during latest Pleistocene and Holocene times on the morphology of the Ionian and Aegean seas (S.E. Alpine Europe). Marine Geology 196, 145 – 156.

[16] Fagerholt J. 2011 Planktonic foraminiferal events reflecting centennial-scale climate variations during Marine Isotope Stage 3 in the Eastern Mediterranean. Bachelor of Science thesis, University of Gothenburg, Sweden.

[17] Dermitzakis, M. D. & P. Y. Sondaar (1985). Quaternary insular fossil mammals and their paleogeographical implications.2e Congrès International sur la zoogéographie et l´ écologie de la Grèce et des Régions Avoisinantes, Athènes, Septembre 1981, Biologia Gallo-Hellenica, vol. 10, pp. 369-386, 1985, Athènes.

[18] Murray J.W., 1991 Ecology and Palaeoecology of Benthic Foraminifera.Longman Scientific & Technical, New York,397 pp.

[19] Sen Gupta B., 1999a. Modern Foraminifera. Kluwer Academic Publishers.Dordrecht,Netherlands.

[20] Culver, S. J., and M. A. Buzas, (2000), Response of shallow water foraminiferal paleocommunities to global and regional environmental change, in Biotic Response to Global Change: The Last 145 Million Years, edited by S. J. Culver and P. F. Rawson, pp. 122–134, Cambridge Univ. Press,Cambridge, U. K.

[21] Schmiedl G., Kuhnt T., Ehrmann W., Emeis K.C., Hamann Y., Kotthoff U., et al., 2010. Climate forcing of eastern Mediterranean deep water formation and benthic ecosystems during the past 22,000 years. Quaternary Science Reviews 29 (23-24), 3006-3020.

[22] Leckie R.M. and Olson H., 2003. Foraminifera as proxies of sea-level change on siliciclastic margins. *In* Olson H.C. and Leckie R.M. editors Micropaleontologic Proxies of Sea-Level Change and Statigraphic Discontinuities Tulsa SEPM (Society of Sedimentary Geology) Special Publication 75, 263-299.

[23] Perissoratis C., Van Andel T., 1991. Sea – level changes and tectonics in the Quaternary extensional basin of the South Evoikos Gulf, Greece. Terra Nova 3, 294 – 302.

[24] Papanikolaou D.J. and Royden L.H., 2007. Disruption of the Helenic Arc: Late Miocene extensional detachment faults and steep Pliocene – Quaternary normal Faults – Or what happened at Corinth? Tectonics 26, 1-16.

[25] Παπανικολάου Δ., 1986. Γεωλογία της Ελλάδας. Εκδόσεις Επτάλοφος, Αθήνα.

[26] Karageorgis A., 1992. Mineralogical – Geochemical – Stratigraphic Study of the Holocene Cover in the Sea area Attica – Evia –N. Cyclades. PhDThesis. , Aristotle University of Thessaloniki, Greece.

[27] Karageorgis A., Anagnostou Ch., Sioulas A., Eleftheriadis G. and Tsirambides A., 2000 Distribution of surficial sediments in the South Evoikos and Petalioi Gulfs, Greece Mediterranean Marine Science vol.1, 111-121.

[28] Dermitzakis M.D, Papanikolaou D.J., 1979. Paleogeography and Geodynamics of the Aegean Region during the Neogene. VII Int. Congress Medit. Neogene, Athens 1979, Ann. Geol. Pays Hellen., hors serie IV, 245 – 289.

[29] Perissoratis C., Mettos A., Van Andel T., 1989. Structure of the South Evoikos Gulf and the greater Neogene basin. Bull. Geol. Soc. Greece Vol. XXIII/1, 209 – 211, Athens.

[30] Anastasakis G., Piper D.J.W., Dermitzakis M.D., Karakitsios V., 2006. Upper Cenozoic stratigraphy and paleographic evolution of Myrtoon and adjacent basins, Aegean Sea, Greece. Marine and Petroleum Geology 23, 353-369.

[31] Margoni S., Vavliakis E., Psilovikos A.,2006 Formation of composite Alluvial and Deltaic fans on the Terrestrial and Submarine areas of the Marathon plain and S. Evoikos Gulf during the Holocene. 8th Pan-Hellenic Symposium of Oceanography and Fishing 733-737.

[32] Anastasakis G., Piper D.J.W., 2013. The changing architecture of sea – level lowstand deposits across the Mid – Pleistocene Transition: South Evoikos Gulf, Greece. Quaternary Science Reviews 73, 103 – 114.

[33] Makris J.and Papoulia J., 2008. Delineation of active faults in offshore areas using velocity modeling, high resolution reflectivity and microseismicity. 3rdPanhellenic Conference on Earthquake Engineering and Engineering Seismology, article 1858.

[34] Pavlopoulos K., Karkanas P., Triantaphyllou M., Karymbalis E., Tsourou T., Palyvos N., 2006. Paleoenvironmental Evolution of the Coastal Plain of Marathon, Greece during the Late Holocene: Depositional Environment, Climate and Sea Level Changes. Journal of Coastal Research 22/2, 424 – 438.

[35] Poulos S., Ghionis G., Maroukian H., 2009. Sea – level rise trends in the Attico – Cycladic region (Aegean Sea) during the last 5000 years. Geomorphology 107, 10 – 17.

[36] Fairbanks R.G., 1990. The age of the "Younger Dryas Climate Event" in Greenland ice cores. Peleoceanography 5, 937-948.

[37] Bard E., Jouannic C., Hammelin B., Pirazzoli P., Arnold M., Fraure G., et al., 1996. Pleisocene Sea levels and tectonic uplift based on dating of corals from Sumba Island, Indonesia. Geophysics Res. Lett. 23 (12), 1473-1476.

[38] Olson D.B., Kourafalou V.H., Johns W.E., Samuels G., Veneziani M., 2007. Aegean surface circulation from a satellite – tracked drifter array. Journal of Phys. Oceanography 37 (7): 1898 – 1917.

[39] Anastasakis, GC and Stanley, DJ 1986 Upermost sapropel, eastern Mediteranean: Paleoceanography and Stagnation.National Geographic Research 2(2): 179-197.

[40] Cushman J., 1959 Benthic foraminifera. Cambridge University Press

[41] Agip, 1982. Foraminifera Padani, Milano

[42] Van der Zwaan G.J. 1982. Peleoecology of Late Miocene foraminifera Utrecht Micropaleontological Bulletins 25, 201pp

[43] Cimerman, F. and Langer, M. R., 1991. Mediterranean Foraminifera. Ljubljana: Slovenska Akademija Znanosti in Umetnosti (Academia ScientiarumetArtiumSlovenica), 118 pp.

[44] Sgarrella F., Moncharmont Zei M., 1993. Bentic Foraminifera of the Gulf of Naples (Italy): systematics and autoecology. Bolletino della Società Paleontologica Italiana 32 (2), 145-264.

[45] Fiorini F. &Vaiani S.C. (2001) - Benthic foraminifers and transgressive-regressive cycles in the Late Quaternary subsurface sediments of the Po plain near Ravenna (Northern Italy). Bollettino della Societá Paleontologica Italiana, 40, 357-403.

[46] Milker Y. and Schmiedl G., 2012. A taxonomic guide to modern benthic shelf foraminifera of the western Mediterranean Sea. Palaeontologia ElectronicaVol. 15, Issue 2;16A,134

[47] Hemleben Ch., Spindler M. and Anderson O.R., 1989. Modern Planktonic Foraminifera, 1st Edn., Springer-Verlag Inc., New York, 363 pp., 1989.

[48] Van der Zwaan G.J., Jorissen F.J., de Stigter H.C., 1990. The depth dependency of planktonic/benthic foraminiferal ratios: Constrains and applications. Marine Geology 95, 1 – 16.

[49] Feyling – Hanssen R.W., 1980. Foraminiferal indication of Eemian interglacial in the northern North Sea. Bulletin of the GeologicalSociety of Denmark 29, 175-189.

[50] Jorissen, F.J., 1987. The distribution of benthic foraminifera in theAdriatic Sea. Mar. Micropaleontol. 12, 21–48.

[51] Drinia, H., Antonarakou, A., Tsaparas, N., Dermitzakis, M.D., 2007. Foraminiferal stratigraphy and palaeoecological implications in turbidite-like deposits from the Early Tortonian (Late Miocene) of Greece. Journal of Micropaleontology, 26, 145-158

[52] Jorissen F.J., de Stigter H., Widmark J., 1995. A conceptual model explaining benthic foraminiferal microhabitats. Marine Micropaleontology, 26, 3 – 15.

[53] Van der Zwaan G.J., Duijnstee I.A.P., den Dulk M., Ernst S.R., Jannink N.T. and Kowenhoven T.J., 1999. Benthic foraminifers: Proxies or Problems? A review of paleoecological concepts. Earth Science Reviews 46, 213-236.

[54] Badawi A., Schmiedl G. and Hemleben C. 2005. Impact of late Quaternary changes on deep sea benthic foraminiferal faunas of Red Sea. Marine Micropaleontology 58, 13-30.

[55] Schmiedl G., Hemleben G., Keller J., Segl M., 1998. Impact of climate changes on the benthic foraminiferal fauna in the Ionian Sea during the last 330,000 years. Paleoceanography 13 (5), 447-458.

[56] Murray J.W., 2001 The niche of benthic foraminifera, critical thresholds and proxies. Marine Micropaleontology 41, 1-7.

[57] Shannon C.E., Weaver W., 1963. The mathematical theory of communication, University of Illinois Press, Urbana, Illinois, p.127.

[58] Buzas, M. A., and T. G. Gibson,1969 Species diversity: Benthic foraminiferain the western North Atlantic, Science, 163, 72–75.

[59] Sen Gupta B., Machain – Castillo M.L., 1993. Benthic foraminifera in oxygen poor habitats. Marine Micropaleontology 20, 183 – 201.

[60] Friedrich O. and Hamlebem Ch.,manuscript (2013) Early Maastrichtian Benthic foraminiferal assemblages from the western North Atlantic (Blake Nose) and their relation to paleoenvironmental changes.

[61] Martins V., Jouanneau J.M., Weber O, Rocha F., 2006a. Tracing the late Holocene evolution of the NW Iberian upwelling system. Marine Micropaleontology 59, 35-55.

[62] Martins V., Pathina C., Ferreira da Silva E., Jouanneau J.M., Weber O., Rocha F., 2006b. Holocene record of productivity in the NW Iberian continental shelf. J. Geochem, Explor. 88 (1-3), 408-411.

[63] Jouanneau V., Weber O., Drago T., Rodrigues A., Oliveira A., Dias J.M.A. Garcia C., Schmidt S., Reyss J.L., 2002. Recent sendimentation and sedimentary budgets on the western Iberian shelf. Prog.Oceanogr. 52 (2-4), 261-275.

[64] Martins V., Jouanneau J., Weber J., Pathina C., Silva E.F., Terroso D., Dias J.A., Rocha F., 2005. Holocene record of productivity in the NW Iberian continental shelf. Cuad. Lab. Xeol. Laxe. 30, 99-124.

[65] Hammer, Ø., Harper, D.A.T., Ryan, P.D., 2001. PAST: paleontological statistics softwarepackage for education and data analysis. *Palaeontologia Electronica* 4, 1-9.

[66] Patterson T. &Fishbein E. 1989 - Re-examination of the statistical methods used to determine the number of points counts needed for micropaleontological quantitativeresearch. Journal of Paleontology, 63, 245-248.

[67] Fishbein E. & Patterson T. (1993) - Error-weighted maximum likelihood (EWML): a new statistically based method to cluster quantitative micropaleontological data. Journal ofPaleontology, 67, 475-486.

[68] Pielu E.C. (1984) - The interpretation of ecological data. Wiley& Sons. 263 pp.

[69] Parker W.C. & Arnold A.J. 1999 - Quantitative analysis in foraminiferal ecology. In: Sen Gupta B. (Ed.), Modern Foraminifera. Kluver Academic Publisher, New York, 71-79.

[70] Stuiver, M., Reimer, P.J., Reimer, R.W., 2005. CALIB 5.0. In wwwprogram and documentation.

[71] Stuiver, M., Reimer, P.J., 1993. Extended 14C database and revisedCALIB radiocarbon calibration program. Radiocarbon 35, 215–230.

[72] Rohling E.J., Jorissen F.J., VergnaudGrazzini C., Zachariasse W.J., 1993. Northern Levantine and Adriatic Quaternary planktic foraminifera; Reconstraction of paleoenvironmental gradients. Marine Micropaleontology 21, 191 – 218.

[73] Darling K., Wade C., 2008. The genetic diversity of planktic foraminifera and the global distribution of ribosomal RNA genotypes. Marine Micropaleontology 67, 216 – 238.

[74] Sousa S.H.M., de Godoi S.S., Amaral P.G.C., Vicente T.M., Martins M.V.A., Sorano M.R.G.S., Gaeta S.A., Passos R.F. Mahiques M.M., in press (2013). Distribution of living planktonic foraminifera in relation to oceanic processes on the southeastern continental Brazilian margin (23º S - 25º S and 40º W - 44º W).

[75] Mancin N., Hayward B., Trattenero I., Cobianchi M., Lupi C., 2013. Can the morphology of deep sea benthic foraminifera reveal what caused their extinction during the mid – Pleistocene Climate Transition? Marine Micropaleontology, 104, 53 – 70.

[76] Den Dulk M., Reichart G.J., van Heyst S., Zachariassse W.J., Van der Zwaan G.J., 2000. Benthic foraminifera as proxies of organic matter flux and bottom water oxygenation? A case history from the northern Arabian Sea. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 161, 337 – 359.

[77] Jorissen F.J., Barmawidjaja D.M., Puskaric S., Van der Zwaan G.J., 1991. Vertical distribution of benthic foraminifera in the northern Adriatic Sea: the relation with organic flux. Marine Micropaleontology, 19, 131 – 146.

[78] Linke P. and Lutze G.F., 1993. Microhabitat preferences of benthic foraminifera – a static conception or a dynamic adaptation to optimize food acquisition? Marine Micropaleontology 20, 215 – 234.

[79] Murray J.W., 2006 Ecology and Applications of Benthic Foraminifera. *Cambridge University Press*, New York, 426 p.

[80] Avnaim – Katav S., Almogi – Labin A., Sandler A., Sivan D., 2013. Benthic foraminefera as palaeoenvironmental indicators during the last million years in the Eastern Mediterranean inner shelf. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 386, 512 – 530.

[81] Allison P.A., Wignall P.B. and Brett C.E. 1995. Paleo-oxygenation: effects and recognition. Marine Pelaeoenvironmental Analysis from Fossils. Geological Society Special Publication 83, 97 – 112.

[82] Di Bella L. and Casieri S., 2011 Paleoenvironmental reconstruction of Late Quaternary succession by foraminiferal assemblages of three cores from the San Benedetto del Tronto coast (central Adriatic Sea, Italy). Quaternary International 241, 169-183.

[83] Alve E., 1999. Colonization of new habitats by benthic foraminifera: a review. Earth – Science Reviews 46, 167 – 185.

[84] Bernhard J.M. and Sen Gupta B., 1999. Foraminifera of oxygen depleted environments. In: Sen Gupta, B.K. (Ed.), ModernForaminifera. Kluwer Academic Publishers, pp. 201–216.

[85] AguirreJ., Pérez – MuñozA.B. andSánchez-AlmazoI.M 2006. Benthic foraminifer assemblages in the Lower Pliocene deposits of the Almería – Níjar basin (SE Spain). *Revista* Española de Micropeontología 34, 411-428.

[86] Casieri S. and Carboni M.G., 2007 Late – Quaternary peleoenvironmental reconstruction of San Benedetto del Tronto coast (central Adriatic Sea) by Benthic Foraminiferal assemblages. *GeologicaRomana* 40, 163-173.

[87] deStigter H. C. , Jorissen F. J., and van der Zwaan G. J., 1998.Bathymetric distribution and microhabitat partitioning of live (Rose Bengal stained) benthic Foraminifera along a shelf to bathyal transect in the southern Adriatic Sea.Journal of Foraminiferal Research 28, 40-65.

[88] Di Bella L., Bellotti P., Milli S., 2013 The role of foraminifera as indicators of the Late Pleistocene – Holocene paleoclimatic fluctuations on the deltaic environment: The example of Tiber delta succession (Tyrrhenian margin, Italy). Quaternary Internationalxxx(in press), 1-19.

[89] Rasmussen T., Thomsen E., Troelstra S., Kuijpers A., Prins M., 2002. Millennial – scale glacial variability versus Holocene stability: changes in planktic and benthic foraminifera faunas and ocean circulation in the North Atlantic during the last 60,000 years. Marine Micropaleontology 47, 143 – 176.

[90] Rogerson M., Kouwenhoven T.L., Van der Zwaan G.J., O'Neill B.J., Postma G., Kleverlaan K. &Tijbosch H. 2006. Benthic Foraminifera of a Miocene canyon and fan. Marine Micropaleontology 60, 259-318.

[91] Hess S. and Jorissen F.J. 2009. Distribution patterns of living benthic foraminifera from Cap Breton canyon, Bay of Biscay: Faunal response to sediment instability. Deep Sea Research *I* 56, 1555-1578.

[92] Van der Zwaan G.J., Jorissen F.J. 1991 Biofacial patterns in river induced shelf anoxia. Journal of theGeological Society 58: 65-82.

[93] Jorissen F.J., 1999 Benthic Foraminiferal Microhabitats below the Sediment – Water Interface Modern Foraminifera by Sen Gupta B., 161-180.

[94] Alve E., Murray J.W., 1995. Benthic foraminiferal distribution and abundance changes in Skagerrak surface sediments: 1937 (Höglund) and 1992/1993 data compared. Marine Micropaleontology 25, 269-288.

[95] Drinia H. and Anastasakis G., 2012 Benthic foraminifer palaeoecology of the Late Quaternary continental outer shelf of a landlocked marine basin in central Aegean Sea, Greece. Quaternary International 261, 43-52.

[96] Loubere P., and Fariduddin M. 1999. Quantitative estimation of global patterns of surface ocean biological productivity and its seasonal variation on time scales from centuries to millennia. Global Geogeochemical Cycles 13, 115-133.

[97] Diz P., Francés G., Pelejero C., Grimalt J.O. and Vilas F. 2002. The last 3000 years in the Ría de Vigo (NW Iberian Margin): climatic and hydrographic signals. The Holocene 12, 459-468.

[98] Cearreta A, Garcia-Artola A., Leorri E., Irabien M.J., Masque P., 2013. Recent environmental evolution of regenerated marshes in the southern Bay of Biscay: anthropogenic evidences in their sedimentary record. Journal of Marine Systems 109-110, S203-S212.

[99] Guerra L., Ruiz F., Abad M. and Veiga-Pires C., 2013. Foraminifera as tsunami tracers in Holocene sequences of Southern Spain. VIII Reunión de Guaternariolberica, La Riconada – Sevilla 2013, pp273-275.

[100] Grunert P., Soliman A., Corić S., Roetzel R., Harzhauser M. and Piller W.E., 2012. Facies development along the tide influenced shelf of the Burdigalianseaway: An example from the Ottnangianstratotype (Early Miocene, middle Burdigalian). Marine Micropaleontology 84-85, 14-36.

[101] Kaiho K., 1994 Benthic foraminiferal dissolved oxygen index and dissolved oxygen levels in the modern ocean. Geology 22, 719-722.

[102] Iaccarino S. and Proto Decima F., 1990. Distribution patterns of Neogene Benthic foraminifers in sites 717, 718 and 719 (Leg 116). Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific results 116, 21

[103] Burone L. and Pires-Vanin A.M. 2006. Foraniniferal assemblages in Ubatuba Bay, south – eastern Brazilian coast. Scientia Marina 70, 203-217.

[104] De Rijk S., Jorissen F.J., Rohling E.J., Troelstra S.R., 2000. Organic flux control on bathymetric zonation of Mediterranean benthic foraminifera. Marine Micropaleontology 40, 151-166.

[105] Villanueva – Guimerans P. and Canudo I., 2008. Assemblages of recent benthic foraminifera from the northeastern gulf of Cadiz. Geogaceta 44, 139- 142.

[106] Altenbach A.V., Pflaumann U., Schiebel R.,Thies A., Timm S. and TrauthM. 1999.Scaling percentages and distributional patterns of benthic Foraminifera with flux rates of organic carbon.Journal of Foraminiferal Research 29, 173-185.

[107] Schmiedl G., Mitschele A., Beck S., Emeis K.C., Hemleben C., Schulz H., Sperling M. and Weldeab S., 2003. Benthic foraminiferal record of ecosystem variability in the Eastern Mediterranean Sea during times of sapropel S5 and S6 deposition. Paleoceanography, Paleoclimatology, Paleoecology 190, 139-164.

[108] Pérez-Folgado, M., Sierro, F.J., Flores, J.A., Cacho, I., Grimalt, J.O., Zahn, R., Shackleton, N., 2003. Western Mediterranean Planktonic foraminifera events and millennial climatic variability during the last 70 ka. Marine Micropaleontology48, 49-70.

[109] Ducassou E., **Capotondi L., Murat A., Bernasconi S., Mudler T., Gonthier E., Migeon S., Duprat J., Giroudeau J., Mascle J.,** 2007. Multiproxy late Quaternary stratigraphy of the Nile deep-sea turbidite system – Towards a chronology of deep-sea terrigenous systems. Sedimentary Geology 200, 1-13.

[110] Κοντακιώτης, Γ., 2012. Παλαιοωκεανογραφική και παλαιοκλιματική μελέτη της Ανατολικής Μεσογείου κατά το Ανώτερο Τεταρτογενές με βάση τις συγκεντρώσεις των πελαγικών τρηματοφόρων. Διδακτορική Διατριβή, Εθνικό και Καποδιστριακό Πανεπιστήμιο Αθηνών, Τμήμα Γεωλογίας και Γεωπεριβάλλοντος, 247 σελ. (with English extended abstract).

[111] Cita,M.B.,Chierici,M.A., Ciampo, G.,Moncharmon-Zei, M., d'Onofrio, S., Ryan, W.B.F., Scorziello, R., 1973. The Quaternary record in the Tyrrhenian and Ionian basins of the Mediterranean. Ocean DrillingProgram Proceedings. Initial Reports 13 (2), 1263–1339.

[112] Maldonado, A., Stanley, D.J., 1979. Depositional patterns and Late Quaternary evolution of two Mediterranean submarine fans: acomparison. Marine Geology 31, 215–250.

[113] Budillon,F., Lirer, F., Iorio, M., Macrı´, P., Sagnotti, L., Vallefuoco, M., Ferraro, L., Garziglia, S., Innangi, S., Sahabi, M., Tonielli, R., 2009. Integrated stratigraphic reconstruction for the last 80kyr in a deep sector of the Sardinia Channel (Western Mediterranean). Deep-Sea Research II 56, 725–737.

[114] Perez-Folgado, M., Sierro, F.J., Flores, J.A., Grimalt, J.O., Zahn, R., 2004.Paleoclimatic variations in foraminifer assemblages from the AlboranSea (Western Mediterranean) during the last 150 ka in ODP Site 977. Marine Geology 212, 113–131.

[115] Drinia, H., Antonarakou, A., Tsaparas, N., Dermitzakis, M.D. & C. Doukas, 2004. Foraminiferal sequence eco-biostratigraphy of the Middle-early Late Miocene Potamos Section from Gavdos island, Greece. Courier ForschungsinstitutSenckenberg, 249, 29-43.

[116] Le Campion, 1968; .Foraminifères des principaux biotopes du Bassind'Arcachonet du procheocéan. Bulletin du Centre Etudes etRecherchScientifique, Biarritz 7, 207-391.

[117] Debenay, J-P., 1978. Distribution des Foraminifères vivants et des tests vides dans la baie de Bourgneuf. PhD thesis, Université de Paris VI., 196 pp., 18 pl.

[118] Redois, 1996; Les Foraminifères benthiques actuels bioindicateurs du milieu marin: exemples du plateau continental sénégalais et de l'estran du Golfe du Morbihan (France), 457pp. Thèse de doctoraten Sciences biologiques et fondamentales appliquées. Soutenueen 1996 à Angers.

[119] Debenay, J.P., Benetau, E., Zhang, J., Stouff, V., Geslin, E., Redois, F., Fernandez-Gonzalez, M., 1998. Ammonia beccarii and Ammonia tepida (Foraminifera): Morpho functional arguments for their distinction. Marine Micropaleontology 34, 235–244.

[120] Drinia, H., Antonarakou, A. & N. Tsaparas, 2003. Plio-Pleistocene shallow marine benthic foraminifera from the Katakolon section (western Greece): an attempt of quantitative paleoenvironmental analysis. Revue de Paleobiologie, 22, 243-259.

[121] Scott, G.A., Scourse, J.D., Austin, W.E.N., 2003. The distribution of benthic foraminifera in the Celtic Sea: the significance of seasonal stratification. J. Foraminiferal Res. 33, 32–61.

[122] Hald, M., Vorren, T.O., 1987. Foraminiferal stratigraphy and environment of Late Weichselian deposits on the continental shelf off Troms, Northern Norvey.Marine Micropaleontology 12, 129e160.

[123] Mackensen, A., Hald, M., 1988. *Cassidulina teretis* Tappan and *Cassidulina laevigata* D'Orbigny: their modern and late Quaternary distribution in Northern Seas. J. Foraminiferal Res.8 (1), 16–24.

[124] Drinia, H., Antonarakou, A., Anastasakis G., 2014. Late Quaternary micropalaeontological record of a land-locked marine basin, North Evoikos, Central Aegean Sea. Quaternary International, 345 (2014), 18-31.

[125] Rohling E.J., Jorissen F.J., de Stigter H.C., 1997. 200 year interruption of Holocene Sapropel formation in the Adriatic Sea. Journal of Micropalaeontology 16, 97-108.

[126] De Rijk S., Troelstra S.R.,Rohling E.J., 1999. Benthic foraminiferal distribution in the Mediterranean Sea. Journal of Foraminiferal Research 29(2), 93-103.

[127] Casford J.S.L., Rohling E.J., Abu-Zied R., Cooke S., Fontanier C., Leng M., Lykousis V., 2002. Circulation changes and nutrient concentrations in the Late Quaternary Aegean Sea: A nonsteady state concept for sapropel formation. Paleoceanography17(2), 14.1-14.11.

[128] Siddall M., Rohling E. J., Thompson W. G. , and WaelbroeckC. , 2008 Marine Isotope Stage 3 sea levelfluctuations: data synthesis and new outlook Reviews of Geophysics 46, 1-29.

[129] Van Meerbeeck C.J., Renssen H. and Roche D.M., 2009 How did Marine Isotope Stage 3 and Last Glacial Maximum climates differ? Perspectives from equilibrium simulations. Climate of the Past 5, 33-51.

[130] Aksu A.E., Hiscott R.N., Yasar D., 1999 Oscillating Quaternary water levels of the Marmara Sea and vigorous outflow into the Aegean Sea from the Marmara Sea-Black Sea drainage corridor. Marine Geology 153, 275-302.

[131] Triantaphyllou M.V, Ziveri P., Gogou A., Marino G., Lykousis V., Bouloubassi I., EmeisK.-C., Kouli K., Dimiza M., Rosell-Melé A., Papanikolaou M., Katsouras G., Nunez N., 2009b. Late Glacial-Holocene climate variability at the south-eastern margin of the Aegean Sea. Marine Geology 266, 182-197.

[132] Geraga M., Tsaila-Monopolis S., Ioakim C., Papatheodorou G., Ferentinos G., 2005. Short-term climate changes in the Southern Aegean Sea over the last 48,000 years.Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology 220(3-4), 311-332.

[133] Geraga, M., Mylona, G., Tsaila-Monopolis, St., Papatheodorou, G., Ferentinos, G., 2008. Northeastern Ionian Sea: Palaeoceanographic variability over the last 22 ka. Journal of Marine Systems 74, 623–638

[134] Lourens, L.J., 2004. Revised tuning of Ocean Drilling Programme Site 964 and KC01B (Mediterranean) and implications for the delta 0-18, tephra, calcareous nonnofossils and geomagnetic reversal chronologies of the past 1.1 Myr. Paleoceanography 1-2, 49-78.

ΠΑΡΑΡΤΗΜΑ 1

ΠΑΝΙΔΑ – Ονοματολογία Βενθονικών Τρηματοφόρων

Adelosina dubia d' Orbigny, 1826
Adelosina laevigata d' Orbigny, 1826
Adelosina longirostra (d' Orbigny, 1846)
Adelosina mediterranensis (Le Calvez & Le Calvez, 1958)
Adelosina sp.
Affinetrina sp.
Affinetrina ucrainica Serova, 1952
Ammonia beccarii (Linné, 1758)
Ammonia parkinsoniana (d' Orbigny, 1839)
Ammonia tepida (Cushman, 1926)
Amphicoryna scalaris (Batsch, 1791)
Amphicoryna sp.
Angulogerina angulosa (Williamson, 1858)
Anomalinoides cicatricosus (Schwager 1866)
Anomalinoides ornata (Costa 1856)
Anomalinoides sp.
Asterigerinata mamilla(Williamson, 1858)
Asterigerinata mariae Sgarrella, 1990
Asterigerinata sp.
Astrononion stelligerum (d' Orbigny, 1839)
Aubignyna perlucida (Heron Allen & Earland, 1913)
Bigerina nodosaria d' Orbigny, 1826
Biloculina sp.
Biloculinella globula (Bornemann, 1855)
Biloculinella inflata (Wright, 1902)
Bolivina pseudoplicata Heron-Allen & Earland, 1930
Bolivina striatula Cushman, 1922
Bolivina subspienscens Cushman, 1922
Bolivina variabilis (Williamson, 1858)
Brizalina alata (Seguenza, 1862)
Brizalina dilatata (Reuss, 1850)
Brizalina spathulata (Williamson, 1858)
Buccella frigida (Cushman, 1921)
Buccella granulata (di Napoli Alliata, 1952)
Bulimina aculeata d' Orbigny, 1826
Bulimina costata d' Orbigny, 1852
Bulimina elongata d' Orbigny, 1846
Bulimina gibba Fornasini, 1902
Bulimina marginata d' Orbigny, 1826
Bulimina sp.
Cancris auriculus (Fichtel & Moll, 1798)
Cancris oblongus (Williamson, 1858)
Cassidulina carinata Silvestri 1896
Cassidulina obtusa Williamson, 1858
Cibicides lobatulus (Walker & Jacob, 1798)
Cibicides pseudolabatulus Perelis & Reiss, 1975
Cibicides refulgens de Montfort, 1808
Cibicides sp.
Cornuspira involvens (Reuss, 1850)
Coryphostoma pseudodigitalis (di Napoli, 1952)
Cycloforina contorta (d'Orbigny, 1839)
Cycloforina macerata (Cushman & Todd, 1946)
Cycloforina rugosa (d' Orbigny, 1826)
Cycloforina sp.
Cycloforina tenuicollis (Wiesner, 1923)
Cycloforina villafranca (Le Calvez, J. & Y., 1958)
Dentalina guttifera d´Orbigny, 1846
Elphidium aculeatum (d' Orbigny, 1846)
Elphidium advenum (Cushman, 1922)
Elphidium complanatum (d' Orbigny, 1839)
Elphidium crispum (Linné, 1758)
Elphidium decipiens (O.G.Costa, 1856)
Elphidium fichtelianum (d' Orbigny, 1846)
Elphidium flexuosum (d'Orbigny, 1846)
Elphidium granuosum (d' Orbigny, 1826)
Elphidium incertum (Williamson, 1858)
Elphidium macellum (Fichtel & Moll 1798)
Elphidium margaritaceum Cushman, 1930
Elphidium sp.
Eponides boueanus (d'Orbigny, 1846)
Fissurina aperta Seguenza, 1862
Fissurina bradyana (Fornasini, 1888)
Fissurina creba (Matthes, 1960)
Fissurina fasciata (Egger, 1857)
Fissurina longirostris Seguenza, 1862
Fissurina orbinyana Seguenza, 1862
Fissurina sequenziana Fornasini, 1887
Fissurina sp.
Fissurina staphyllearia Schwager, 1866
Fursenkoina acuta (d' Orbigny, 1846)
Gavelinopsis lobatulus Parr, 1950
Gavelinopsis praegeri Heron-Allen & Earland, 1913

Glabratella erecta (Sidebottom, 1908)
Glabratella sp.
Globobulimina ovata Cushman, 1927
Globocassidulina crassa d'Orbigny, 1839
Globocassidulina subglobosa (Brady, 1881)
Globobulimina pyrula (d'Orbigny, 1846)
Globulina gibba (d'Orbigny, 1826)
Globulina mystiformis (Williamson), 1858
Guttulina communis d'Orbigny, 1826
Gyroidiniodes soldanii (d'Orbigny, 1826)
Gyroidiniodes umbonata (Silvestri, 1898)
Hanzawaia boueana d'Orbigny, 1846
Haynesina depressula (Walker & Jacob, 1798)
Haynesina germanica (Ehrenberg, 1840)
Haynesina depressula simplex (Cushman, 1933)
Haynesina sp.
Heronallenia lingulata Burrows & Holland, 1895
Heterolepa floridana (Cushman, 1918)
Hoegludina elegans (d'Orbigny, 1826)
Hyalinea balthica (Schröter, 1783)
Lagena clavata d'Orbigny, 1846
Lagena costata (Williamson, 1858)
Lagena laevis Montagu, 1803
Lagena scalaris Chapman 1941
Lagena striata (d' Orbigny, 1839)
Lanchlanella bradyana (Cushman)
Lanchlanella sp.
Lanchlanella undulata (d' Orbigny)
Lenticulina inornata d'Orbigny, 1846
Lenticulina orbicularis d'Orbigny, 1826
Lenticulina peregrina (Schwager, 1866)
Lenticulina rotulata Lamarck, 1804
Lenticulina sp.
Lenticulina stellata (Seguenza, 1880)
Lobatula lobatula (Walker & Jacob, 1798)
Marginulina costata Batsch, 1791
Marginulina glabra D'Orbigny, 1826 - Cushman 1923
Marginulinopsis sp.
Melonis affinis (Reuss, 1851)
Melonis barleeanum (Williamson, 1858)
Melonis padanum (Perconig, 1952)
Melonis pompilioides (Fichtel & Moll, 1798)
Miliolinella elongata Kruit, 1955
Miliolinella irregularis (d' Orbigny
Miliolinella labiosa d'Orbigny, 1839
Miliolinella subrotunda (Montagu, 1803)
Neoconorbina orbicularis (Terquem 1876)
Neoconorbina terquemi (Rzehak, 1888)
Nonion commune d'Orbigny, 1846
Nonion depressulus (Walker & Jacob, 1798)
Nonion fabum Fichtel & Moll, 1798
Nonionella turgida (Williamson, 1858)
Nummuloculina sp.
Oolina acuticosta (Reuss, 1861)
Oolina foveolata (Seguenza, 1862)
Oolina hexagona (Williamson, 1848)
Orbulina sp.
Patellina corrugata Williamson, 1858
Planorbulina mediterranensis d' Orbigny, 1826
Planulina arimensis d' Orbigny, 1826
Pseudotriloculina sp.
Pullenia quadriloba Reuss 1867
Pullenia quinqueloba (Reuss, 1851)
Pyrgo anomala (Schlumberger, 1891)
Pyrgo depressa (d'Orbigny, 1826)
Pyrgo oblonga d'Orbigny, 1839
Pyrgo sp.
Quinqueloculina agglutinata Cushman, 1917
Quinqueloculina oblonga Montagu, 1803
Quinqueloculina barthelotiana d' Orbigny, 1839
Quinqueloculina bicarinata d' Orbigny, 1878
Quinqueloculina laevigata d' Orbigny, 1839
Quinqueloculina lata Terquem, 1876
Quinqueloculina padana Perconig, 1954
Quinqueloculina parvula Schlumberger, 1894
Quinqueloculina pseudobuchiana Luczkowska, 1974
Quinqueloculina seminula Linné, 1758
Quinqueloculina stalkeri Loeblich & Tappan, 1953
Quinqueloculina stelligera Schlumberger, 1839
Quinqueloculina viennensis Le Calvez & Le Calvez, 1958
Quinqueloculina bosciana d'Orbigny, 1839
Quinqueloculina sp.
Quinqueloculina vulgaris d'Orbigny, 1826
Rectuvigerina phlegeri Le Calvez, 1959
Reussella spinulosa (Reuss, 1850)
Robertina translucens Cushman & Parker, 1936
Rossalina bradyi (Cushman, 1915)
Rossalina floridana (Cushman, 1922)
Rossalina globularis d' Orbigny, 1826
Rossalina macropora (Hofker, 1951)
Rossalina sp.
Sigmoilinita costata (Schlumberger, 1893)
Sigmoilinita distorta Phleger & Parker, 1951
Sigmoilinita tenuis (Czjzek, 1848)
Sigmoilopsis schlumbergeri (Silvestri, 1904)
Siphonaperta aspera (d' Orbigny, 1826)

Siphonaperta sp.
Siphonina reticulata (Czjzek, 1848)
Siphotextularia concava Karrer, 1868
Siphotextularia flintii Cushman, 1911
Spirilina vivipara Ehrenberg, 1843
Spirilina wrightii Heron-Allen & Earland
Spiroloculina rostata Reuss, 1850
Spiroloculina depressa d' Orbigny, 1826
Spiroloculina dilatata d'Orbigny, 1846
Spiroloculina excavata d' Orbigny, 1846
Spiroloculina sp.
Spiroloculina tenuiseptata Brady, 1884
Spiroplectinella sagittula d'Orbigny, 1839
Spirorbina sp.
Stainforthia complanata Egger, 1893
Textularia agglutinans d' Orbigny, 1839
Textularia bocki Höglund, 1947
Textularia pseudorugosa Lacroix, 1932
Textularia conica d' Orbigny, 1839
Tretomphalus concinnus (Brady, 1884)
Tretomphalus sp.
Trifarina angulosa (Williamson, 1858)
Triloculina marioni Schlumberger, 1893
Triloculina oblonga (Montagu, 1803)
Triloculina plicata Terquem, 1878
Triloculina sp.
Triloculina tricarinata d' Orbigny, 1826
Uvigerina mediterranea Hofker, 1932
Uvigerina peregrina Cushman 1923
Uvigerina sp.
Valvulineria bradyana (Fornasini, 1900)
Valvulineria complanata d'Orbigny, 1846
Valvulineria minuta Parker, 1954