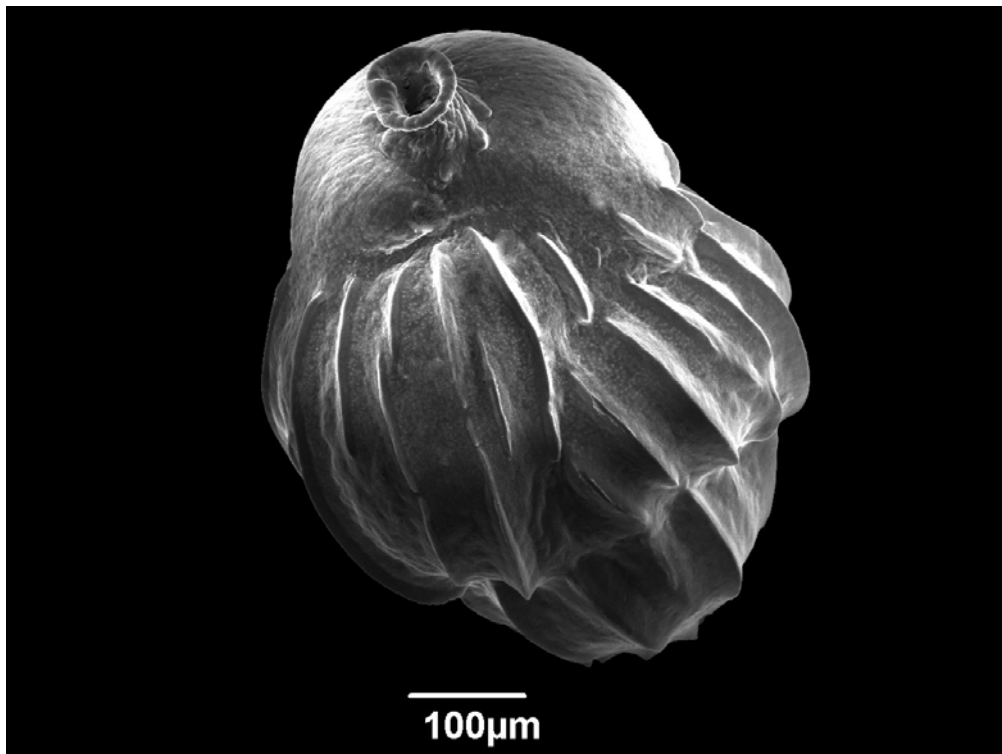


ΚΑΠΟΔΙΣΤΡΙΑΚΟ ΠΑΝΕΠΙΣΤΗΜΙΟ ΑΘΗΝΩΝ
ΤΜΗΜΑ ΓΕΩΛΟΓΙΑΣ ΚΑΙ ΓΕΩΠΕΡΙΒΑΛΛΟΝΤΟΣ
ΤΟΜΕΑΣ ΙΣΤΟΡΙΚΗΣ ΓΕΩΛΟΓΙΑ & ΠΑΛΑΙΟΝΤΟΛΟΓΙΑΣ

ΜΕΤΑΠΤΥΧΙΑΚΗ ΔΙΑΤΡΙΒΗ

**ΠΑΛΑΙΟΩΚΕΑΝΟΓΡΑΦΙΚΗ ΑΝΑΛΥΣΗ ΑΝΟΞΙΚΩΝ
ΣΥΜΒΑΝΤΩΝ ΤΟΥ ΟΛΟΚΑΙΝΟΥ ΣΕ ΙΖΗΜΑΤΑ ΤΟΥ
ΒΟΡΕΙΟΥ ΑΙΓΑΙΟΥ ΠΕΛΑΓΟΥΣ ΚΑΙ ΣΥΓΚΡΙΣΗ ΜΕ
ΑΝΟΞΙΚΑ ΣΥΜΒΑΝΤΑ ΤΟΥ ΠΑΡΕΛΘΟΝΤΟΣ**



ΚΩΣΤΟΠΟΥΛΟΥ ΣΟΦΙΑ Α.Μ. 21001

Τριμελής Επιτροπή:

Αναπλ. Καθηγήτρια Μ. Β. Τριανταφύλλου (επιβλέπουσα)

Καθηγητής Β. Καρακίτσιος (μέλος)

Επ. Καθηγήτρια Μ. Γεραγά (μέλος)

ΑΘΗΝΑ 2012

ΠΕΡΙΕΧΟΜΕΝΑ

ΠΡΟΛΟΓΟΣ.....	4
ΣΚΟΠΟΣ ΤΗΣ ΕΡΓΑΣΙΑΣ.....	6
1. ΕΙΣΑΓΩΓΗ.....	7
1.1 ΠΑΛΑΙΟΩΚΕΑΝΟΓΡΑΦΙΑ	8
1.2. ΠΑΛΑΙΟΩΚΕΑΝΟΓΡΑΦΙΚΕΣ ΜΕΘΟΔΟΙ ΠΟΥ ΧΡΗΣΙΜΟΠΟΙΗΘΗΚΑΝ ΣΤΗ ΠΑΡΟΥΣΑ ΔΙΑΤΡΙΒΗ.....	9
1.2.1 Ολικός Οργανικός Άνθρακας (TOC).....	9
1.2.2 Σταθερά ισότοπα $\delta^{13}\text{C}$	9
1.2.3 Βενθονικά τρηματοφόρα.....	10
2. ΑΝΟΞΙΚΟΙ-ΔΥΣΟΞΙΚΟΙ ΟΡΙΖΟΝΤΕΣ ΣΤΗΝ ΑΝ. ΜΕΣΟΓΕΙΟ.....	14
2.1 ΚΛΙΜΑΤΙΚΕΣ ΜΕΤΑΒΟΛΕΣ ΣΤΗΝ ΑΝΑΤΟΛΙΚΗ ΜΕΣΟΓΕΙΟ ΚΑΤΑ ΤΟ ΑΝΩΤΕΡΟ ΤΕΤΑΡΤΟΓΕΝΕΣ ΚΑΙ ΣΑΠΡΟΠΗΛΙΚΟΙ ΟΡΙΖΟΝΤΕΣ	15
2.2 ΑΝΟΞΙΚΑ/ΔΥΣΟΞΙΚΑ ΣΥΜΒΑΝΤΑ ΤΟΥ ΠΛΕΙΟΚΑΙΝΟΥ.....	20
3. ΠΕΡΙΟΧΗ ΜΕΛΕΤΗΣ.....	22
3.1 ΑΝΑΤΟΛΙΚΗ ΜΕΣΟΓΕΙΟΣ ΘΑΛΑΣΣΑ	23
3.2 ΑΙΓΑΙΟ ΠΕΛΑΓΟΣ	24
4. ΥΛΙΚΟ ΚΑΙ ΜΕΘΟΔΟΙ ΑΝΑΛΥΣΕΩΣ	29
4.1 ΠΥΡΗΝΑΣ ΒΑΡΥΤΗΤΑΣ M-4 - ΜΑΚΡΟΣΚΟΠΙΚΗ ΠΕΡΙΓΡΑΦΗ	30
4.1.1 Χρονικό πλαίσιο.....	32
4.1.2 Ανάλυση ολικού οργανικού άνθρακα (Total Organic Carbon, TOC)	33
4.1.3 Ανάλυση σταθερών ισotόπων άνθρακα ($\delta^{13}\text{C}$).....	34
4.1.4 Εργαστηριακή επεξεργασία δειγμάτων βενθονικών τρηματοφόρων	34
4.1.5 Στατιστικές μέθοδοι ανάλυσης βενθονικών τρηματοφόρων	35
4.2 ΤΟΜΗ ΜΑΚΡΥΛΙΑ ΛΑΣΙΘΙΟΥ (ΝΑ ΚΡΗΤΗ).....	37
4.2.1 Χρονικό πλαίσιο.....	40
5. ΑΠΟΤΕΛΕΣΜΑΤΑ	41
5.1 ΠΥΡΗΝΑΣ ΒΑΡΥΤΗΤΑΣ M-4.....	42
5.1.1 Αποτελέσματα ολικού οργανικού άνθρακα (TOC).....	42
5.1.2 Αποτελέσματα ισotόπων άνθρακα ($\delta^{13}\text{C}$).....	44
5.1.3 Συγκεντρώσεις βενθονικών τρηματοφόρων Ολοκαίνου	46
5.1.4 Δείκτες ποικιλότητας-χαμηλής οξυγόνωσης και συνολικός αριθμός των ατόμων των βενθονικών τρηματοφόρων	55
5.1.5 Ανάλυση κύριων συνιστωσών (PCA) στις συγκεντρώσεις των βενθονικών τρηματοφόρων του Ολοκαίνου.....	58
5.2 ΤΟΜΗ ΜΑΚΡΥΛΙΑ (ΚΡΗΤΗ)	62
5.2.1 Ολικός οργανικός άνθρακας.....	62
5.2.2 Βενθονικά τρηματοφόρα.....	63
6. ΣΥΖΗΤΗΣΗ	66
6.1 Ο ΟΛΟΚΑΙΝΙΚΟΣ ΣΑΠΡΟΠΗΛΟΣ S1.....	67

6.1.1 Χρονική περίοδος 9.6 – 7.9 Ka BP	67
6.1.2 Χρονική περίοδος 7.9 – 7.6 Ka BP	69
6.1.3 Χρονική περίοδος 7.6 – 6.5 Ka BP	70
6.1.4 Χρονική περίοδος 9.7 - 9.6 Ka BP και 6.5 - 6.1 Ka BP.....	72
6.1.5 Ανάλυση κύριων συνιστωσών (PCA) στις Ολοκαινικές μικροπανίδες	72
6.2 ΤΟΜΗ ΜΑΚΡΥΛΙΑ ΛΑΣΙΘΙΟΥ (4.12 - 3.84 ΜΑ).....	74
7. ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ.....	76
8. ΠΕΡΙΛΗΨΗ.....	79
9. ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ.....	83
ΠΑΡΑΡΤΗΜΑ.....	101

ΠΡΟΛΟΓΟΣ

Η παρούσα μεταπτυχιακή διατριβή σχετικά με την παλαιοωκεανογραφική ανάλυση ανοξικών συμβάντων του Ολοκαίνου σε ιζήματα του Βορείου Αιγαίου πελάγους και σύγκριση αυτών με ανοξικά συμβάντα του παρελθόντος, εκπονήθηκε στα πλαίσια του προγράμματος μεταπτυχιακών σπουδών “Στρωματογραφία-Παλαιοντολογία”, του Τομέα Ιστορικής Γεωλογίας και Παλαιοντολογίας του τμήματος Γεωλογίας και Γεωπεριβάλλοντος του Καποδιστριακού Πανεπιστημίου Αθηνών κατά την περίοδο 2010-2012. Η μεταπτυχιακή διατριβή πραγματοποιήθηκε στα πλαίσια του ερευνητικού προγράμματος EraNet/MarinERA, MedEcos (Decadal scale variability of the Mediterranean Ecosystem).

Η παρούσα εργασία δεν θα είχε έρθει εις πέρας χωρίς την πολύτιμη βοήθεια πολλών ανθρώπων, εντός και εκτός του Πανεπιστημιακού χώρου, ο καθένας από τους οποίους βοήθησε με το δικό του ξεχωριστό τρόπο. Με την ολοκλήρωσή της θα ήθελα αρχικά να εκφράσω τις πιο θερμές μου ευχαριστίες στην επιβλέπουσα Αναπληρώτρια Καθηγήτρια Μαρία Τριανταφύλλου, για την ανάθεση αυτής της μεταπτυχιακής διατριβής καθώς και για την εισαγωγή μου στο γνωστικό αντικείμενο της Μικροπαλαιοντολογίας και συγκεκριμένα στον κόσμο των βενθονικών τρηματοφόρων. Την ευχαριστώ θερμά για όλο το ειλικρινές ενδιαφέρον, την αμέριστη συμπαράστασή της (ηθική και υλική), την καθοδήγηση, την ενθάρρυνση, την εμπιστοσύνη και τη βοήθεια που μου παρείχε σε όλα τα στάδια της εργασίας αυτής. Τις θερμές ευχαριστίες μου θέλω να εκφράσω στον Καθηγητή του Καποδιστριακού Πανεπιστημίου Αθηνών Β. Καρακίτσιο και στην Επίκουρη Καθηγήτρια του Πανεπιστημίου Πατρών Μ. Γεραγά, μέλη της τριμελούς επιτροπής, για το συνεχές ενδιαφέρον τους και τη σωστή καθοδήγησή τους καθ’ όλη τη διάρκεια της εργασίας αυτής.

Ιδιαίτερα θα ήθελα να ευχαριστήσω την Λέκτορα του Καποδιστριακού Πανεπιστημίου Αθηνών Μ. Δήμιζα για την αμέριστη συμπαράστασή της και την πολύτιμη βοήθειά της έως το τέλος αυτής της εργασίας. Ευχαριστώ επίσης τον Καθηγητή του Πανεπιστημίου Πατρών Α. Ζηληλίδη για την ενεργό παρουσία του και βοήθεια του, όπως επίσης και τον φοιτητή Μοφόρη Λεωνίδα για το υλικό που παρείχε από τη διπλωματική εργασία του. Θα ήθελα επίσης να εκφράσω την ευγνωμοσύνη μου στην Δρ. Κ. Κούλη του Καποδιστριακού Πανεπιστημίου Αθηνών για την ηθική και υλική συμπαράστασή της όλο αυτό τον καιρό.

Ευχαριστώ θερμά την Dr. Ioanna Bouloubassi για την πολύτιμη συνεισφορά της στην πραγματοποίηση των απαιτούμενων ραδιοχρονολογήσεων στο LOCEAN/Universite Pierre et Marie Curie, και τους Dr. T. Kuhnt (University of Leipzig, Institute of Geophysics and

Geology) και Prof. F. Jorissen (Universite d'Angers) για τις συζητήσεις μας όσον αφορά την συμπεριφορά των συγκεντρώσεων των βενθονικών τρηματοφόρων στις αποθέσεις του σαπροπηλού S1 στο Βόρειο Αιγαίο, αλλά και γενικά σε ακραία περιβάλλοντα/δυσοξικές συνθήκες.

Τις θερμές μου ευχαριστίες θα ήθελα να εκφράσω στους ερευνητές Δρ. Σ. Στραυρακάκη, Δρ. Γ. Ρουσάκη, Δρ. Α. Γώγου, Δρ. Β. Λυκούση και Δρ. Κ. Παρινό του Ελληνικού Κέντρου Θαλάσσιων Ερευνών (ΕΛΚΕΘΕ) για την πολύτιμη συμβολή τους στην παροχή υλικού και τις υποδείξεις τους, καθώς και την ανάλυση του υλικού όσον αφορά στις συγκεντρώσεις ολικού άνθρακα και σταθερών ισοτόπων, αλλά και την γενικότερη παροχή δεδομένων για τις ανάγκες της παρούσας εργασίας .

Επίσης, θα ήθελα να ευχαριστήσω τη φίλη και συμφοιτήτρια μου Μ. Αθανασίου για την εγκάρδια και ειλικρινή συμπαράσταση της όλο αυτό το διάστημα.

Κλείνοντας, θα ήθελα να αφιερώσω την εργασία αυτή στους γονείς μου και την αδελφή μου Αλίκη, και να τους ευχαριστήσω θερμά για τη συνεχή και ακούραστη ηθική και υλική συμπαράστασή τους.

ΣΚΟΠΟΣ ΤΗΣ ΕΡΓΑΣΙΑΣ

Η παρούσα μεταπτυχιακή διατριβή ασχολείται με τη παλαιοωκεανογραφική ανάλυση ανοξικών συμβάντων του Ολοκαίνου σε ιζήματα του Βορείου Αιγαίου πελάγους (σαπροπηλός S1), καθώς και με τη σύγκριση αυτών με ανοξικά συμβάντα του παρελθόντος (ορίζοντες πλούσιοι σε οργανικό υλικό του Κατ. Πλειοκαίνου), και πραγματοποιήθηκε στον Τομέα Ιστορικής Γεωλογίας και Παλαιοντολογίας, στα πλαίσια της διπλωματικής εργασίας του μεταπτυχιακού προγράμματος σπουδών του Τμήματος Γεωλογίας και Γεωπεριβάλλοντος του Καποδιστριακού Πανεπιστημίου Αθηνών, ειδίκευση «Στρωματογραφία-Παλαιοντολογία».

Σκοπός της παρούσας εργασίας είναι η παλαιοωκεανογραφική ανάλυση των αποθέσεων του σαπροπηλικού ορίζοντα S1 στο Βόρειο Αιγαίο, με βάση την υψηλού βήματος δειγματοληψίας ποσοτική ανάλυση των βενθονικών τρηματοφόρων, αλλά και την συνδυαστική ερμηνεία άλλων παλαιοωκεανογραφικών δεικτών (ολικός άνθρακας, σταθερά ισότοπα). Πιο συγκεκριμένα, πραγματοποιήθηκε ανάλυση του πυρήνα βαρύτητας M-4 (μήκους 2,53 m) (λεκάνη Νότιας Λήμνου), όπου δόθηκε ιδιαίτερη σημασία στο ειδικό χαρακτηριστικό αυτού του πυρήνα που είναι το τμήμα του σαπροπηλού S1 (μήκους 96 cm). Ακολούθησε λεπτομερής ανάλυση του σαπροπηλικού ορίζοντα, ο σχηματισμός του οποίου συνδέεται με έντονες παλαιοωκεανογραφικές και κλιματικές μεταβολές που έλαβαν χώρα στη λεκάνη της Ανατολικής Μεσογείου.

Η σύγκριση των σαπροπηλικών συνθηκών του Ολοκαίνου με ορίζοντες που είναι πλούσιοι σε οργανικό υλικό του Κατ. Πλειόκαινου υποδηλώνει τη δυσκολία διευκρίνησης των συνθηκών οξυγόνωσης του πυθμένα σε προθίστερες γεωλογικές περιόδους.

1. ΕΙΣΑΓΩΓΗ

1.1 ΠΑΛΑΙΟΩΚΕΑΝΟΓΡΑΦΙΑ

Η παλαιοωκεανογραφία αποτελεί έναν σχετικά νέο επιστημονικό κλάδο, ο οποίος έχει ως αντικείμενο την μελέτη των ωκεανογραφικών συνθηκών του παρελθόντος και την άμεση συσχέτιση με το παλαιοκλίμα. Χρησιμοποιεί αρχεία όπως είναι τα ιζήματα του πυθμένα της θάλασσας αναλύοντας τις φυσικές, χημικές και βιολογικές παραμέτρους τους, προκειμένου να αναδομήσει τα διάφορα χαρακτηριστικά του παλαιοπεριβάλλοντος. Επιπλέον μας προσφέρει εναλλακτικές και ποικίλες πληροφορίες σε σχέση με το σύγχρονο περιβάλλον, όπου η ανθρώπινη παρέμβαση με κύρια έκφραση το παγκόσμιο φαινόμενο του θερμοκηπίου, έχει ως αποτέλεσμα την διαρκή αύξηση της θερμοκρασίας, προκαλώντας την ανάπτυξη αλλαγών ευρείας κλίμακας (IPCC 2007, 2011). Ένας από τους άξονες αιχμής της παγκόσμιας επιστημονικής έρευνας την παρούσα χρονική στιγμή είναι αυτός του περιβάλλοντος και ιδιαίτερα των μεταβολών του κλίματος. Οι ωκεανογραφικές δυνατότητες διάτρησης του θαλάσσιου πυθμένα και ανάσυρσης πυρήνων ιζημάτων (piston cores, gravity cores) επέτρεψαν την λεπτομερή μελέτη τους σε ιδανικές στρωματογραφικές συνθήκες. Σήμερα η παλαιοωκεανογραφική έρευνα (που πρέπει να σημειωθεί ότι είναι ιδιαίτερα δαπανηρή) αποτελεί έναν σημαντικό κλάδο της ωκεανογραφίας και διερευνά κατά κύριο λόγο: τις μεταβολές της επιφανειακής θαλάσσιας παλαιοθερμοκρασίας, τις μεταβολές της βιολογικής παλαιοπαραγωγικότητας, τις μεταβολές της παλαιοκυκλοφορίας των ωκεάνιων ρευμάτων, την κλιματική μεταβολή στην διάρκεια του γεωλογικού χρόνου. Οι περισσότερες παλαιοπληροφορίες προέρχονται από την μελέτη πυρήνων θαλάσσιων ιζημάτων. Η έρευνα των πυρήνων θαλάσσιων ιζημάτων είναι πολύ σημαντική στην παλαιοωκεανογραφία, γιατί παρόλο που πλήθος στοιχείων για το κλίμα του παρελθόντος έχει καταγραφεί σε χερσογενείς εμφανίσεις τα πληρέστερα αρχεία των κλιματικών μεταβολών καταγράφονται στα ιζήματα των πυρήνων βαθιών θαλασσών.

1.2. ΠΑΛΑΙΟΩΚΕΑΝΟΓΡΑΦΙΚΕΣ ΜΕΘΟΔΟΙ ΠΟΥ ΧΡΗΣΙΜΟΠΟΙΗΘΗΚΑΝ ΣΤΗ ΠΑΡΟΥΣΑ ΔΙΑΤΡΙΒΗ

1.2.1 Ολικός Οργανικός Άνθρακας (TOC)

Ο οργανικός άνθρακας (TOC) παράγεται τόσο από χερσαίους όσο και από θαλάσσιους οργανισμούς και χρησιμοποιείται στην παλαιοωκεανογραφία κυρίως για την ταυτοποίηση των σαπροπηλικών οριζόντων/ πλούσιων σε οργανικό υλικό (π.χ. σαπροπηλός: TOC > 2%). Ωστόσο, έρευνες στην περιοχή της ανατολικής Μεσογείου έδειξαν ότι ο ολικός οργανικός άνθρακας (TOC) κυμαίνεται από περίπου 1% ενώ δεν αποκλείεται να ξεπεράσει και το 2% στον σαπροπηλικό ορίζοντα S1 (π.χ. Katsouras et al., 2010; Perissoratis and Piper, 1992; Aksu et al., 1995; Thomson et al., 1995; Mercone et al., 2000; Geraga et al., 2008). Οι χαμηλότερες τιμές TOC οφείλονται πιθανόν σε αραίωση της οργανικής ύλης λόγω υψηλού ρυθμού ιζηματογένεσης, αλλά και διατάραξης της στρωμάτωσης της υδάτινης στήλης λόγω συνεχούς κλιματικής διακύμανσης (Triantaphyllou et al., 2009b). Ειδικότερα για τον σαπροπηλό S1 οι υψηλότερες τιμές TOC καταγράφονται κατά την απόθεση του σαπροπηλικού ορίζοντα S1a σε σύγκριση με τον ορίζοντα S1b και είναι ενδεικτικές μεγαλύτερης προσφοράς και διατήρησης του οργανικού υλικού στο κατώτερο διάστημα απόθεσης του S1 (Katsouras et al., 2010). Η αισθητά μειωμένη τιμή TOC που καταγράφεται περίπου γύρω στα 8-7 Ka BP οφείλεται στη διακοπή των συνθηκών απόθεσης του S1 και έχει εντοπιστεί σε αρκετούς σαπροπηλικούς ορίζοντες της ανατολικής Μεσογείου (π.χ. Katsouras et al., 2010; Fontugne et al., 1989; Rohling et al., 1997; De Rijk et al., 1999; Myers and Rohling, 2000; Casford et al., 2003).

1.2.2 Σταθερά ισότοπα $\delta^{13}\text{C}$

Γενικά, όπως αναφέρεται και από τους Katsouras et al. (2010), οι τιμές των σταθερών ισωτόπων του οργανικού άνθρακα ($\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$) που προσδιορίστηκαν κατά το τέλος της παγετώδους περιόδου μέχρι την αρχή του Ολοκαίνου, υποδηλώνουν σημαντικές διακυμάνσεις της οργανικής ύλης ως προς τις πηγές προέλευσης αλλά και τις διεργασίες διαγένεσης στην ανατολική Μεσόγειο.

Αναλυτικότερα, οι τιμές που κυμαίνονται από -25 έως -20‰ είναι τυπικές αυξημένης παραγωγής οργανικού υλικού θαλάσσιας προέλευσης και υποδεικνύουν αλλαγές στη θαλάσσια παραγωγικότητα κατά την εναπόθεση του ιζήματος (Meyers, 1994). Οι περισσότερο θετικές τιμές (εμπλουτισμός ως προς το βαρύτερο ισότοπο) είναι τυπικές σε θαλάσσια συστήματα με

αυξημένη πρωτογενή παραγωγικότητα (Meyers and Arnaboldi, 2008), διότι ο διαλυτός άνθρακας (^{12}C – ελαφρύ ισότοπο) βυθίζεται πιο γρήγορα, αφήνοντας τον ισοτοπικό βαρύτερο ανόργανο άνθρακα διαθέσιμο για την πρωτογενή παραγωγή, προσδιορίζοντας έτσι περισσότερο θετικές τιμές $\delta^{13}\text{C}$. Οι περισσότερο αρνητικές τιμές $\delta^{13}\text{C}$ (για την περιοχή του βόρειου Αιγαίου) οφείλονται πιθανόν σε αύξηση της προσφοράς χερσαίου οργανικού υλικού λόγω εγγύτητας με τα ποτάμια συστήματα της περιοχής (Meyers and Arnaboldi, 2008; Katsouras et al., 2010). Αυτό έχει ως αποτέλεσμα οι ποτάμιες εισροές να εμπλουτίζουν με ισοτοπικά πιο ελαφρύ άνθρακα τον διαλυτό ανόργανο άνθρακα που είναι διαθέσιμος για την πρωτογενή παραγωγή στη στήλη του νερού και τελικά προσδιορίζονται περισσότερο αρνητικές τιμές $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ (εμπλουτισμός ως προς ελαφρύτερο ισότοπο) (Katsouras et al., 2010).

1.2.3 Βενθονικά τρηματοφόρα

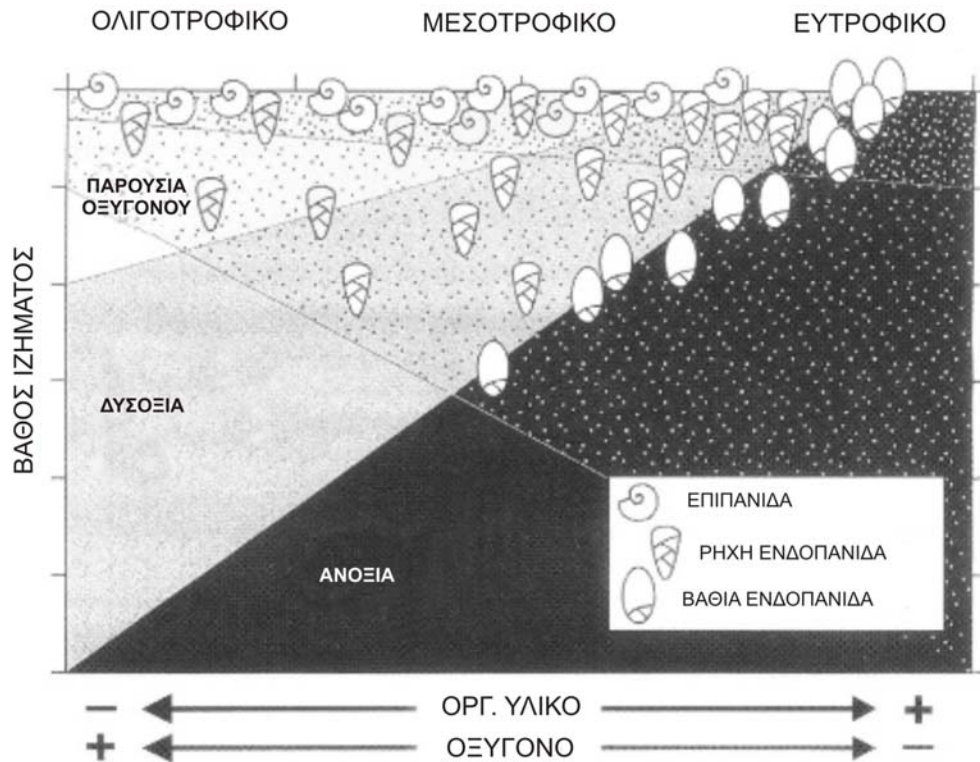
Τα τρηματοφόρα (foraminifera) αποτελούν τη συνομοταξία Foraminifera (Eichwald, 1830; Margulis, 1974), στο βασίλειο Χρώμιστα [Chromista] (Cavalier-Smith, 2010). Είναι μονοκύτταροι, θαλάσσιοι οργανισμοί που χαρακτηρίζονται από δίκτυο ψευδοποδίων (κοκκιοδικτυωπόδια), κέλυφος με χαρακτηριστική δομή και ετεροφασικό κύκλο ζωής. Πρόκειται για ετερότροφους, μικρο-παμφάγους οργανισμούς που καταλαμβάνουν σημαντική θέση στην τροφική αλυσίδα. Σύμφωνα με τον τρόπο ζωής τους χωρίζονται σε βενθονικά και πλαγκτονικά τρηματοφόρα. Τα περισσότερα τρηματοφόρα έχουν κελύφη με διάμετρο μεταξύ 100 και 1000 μm . Ωστόσο, τα γνωστά ως μεγάλοι μεγέθους βενθονικά τρηματοφόρα χαρακτηρίζονται από διάμετρο μεγαλύτερη από 2mm, όγκο 3 mm^3 και παρουσιάζουν πολύπλοκη εσωτερική κατασκευή. Στους σύγχρονους ωκεανούς, αποτελούν μία από τις πολυπληθέστερες ομάδες μικροοργανισμών με κέλυφος, με γνωστά 10.000 είδη (Vickerman, 1992), τιμή που αναλογεί περίπου στο ένα όγδοο των σύγχρονων μονοκύτταρων ειδών (Hammond et al., 1995). Αξιοσημείωτο είναι ότι η συντριπτική πλειοψηφία των σύγχρονων ειδών παρουσιάζουν βενθονικό τρόπο ζωής, καθώς πλαγκτονικό τρόπο ζωής επιλέγουν περίπου 40-50 είδη.

Ο μεγάλος αριθμός των ειδών και οι υψηλοί ρυθμοί αναπαραγωγής που τα χαρακτηρίζουν, καθιστούν τα τρηματοφόρα μία από τις σημαντικότερες ομάδες μικροαπολιθωμάτων. Διαβιούν σε όλα τα θαλάσσια περιβάλλοντα και χαρακτηρίζονται από συνεχή απολιθωμένα δεδομένα, από το Κάμβριο μέχρι σήμερα. Στους σύγχρονους ωκεανούς, αποτελούν περισσότερο από το 90% της βιομάζας των βαθιών θαλασσών. Στα θαλάσσια ιζήματα η περιεκτικότητα των τρηματοφόρων ποικίλει, από μερικά κελύφη ανά kg ιζήματος, έως

ιζηματογενείς σχηματισμούς με πολύ υψηλές συγκεντρώσεις, όπως σύγχρονες ιλύες με *Globigerina* ή νουμμουλιτοφόροι ασβεστόλιθοι του Ηωκαίνου.

Ανάλογα με τον τρόπο ζωής τους, τα βενθονικά τρηματοφόρα διακρίνονται σε δύο κατηγορίες: την επιπανίδα (epifauna) και την ενδοπανίδα (infauna) (εικόνα 1.1). Η επιπανίδα διαβιεί στην επιφάνεια του πυθμένα, ενώ η ενδοπανίδα διαβιεί μέσα στο ίζημα. Ο πληθυσμός της επιπανίδας μπορεί να ζήσει είτε μόνιμα προσκολλημένος σε βραχώδες υπόστρωμα ή σε οργανισμό (π.χ. ζώα, φυτά) του πυθμένα (Sturrock and Marrey, 1981), είτε προσωρινά προσκολλημένος (Sturrock and Marrey, 1981; Kitazato, 1981), είτε να είναι ελεύθερος. Τα βενθονικά τρηματοφόρα της ενδοπανίδας έχει καταγραφεί ότι διαβιούν μέχρι 60 cm κάτω από την επιφάνεια του ιζήματος (Goldstein et al., 1995), αλλά στην πλειοψηφία των περιβαλλόντων τα περισσότερα ζουν στα πρώτα λίγα εκατοστά (Murray, 2006). Αυτά τα τρηματοφόρα μπορούν να είναι προσκολλημένα ή ελεύθερα. Οι ελεύθερες μορφές δημιουργούν διάφορες δομές καθώς κινούνται μέσα στο ίζημα (Kitazato, 1994; Gross, 2002).

Το μοντέλο TROX (Trophic Oxygen) (Jorissen et al., 1995), που ακολουθεί (εικόνα 1.1), αναφέρεται στο βάθος στο οποίο διαβιούν τα τρηματοφόρα, με βάση τη διαθεσιμότητα του οξυγόνου και του οργανικού υλικού στο ίζημα. Αναλυτικότερα, σύμφωνα με τους Jorissen et al. (1995), σε ολιγοτροφικά περιβάλλοντα, το βάθος στο οποίο διαβιούν τα τρηματοφόρα εξαρτάται από τη διαθεσιμότητα του οργανικού υλικού στο ίζημα. Στα ευτροφικά οικοσυστήματα, υπάρχει ένα κρίσιμο σημείο οξυγόνου (κάτω από αυτό δεν υπάρχει οξυγόνο) το οποίο καθορίζει (για τα περισσότερα είδη) σε τι βάθος ιζήματος μπορούν να επιβιώσουν. Στα μεσοτροφικά περιβάλλοντα, μπορούν να εντοπιστούν τρηματοφόρα και σε ακόμα μεγαλύτερα βάθη, καθώς υπάρχουν είδη τα οποία δεν επηρεάζονται από την απουσία οξυγόνου, αντίθετα μπορούν να επιβιώσουν σε αναερόβιες συνθήκες εκεί όπου όμως είναι διαθέσιμη η οργανική ύλη.



Εικόνα 1.1: Μοντέλο TROX (TRorphic OXygen) όπου απεικονίζεται γραφικά η ταξινόμηση των μικροοργανισμών ως προς το βάθος με βάση τη διαθεσιμότητα οξυγόνου και οργανικού υλικού (Jorissen et al., 1995).

Η υψηλή ποικιλότητα και αφθονία στα θαλάσσια ιζήματα, όπως και η ευαισθησία που επιδεικνύουν στις περιβαλλοντικές μεταβολές και διαταραχές τα βενθονικά τρηματοφόρα, τα καθιστούν σημαντικούς δείκτες για τις παλαιοωκεανογραφικές/παλαιοκλιματικές ερμηνείες. Η σύνθεση των συναθροίσεων των βενθονικών τρηματοφόρων αλλά και η μορφολογία των ειδών που συμμετέχουν σε αυτές, αποτελούν ενδεικτικά στοιχεία του υποστρώματος, του βάθους της υδάτινης στήλης και της χημείας του θαλάσσιου ύδατος. Επίσης είναι δείκτες της οξειδωτικής και της συγκέντρωσης του οργανικού υλικού του πυθμένα και συνεπώς του ρυθμού κυκλοφορίας των υδάτινων μαζών.

Στην εικόνα 1.2 που ακολουθεί, παρουσιάζεται μία ταξινόμηση-ομαδοποίηση των περιβαλλοντικών συνθηκών που σχετίζονται με τα βενθονικά τρηματοφόρα σύμφωνα με δεδομένα από σύγχρονα περιβάλλοντα, καθώς και η σημασία αυτών, σύμφωνα με διάφορους συγγραφείς. Όπως φαίνεται, υπάρχουν ποικίλες ερμηνείες των δεδομένων σχετικά με την ακριβή έννοια των όρων δυσοξία (dysoxic) και υποξία (suboxic), που έχουν χρησιμοποιηθεί για περιβάλλοντα με εντελώς διαφορετικές συγκεντρώσεις οξυγόνου (Jorissen et al., 2007). Ο πολύ ακριβής όρος ανοξία (α «στερητικό» = χωρίς) μερικές φορές χρησιμοποιείται για περιβάλλοντα όπου οι συγκεντρώσεις οξυγόνου είναι κάτω από το υπαρκτό όριο, ενώ άλλοι

συγγραφείς τον χρησιμοποιούν για συγκεντρώσεις κάτω από 1 ml/l (βλέπε Jorissen et al., 2007). Προκειμένου να αποφευχθεί η περαιτέρω σύγχυση, θα χρησιμοποιηθεί στη παρούσα εργασία ο όρος δυσοξία για τα περιβάλλοντα, όπου τα τρηματοφόρα μπορεί ενδεχομένως να επηρεάζονται από χαμηλές συγκεντρώσεις οξυγόνου (χωρίς να δοθεί ένα ακριβές εύρος των συγκεντρώσεων οξυγόνου), ενώ ο όρος ανοξία (anoxia) θα χρησιμοποιηθεί για τα περιβάλλοντα που χαρακτηρίζονται από απουσία οξυγόνου. Όσον αφορά στη κατηγοριοποίηση των συγκεντρώσεων των βενθονικών τρηματοφόρων ανάλογα με τα περιβάλλοντα χρησιμοποιήθηκε η προσέγγιση των Bernard and Sen Gupta 1999; Kuhnt et al. 2007 (για λεπτομέρειες βλέπε Κεφ. Υλικό και Μεθοδοι Αναλύσεως).

	Tyson and Pearson, 1991	Bernhard and Sen Gupta, 1999	Kaiho, 1994
8 ml/l	Oxic	Oxic	High oxic
			Low oxic
2 ml/l	Dysoxic	1 ml/l	Suboxic
		Dysoxic	Dysoxic
0.2 ml/l	Suboxic		
0 ml/l	Anoxic	Microoxic	Anoxic
0 ml/l		Anoxic/Postoxic	

Εικόνα 1.2: Ταξινόμηση των περιβαλλόντων με βάση τις συγκεντρώσεις οξυγόνου, από Jorissen et al. (2007).

2. ΑΝΘΡΩΠΟΚΕΝΤΡΙΚΟΙ-ΔΥΣΑΝΘΡΩΠΟΚΕΝΤΡΙΚΟΙ ΟΡΙΖΟΝΤΕΣ ΣΤΗΝ ΑΝ. ΜΕΣΟΓΕΙΟ

2.1 ΚΛΙΜΑΤΙΚΕΣ ΜΕΤΑΒΟΛΕΣ ΣΤΗΝ ΑΝΑΤΟΛΙΚΗ ΜΕΣΟΓΕΙΟ ΚΑΤΑ ΤΟ ΑΝΩΤΕΡΟ ΤΕΤΑΡΤΟΓΕΝΕΣ ΚΑΙ ΣΑΠΡΟΠΗΛΙΚΟΙ ΟΡΙΖΟΝΤΕΣ

Μελέτες που επικεντρώνονται κυρίως στην ανατολική Μεσόγειο, έχουν δείξει ότι το σύστημά της επηρεάζεται τόσο από παγκόσμιες κλιματικές μεταβολές όπως το σύστημα του Βορείου Ατλαντικού (North Atlantic Oscillation/ NAO) όσο και από τοπικά κλιματικά φαινόμενα όπως είναι οι Μουσώνες της Αφρικής και της Ασίας (Lionello & Galati, 2008). Το NAO επηρεάζει σημαντικά τις ατμοσφαιρικές και ποτάμιες εισροές ύδατος στη Μεσόγειο και παίζει πρωτεύοντα ρόλο στην θερμόαλη κυκλοφορία της, κυρίως στο δυτικό τμήμα (Hurrell, 1995; Tsimplis et al., 2006). Οι Αφρικανικοί και Ασιατικοί μουσώνες με έντονες βροχοπτώσεις και εισροές γλυκού νερού μέσω του Νείλου και άλλων σημαντικών ποτάμιων συστημάτων επηρεάζουν περισσότερο την Ανατολική Μεσόγειο (π.χ. Rohling et al., 2002; Scrivner et al., 2004). Τα παραπάνω στοιχεία παρουσιάζουν τις σημερινές τηλε-συνδέσεις ανάμεσα στη λεκάνη της Μεσογείου, τα μεσαία και υψηλά γεωγραφικά πλάτη και την τροπική ζώνη και υπογραμμίζουν την αναγκαιότητα οι κλιματικές αλλαγές του τελευταίου κλιματικού κύκλου να αναλύονται κάτω από το πρίσμα της παγκόσμιας κλιματικής διακύμανσης του παρελθόντος. Το παγκόσμιο κλίμα παρουσίαζε έντονες διακυμάνσεις, σε κλίμακα εκατονταετίας και χιλιετίας, κατά τον τελευταίο κλιματικό κύκλο -75.000 χρόνια έως σήμερα- (Mayewski et al., 1997; Rohling et al., 2003). Μετά την τελική ανάπτυξη της τελευταίας παγετώδους περιόδου (Last Glacial Maximum “LGM”), περίπου 20.000 έτη πριν από σήμερα, έως την έναρξη του Ολοκαίνου (περίπου 11.000 έτη πριν από σήμερα), στην περιοχή της Μεσογείου, λαμβάνει χώρα η τελευταία αποπαγοποίηση. Κατά τον τελευταίο κλιματικό κύκλο (τελευταία παγετώδης/μεσοπαγετώδης περίοδο) έρευνες που έχουν πραγματοποιηθεί στη Μεσόγειο με βάση συνδυαστικές μελέτες σε πλαγκτονικά τρηματοφόρα, σταθερά ισότοπα οξυγόνου (Jorissen et al., 1993; Capotondi et al., 1999; Rohling et al., 2002), αλκενόνες, κοκκολιθοφόρα και πτερόποδα (Sbaffi et al., 2001; 2004, Principato et al., 2003; Giunta et al., 2003; Triantaphyllou et al. 2009a,b), βενθονικά τρηματοφόρα, κόκκους γύρεως και δινομαστιγωτά (Asioli et al., 2001; Sangiorgi et al., 2003; Kuhnt et al., 2007; Abu-Zied et al., 2008) έχουν δείξει μια σειρά από μεγάλης κλίμακας κλιματικά γεγονότα για τα τελευταία 20 χιλιάδες χρόνια, κατά την τελευταία παγετώδη περίοδο και κατά το Ολόκαινο. Επιπροσθέτως μια σειρά από μικρής κλίμακας κλιματικά γεγονότα υποδηλώνουν την κλιματική αστάθεια που χαρακτηρίζει την περίοδο αυτή.

Από τα 10.500 έως 9.500 έτη πριν από σήμερα σημειώνεται βελτίωση των περιβαλλοντικών συνθηκών, με αύξηση της θερμοκρασίας των επιφανειακών υδάτων. Η έναρξη του Ολοκαινίου χαρακτηρίζεται από ένα θερμό διάστημα (κλιματικό βέλτιστο “climatic optimum”). Η ενίσχυση της έντασης της ηλιακής ακτινοβολίας στον εποχικό κύκλο του βορείου ημισφαιρίου προκάλεσε μία μετατόπιση των μουσώνων προς βορειότερες περιοχές (Jolly et al., 1998). Αυτό είχε ως αποτέλεσμα την περιοδική κορύφωση του Αφρικανικού θερινού μουσώνα στη Μεσόγειο, με αύξηση των κατακρημνισμάτων πάνω από την Ισημερινή Αφρική και πιθανή αύξηση της εκροής του ποταμού Νείλου (Rossignol-Strick, 1985; Rohling et al., 2002). Ενδεχομένως, υπήρχε μία ταυτόχρονη αύξηση των κατακρημνισμάτων στο βόρειο τμήμα της Μεσογείου, ως συνέπεια αυξημένης δραστηριότητας των ατμοσφαιρικών πιέσεων πάνω από την περιοχή (Duplessy et al., 2005). Στη λεκάνη της ανατολικής Μεσογείου, το γεγονός είχε ως αποτέλεσμα τοπικές μεταβολές στο απόθεμα γλυκού ύδατος, με συνέπειες στη θαλάσσια κυκλοφορία με αποτέλεσμα μια έντονη στασιμότητα των βαθιών υδάτων, και ακολούθως την απόθεση του πλέον πρόσφατου σαπροπηλού S1 (Rohling & Hilgen, 1991; Rohling, 1994). Στην περιοχή του Αιγαίου η έναρξη της απόθεσης αυτού του σαπροπηλικού στρώματος καταγράφεται περίπου στα 9600-10000 έτη πριν από σήμερα (Perissoratis & Piper, 1992; Aksu et al., 1995; Zacchariasse et al., 1997; De Rijk et al., 1999; De Lange et al., 2008). Στα 8.2 χιλιάδες χρόνια η σημαντική πτώση της θαλάσσιας επιφανειακής θερμοκρασίας συσχετίστηκε με μια ψυχρή περίοδο (Geraga et al., 2008). Το γεγονός αυτό έχει επίσης αναφερθεί και σε άλλες περιοχές της Μεσογείου (Sbaffi et al., 2004; Cacho et al., 2001), και στην ανατολική Μεσόγειο (De Rijk et al., 1999; Geraga et al., 2000; 2005). Στη θάλασσα του Αιγαίου το ψυχρό αυτό γεγονός σηματοδοτεί και την διακοπή της απόθεσης του σαπροπηλού S1 (Rohling et al., 2002; Triantaphyllou et al., 2009a, b).

Οι σαπροπηλοί είναι σκουρόχρωμα ιζήματα πλούσια σε οργανική ύλη, οι οποίοι έχουν αποτεθεί σε Πλειο/Πλειστοκαινικά - Ολοκαινικά κανονικά πελαγικά (ή ημιπελαγικά) ιζήματα της λεκάνης της Αν. Μεσογείου. Οι σχηματισμοί αυτοί είναι καλά οριοθετημένα στρώματα μέσα στα ιζήματα ανοικτής θαλάσσης, με πάχος >1 cm και οργανικό άνθρακα (C_{org}) γενικά >2% κ.β. (Kidd et al., 1978). Το σχετικά υψηλό ποσοστό του οργανικού άνθρακα στο σαπροπηλό οφείλεται στο συνδυασμό της ενισχυμένης προσφοράς και περιορισμένης κατανάλωσης της οργανικής ύλης στην υδάτινη στήλη (Anastasakis & Stanley, 1984, 1986; Anastasakis, 1986; Bouloubassi et al., 1999; Murat and Got, 2000). Επομένως, η διαφορά μεταξύ της περιεκτικότητας σε οργανικό άνθρακα ενός σαπροπηλού και ενός πτωχού σε οργανικό υλικό ιζήματος, φαίνεται να είναι μία από τις πιο κατάλληλες παραμέτρους για τον

καθορισμό αυτών των στρωμάτων (Murat, 1991; Ariztegui et al., 2000). Οι σαπροπηλοί σηματοδοτούν παλαιοκλιματικές και παλαιοωκεανογραφικές αλλαγές που συνδέονται με τις τροχιακές μεταβολές της γης. Η απόθεση των σαπροπηλών είναι περιοδικό φαινόμενο που εξαρτάται από την μεταβολή της ελλειπτικής τροχιάς της Γης, την ανάπτυξη των παγετωδών κύκλων και την αύξηση των Αφρικανικών μουσώνων (Rossignol-Strick, 1985; Rohling & Hilgen, 1991). Οι πληροφορίες που αποθηκεύονται στους σαπροπηλούς και στα γύρω από αυτούς ιζήματα, περιλαμβάνουν στοιχεία κυρίως για (1) για τις αλλαγές του τοπικού κλίματος και τις θερμοκρασιακές συνθήκες, (2) για τις συνεπακόλουθες μεταβολές στον έμβιο κόσμο, (3) για τη θαλάσσια παραγωγικότητα, (4) για την περιεκτικότητα του διαλυμένου οξυγόνου στο θαλασσινό νερό και (5) για τη κυκλοφορία των υδάτινων μαζών. Χαρακτηριστικό είναι ότι οι σαπροπηλοί της ίδιας ηλικίας μπορεί να διαφέρουν ανάλογα με τη θέση τους στη λεκάνη της Αν. Μεσογείου, παρέχοντας λεπτομέρειες για την τοπική παλαιοωκεανογραφία σε συνδυασμό με τις παγκόσμιες κλιματικές αλλαγές που συνδέονται με τις τροχιακές μεταβολές της γης αλλά και την μικρότερης κλίμακας κλιματική διακύμανση (πχ. Meyers and Negri, 2003). Οι σαπροπηλοί του Ανωτ. Τεταρτογενούς αριθμούνται σε ακολουθία από το νεότερο προς τον παλαιότερο και αντιπροσωπεύονται με το γράμμα S. Η αρίθμηση των σαπροπηλών για την ανατολική Μεσόγειο ξεκινάει από τον σαπροπηλό S1 και φτάνει μέχρι και τον σαπροπηλό S12 περίπου 400.000 χρόνια πριν (π.χ. Castradori, 1993). Χαρακτηριστικό είναι το γεγονός ότι οι σαπροπηλικοί ορίζοντες του Αν. Τεταρτογενούς, αποτίθενται κατά τη διάρκεια θερμών συνθηκών. Ωστόσο, επιπλέον έρευνες έδειξαν ότι πχ ο σαπροπηλός S6 διαφέρει καθότι αποτέθηκε σε ψυχρές κλιματικές συνθήκες (π.χ. Emeis et al., 1998; Triantaphyllou et al., 2010), ενώ ενδιαφέρον παρουσιάζει και το γεγονός ότι ο σαπροπηλός S2 χαρακτηρίζεται ως «σαπροπηλός φάντασμα», καθώς σπάνια εντοπίζεται στα ιζήματα της ανατολικής Μεσογείου (π.χ. Geraga et al., 2005). Η πρώτη θεωρία που δόθηκε για τον σχηματισμό των σαπροπηλών, υποστήριξε ότι η αυξημένη εισροή γλυκών νερών (βροχοπτώσεις, κ.λ.π.) προκάλεσε στρωματοποίηση της θαλάσσιας υδάτινης στήλης και ανάπτυξη δυσοξικών/ανοξικών συνθηκών που ευόησαν την διατήρηση του οργανικού υλικού στο ίζημα (Olausson 1961; Cita et al., 1977). Μια νεώτερη θεωρία απέδωσε την απόθεση του σαπροπηλού στην απότομη αύξηση της πρωτογενούς βιολογικής παραγωγικότητας και η οποία προκάλεσε αύξηση της ροής του οργανικού υλικού προς τα βαθύτερα στρώματα (Calvert 1983; Calvert et al., 1992). Ο συνδυασμός των δύο παραπάνω θεωριών οδήγησε στην πλέον αποδεκτή θεωρία σύμφωνα με την οποία η δημιουργία του σαπροπηλού οφείλεται σε μια ευαίσθητη ισορροπία μεταξύ της μείωσης της οξυγόνωσης των βαθιών υδάτων και της αύξησης της πρωτογενούς παραγωγικότητας (De Lange & Ten

Haven, 1983; Rohling & Gieskes, 1989). Σύμφωνα με τους Casford et al. (2002), η αύξηση της παραγωγικότητας θα μπορούσε να προκληθεί από την αυξημένη εισροή θρεπτικών μέσω ποτάμιων εισροών για περισσότερο από 1000 χρόνια πριν την απόθεση του σαπροπηλού. Η αυξημένη ροή θρεπτικών είχε ως αποτέλεσμα τη δημιουργία ενός βαθύος στρώματος μέγιστης συγκέντρωσης χλωροφύλλης (Deep Chlorophyll Maximum-DCM), αποτέλεσμα της στρωματοποίησης της υδάτινης στήλης (π.χ. Castradori, 1993) που ευνόησε την ανάπτυξη δυσοξικών/ανοξικών συνθηκών κοντά στην επιφάνεια του πυθμένα.

Ο σαπροπηλός S1 είναι ο νεότερος και χρονολογείται για την ανατολική Μεσόγειο από 10.8 έως 6.1 ka BP (de Lange et al., 2008). Ο σχηματισμός του σαπροπηλού S1 σχετίζεται με την αυξημένη πρωτογενή παραγωγικότητα και/ή διατήρηση της οργανικής ύλης, τη στρωμάτωση της ευφωτικής ζώνης και την επικράτηση ανοξικών/δυσοξικών συνθηκών (π.χ. Katsouras et al., 2010; Geraga et al., 2010; Gogou et al., 2007; Triantaphyllou et al., 2009 a, b). Σύμφωνα με τους Geraga et al. (2010), η εναπόθεση του σαπροπηλού S1 στην ανατολική Μεσόγειο, κατά την περίοδο του Ολοκαίνου, είναι απόδειξη των θερμών και υγρών κλιματικών συνθηκών που επικρατούσαν, και οι οποίες ενισχύονταν από τις εισροές των ποτάμιων συστημάτων με αποτέλεσμα τη μείωση της αλατότητας και των εμπλουτισμό των υδάτων με θρεπτικά συστατικά. Ο εμπλουτισμός των επιφανειακών υδάτων κατά τη διάρκεια της απόθεσης του S1 για την ανατολική Μεσόγειο μπορεί να προέρχεται από: (1) αύξηση του ρου του Νείλου λόγω των μουσώνων (Rossignol-Strick, 1985), (2) αύξηση των βροχοπτώσεων και των ποτάμιων απορροών κατά μήκος των βόρειων ακτών της ανατολικής Μεσογείου, (Rohling, 1999), (3) επικοινωνία της Μαύρης Θάλασσας με το Αιγαίο μέσα από τα στενά του Βοσπόρου και των Δαρδανελλίων μετά τα 7-8 ka (π.χ. Aksu et al., 1999; Cagatay et al., 2000; Sperling et al., 2003; Kunht et al., 2007).

Χαρακτηριστικές είναι οι διακυμάνσεις της επιφανειακής θαλάσσιας θερμοκρασίας SST (Sea Surface Temperature) καθ' όλη τη διάρκεια του Ολοκαίνου. Πιο συγκεκριμένα, κατά τη διάρκεια της μετάβασης από το Younger Dryas (ψυχρό και ξηρό συμβάν που έλαβε χώρα μεταξύ 12.8-11.6 Ka BP για την ανατολική Μεσόγειο: π.χ. Kotthoff et al., 2008) στο Ολόκαινο και την έναρξη του σαπροπηλού S1, καταγράφηκε μια απότομη αύξηση του SST κατά 5°C (π.χ. Emeis et al., 2000; Giunta et al., 2003; Gogou et al., 2007), η οποία σχετίζεται με την επίδραση των μουσώνων που οδήγησε σε εκτεταμένη αύξηση της υγρασίας πάνω από την περιοχή της Μεσογείου και την ταυτόχρονη αύξηση της εισροής γλυκού νερού στη Μεσόγειο Θάλασσα (π.χ., Rossignol-Strick, 1985; Rohling και Hilgen, 1991; Rohling, 1994, 1999). Κατά τη διάρκεια του Younger Dryas παρατηρείται έντονη ψύξη των επιφανειακών

υδάτων με θερμοκρασία $\sim 16^{\circ}\text{C}$. Έπειτα κατά την απόθεση του πρώτου τμήματος του S1 (ορίζοντας S1a) στο Κατώτερο Ολόκαινο, η θερμοκρασία ανέβηκε στους $\sim 21^{\circ}\text{C}$ (π.χ. Gogou et al., 2007; Emeis et al., 2000; Giunta et al., 2003), και στη συνέχεια μειώνεται και πάλι στους 19°C την περίοδο όπου παρατηρείται η διακοπή του σαπροπηλού S1 (π.χ. Gogou et al., 2007), η οποία συσχετίζεται με το παγκόσμιο ψυχρό συμβάν 8.2 Ka BP (Rohling et al., 2002; Gogou et al., 2007; Geraga et al., 2008; Triantaphyllou et al., 2009a, b; Katsouras et al., 2010; Kouli et al., 2012). Η θερμοκρασία ανεβαίνει ξανά μετά τη διακοπή του σαπροπηλού (interruption) και φθάνει τους $\sim 23^{\circ}\text{C}$ στο ανώτερο τμήμα του S1 (ορίζοντας S1b). Το τέλος της εναπόθεσης του σαπροπηλού S1 κατά το Μέσο Ολόκαινο, συνοδεύεται από εκ νέου μείωση της θερμοκρασίας στους $\sim 20^{\circ}\text{C}$ (π.χ. Gogou et al., 2007).

Όσον αφορά τις συγκεντρώσεις ολικού οργανικού άνθρακα (TOC), εμφανίζονται σε υψηλά ποσοστά στη βάση του ορίζοντα S1a, με τάσεις μείωσης προς την κορυφή του στρώματος αυτού, ενώ κατά την περίοδο διακοπής του σαπροπηλού S1 (interruption), το TOC καταλαμβάνει τιμές μικρότερες του 1% στην ανατολική Μεσόγειο και το Αιγαίο (π.χ. Geraga et al., 2000; Mercone et al., 2000; 2001; Roussakis et al., 2004; Gogou et al., 2007; Triantaphyllou et al., 2009b). Η χαμηλή περιεκτικότητα του οργανικού υλικού στην επιφάνεια των υδάτων κατά τη διάρκεια τόσο της διακοπής του S1 όσο και των διαστημάτων εκτός του σαπροπηλού, τεκμηριώνεται από την έντονα μικρότερη περιεκτικότητα των θαλάσσιων και χερσαίων μοριακών βιοδεικτών (Gogou et al., 2007), ενώ η καλύτερη οξυγόνωση του πυθμένα κατά τη διάρκεια αυτών των γεγονότων επιβεβαιώνεται και από τα βενθονικά τρηματοφόρα (π.χ. Aksu et al., 1995; Rohling et al., 1997; Kuhnt et al., 2007). Κατά τη διάρκεια απόθεσης του ορίζοντα S1b οι συγκεντρώσεις TOC και πάλι αυξάνονται σε μικρότερο βαθμό από ότι στον ορίζοντα S1a, ενισχύοντας έτσι την υπόθεση ότι η θαλάσσια παραγωγικότητα ήταν ισχυρότερη στον S1a από ό, τι στον S1b (π.χ. Gogou et al., 2007). Τέλος, μελέτες του σαπροπηλού S1 για την ανατολική Μεσόγειο έδειξαν ότι το ανώτερο τμήμα του έχει αποθεθεί σε συνθήκες καλύτερης οξυγόνωσης (Geraga et al., 2005; Gogou et al., 2007; Triantaphyllou et al., 2009b) συγκριτικά με το κατώτερο τμήμα αυτού.

2.2 ΑΝΟΞΙΚΑ/ΔΥΣΟΞΙΚΑ ΣΥΜΒΑΝΤΑ ΤΟΥ ΠΛΕΙΟΚΑΙΝΟΥ

Οι σαπροπηλοί του Πλειόκαινου χαρακτηρίζονται από πολύ υψηλά ποσοστά ολικού οργανικού άνθρακα (TOC) που κυμαίνεται από 1% έως 10%, ενώ υπάρχουν σαπροπηλικοί ορίζοντες που φτάνουν το 30% (Nijenhuis et al., 1998; Passier et al., 1999; Rinna et al., 2002) ή μπορούν και να το ξεπεράσουν (π.χ. Bouloubassi et al., 1999). Αυτό φαίνεται να είναι αποτέλεσμα έντονων κλιματικών και περιβαλλοντικών αλλαγών κατά τη διάρκεια της δημιουργίας των σαπροπηλών στη περιοχή της Μεσογείου (Menzel et al., 2003). Σημειώνεται, επίσης, ότι κατά τη διάρκεια του Ανώτερου Πλειόκαινου οι σαπροπηλοί της ανατολικής Μεσογείου εμφανίζουν πολύ υψηλές συγκεντρώσεις οργανικού άνθρακα (TOC) όταν οι σαπροπηλοί της δυτικής Μεσογείου είναι σπάνιοι ή απουσιάζουν (Bouloubassi et al., 1999), φαινόμενο που δείχνει ότι μερικές φορές οι τοπικές ωκεανογραφικές και κλιματικές συνθήκες υπερισχύουν των παγκόσμιων κλιματικών μεταβολών που οφείλονται στις τροχιακές παραμέτρους (Meyers, 2006).

Οι σαπροπηλικοί ορίζοντες του Πλειόκαινου ταυτίζονται με κύκλους ηλιακής ακτινοβολίας (insolation cycle: i-cycle) ανάλογα με την ηλικία κατά την οποία αποτέθηκαν (π.χ. Arnaboldi and Meyers, 2003; 2006; Menzel et al., 2003). Ο σχηματισμός των σαπροπηλών του Πλειόκαινου οφείλεται στο συνδυασμό των αυξημένων ποσοστών πρωτογενούς παραγωγικότητας, της χαμηλής διαθεσιμότητας οξυγόνου (ισχυρές συνθήκες ανοξίας/δυσοξίας) και της στρωμάτωσης της υδάτινης στήλης (π.χ. Martinez-Ruiz et al., 2003; Menzel et al., 2003; Meyers και Arnaboldi, 2005). Χαρακτηριστικό είναι το γεγονός ότι κατά τη διάρκεια απόθεσης των σαπροπηλών του Πλειόκαινου, το φαινόμενο της ανοξίας επεκτείνεται στη στήλη του νερού, και κατά καιρούς φθάνει μέχρι την ευφωτική ζώνη (π.χ., Passier et al., 1999; Sinninghe Damsté et al., 2001). Επίσης, ενδιαφέρον παρουσιάζει το γεγονός της διακοπής (interruption) της συνέχειας των σαπροπηλικών οριζόντων και κατά τη διάρκεια του Πλειόκαινου (π.χ. Arnaboldi and Meyers, 2003; 2006; Milder et al., 1999; Krishnamurthy et al., 2000; Myers and Rohling, 2000; Calvert and Fontugne, 2001; Mercone et al., 2001; Meyers and Arnaboldi, 2005; Meyers and Bernasconi, 2005), όπως ακριβώς παρατηρείται και κατά τη διάρκεια απόθεσης του σαπροπηλού S1. Αυτές οι διακοπές των σαπροπηλών είναι απόδειξη τόσο του ευάλωτου μηχανισμού δημιουργίας των σαπροπηλών όσο και της ευαισθησίας της Μεσογείου στις κλιματικές αλλαγές ακόμα και κατά την περίοδο του Πλειόκαινου (Arnaboldi and Meyers, 2006; Capozzi and Picotti, 2003).

2.3. ΔΥΣΟΞΙΚΕΣ ΣΥΝΘΗΚΕΣ ΣΕ ΚΛΕΙΣΤΕΣ ΛΕΚΑΝΕΣ

Οι κλειστές θαλάσσιες λεκάνες παρουσιάζουν ιδιαίτερο ενδιαφέρον, δεδομένου ότι επηρεάζονται άμεσα από τους τοπικούς παράγοντες, και σε δεύτερο βαθμό από τις παγκόσμιες κλιματικές μεταβολές. Χαρακτηρίζονται από ανοξικές/δυσοξικές συνθήκες λόγω περιορισμένης κυκλοφορίας, ευτροφισμού αλλά και πιθανών ανθρωπογενών παρεμβάσεων. Στις περισσότερες περιπτώσεις, η αυξημένη παροχή των θρεπτικών ουσιών σε αυτά τα περιβάλλοντα ενισχύει την πρωτογενή παραγωγικότητα η οποία με τη σειρά της, αυξάνει τη ροή του οργανικού άνθρακα στον πυθμένα. Η ιδιαίτερη γεωγραφική και ωκεανογραφική κατάσταση αυτών των περιβαλλόντων αντιπροσωπεύει την παλαιοωκεανογραφική τους σημασία. Η ευαισθησία τους τείνει να ενισχύσει ορισμένες παλαιοπεριβαλλοντικές αλλαγές παγκόσμιας σημασίας όπως οι διακυμάνσεις στη θερμοκρασία, στην αλατότητα, στην παραγωγικότητα και στη στάθμη της θάλασσας.

Επίσης, πολύτιμες πληροφορίες για την παλαιοωκεανογραφική ιστορία αυτών των περιβαλλόντων παρέχονται και από τη βενθονική μικροπανίδα, η οποία μπορεί να δείξει ακόμα και μικρές μεταβολές του περιβάλλοντος. Συγκεκριμένα, τα βενθονικά τρηματοφόρα μπορούν να δώσουν πληροφορίες για περιβαλλοντικές παραμέτρους όπως το βάθος του νερού, την αλατότητα και την οξυγόνωση του πυθμένα (π.χ. Murray, 1991; Sen Gupta, 1999). Πολυάριθμες μελέτες για τα βενθονικά τρηματοφόρα απέδειξαν ότι η ποικιλομορφία τους, ο αριθμός τους, καθώς και η δομή τους ελέγχονται κυρίως από το συνδυασμό της συγκέντρωσης του οξυγόνου όπως και από την παρουσία του οργανικού υλικού στον πυθμένα της θάλασσας (π.χ. Jorissen et al., 1995). Χαρακτηριστική είναι η μελέτη που πραγματοποιήθηκε στο Βόρειο Ευβοϊκό Κόλπο του κεντρικού Αιγαίου από τους Drinia & Anastasakis (2012) στον πυρήνα βαρύτητας EYB6, Ολοκαινικής ηλικίας.

3. ΠΕΡΙΟΧΗ ΜΕΛΕΤΗΣ

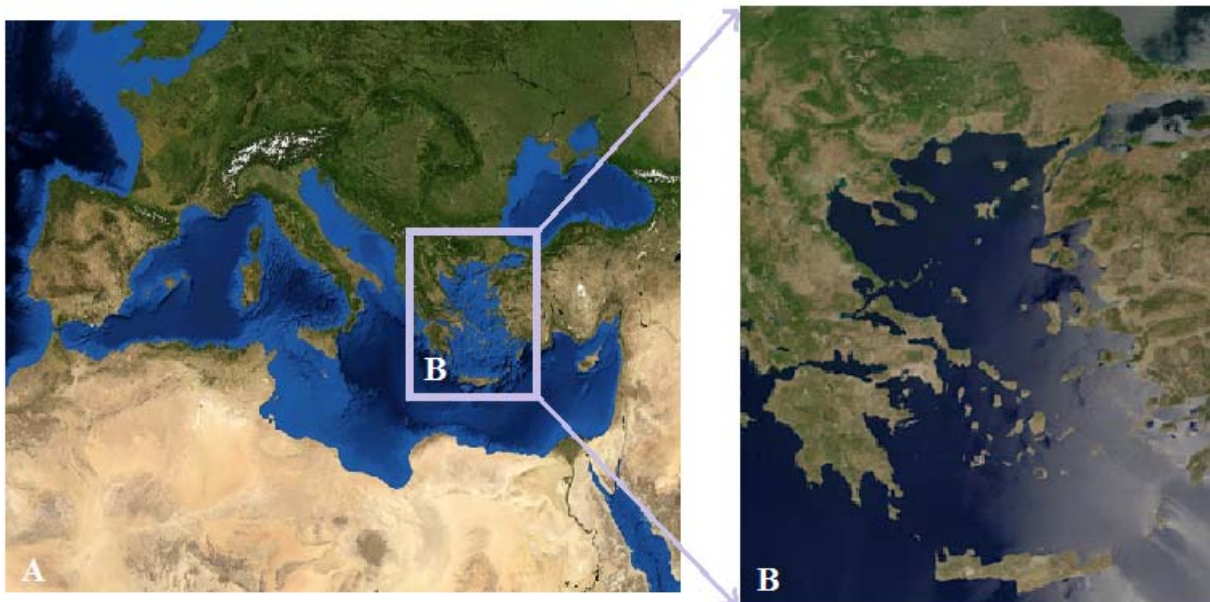
3.1 ΑΝΑΤΟΛΙΚΗ ΜΕΣΟΓΕΙΟΣ ΘΑΛΑΣΣΑ

Η Μεσόγειος θάλασσα αποτελεί μια μεγάλη κλειστή θαλάσσια λεκάνη, που βρίσκεται ανάμεσα σε τρεις ηπείρους την Ευρώπη, την Ασία και την Αφρική. Στα δυτικά συνδέεται με τον Ατλαντικό Ωκεανό, μέσω του πορθμού του Γιβραλτάρ και στα ανατολικά με την Ερυθρά θάλασσα μέσω της διώρυγας του Σουέζ. Η ακριβή της γεωγραφική θέση ορίζεται από 30° 15' Β έως 45° 50' Β γεωγραφικό πλάτος και από 05° 21' Δ μέχρι 36° 10' Α γεωγραφικό μήκος, ενώ η έκτασή της, συμπεριλαμβανομένου της Μαύρης Θάλασσας, αγγίζει τα 2.966.000 km², γεγονός που την καθιστά την μεγαλύτερη κλειστή θάλασσα της Γης. Η Μεσόγειος θαλάσσια λεκάνη χωρίζεται σε δύο επιμέρους λεκάνες (υπολεκάνες). Τη δυτική και την ανατολική, οι οποίες συνδέονται με το σχετικά ρηχό στενό της Σικελίας. Η ανατολική Μεσόγειος υπολεκάνη περιλαμβάνει τις επιμέρους μικρότερες λεκάνες (υπό-υπολεκάνες) της Λεβαντίνης, της Αδριατικής, της Ιονίου και του Αιγαίου. Σήμερα η υπολεκάνη της ανατολικής Μεσογείου θεωρείται ως το τελευταίο υπόλειμμα του εξαφανισμένου - Μεσοζωικής ηλικίας- ωκεανού της Τηθύος (π.χ. Dercourt et al., 1986; Le Pichon et al., 1988; Stampfli et al., 2001) και χαρακτηρίζεται από ιζήματα πάχους 6-12 km τα οποία υπέρκεινται ωκεάνιου φλοιού πάχους 10 km (Makris et al., 1983; De Voogd et al., 1992; Ben-Avraham et al., 2002; Kopf et al., 2003; Garfunkel, 2004; Royden & Papanikolaou, 2011).

Η βορειοανατολική περιοχή της Μεσογείου καλύπτει μια περιοχή μεταξύ 38° - 45° Ν γεωγραφικό πλάτος, και 20° - 30° Ε, γεωγραφικό μήκος, συμπεριλαμβανομένων της ηπειρωτικής Ελλάδας και του Αιγαίου πελάγους, δυτικά της Τουρκίας και το νότιο τμήμα της υφαλοκρηπίδας της Κρήτης (νότιο Κρητικό περιθώριο, South Cretan Margin). Το κλίμα της περιοχής αυτής είναι μεταβατικό και βρίσκεται υπό την επίδραση τόσο του τροπικού όσο και του εύκρατου γεωγραφικού καθεστώτος (Lionello et al., 2006). Επικρατεί ήπιο υγρό κλίμα, στο βόρειο τμήμα της, ενώ ξηρότερες συνθήκες χαρακτηρίζουν το νότιο. Μέσα σε αυτή την περιοχή, το Αιγαίο έχει αναγνωριστεί ως ιδιαίτερης σημασίας περιοχή στα πλαίσια της περιφερειακής και της παγκόσμιας κλιματικής αλλαγής και ως εκ τούτου, αποτελεί ιδανικό χώρο για την καταγραφή παρελθοντικών μεταβολών του κλίματος λόγω των υψηλότερων ρυθμών ιζηματογένεσης σε σχέση με τις βαθύτερες περιοχές της Μεσογείου (Aksu et al., 1995; Geraga et al, 2000; 2005; Casford et al., 2003; Roussakis et al., 2004; Ehrmann et al., 2007; Gogou et al., 2007; Hamman et al., 2008; Marino et al., 2009; Triantaphyllou et al., 2009a, b; 2010).

3.2 ΑΙΓΑΙΟ ΠΕΛΑΓΟΣ

Το Αιγαίο βρίσκεται στο βόρειο τμήμα της ανατολικής Μεσογείου (εικόνα 3.1). Η έκταση της λεκάνης του Αιγαίου φτάνει τα $1.8 \times 10^{11} \text{ m}^2$, ενώ η χωρητικότητα αυτής υπολογίζεται στα $8.1 \times 10^{13} \text{ m}^3$. Προς τα βορειοανατολικά συνδέεται με τη θάλασσα του Μαρμαρά και τη Μαύρη Θάλασσα μέσω του στενού των Δαρδανελλίων και του στενού του Βοσπόρου αντίστοιχα, και με την ανατολική Μεσόγειο, μέσω του διαύλου της Κρήτης. Το Αιγαίο πέλαγος παρουσιάζει μια περίπλοκη φυσική και γεωγραφική διαμόρφωση, και εμφανίζει πολύπλοκη μορφολογία του βυθού με πολλά νησιωτικά συμπλέγματα (Lykousis et al., 2002) με το Κυκλαδικό αρχιπέλαγος να διαχωρίζει το βόρειο από το νότιο Αιγαίο.



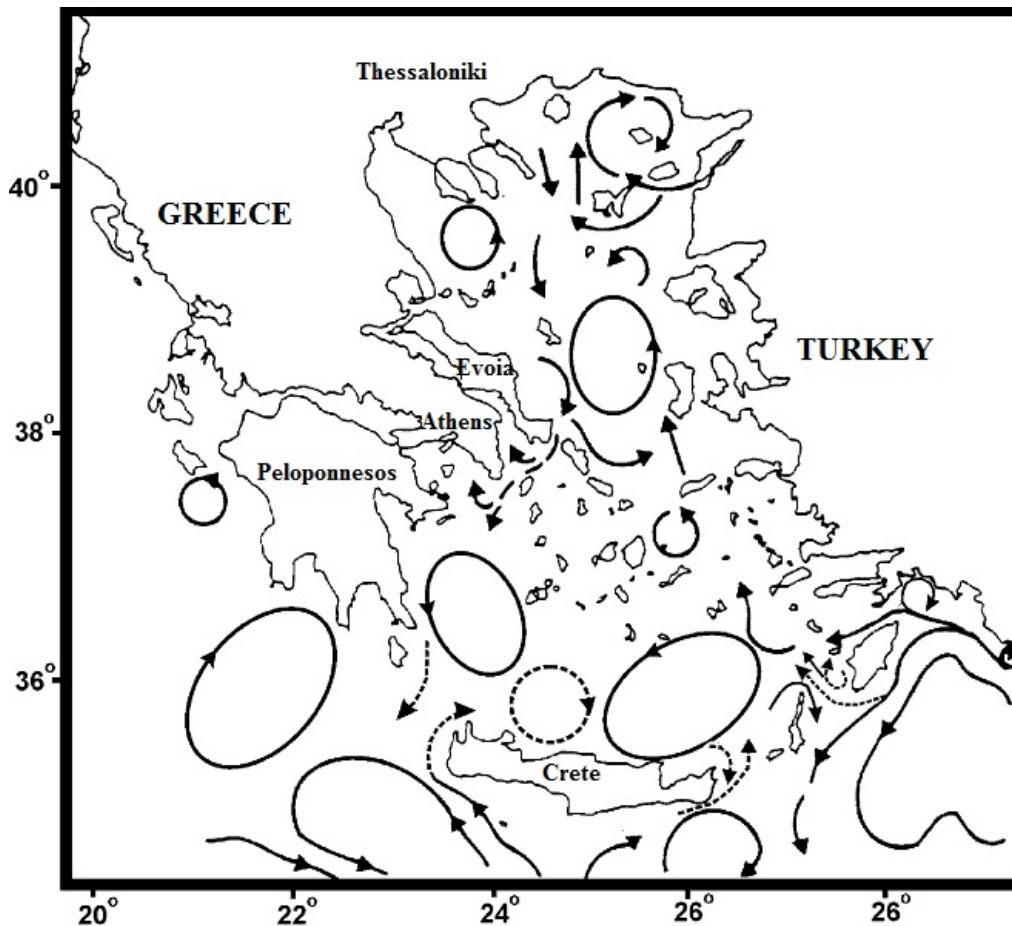
Εικόνα 3.1: Περιοχή μελέτης (Ανατολική Μεσόγειος Θάλασσα, Αιγαίο πέλαγος).

Στο Αιγαίο εκβάλλουν πολυάριθμοι μεγάλοι ποταμοί (λεκάνες απορροής $> 1000 \text{ km}^2$) από τις γύρω περιοχές των Βαλκανίων και της Τουρκίας που παρέχουν το 75% της εισροής ιζήματος στο Αιγαίο (Lykousis et al., 2002; Roussakis et al., 2004; Ehrmann et al., 2007a; Poulos, 1997, 2009), και αποτελούν συλλογικά μια σημαντική πηγή οργανικής ύλης στη βόρεια περιοχή μελέτης. Αντίθετα, η ποτάμια εισροή στο νοτιοανατολικό Αιγαίο και στο νότιο Κρητικό περιθώριο είναι χαμηλότερη επομένως η αιολική συνεισφορά είναι μείζονος σημασίας για την μεταφορά και απόθεση της οργανικής και ανόργανης ύλης (Gogou et al., 1996; 2000; Gogou and Stefanou, 2004; Ehrmann et al., 2007b). Το Αιγαίο κυριαρχείται από βόρειους ανέμους, ενώ οι νότιο-νοτιοδυτικοί άνεμοι εμφανίζονται κατά τη διάρκεια της άνοιξης και ημερήσιοι ήπιοι άνεμοι εμφανίζονται κατά μήκος των ελληνικών και τουρκικών ακτών κατά τη διάρκεια του καλοκαιριού (Poulos et al., 1997).

Γενικά, το Αιγαίο πέλαγος χαρακτηρίζεται από ένα "μεσογειακού τύπου" κλίμα με μέση μηνιαία θερμοκρασία που κυμαίνεται μεταξύ 5° C (το χειμώνα) και 27° C (το καλοκαίρι) (Poulos et al., 1997). Οι κλιματολογικές συνθήκες που επικρατούν κυμαίνονται εποχικά, με τις υψηλότερες θερμοκρασίες να συμβαίνουν κατά τη διάρκεια των θερμότερων και ξηρότερων περιόδων (Μάιος-Σεπτέμβριος). Η επιφανειακή αλατότητα (SSS, Sea Surface Salinity) παίρνει τιμές που ποικίλλουν εποχιακά, και κυμαίνονται από 31,0 ‰ έως 39,0 ‰ (Poulos et al., 1997). Οι χαμηλότερες τιμές (<25 ‰) έχουν μετρηθεί γύρω από τις περιοχές όπου εκβάλλουν οι ποταμοί. Επίσης, παρατηρείται μία διαβάθμιση της αλατότητας όσον αφορά το βόρειο και νότιο Αιγαίο, με τις χαμηλότερες τιμές αλατότητας προς τα βόρεια. Οι σχετικά χαμηλότερες τιμές αλατότητας, που παρουσιάζονται στα βόρεια, συνδέονται με την εισροή υδάτων της Μαύρης Θάλασσας και την εισροή γλυκού νερού από τους ποταμούς. Αυτή η κατάσταση είναι πιο έντονη κατά τη διάρκεια της άνοιξης και στις αρχές του καλοκαιριού, όταν οι εκροές των ποταμών φτάνουν στο μέγιστο της τιμής τους. Τα πιο αλμυρά επιφανειακά ύδατα καλύπτουν το νοτιοανατολικό τμήμα του Αιγαίου, και φτάνουν μέχρι τη λεκάνη της Λεβαντίνης. Κατά τη χειμερινή περίοδο, το Αιγαίο παρουσιάζει πιο ομοιόμορφες τιμές αλατότητας (36 - 39 ‰) και πιο ομοιόμορφη χωρική κατανομή SSS. Αντίθετα, οι υψηλότερες διαφορές αλατότητας και πιο έντονη στρωμάτωση της υδάτινης στήλης συμβαίνει το καλοκαίρι (Poulos et al., 1997). Επομένως, σύμφωνα με τα παραπάνω φαίνεται ότι η συνολική εποχική χωρική κατανομή της επιφανειακής θαλάσσιας θερμοκρασίας (SST, Sea Surface Temperature) και επιφανειακής θαλάσσιας αλμυρότητας (SSS, Sea Surface Salinity) εξαρτάται από: (1) την κατανομή του ψυχρών υδάτων της Μαύρης Θάλασσας, (2) την οριζόντια μεταφορά των θερμότερων υδάτων της Λεβαντίνης από τα νοτιοανατολικά, (3) την προς τα πάνω ροή των υδάτων (upwelling) που προκαλείται από τους δυνατούς ανέμους κατά τη διάρκεια του θέρους, τις Ετησίες (Etesians) και (4) σε μικρότερο βαθμό, αλλά σημαντικό σε τοπικό επίπεδο, τις εισροές του γλυκού νερού από τους ποταμούς (Poulos et al., 1997).

Το Αιγαίο πέλαγος με βάση τη βαθυμετρία του, χωρίζεται σε τρεις περιοχές: (1) το βόρειο Αιγαίο, το οποίο χαρακτηρίζεται από σχετικά βαθιά βυθίσματα, (2) το κεντρικό Αιγαίο, το οποίο θεωρείται μία εκτεταμένη ρηχή σεισμική περιοχή και (3) το νότιο Αιγαίο, το οποίο απαρτίζεται από μια σειρά μεμονωμένων τάφρων. Το μοτίβο της κυκλοφορίας των επιφανειακών υδάτων στο Αιγαίο (εικόνα 3.2) δεν είναι απλό, αλλά αλλάζει χρονικά και εποχικά. Η πολύπλοκη κυκλοφορία οφείλεται σε πολλούς παράγοντες, όπως: (1) τη γεωγραφική κατανομή των διαφόρων νησιών του Αιγαίου, (2) την ανώμαλη τοπογραφία του

πυθμένα σε όλη την περιοχή, (3) την εισροή των χαμηλότερης θερμοκρασίας και αλατότητας υδάτων της Μαύρης Θάλασσας, (4) το γλυκό νερό που προέρχεται από τους ποταμούς της Ελλάδας και της Τουρκίας και (5) τις εποχικές αλλαγές των μετεωρολογικών συνθηκών (Poulos et al., 1997).



Εικόνα 3.2: Κυκλοφορία των επιφανειακών υδάτων στην περιοχή του Αιγαίου (Lykousis et al., 2002; Zervakis et al., 2004).

Το Αιγαίο δέχεται τα ψυχρότερα και τα φτωχότερα σε αλατότητα ύδατα της Μαύρης Θάλασσας (BSW: Black Sea Water) δια μέσου των Στενών του Βοσπόρου (μεταξύ Μαύρης Θάλασσας και Θάλασσας του Μαρμαρά) και των Δαρδανελλίων (μεταξύ της Θάλασσας του Μαρμαρά και του Αιγαίου). Ανάμεσα στα δύο αυτά Στενά, δηλαδή στη Θάλασσα του Μαρμαρά, έχει αποδειχθεί ότι υπάρχουν δύο στρώματα υδάτων, των οποίων η κυκλοφορία ροής είναι αντίθετη μεταξύ τους, λόγω των διαφορών πυκνότητας που υπάρχουν μεταξύ του Αιγαίου και της Μαύρης Θάλασσας (Oguz and Sur, 1989 και Yuce, 1996). Οι δύο διαφορετικές μάζες νερού χωρίζονται από ένα πυκνοκλινές, σε ένα μέσο βάθος 25 m. Το προφίλ της πυκνότητας κυριαρχείται από την αλατότητα, παρόλο που υπάρχουν σημαντικές εποχιακές διακυμάνσεις στη θερμοκρασία του νερού. Το ανώτερο στρώμα καταλαμβάνεται

από το χαμηλότερης αλατότητας ύδωρ της Μαύρης Θάλασσας (BSW) και το κατώτερο στρώμα από το πυκνότερο ύδωρ του Αιγαίου (ASW: Aegean Sea Water) (Unluata et al., 1990). Το επιφανειακό στρώμα των υδάτων κινείται μέσω των Δαρδανελλίων προς το Αιγαίο πέλαγος, με ταχύτητα περίπου 50-200 cm/s (με μέσο όρο 80-90 cm/s). Το κάτω μέρος του στρώματος κινείται προς την αντίθετη κατεύθυνση, προς την Θάλασσα του Μαρμαρά, με ταχύτητες που κυμαίνονται περίπου 20-40 cm/s (Ergin et al., 1991). Μία ποσότητα ψυχρότερου φρέσκου ύδατος, περίπου 1257 km³, ρέει σε ετήσια βάση στο Αιγαίο, ενώ την ίδια στιγμή, περίπου 957 km³ μεγαλύτερης αλατότητας ύδατα του Αιγαίου εισέρχονται στη Θάλασσα του Μαρμαρά δια μέσου των Στενών των Δαρδανελλίων (Unluata et al., 1990). Αναπόφευκτα, η εκροή των επιφανειακών αλλά και των βαθέων υδάτων ποικίλλει εποχιακά, δεδομένου ότι εξαρτώνται από τις διακυμάνσεις του ανέμου καθώς και από τις διαφορές πυκνότητας πάνω και κάτω από το πυκνοκλινές. Έτσι, η μεγαλύτερη ροή προς το Αιγαίο εμφανίζεται στα τέλη της άνοιξης και το καλοκαίρι, που αντιστοιχούν σε περιόδους κατά τις οποίες η βροχόπτωση και η ποτάμια εισροή στην Μαύρη Θάλασσα αυξάνονται σημαντικά (Oguz and Sur, 1989). Γενικά, η καθαρή ετήσια ροή (BSW_{surface} – ASW_{bottom}) μέσω των Στενών των Δαρδανελλίων είναι περίπου 300 km³/yr. Τα ψυχρά (9 – 22 °C) και χαμηλής αλατότητας (24 - 28 ‰) ύδατα της Μαύρης Θάλασσας ρέουν κατά μήκος της ανατολική ακτή της Ελλάδας έως ότου φθάνουν στο νοτιοδυτικό Αιγαίο, και λόγω της υψηλής περιεκτικότητας των υδάτων αυτών σε θρεπτικά συστατικά, ενισχύουν την παραγωγικότητα στο βόρειο Αιγαίο (Lykousis et al., 2002). Τα ζεστά (16 – 25 °C) και αλμυρά (39,2 - 39,5 ‰) επιφανειακά ύδατα της Λεβαντίνης ρέουν προς το βορρά κατά μήκος του ανατολικού Αιγαίου από τα Στενά των Δαρδανελλίων (Zervakis et al. 2000, 2004). Η κυκλοφορία των επιφανειακών υδάτινων μαζών αποτελείται από μεσαίας κλίμακας κυκλωνικού και αντικυκλωνικού τύπου στροβίλους με εντονότερη την επίδραση αυτών στη λεκάνη του νότιου Αιγαίου. Αυτό οφείλεται στο γεγονός ότι το νότιο Αιγαίο επηρεάζεται από ένα εποχιακό θερμοκλινές, όπου εντοπίζεται στρωμάτωση των υδάτων κατά τη θερινή περίοδο και έντονη ανάμιξη αυτών κατά τη χειμερινή περίοδο. Το μοντέλο των υδρολογικών διαδικασιών της λεκάνης έχει την ανάλογη επίδραση και στην παραγωγικότητα του οικοσυστήματος τονίζοντας έτσι τον oligοτροφικό χαρακτήρα ολόκληρου του Αιγαίου, ενώ διαπιστώνεται ότι τα επίπεδα της παραγωγικότητας στο βόρειο Αιγαίο είναι λίγο υψηλότερα από εκείνα του νότιου Αιγαίου (Lykousis et al., 2002).

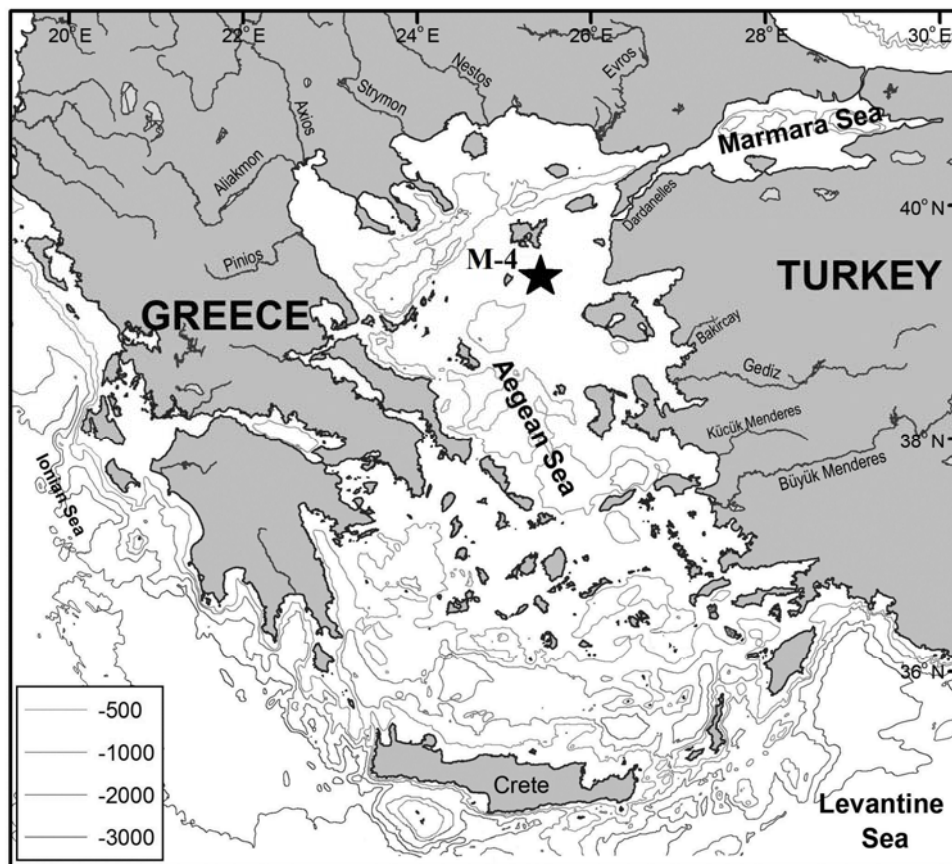
Η λεκάνη του βορείου Αιγαίου, η οποία θα μπορούσε να χαρακτηριστεί ως ένα οικοσύστημα «ηπειρωτικού περιθωρίου» (Lykousis et al., 2002), αποτελείται από τρία στρώματα ύδατος:

(1) τα επιφανειακά χαμηλής αλατότητας ύδατα της Μαύρης Θάλασσας (BSW), (2) τα υψηλής αλατότητας και θερμοκρασίας ύδατα της Λεβαντίνης (LIW) μεταξύ 100-400 m βάθους και (3) το βαθύτερο πολύ υψηλής πυκνότητας ύδωρ του βόρειου Αιγαίου (NADW: North Aegean Deep Water) το οποίο αποτελεί και το πυκνότερο ύδωρ ολόκληρης της λεκάνης της ανατολικής Μεσογείου (Lykousis et al., 2002; Zervakis et al., 2000). Το βόρειο Αιγαίο (εικόνα 3.2) χαρακτηρίζεται από μία γενικά κυκλωνικού τύπου κυκλοφορία υδάτων (Lykousis et al., 2002). Το πιο χαρακτηριστικό της κυκλοφορίας του βορείου Αιγαίου είναι το μέτωπο που σχηματίζεται από τα ύδατα της Μαύρης Θάλασσας (BSW) που καταλήγουν στο Αιγαίο δια μέσου των Δαρδανελλίων. Αυτά τα ύδατα δημιουργούν ένα πολύ ρηχό θερμόαλο μέτωπο, λιγότερο από 40 m πάχος, κατά μήκος της γραμμής επαφής τους με τα αλμυρά ύδατα που προέρχονται από το νότο. Ένα ακόμα χαρακτηριστικό της περιοχής αυτής, φαίνεται να είναι ένας μεγάλος αντικυκλωνικού τύπου στρόβιλος γύρω από τα νησιά της Σαμοθράκης και της Ίμβρου (Georgoroulos, 2001). Το στρώμα 100-400 m καταλαμβάνεται από το ενδιάμεσο ύδωρ της Λεβαντίνης (LIW: Levantine Intermediate Water). Το ενδιάμεσο ύδωρ της Λεβαντίνης (LIW) ακολουθεί μια γενικά κυκλωνικού τύπου διαδρομή στο βόρειο Αιγαίο. Έρευνες δείχνουν ότι το βαθύτερο πολύ υψηλής πυκνότητας ύδωρ του βορείου Αιγαίου (NADW) διαμορφώνεται σε τοπικό επίπεδο και σε βάθος χρόνου (Theocharis and Georgoroulos, 1993). Ο πολύ πυκνός σχηματισμός των υδάτων στο βόρειο Αιγαίο ελέγχεται όχι μόνο από την αλληλεπίδραση μεταξύ αέρος και θάλασσας, αλλά και από το ποσοστό του όγκου του νερού που εκρέει από τη Μαύρη Θάλασσα στη Μεσόγειο (Lykousis et al., 2002).

4. ΥΛΙΚΟ ΚΑΙ ΜΕΘΟΔΟΙ ΑΝΑΛΥΣΕΩΣ

4.1 ΠΥΡΗΝΑΣ ΒΑΡΥΤΗΤΑΣ M-4 - ΜΑΚΡΟΣΚΟΠΙΚΗ ΠΕΡΙΓΡΑΦΗ

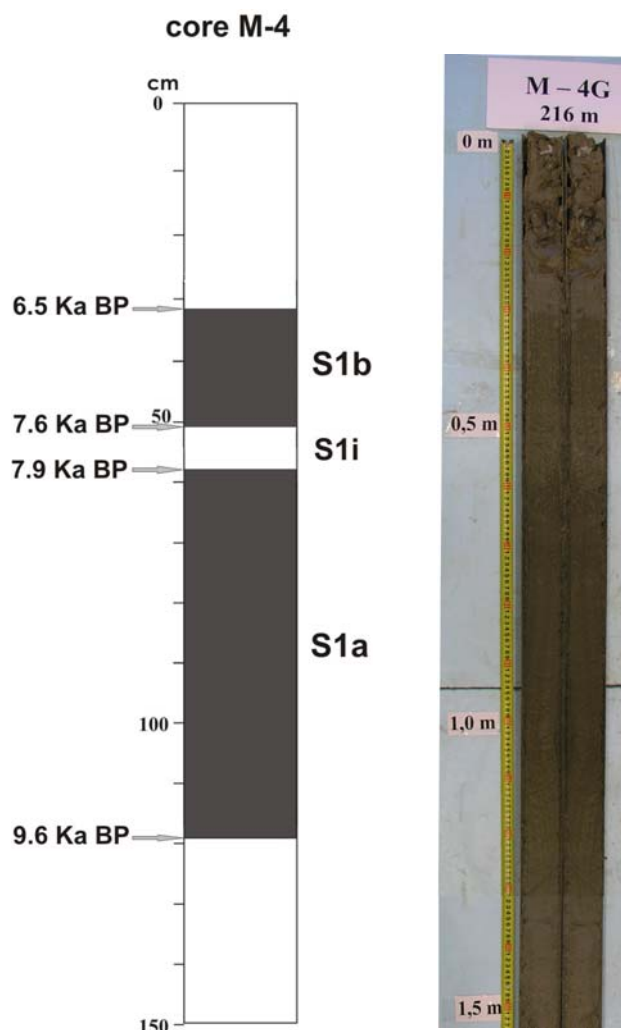
Ο πυρήνας M-4 συλλέχθηκε στα πλαίσια του Ευρωπαϊκού ερευνητικού προγράμματος EraNet/MarinERA, MedEcos (Decadal scale variability of the Mediterranean Ecosystem), κατά τη διάρκεια ερευνητικού πλόα με το ωκεανογραφικό σκάφος “Αιγαίο” (Ιανουάριος 2011) του ΕΛΚΕΘΕ στη λεκάνη νότια της Λήμνου (εικόνα 4.1) σε βάθος νερού 216 m και στην ακριβή γεωγραφική θέση 39° 38.662' N 25° 35.165' E. Στα πρώτα στάδια μελέτης του πυρήνα M-4, έγινε η μακροσκοπική περιγραφή και ο διαχωρισμός του σε διακριτές λιθολογικές ενότητες.



Εικόνα 4.1: Περιοχή μελέτης και θέση πυρήνα του πυρήνα M-4 (Kostoroulou et al., 2012).

Στη συνέχεια ακολούθησε η φωτογράφιση αυτού (εικόνα 4.2). Πιο αναλυτικά, το μήκος του πυρήνα M-4 είναι 2.53 m. Χαρακτηριστικό του πυρήνα αυτού είναι η μεγάλη εμφάνιση του σαπροπηλού S1 [(S1a (58 – 128 cm) και S1b (32 – 51 cm)] που φτάνει σε πάχος τα 96 cm. Στο ανώτερο τμήμα του πυρήνα και μέχρι τα 23 cm παρατηρούνται ιζήματα αποτελούμενα από ιλυάργιλο με κελύφη και υπολείμματα κελυφών (7.5 Y5/2), ενώ στη συνέχεια από τα 23 cm μέχρι και τα 29.5 cm παρατηρούνται ιλυοαργιλικά ιζήματα (2.5 GY5/1) με δίθυρα (π.χ. θυρίδες *Ostrea*), που αντιπροσωπεύουν την απόθεση του σαπροπηλού S1. Ο σαπροπηλικός

ορίζοντας S1 εμφανίζεται σε δύο τμήματα: στο κατώτερο τμήμα (S1a), πάχους 59 cm (58-118 cm βάθος πυρήνα) [10 Y4/2] και στο ανώτερο τμήμα (S1b), πάχους 20 cm (30-50 cm βάθος πυρήνα) [10 Y5/2]. Ανάμεσα στα δύο παραπάνω τμήματα του σαπροπηλού, εντοπίζεται ένα διάστημα 7 cm (51-58 cm) στο οποίο φαίνεται να διακόπτεται η συνέχεια του σαπροπηλικού ορίζοντα (interruption), αποτελούμενο από ιλυαργιλικά ιζήματα με φακούς αυξημένου οργανικού υλικού (2.5 GY5/1). Στη συνέχεια, κατά το διάστημα 118-129 cm, παρατηρήθηκε σαπροπηλική ιλύαργιλος (7.5 GY5/1). Έπειτα, το διάστημα των 129-142 cm βάθος πυρήνα αποτελείται από ιλύαργιλο (2.5 GY5/1). Από τα 142 cm έως 162 cm βάθος πυρήνα πιστοποιείται ιλύαργιλος με κελύφη διθύρων και φακούς ιλύος (2.5 GY6/1), ενώ από τα 162 cm έως 245 cm βάθος πυρήνα αναπτύσσεται στιφρή ιλύαργιλος (stiff mud) με οργανικά υπολείμματα και τουρβιδιτικές ροές άμμου (2.5 GY5/1, 4/1). Τέλος από τα 245 cm βάθος πυρήνα και μέχρι τη βάση του πυρήνα αυτού, τα ιζήματα χαρακτηρίζονται ως πολύ στιφρή ιλυώδης άμμος [very stiff muddy sand] (7.5 Y5/2) (εικόνα 4.2).

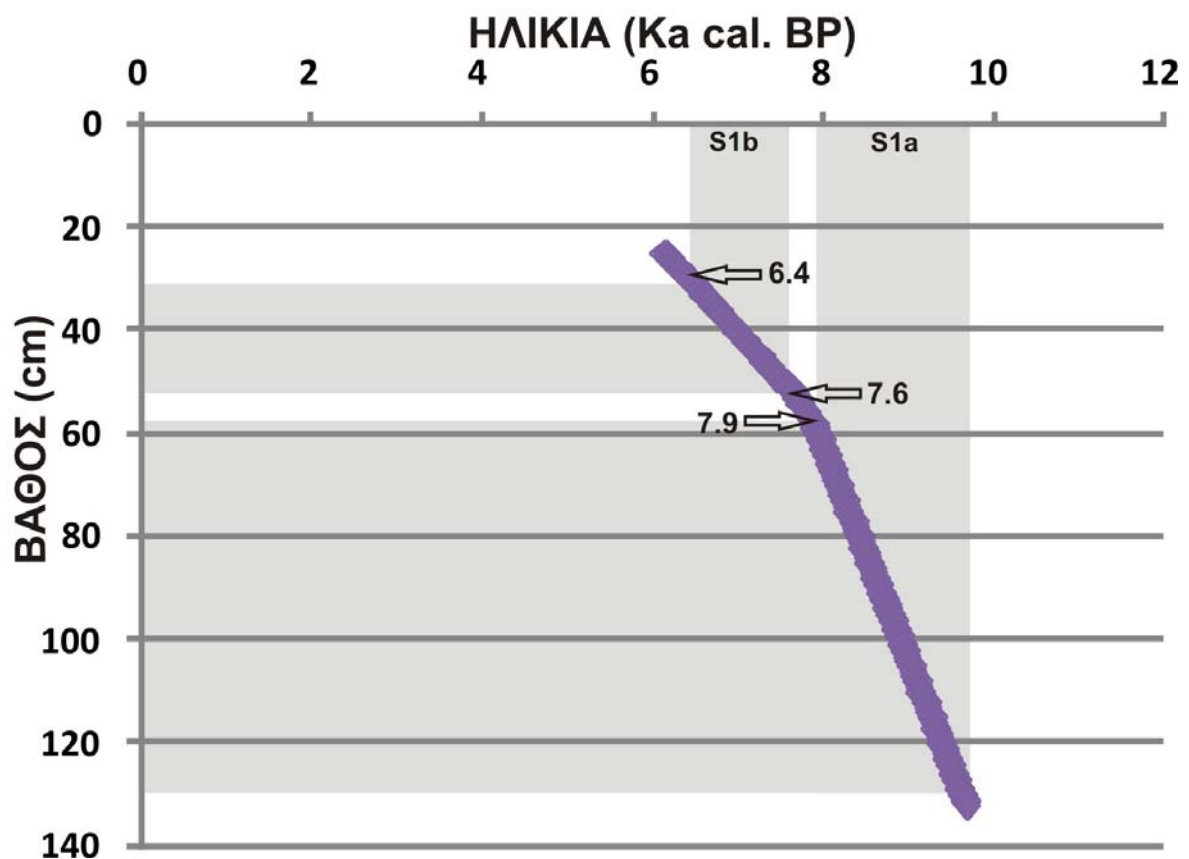


Εικόνα 4.2: Πυρήνας βαρύτητας M-4.

4.1.1 Χρονικό πλαίσιο

Το χρονικό πλαίσιο των ιζηματογενών αρχείων του υπό μελέτη πυρήνα (εικόνα 4.3) βασίστηκε σε τρεις ραδιοχρονολογήσεις AMS C^{14} σε συγκεντρώσεις πλαγκτονικών τριματοφόρων βάρους >10 mg, που πραγματοποιήθηκαν στα εργαστήρια του ωκεανογραφικού ινστιτούτου LOCEAN/Universite Pierre et Marie Curie.

Για την δημιουργία του χρονικού πλαισίου των αρχείων των πυρήνων χρησιμοποιήθηκε βαθμονομημένη κλίμακα (calibrated years) με reservoir effect $\Delta R=139\pm 40$ (Facorellis et al., 1998). Το χρονικό πλαίσιο του πυρήνα (Πίνακας 4.1) προέκυψε από τη γραμμική συσχέτιση των ηλικιών με το βάθος.



Εικόνα 4.3: Χρονικό πλαίσιο του πυρήνα M-4. (Η σκιαγραφημένη περιοχή αντιπροσωπεύει την περίοδο απόθεσης του σαπροπηλού S1).

Βάθος (cm)	Συμβάν	Αναφορά	Μη βαθμονομημένη ηλικία (age uncal. BP)	Βαθμονομημένη ηλικία (age cal. BP)
29-30	Εκτός σαπροπηλού S1	AMS ¹⁴ C	6100 ± 30	6385
49.5-52	Βάση S1b, τέλος διακοπής σαπροπηλού (S1i)	AMS ¹⁴ C	7260 ± 30	7582
56.5-60	Κορυφή S1a, έναρξη διακοπής σαπροπηλού (S1i)	AMS ¹⁴ C	7585 ± 30	7891.5

Πίνακας 4.1: Ραδιοχρονολογήσεις (AMS) στον πυρήνα βαρύτητας M-4.

4.1.2 Ανάλυση ολικού οργανικού άνθρακα (Total Organic Carbon, TOC)

Στα πλαίσια της παρούσας εργασίας, χρησιμοποιήθηκαν και τα 230 δείγματα που συλλέχθηκαν από τον πυρήνα βαρύτητας M-4 με βήμα 0.5 cm, για τον προσδιορισμό των δεδομένων του συνολικού ποσοστού του οργανικού άνθρακα (TOC), ο οποίος πραγματοποιήθηκε με τη χρήση αυτόματου αναλυτή τύπου “NA-1500 Nitrogen Analyzer”. Ο οργανικός άνθρακας TOC παράγεται τόσο από θαλάσσιους, όσο και από χερσαίους οργανισμούς και χρησιμοποιείται στην παλαιοωκεανογραφία κυρίως για την ταυτοποίηση των σαπροπηλικών οριζόντων, καθώς αύξηση του TOC μπορεί να ερμηνευτεί ως αύξηση της παραγωγικότητας αλλά και των συνθηκών διατήρησης.

4.1.3 Ανάλυση σταθερών ισοτόπων άνθρακα ($\delta^{13}\text{C}$)

Όπως και παραπάνω, για την ανάλυση των ισοτόπων $\delta^{13}\text{C}$ χρησιμοποιήθηκαν όλα τα δείγματα (230) που συλλέχθηκαν από τον πυρήνα M-4 με βήμα 0.5 cm. Οι μετρήσεις έγιναν εις διπλούν (σφάλμα τιμών $\pm 0.2\text{‰}$ για $\delta^{13}\text{C}$). Οι σχετικές συγκεντρώσεις των ισοτόπων του άνθρακα εκφράζονται ως λόγοι R, όπου ο παρανομαστής είναι το ισότοπο με τη μεγαλύτερη συγκέντρωση. Ο ισοτοπικός λόγος αυτού του στοιχείου δίνεται σε σχέση με κάποιο καθορισμένο standard. Η σχετική διαφορά μεταξύ του στοιχείου και του standard ονομάζεται δ τιμή και ορίζεται από τη σχέση:

$$\delta X = \left(\frac{R_{\text{sample}} - R_{\text{standard}}}{R_{\text{standard}}} \right) * 1000$$

Όπου: R κατά περίπτωση είναι ο λόγος $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$.

Όταν $\delta = 0\text{‰}$, σημαίνει ότι η ισοτοπική σύσταση του στοιχείου είναι ίση με αυτή του standard.

Όταν $\delta > 0\text{‰}$, σημαίνει ότι το δείγμα είναι εμπλουτισμένο στο βαρύτερο ισότοπο.

Όταν $\delta < 0\text{‰}$, σημαίνει ισοτοπική αραίωση, δηλαδή το δείγμα περιέχει λιγότερη συγκέντρωση από το βαρύτερο στοιχείο σε σχέση με το standard.

Για τις μελέτες των παλαιοκλιματικών και παλαιοωκεανογραφικών δεδομένων, οι συγκεντρώσεις των ισοτόπων $\delta^{13}\text{C}$ αποδίδονται σε κλίμακα V-PDB δηλαδή ως standard δείγματα χρησιμοποιήθηκαν δείγματα από τον οργανισμό *Belemnitella americana*, από τη νότια Καλιφόρνια.

4.1.4 Εργαστηριακή επεξεργασία δειγμάτων βενθονικών τρηματοφόρων

Η δειγματοληψία του πυρήνα έγινε με βήμα 0.5 cm (από τα 25 έως τα 140 cm βάθος πυρήνα) και συλλέχθηκαν συνολικά 230 δείγματα προερχόμενα από Ολοκαινικές αποθέσεις της λεκάνης νότια της Λήμνου στο βόρειο Αιγαίο (πυρήνας βαρύτητας M-4). Για την ανάλυση των βενθονικών τρηματοφόρων, μελετήθηκαν 64 δείγματα. Η πυκνότητα των αναλύσεων καθορίστηκε από το ενδιαφέρον που παρουσίαζε κάθε λιθοφάση για την παρούσα έρευνα. Για το λόγο αυτό η ανάλυση στην ενότητα του σαπροπηλού (S1b διάστημα 32-51 cm και S1a διάστημα 58-128 cm) και στο υπόλοιπο τμήμα του πυρήνα (εκτός σαπροπηλού: διάστημα 25-32 cm και διάστημα 128-140 cm) έγινε ανά 1-3 cm, ενώ στην ενότητα της διακοπής του

σαπροπηλού (διάστημα 51-58 cm) η μικροπαλαιοντολογική ανάλυση έγινε πυκνότερη, δηλαδή ανά μισό εκατοστό.

Για την παρασκευή δειγμάτων παρατήρησης βενθονικών τρηματοφόρων, ζυγίστηκαν 2 gr ξηρού υλικού από το κάθε δείγμα. Στη συνέχεια τοποθετήθηκαν σε ποτήρια ζέσεως όπου προστέθηκε απιονισμένο νερό και μικρή ποσότητα διαλύματος υπεροξειδίου του υδρογόνου (H₂O₂). Ακολούθησε ομογενοποίηση με τη βοήθεια υπερήχων, όπου το δείγμα αφέθηκε για περίπου 15 λεπτά προκειμένου να διαλυθεί καλά το ίζημα. Στη συνέχεια πραγματοποιήθηκε υγρό κοσκίνισμα του ιζήματος σε κόσκινο διαμέτρου πλέγματος 125 μm. Τέλος, ακολούθησε ξήρανση σε χαμηλή θερμοκρασία (60 °C) για περίπου 2-3 μέρες ούτως ώστε να εξατμιστεί όλο το νερό και τα δείγματα να είναι έτοιμα για παρατήρηση στο μικροσκόπιο. Εξαιτίας της μεγάλης ποσότητας τρηματοφόρων, ορισμένα δείγματα διαιρέθηκαν με τη χρήση του Otto-Microsplitter, και απομονώθηκε και παρατηρήθηκε κλάσμα του δείγματος που περιείχε το λιγότερο 200 βενθονικά τρηματοφόρα. Ακολούθησε καταμέτρηση και προσδιορισμός των βενθονικών τρηματοφόρων ανά είδος με τη συνδρομή στερεομικροσκοπίου τύπου Leica S4E σε μεγέθυνση 80x.

Επίσης, η ηλεκτρονική μικροσκοπία χρησιμοποιήθηκε για την παρατήρηση ειδικών μορφολογικών λεπτομερειών στα κελύφη διαφόρων ειδών βενθονικών τρηματοφόρων, όπως και τη φωτογράφιση των κυριότερων ειδών που συμμετείχαν στις συγκεντρώσεις. Για τη μελέτη, επιλεγμένα άτομα βενθονικών τρηματοφόρων τοποθετήθηκαν σε ειδικό χάλκινο δειγματοφορέα με τη βοήθεια αυτοκόλλητης ταινίας, διπλής όψεως. Ακολούθησε επιμετάλλωση χρυσού με τη χρήση επιμεταλλωτή Auto Sputter Coater, Agar. Τα παρασκευάσματα μελετήθηκαν σε ηλεκτρονικό μικροσκόπιο -Scanning Electron Microscope (SEM), τύπου Jeol JSM 6360 του Τομέα Ιστορικής Γεωλογίας και Παλαιοντολογίας, του Τμήματος Γεωλογίας και Γεωπεριβάλλοντος του Πανεπιστημίου Αθηνών.

4.1.5 Στατιστικές μέθοδοι ανάλυσης βενθονικών τρηματοφόρων

Για την ανάλυση και περιγραφή των δειγμάτων παρατήρησης βενθονικών τρηματοφόρων επιλέχθηκαν και εξετάστηκαν τέσσερις παράμετροι συγκέντρωσης:

1. ο συνολικός αριθμός των ατόμων βενθονικών τρηματοφόρων (BFN – Benthic Foraminiferal No) σε κάθε δείγμα παρατήρησης, εκφρασμένος σε άτομα ανά 1 gr ξηρού ιζήματος (n/g).
2. η σχετική συχνότητα επί τοις εκατό (%) των ειδών σε κάθε δείγμα παρατήρησης.

3. ο δείκτης ποικιλότητας Shannon Wiener (H') (Shannon & Weaver, 1963) που αναφέρεται στον αριθμό των διαφορετικών ειδών και τη σχετική συχνότητα αυτών σε κάθε δείγμα παρατήρησης και υπολογίζεται από τη σχέση:

$$H' = - \sum_{i=1}^s p_i \ln p_i$$

όπου s είναι ο αριθμός των ειδών, και p_i η σχετική πυκνότητα είδους i .

4. ο δείκτης βενθονικών τρηματοφόρων χαμηλής οξυγόνωσης (LO- Low Oxygen) (Kuhnt et al., 2007) που εκφράζει τις μεταβολές στη συγκέντρωση του διαλυμένου οξυγόνου στα ύδατα του πυθμένα και υπολογίζεται από την εξίσωση:

$$LO = (DO * 0.5) + AO$$

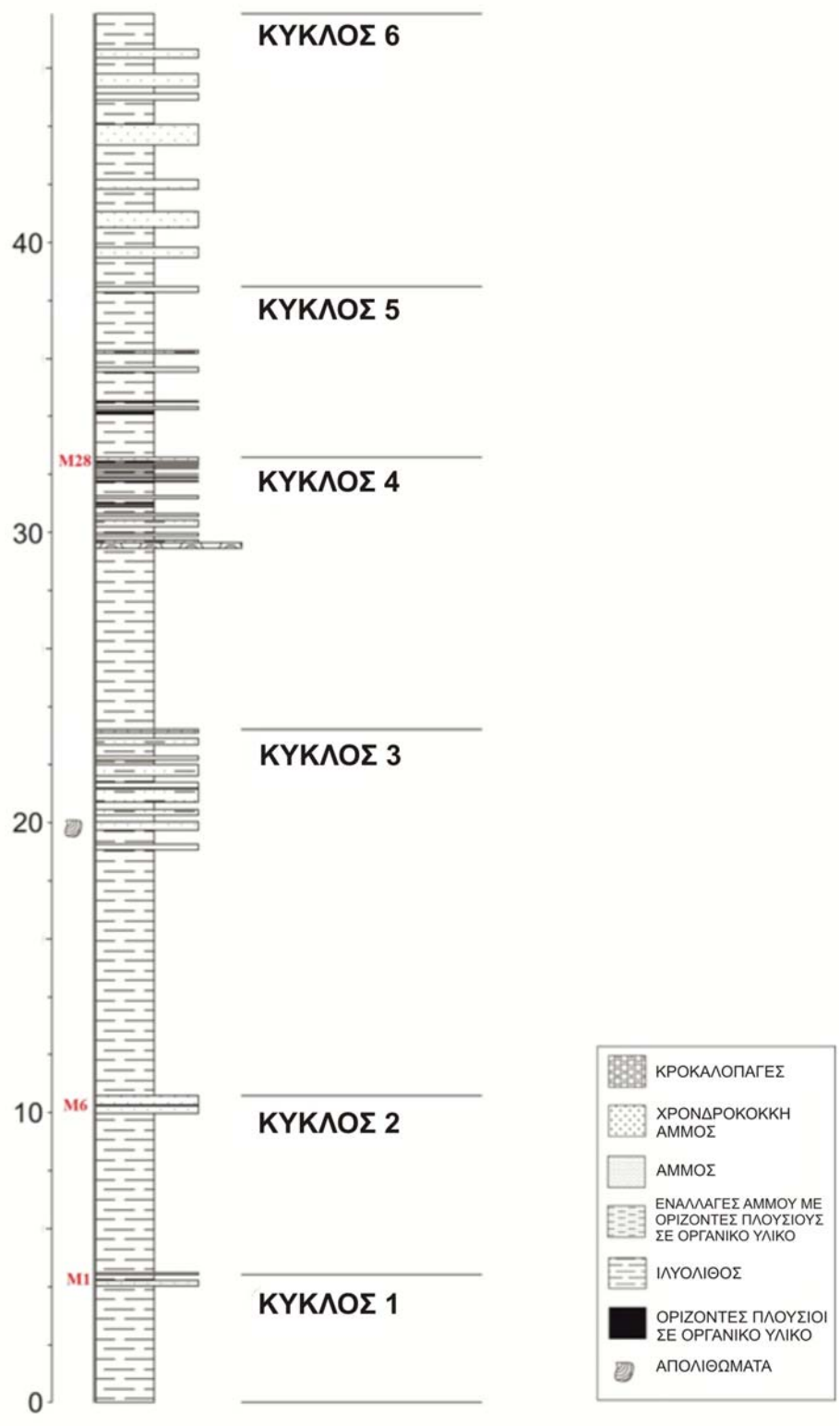
όπου DO = σχετική αφθονία των δυσοξικών ειδών-δεικτών (*Bolivina* spp., *Brizalina* spp., *Bulimina* spp.) και AO = σχετική αφθονία ειδών που προσαρμόζονται σε υποξικές και περιστασιακά ανοξικές συνθήκες (*Cassidulinoides bradyi*, *Chilostomella mediterranensis*, *Fursenkoina* spp., *Globobulimina* spp., *Nonionella* spp.).

Επίσης, για τη λεπτομερέστερη μελέτη των συναθροίσεων χρησιμοποιήθηκε η πολυπαραγοντική ανάλυση των κύριων συνιστωσών PCA (Principal Components Analysis). Η μέθοδος πραγματοποιήθηκε ώστε να προσδιοριστούν και να επεξηγηθούν οι συνδυασμοί μεταβλητών που ερμηνεύουν τη μεγαλύτερη ποσότητα διακύμανσης των δεδομένων, με βάση την πληροφορία από τις κατανομές των ειδών βενθονικών τρηματοφόρων.

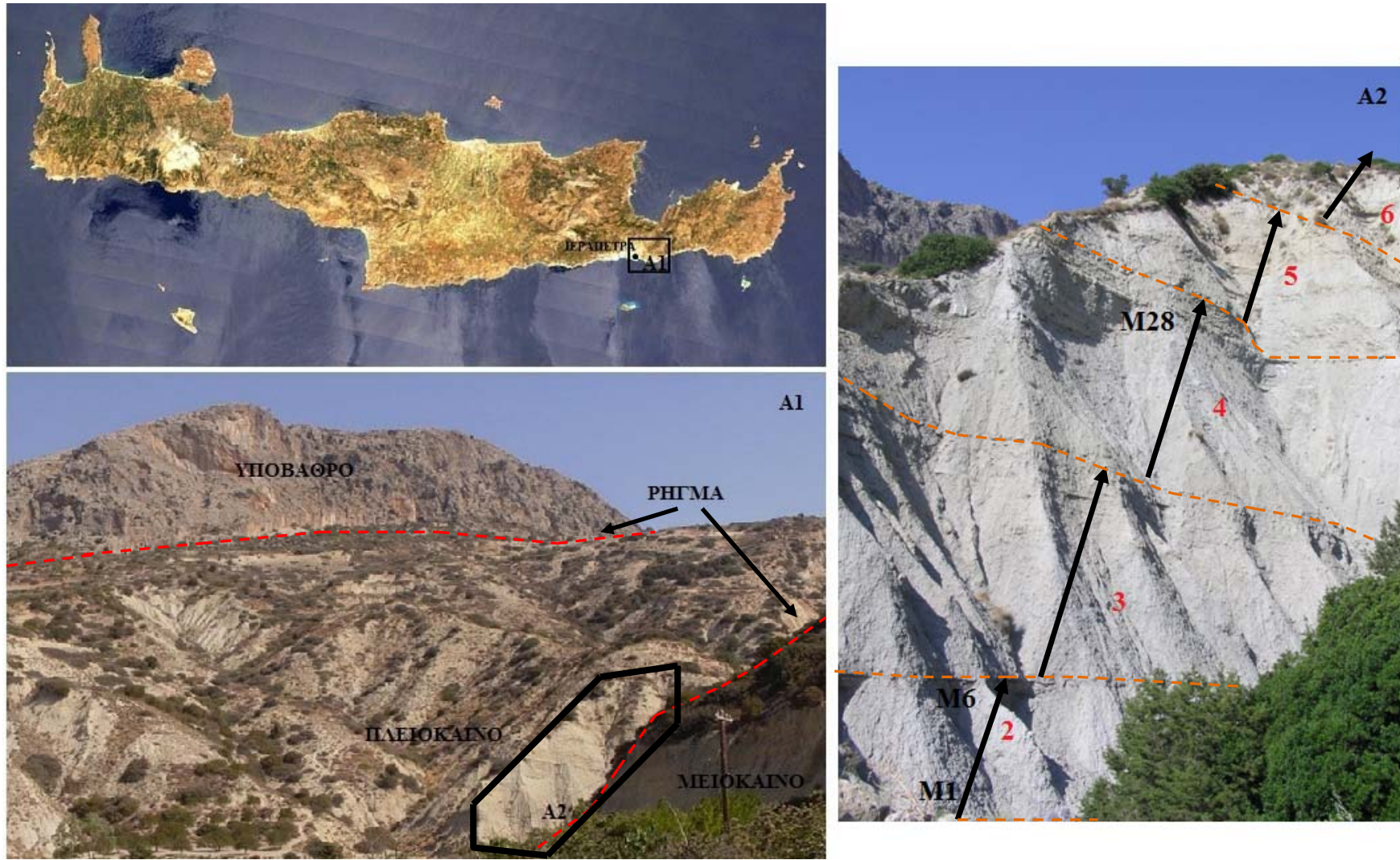
Για τη στατιστική επεξεργασία των δεδομένων των βενθονικών τρηματοφόρων της παρούσας μελέτης χρησιμοποιήθηκαν τα στατιστικά προγράμματα Excel, SPSS 10.1 και Past.exe 1.23 (Hammer et al., 2001).

4.2 ΤΟΜΗ ΜΑΚΡΥΛΙΑ ΛΑΣΙΘΙΟΥ (ΝΑ ΚΡΗΤΗ)

Σε συνεργασία με το τμήμα της Γεωλογίας του Πανεπιστημίου Πατρών και πιο συγκεκριμένα με τον Καθηγητή Α. Ζεληλίδη, χρησιμοποιήθηκαν για τις ανάγκες της παρούσας εργασίας, πληροφορίες και δείγματα από την τομή Μακρυλιά στην ΝΑ Κρήτη του νομού Λασιθίου (εικόνα 4.5) και οι οποίες αποτελούν κομμάτι της διπλωματικής εργασίας του φοιτητή Μοφόρη Λεωνίδα (σε εξέλιξη). Παρατηρώντας την τομή Μακρυλιά αναγνωρίστηκαν 6 κύκλοι ιζηματογένεσης από τους οποίους ο τελευταίος κύκλος δεν ήταν προσεγγίσιμος. Στην παρακάτω εικόνα (εικόνα 4.5-A2) φαίνονται όλοι οι κύκλοι με εξαίρεση τον πρώτο που δεν καλυπτόταν από τη φωτογραφία. Γενικά όλοι οι κύκλοι που εξετάστηκαν από κοντά (κύκλοι 1-5) κλείνουν με επάλληλες αμμούχες αποθέσεις ποικίλου πάχους που φιλοξενούν οριζόντες πλούσιους σε οργανικό υλικό. Μεταξύ των αμμούχων αποθέσεων παρεμβάλλονται αργιλικές αποθέσεις με τις τελευταίες να εμφανίζονται με μεγαλύτερο πάχος από ότι οι πρώτες. Η γενική διεύθυνση κλίσης των στρωμάτων είναι 145/10. Τα δείγματα M1, M6 και M28 απομονώθηκαν από τα ανώτερα τμήματα του πρώτου, δεύτερου και τέταρτου κύκλου αντίστοιχα. Το συνολικό πάχος του πρώτου κύκλου είναι περίπου 4.5 m, το πάχος του δεύτερου είναι περίπου 6 m, ενώ το πάχος του τρίτου εκτιμάται στα 10 m (εικόνα 4.4) (Μοφόρης, διπλωματική εργασία σε εξέλιξη). Τέλος, πρέπει να σημειωθεί ότι δίπλα στην τομή που χρησιμοποιείται στην παρούσα εργασία, υπάρχει μια δεύτερη τομή που αναφέρεται ως Μειόκαινο (εικόνα 4.5-A1, Sachse, 1997).



Εικόνα 4.4: Στρωματογραφική στήλη της τομής Μακρυλιά (Μοφόρης, σε εξέλιξη).



Εικόνα 4.5: Τομή Μακρυλιά στη νοτιοανατολική Κρήτη (Μοφόρης, σε εξέλιξη).

4.2.1 Χρονικό πλαίσιο

Προκειμένου να προσδιοριστεί η ηλικία των δειγμάτων της τομής Μακρυλιά, πραγματοποιήθηκε η τεχνική της επιχρίσεως (smear-slide technique). Σύμφωνα με αυτή, μικρή ποσότητα ιζήματος (περίπου 1mm³) από καθαρή επιφάνεια δείγματος επιχρίεται σε αντικειμενοφόρο πλάκα, με τη βοήθεια μιας σταγόνας απεσταγμένου νερού και πλατιάς οδοντογλυφίδας. Μόλις η αντικειμενοφόρος πλάκα στεγνώσει επικολλάται η καλυπτρίδα με τη βοήθεια ανυψωτικού μέσου (Entellan) (Schmidt, 1978; Τριανταφύλλου, 1996). Έπειτα ακολούθησε η ποιοτική και ποσοτική ανάλυση των κοκκολίθων στα συλλεχθέντα δείγματα, η οποία πραγματοποιήθηκε με τη βοήθεια πολωτικού μικροσκοπίου (LM) τύπου LEICA DMLSΡ σε μεγέθυνση 1250x. Η μελέτη περιλάμβανε τη μέτρηση 300 κοκκόλιθων ανά δείγμα παρατήρησης και τον προσδιορισμό παρατηρηθέντων γενών και ειδών.

Η ανάλυση των δειγμάτων (σύνολο δειγμάτων: 35) στο πολωτικό μικροσκόπιο (LM) έδειξε τα εξής είδη νανοαπολιθωμάτων: *Reticulofenestra pseudoumbilicus* (αφθονία >10%), *Discoaster asymmetricus*, *Discoaster tamalis*, *Discoaster pentaradiatus*, *Discoaster brouweri*, *Discoaster variabilis*, *Helicosphaera sellii*, *Pseudoemiliania lacunosa*, *Sphenolithus abies*, *Braarudosphaera bigelowii*, *Calcidiscus macintyreii*, *Discoaster surculus*, *Dictyococcites* spp. Σύμφωνα με τα παραπάνω και χρησιμοποιώντας τα βιοχρονολογικά δεδομένα για το ασβεστολιθικό πλαγκτόν της Μεσογείου (Lourens et al., 2004) η τομή αυτή τοποθετείται από πλευράς ηλικίας μεταξύ 4.12 Ma και 3.84 Ma (βιοζώνη MNN14-15, Rio et al., 1990), δηλαδή στο Κατώτερο Πλειόκαινο (Ζάγκλιο).

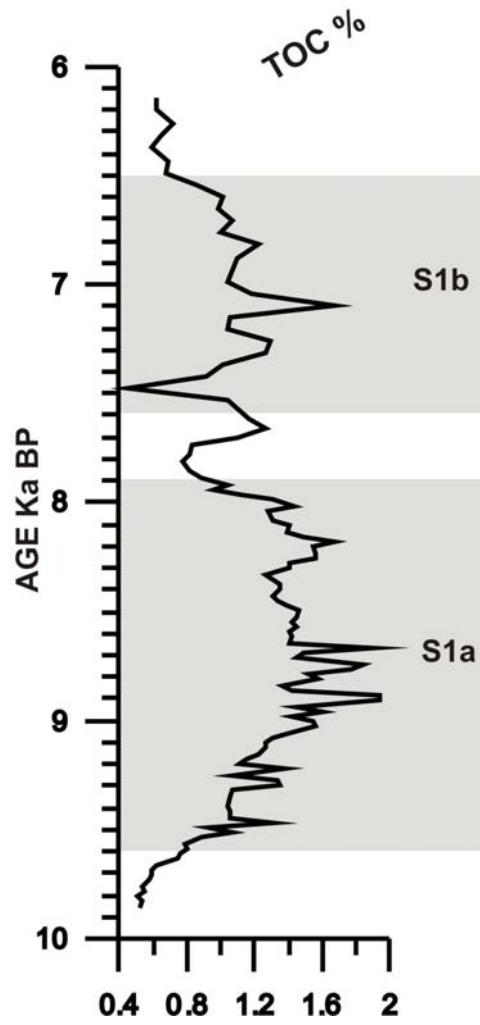
5. ΑΠΟΤΕΛΕΣΜΑΤΑ

5.1 ΠΥΡΗΝΑΣ ΒΑΡΥΤΗΤΑΣ M-4

5.1.1 Αποτελέσματα ολικού οργανικού άνθρακα (TOC)

Ο υπολογισμός του ολικού οργανικού άνθρακα (TOC) χρησιμοποιείται στην παλαιοωκεανογραφία κυρίως για την ταυτοποίηση των σαπροπηλικών οριζόντων (βλ. κεφάλαιο 4). Οι υψηλές τιμές TOC αντιστοιχούν στα σαπροπηλικά στρώματα S1a και S1b, ενώ οι χαμηλότερες τιμές αυτού εντοπίζονται κατά την διακοπή του S1. Παρατηρώντας την παρακάτω γραφική απεικόνιση (εικόνα 5.1), διαπιστώνεται ότι η μέγιστη τιμή του TOC αντιστοιχεί στο 1.94%. Το ποσοστό αυτό εντοπίζεται στα 8.9 Ka BP (99-100.5 cm) δηλαδή κατά τη διάρκεια του σαπροπηλού S1a. Σε όλη την έκταση του S1a εντοπίζονται αρκετά έντονες διακυμάνσεις του TOC. Σημαντικότερες από αυτές είναι στα 9 Ka BP (102-102.5 cm) με ποσοστό 1.6%, στα 8.8 Ka BP (96-96.5 cm) με ποσοστό 1.58%, στα 8.7 Ka BP (90-90.5 cm) με ποσοστό 1.9%, ενώ προς το τέλος του S1a ενδιαφέρον παρουσιάζουν και τα ποσοστά της τάξεως του 1.67% και 1.44% στα 8.2 Ka BP (70-70.5 cm) και 8 Ka BP (63-63.5 cm) αντίστοιχα.

Το χρονικό διάστημα του 7.9-7.6 Ka BP (διακοπή του σαπροπηλού) χαρακτηρίζεται από μείωση του TOC και στη συνέχεια αύξηση αυτού με μέγιστο ποσοστό το 1.26% στα 7.7 Ka BP (52-52.5 cm), το οποίο εντοπίζεται λίγο πριν την έναρξη του οριζοντα S1b. Η έναρξη του σαπροπηλού S1b σηματοδοτείται από μείωση των τιμών του TOC με ποσοστό που φτάνει το 0.45% στα 7.5 Ka BP (49-49.5 cm), και το οποίο αποτελεί την ελάχιστη τιμή που παίρνει το TOC σε όλη την έκταση του πυρήνα M-4. Στη συνέχεια το TOC αυξάνεται ενώ παρατηρείται ότι έχει λιγότερες διακυμάνσεις και γενικότερα χαμηλότερες τιμές από αυτές του S1a. Τα μέγιστα ποσοστά του σαπροπηλού S1b εντοπίζονται στα 7.3 Ka BP (45-45.5 cm) με ποσοστό 1.3%, στα 7.1 Ka BP (42-42.5 cm) με ποσοστό 1.67% και στα 6.8 Ka BP (37-37.5 cm) με ποσοστό 1.22%. Τέλος, εκτός του σαπροπηλού S1, στα διαστήματα 9.9-9.6 Ka BP και 6.5-6.1 Ka BP ο ολικός οργανικός άνθρακας μειώνεται σημαντικά και κυμαίνεται σε πολύ χαμηλά ποσοστά (< 0.8%).



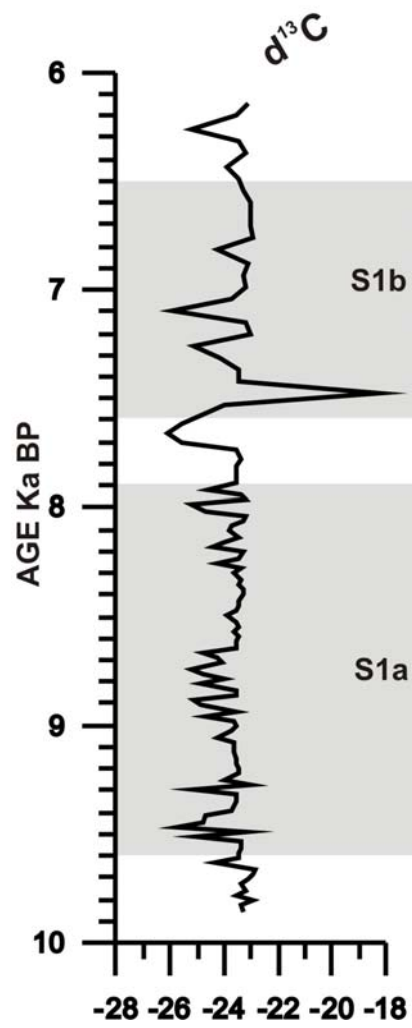
Εικόνα 5.1: Ποσοστιαία συγκέντρωση του ολικού οργανικού άνθρακα (TOC) του πυρήνα βαρύτητας M-4.

5.1.2 Αποτελέσματα ισοτόπων άνθρακα ($\delta^{13}\text{C}$)

Οι τιμές των ισοτόπων του άνθρακα κυμαίνονται από -26.1‰ έως -18.3‰ (μ.τ. -23.8‰) (εικόνα 5.2). Επομένως, παρατηρείται ότι όλες οι τιμές είναι αρνητικές. Η μέγιστη τιμή του $\delta^{13}\text{C}$ εντοπίζεται κατά τη διάρκεια του σαπροπηλικού ορίζοντα S1b, ενώ η ελάχιστη τιμή του $\delta^{13}\text{C}$ εντοπίζεται κατά τη διάρκεια της διακοπής του σαπροπηλού S1. Πιο συγκεκριμένα, η μέγιστη τιμή παρατηρείται στη βάση του S1b στα 7.5 Ka BP (49-49.5 cm) και αγγίζει το ποσοστό των -18.3‰, ενώ η ελάχιστη τιμή παρατηρείται κατά τη διάρκεια της διακοπής του σαπροπηλού στα 7.7 Ka BP (52-52.5 cm) με ποσοστό που δεν ξεπερνά τα -26.1‰. Σύμφωνα με τον πίνακα 5.1, στο διάστημα πριν την απόθεση του σαπροπηλού S1 (9.6-9.9 Ka BP) και κατά τη διάρκεια του S1b (6.5-7.6 Ka BP) καταγράφονται οι υψηλότερες τιμές του $\delta^{13}\text{C}$ (μ.τ. -23.3‰). Στη συνέχεια κατά τη διάρκεια του ορίζοντα S1a (7.9-9.6 Ka BP) παρατηρείται μείωση των τιμών του $\delta^{13}\text{C}$ (μ.τ. -23.9‰), η οποία συνεχίζεται και τη χρονική περίοδο όπου διακόπτεται ο σαπροπηλός S1 (S1i: 7.6-7.9 Ka BP) (μ.τ. -24.5‰). Τέλος, μετά την αύξηση του $\delta^{13}\text{C}$ (μ.τ. -23.3‰) για το χρονικό διάστημα όπου αποτίθεται ο ορίζοντας S1b (6.5-7.6 Ka BP), διαπιστώνεται μία εκ νέου μείωση των τιμών αυτών (μ.τ. -23.7‰) για τη χρονική περίοδο μετά το τέλος του σαπροπηλού S1 (6.1-6.4 Ka BP).

Διάστημα απόθεσης Ιζημάτων πυρήνα M-4	Χρονική περίοδος (Ka BP)	Διαστήματα τιμών $\delta^{13}\text{C}$ (‰)	Μέση τιμή $\delta^{13}\text{C}$ (‰)
(25-32 cm) Μεταγενέστερα σαπροπηλού	6.1 - 6.4	-25.2 έως -23.2	-23.7
(32-51 cm) S1b	6.5 - 7.6	-25.9 έως -18.3	-23.3
(51-58 cm) S1i	7.6 - 7.9	-26.1 έως -23.4	-24.5
(58-128 cm) S1a	7.9 - 9.6	-25.7 έως -23	-23.9
(128-140 cm) Προγενέστερα σαπροπηλού	9.6 - 9.9	-24.4 έως -22.8	-23.3

Πίνακας 5.1: Μέση τιμή σταθερών ισοτόπων οργανικού άνθρακα όπως προσδιορίστηκε στις διαφορετικές χρονικές περιόδους απόθεσης του ιζήματος στον πυρήνα M-4.



Εικόνα 5.2: Κατακόρυφη κατανομή των τιμών $\delta^{13}C$ όπως προέκυψαν από τις αναλύσεις των σταθερών ισotόπων C στον πυρήνα M-4.

5.1.3 Συγκεντρώσεις βενθονικών τρηματοφόρων Ολοκαίνου

Η ανάλυση των ποσοτικών μετρήσεων καθώς και η μελέτη των διαγραμμάτων (εικόνα 5.3) που αφορούν στον πυρήνα M-4 και πιο συγκεκριμένα το τμήμα του σαπροπηλού S1, πραγματεύεται τα δείγματα που καλύπτουν το διάστημα των 25 - 132 cm και αντιστοιχούν στο χρονικό διάστημα των 6.1 - 9.7 Ka BP. Τα αποτελέσματα αυτών παρουσιάζονται αναλυτικά παρακάτω.

Η εμφάνιση των βενθονικών τρηματοφόρων είναι συνεχής σε όλη την έκταση του πυρήνα M-4. Τα κυριότερα είδη αυτών που μελετώνται στα πλαίσια αυτής της εργασίας είναι τα εξής: *Chilostomella mediterransensis*, *Bolivina spathulata*, *Brizalina striatula*, *Bolivina alata*, *Bulimina marginata*, *Bulimina costata*, *Bulimina aculeata*, *Globobulimina affinis*, *Uvigerina mediterranea*, *Hyalinea balthica*, *Hoegludina elegans*, *Melonis barleeaanum*, *Cassidulina carinata*, *Cassidulinoides bradyi* και *Gyroidinoides* spp. Ωστόσο, χαρακτηριστικές είναι και οι εμφανίσεις των βενθονικών τρηματοφόρων που ανήκουν στην ομάδα των Miliolids καθώς και ο πληθυσμός των συμφυρματοπαγών (agglutinated) βενθονικών τρηματοφόρων. Για τις ανάγκες τις παρούσας εργασίας μελετήθηκαν οι ομάδες αυτές ως σύνολο (total Miliolids, total agglutinated) και δεν ακολούθησε η αναγνώριση των ειδών αυτών των ομάδων.

Χαρακτηριστική είναι η εμφάνιση του είδους *C. mediterransensis* (εικόνα 5.3) καθ' όλη την έκταση του σαπροπηλού S1 και με αρκετά υψηλό ποσοστό που αγγίζει το 30%. Μελετώντας λεπτομερώς την γραφική παράσταση του είδους αυτού, διαπιστώνεται ότι η εμφάνισή του ξεκινάει από τα 9.6 Ka BP, όπου δηλαδή παρατηρείται και η έναρξη του σαπροπηλού S1. Από τα 9.6 έως τα 7.9 Ka BP, δηλαδή κατά τη διάρκεια του S1a, παρατηρούνται έντονες αυξομειώσεις της *C. mediterransensis* κυρίως σε τρία σημεία που αντιστοιχούν στις ηλικίες των 9 Ka BP (104-104.5 cm), 8.8 Ka BP (95-95.5 cm) και 8.3 Ka BP (73-73.5 cm), με ποσοστά 7.4%, 8.6% και 2.8% αντίστοιχα. Χαρακτηριστικό είναι ότι στο διάστημα του S1a εντοπίζεται και η μέγιστη τιμή του είδους αυτού που αντιστοιχεί, όπως έχει ήδη αναφερθεί, στο 30% στα 8.6 Ka BP (87-87.5 cm). Οι χαμηλότερες τιμές της *C. mediterransensis* εντοπίζονται εκτός του σαπροπηλού S1a και κατά τη διάρκεια της διακοπής του σαπροπηλού που καλύπτει το χρονικό διάστημα από 7.6 έως 7.9 Ka BP. Από την ηλικία των 7.6 Ka BP, όπου ορίζεται και η έναρξη του σαπροπηλικού ορίζοντα S1b, και μέχρι το τέλος αυτού, παρατηρείται και πάλι η αυξημένη εμφάνιση του είδους *C. mediterransensis* με μέγιστη τιμή το 25.4% στα 6.8 Ka BP (37-37.5 cm). Το τέλος του σαπροπηλού S1b στην ηλικία των 6.5 Ka BP, σηματοδοτείται και από την εξαφάνιση της *C. mediterransensis*. Τέλος, συγκρίνοντας

τον σαπροπηλικό στρώμα S1a με το S1b, διαπιστώνεται ότι το διάστημα του S1a χαρακτηρίζεται από πιο έντονες διακυμάνσεις της *C. mediterranensis* από ότι το S1b.

Το είδος της *B. striatula* (εικόνα 5.3) εντοπίζεται κυρίως μέσα στον σαπροπηλό S1. Κατά τη διάρκεια του S1a (9.6-7.9 Ka BP) η ουσιαστική εμφάνιση του είδους αυτού ξεκινάει από τα 8.2 Ka BP (70-70.5 cm) και φτάνει στη μέγιστη τιμή του στα 8.1 Ka BP (65-65.5 cm) με ποσοστό 12.9%. Στο χρονικό διάστημα από 7.9 έως 7.6 Ka BP (διακοπή του S1) παρατηρείται σταδιακή μείωση της *B. striatula*, ενώ κατά την έναρξη του S1b (7.6 Ka BP) αυξάνεται ξανά και παραμένει σε υψηλά ποσοστά (έως και 10%) μέχρι το τέλος του (6.5 Ka BP). Χαρακτηριστικό είναι το φαινόμενο των έντονων αυξομειώσεων του είδους κατά το διάστημα αυτό. Μετά το τέλος του σαπροπηλικού ορίζοντα S1 (6.4 Ka BP) παρατηρείται η σταδιακή μείωση της *B. striatula*.

Παρατηρώντας τη γραφική παράσταση της *Bolivina alata* (εικόνα 5.3) διαπιστώνεται ότι το είδος αυτό κυριαρχείται από πολλές αυξομειώσεις τόσο κατά τη διάρκεια του S1a (9.6-7.9 Ka BP) όσο και του S1b (7.6-6.5 Ka BP), με αυτές του S1a να είναι πιο έντονες από αυτές του S1b. Αντίθετα η χρονική περίοδος όπου διακόπτεται ο S1 (7.9-7.6 Ka BP) καθώς και το διάστημα εκτός του σαπροπηλού σηματοδοτείται από πιο ομαλές και μικρότερης κλίμακας διακυμάνσεις. Πιο συγκεκριμένα, η μέγιστη τιμή στον σαπροπηλό S1a είναι 5.6% στην ηλικία των 7.9 Ka BP (58-58.5 cm), ενώ για τον σαπροπηλό S1b η μέγιστη τιμή αγγίζει τα 10.3% στα 7.3 Ka BP (46-46.5 cm), όπου είναι και η μέγιστη τιμή του είδους αυτού για τον πυρήνα M-4.

Χαρακτηριστικό και της *Bulimina costata* (εικόνα 5.3) είναι οι έντονες διακυμάνσεις που εντοπίζονται μελετώντας αναλυτικά τη γραφική της παράσταση. Στο διάστημα από 9.6 έως 7.9 Ka BP (S1a), παρατηρούνται έντονες αυξομειώσεις με μέγιστες τιμές που φτάνουν έως και το 17.2% στα 8.2 Ka BP (72-72.5 cm). Στο χρονικό διάστημα από 7.9 έως 7.6 Ka BP (διακοπή S1) παρατηρούνται διακυμάνσεις, μικρότερης όμως κλίμακας από αυτές που εντοπίζονται κατά τη διάρκεια του σαπροπηλού S1, με μέγιστες τιμές το 18.1% στα 7.6 Ka BP (51-51.5 cm), το 11.1% στα 7.8 Ka BP (55-55.5 cm) και το 10.3% στα 7.9 Ka BP (57-57.5 cm). Επίσης, από τα 7.6 έως τα 6.5 Ka BP (S1b), παρατηρούνται εκ νέου έντονες διακυμάνσεις (σε μικρότερο βαθμό από αυτές του S1a) με τη μέγιστη τιμή του είδους αυτού (13.9%) να εντοπίζεται στα 7.1 Ka BP (43-43.5 cm), και ακολουθεί το ποσοστό 12.8% στα 7.4 Ka BP (48-48.5 cm). Τέλος, ενδιαφέρον παρουσιάζει η σταδιακή αύξηση της *B. costata*

εκτός του σαπροπηλικού ορίζοντα, με ποσοστό που φτάνει το 12.5% στα 6.1 Ka BP (25-25.5 cm).

Το είδος *Globobulimina affinis* (εικόνα 5.3) παρουσιάζει ιδιαίτερο ενδιαφέρον, καθώς φαίνεται ότι αγγίζει το ποσοστό των 71.8%. Το ποσοστό αυτό εντοπίζεται στα 9 Ka BP (104-104.5 cm), κατά τη διάρκεια δηλαδή του σαπροπηλικού ορίζοντα S1a. Χαρακτηριστικό είναι το γεγονός ότι η *G. affinis* παρουσιάζει πολύ έντονες διακυμάνσεις με υψηλά ποσοστά στο διάστημα του ορίζοντα S1a (9.6-7.9 Ka BP), ενώ μετά το τέλος του S1a και κατά τη διάρκεια της διακοπής του S1 (7.9-7.6 Ka BP) και όλου του σαπροπηλικού ορίζοντα S1b (7.6-6.5 Ka BP), το είδος αυτό εξαφανίζεται ή παρατηρείται σε πολύ χαμηλά ποσοστά της τάξης του 1-2%.

Μία ανάλογη εικόνα με αυτή της *G. affinis* παρουσιάζει και το είδος *Cassidulinoides bradyi* (εικόνα 5.3) αλλά σε πολύ χαμηλότερα ποσοστά. Κατά τη διάρκεια του ορίζοντα S1a (9.6-7.9 Ka BP) παρατηρούνται έντονες αυξομειώσεις με ποσοστά που δεν ξεπερνούν το 4.9% στην ηλικία των 9.2 Ka BP (114-114.5 cm). Από τα 7.9 Ka BP (έναρξη διακοπής S1) και κατά τη διάρκεια του S1b (7.6-6.5 Ka BP) το είδος *C. bradyi* σχεδόν εξαφανίζεται, ενώ εντοπίζεται μία σταδιακή αύξηση με μέγιστο ποσοστό 0.9% στα 6.9 Ka BP (38-38.5 cm) προς το τέλος δηλαδή του ορίζοντα S1b, και το οποίο διαδέχεται η μείωση και στη συνέχεια η εξαφάνιση του είδους αυτού.

Το είδος *Bolivina spathulata* (εικόνα 5.3) εμφανίζεται στον πυρήνα M-4 με μέγιστο ποσοστό που δεν ξεπερνά τα 29.9%. Το χρονικό διάστημα από τα 9.6 έως τα 7.9 Ka BP (S1a), χαρακτηρίζεται από την παρουσία της *B. spathulata* σε χαμηλά όμως ποσοστά της τάξεως του 6%, ενώ προς το τέλος του S1a στην ηλικία των 8.4 Ka BP (78-78.5 cm) παρατηρείται σταδιακή αύξηση του είδους αυτού. Κατά τη διάρκεια της διακοπής του S1 (7.9-7.6 Ka BP) εντοπίζονται τα υψηλότερα ποσοστά της *B. spathulata* με μέγιστο ποσοστό, όπως έχει ήδη αναφερθεί, το 29.9% στα 7.8 Ka BP (56-56.5 cm). Έπειτα και κατά τη διάρκεια του σαπροπηλικού ορίζοντα S1b από 7.6 έως 6.5 Ka BP, διαπιστώνεται σταδιακή μείωση του είδους αυτού με ελάχιστο ποσοστό που αγγίζει το 8.2% στην ηλικία των 6.9 Ka BP (38-38.5 cm), ενώ προς το τέλος του S1b αρχίζει πάλι να αυξάνεται.

Μελετώντας τη γραφική παράσταση της *Bulimina marginata* (εικόνα 5.3) και πιο συγκεκριμένα ξεκινώντας από τον σαπροπηλικό ορίζοντα S1a (9.6-7.9 Ka BP) παρατηρούνται χαμηλά ποσοστά κατά το αρχικό στάδιο του S1a, τα οποία στη συνέχεια, δίνουν τη θέση τους σε υψηλότερα με μέγιστο ποσοστό το 24.4% στα 8.3 Ka BP (73-73.5

cm). Στο χρονικό διάστημα 7.9-7.6 Ka BP (διακοπή S1) εντοπίζεται μείωση της *B. marginata*, ενώ ενδιαφέρον παρουσιάζει το ποσοστό της τάξεως του 19.3% που παρατηρείται στην ηλικία των 7.6 Ka BP (51-51.5 cm). Στη συνέχεια και κατά τη διάρκεια του ορίζοντα S1b (7.6-7.9 Ka BP), η *B. marginata* κυμαίνεται σε σχεδόν σταθερά ποσοστά, με το χαμηλότερο ποσοστό του 9.2% να εντοπίζεται προς το τέλος του S1b στα 6.8 Ka BP (37-37.5 cm). Τέλος, εκτός του σαπροπηλού S1 και από την ηλικία των 6.4 Ka BP (29-29.5 cm) παρατηρούνται και πάλι σταθερά και σχετικά υψηλά ποσοστά μέχρι τα 6.3 Ka BP (27-27.5 cm) όπου εντοπίζεται το τοπικό ελάχιστο του 11.1%. Η συνέχεια σηματοδοτείται από σταδιακή αύξηση της *B. marginata*.

Το μέγιστο ποσοστό (13.3%) της *Bulimina aculeata* (εικόνα 5.3) εντοπίζεται στα 9.6 Ka BP (128-128.5 cm) δηλαδή στο χρονικό σημείο όπου ξεκινά η απόθεση του σαπροπηλικού ορίζοντα S1a. Καθ' όλη τη διάρκεια του S1a παρατηρούνται σε γενικές γραμμές χαμηλά ποσοστά του είδους αυτού με μέγιστη τιμή το 7.9% στην ηλικία των 8.6 Ka BP (86-86.5 cm). Το τέλος του σαπροπηλικού ορίζοντα S1a και η έναρξη της διακοπής του σαπροπηλού σηματοδοτείται από την αύξηση της *B. aculeata* με μέγιστο ποσοστό το 9% στα 7.9 Ka BP (57-57.5 cm). Κατά τη διάρκεια της διακοπής του σαπροπηλού παρατηρείται μείωση του είδους αυτού με μέγιστο ποσοστό το 6.2% (7.8 Ka BP, 55-55.5 cm). Χαρακτηριστικό και του ορίζοντα S1b είναι η μείωση του είδους *B. aculeata* με μέγιστο ποσοστό που δεν ξεπερνά το 5.5% και το οποίο εντοπίζεται στην κορυφή του στρώματος αυτού (6.5 Ka BP, 32-32.5 cm). Μετά το τέλος του S1b παρατηρείται σταδιακή αύξηση της *B. aculeata*.

Ιδιαίτερο ενδιαφέρον παρουσιάζει η διακύμανση της *Uvigerina mediterranea* (εικόνα 5.3), η οποία φτάνει μέχρι και το 24.2%. Αρχικά, μελετώντας τη γραφική παράσταση του είδους αυτού, η μέγιστη τιμή της (24.2%) εντοπίζεται στην ηλικία των 9.6 Ka BP (128-128.5 cm), δηλαδή κατά την έναρξη της απόθεσης του σαπροπηλικού ορίζοντα S1a. Καθ' όλη την έκταση του στρώματος αυτού διαπιστώνεται σταδιακή μείωση της *U. mediterranea* με αρκετές αυξομειώσεις και ποσοστό που δεν ξεπερνάει τα 16.9% και το οποίο εντοπίζεται στο τέλος του S1a (7.9 Ka BP, 58-58.5 cm). Κατά τη διάρκεια του S1a παρατηρούνται υψηλά ποσοστά στα εξής σημεία από το παλαιότερο προς το νεότερο: (1) στα 9.3 Ka BP (117-117.5 cm) με ποσοστό 15.1%, (2) στα 9.3 Ka BP (116-116.5 cm) με ποσοστό 13.1%, (3) στα 9.2 Ka BP (111-111.5 cm) με μέγιστο ποσοστό 12.3%, (4) στα 9.1 Ka BP (109-109.5 cm) με ποσοστό 14.6% και (5) στα 8.7 Ka BP (90-90.5 cm) με ποσοστό 12.4%. Στη συνέχεια, σταδιακή άνοδος παρουσιάζεται μετά το τέλος του ορίζοντα S1a και κατά τη διάρκεια της διακοπής του σαπροπηλού, δηλαδή τη χρονική περίοδο από 7.9 έως 7.6 Ka BP. Το μέγιστο

ποσοστό (16.4%) αυτής της περιόδου σημειώνεται στα 7.7 Ka BP (52-52.5 cm). Έπειτα, ακολουθεί ο σαπροπηλικός ορίζοντας S1b (7.6-6.5 Ka BP) και ο οποίος σηματοδοτείται και αυτός από μείωση της *U. mediterranea* σε μικρότερο όμως βαθμό από αυτή του S1a. Στα 7.4 Ka BP (48-48.5 cm), στα 7.3 Ka BP (46-46.5 cm) καθώς και στα 6.8 Ka BP (37-37.5 cm) παρατηρούνται οι μέγιστες τιμές του είδους αυτού που ανέρχονται στα 14.5%, 13% και 14% αντίστοιχα. Τέλος, μετά τα 6.4 Ka BP (29-29.5 cm) και εκτός του σαπροπηλού S1, εντοπίζεται αύξηση της *U. mediterranea* με ποσοστό που φτάνει τα 15.8% στην ηλικία των 6.3 Ka BP (28-28.5 cm).

Μικρή είναι η παρουσία της *Hyalinea balthica* (εικόνα 5.3) κυρίως κατά την περίοδο 9.6-7.9 Ka BP, όπου εκτείνεται δηλαδή ο ορίζοντας S1a με ποσοστό που δεν ξεπερνά το 6% (8.1 Ka BP, 65-65.5 cm). Ωστόσο, εντοπίζεται αύξηση της *H. balthica* από την έναρξη της απόθεσης του σαπροπηλικού ορίζοντα S1b, στην ηλικία των 7.6 Ka BP. Ενδιαφέρον παρουσιάζουν τα ποσοστά που εμφανίζονται στις χρονικές περιόδους 7.5 Ka BP (50-50.5 cm), 7 Ka BP (40-40.5 cm) και 6.8 Ka BP (36-36.5 cm), με ποσοστά 12.5%, 16.7% και 16.1% αντίστοιχα. Από τα 6.4 Ka BP (εκτός του σαπροπηλού S1) παρατηρείται και πάλι μείωση της *H. balthica*.

Η εμφάνιση του *Melonis barleeaenum* (εικόνα 5.3) δεν ξεπερνάει το ποσοστό του 5.6% το οποίο και παρατηρείται στα πρώτα στάδια του σαπροπηλού S1a τη χρονική περίοδο 9.4 Ka BP (121-121.5 cm). Πρόκειται για ένα είδος που κατά τη διάρκεια του σαπροπηλού S1 εμφανίζεται σε πολύ μικρά ποσοστά, ενώ πολλά είναι και τα σημεία εκείνα τα οποία σηματοδοτούνται από την απουσία του. Αντίθετα, αύξηση του *M. barleeaenum* εντοπίζεται εκτός του σαπροπηλού και κατά τη διάρκεια του χρονικού διαστήματος 7.9-7.6 Ka BP (διακοπή S1) με ποσοστό που δεν ξεπερνά το 1% (7.7 Ka BP, 53-53.5 cm), αλλά κυρίως στα ανώτερα τμήματα του πυρήνα M-4 (εκτός σαπροπηλού S1) που αγγίζει το ποσοστό του 4.3% στην ηλικία των 6.1 Ka BP (25-25.5 cm). Πρόκειται δηλαδή για ένα είδος το οποίο εξαφανίζεται ή υπάρχει σε πολύ μικρά ποσοστά κατά τη διάρκεια του σαπροπηλού S1, και εμφανίζεται εκτός αυτού.

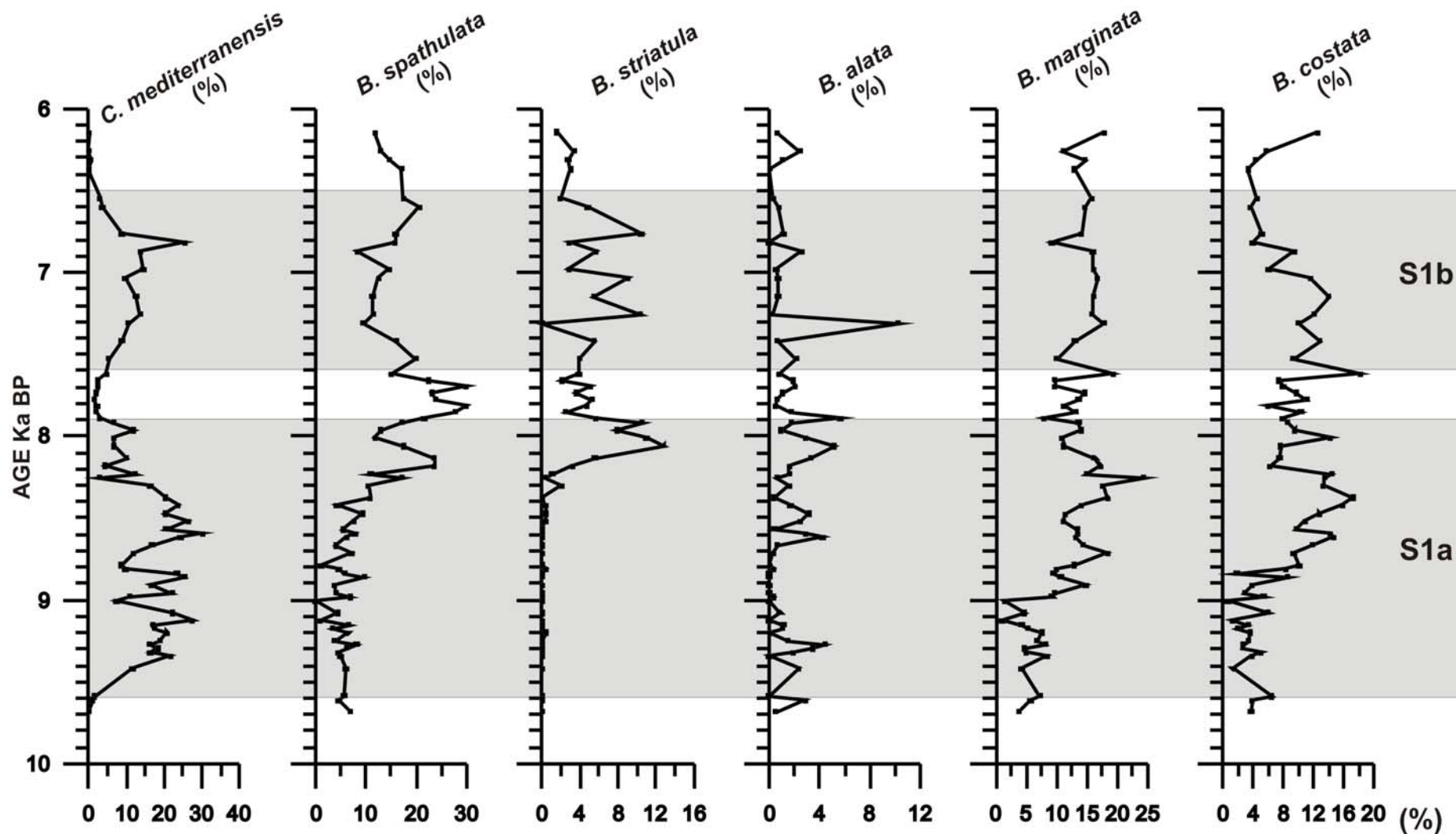
Τα τρηματοφόρα που ανήκουν στην ομάδα των συμφυρματοπαγών (total agglutinated) (εικόνα 5.3) εμφανίζονται στον πυρήνα M-4 με ποσοστό που δεν ξεπερνά το 14.4%. Πρόκειται για μία ομάδα βενθονικών τρηματοφόρων η οποία εμφανίζεται σε πολύ μικρά ποσοστά κατά τη διάρκεια του σαπροπηλού S1, και αυξάνεται εκτός αυτού. Τα μέγιστα ποσοστά αυτών εντοπίζονται στα 9.6 Ka BP (128-128.5 cm) (έναρξη απόθεσης ορίζοντα S1a) με ποσοστό 12.1%, στα 7.7 Ka BP (53-53.5 cm) (κατά τη διάρκεια της διακοπής του

σαπροπηλού) με ποσοστό 7.7% και στα 6.3 Ka BP (27-27.5 cm) (εκτός σαπροπηλού S1) με ποσοστό 14.4%.

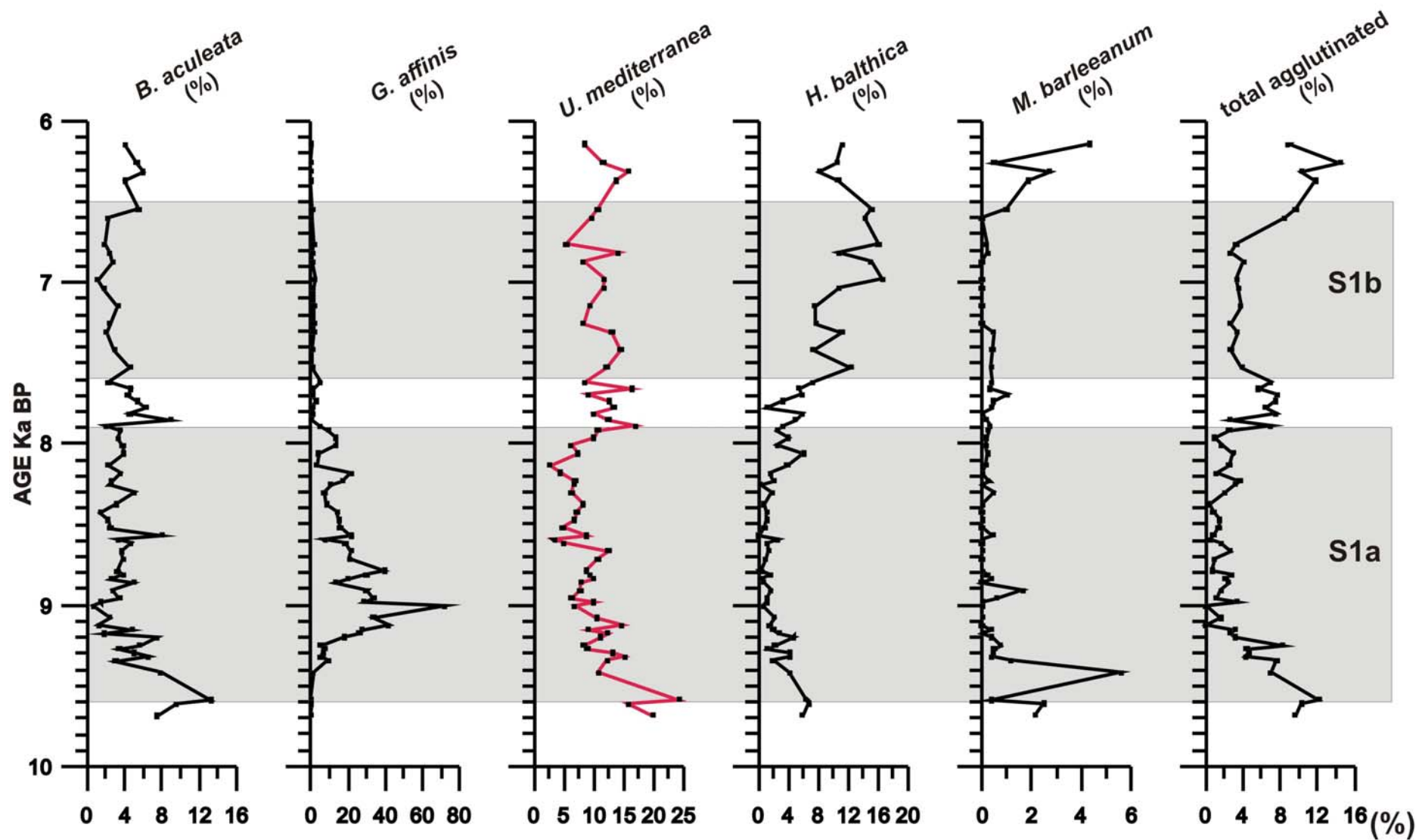
Το *Gyroidinoides* spp. (εικόνα 5.3) παρουσιάζει και αυτό αύξηση σε διαστήματα εκτός σαπροπηλού, ενώ το διάστημα του σαπροπηλού S1 χαρακτηρίζεται από χαμηλά ποσοστά. Γενικά το *Gyroidinoides* spp. δεν έχει μεγάλη εμφάνιση στον πυρήνα M-4 καθώς δεν ξεπερνά το 4.3%, ποσοστό το οποίο εντοπίζεται στα 9.7 Ka BP (132-132.5 cm). Επίσης, παρόμοια εικόνα παρουσιάζουν και τα Miliolids με ποσοστό που δεν ξεπερνά το 8.7% στην ηλικία των 6.3 Ka BP (28-28.5 cm), με χαμηλές τιμές στις χρονικές περιόδους που αντιστοιχούν στον σαπροπηλό S1, και υψηλότερες έξω από αυτόν.

Η *Cassidulina carinata* (εικόνα 5.3) εμφανίζει και αυτή χαμηλά ποσοστά με τιμές που δεν ξεπερνούν το 9.3%. Το μέγιστο αυτό ποσοστό εντοπίζεται στο αρχικό στάδιο του σαπροπηλικού ορίζοντα S1a και πιο συγκεκριμένα στα 9.4 Ka BP (121-121.5 cm). Σε όλη την υπόλοιπη έκταση τόσο του ορίζοντα S1a όσο και του S1b παρατηρούνται χαμηλά ποσοστά, ενώ φαίνεται να αυξάνεται σταδιακά με μέγιστη τιμή το 3.3% προς το τέλος του S1b στα 6.6 Ka BP (33-33.5 cm). Η περιοχή εκτός του σαπροπηλού S1 σηματοδοτείται από σταδιακή μείωση της *C. carinata* με μία απότομη αύξηση της τάξεως του 2.9% στα 6.3 Ka BP (27-27.5 cm), και έπειτα συνεχίζει να μειώνεται.

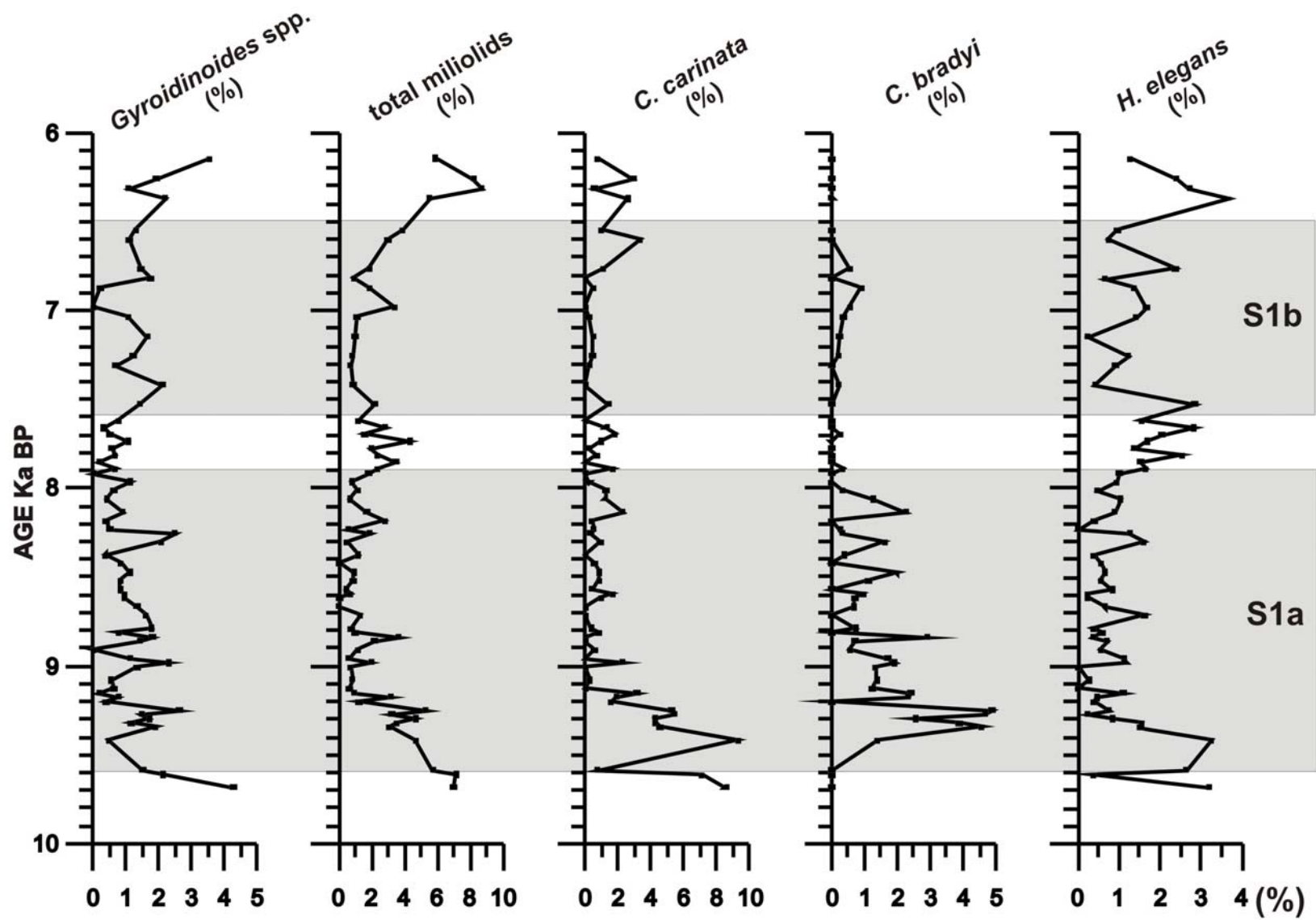
Τέλος, η *Hoegludina elegans* (εικόνα 5.3) με ποσοστό που δεν ξεπερνά το 3.7%, παρουσιάζει ανάλογη εικόνα με αυτή των τελευταίων βενθονικών τρηματοφόρων που αναλύθηκαν παραπάνω (π.χ. *C. carinata*, Miliolids). Πρόκειται για ένα είδος το οποίο αυξάνεται τα διαστήματα πριν και μετά την απόθεση του σαπροπηλού S1 (9.7-9.6 Ka BP, 6.5-6.1 Ka BP) και της διακοπής του S1 (7.9-7.6 Ka BP), και μειώνεται κατά τη διάρκεια αυτού. Χαρακτηριστικό είναι το ποσοστό του 3.3% που εντοπίζεται στη βάση του ορίζοντα S1a και πιο συγκεκριμένα στα 9.4 Ka BP (121-121.5 cm), καθώς και το ποσοστό του 3.7% που εντοπίζεται μετά το τέλος του ορίζοντα S1b στα 6.4 Ka BP (29-29.5 cm).



Εικόνα 5.3: Σχετικές αφθονίες των κυριοτέρων ειδών βενθονικών τρηματοφόρων του σαπροπηλού S1 του πυρήνα M-4.



Εικόνα 5.3 (συνέχεια): Σχετικές αφθονίες των κυριότερων ειδών βενθονικών τρηματοφόρων του σαπροπηλού S1 του πυρήνα M-4.



Εικόνα 5.3 (συνέχεια): Σχετικές αφθονίες των κυριότερων ειδών βενθονικών τρηματοφόρων του σαπροπηλού S1 του πυρήνα M-4.

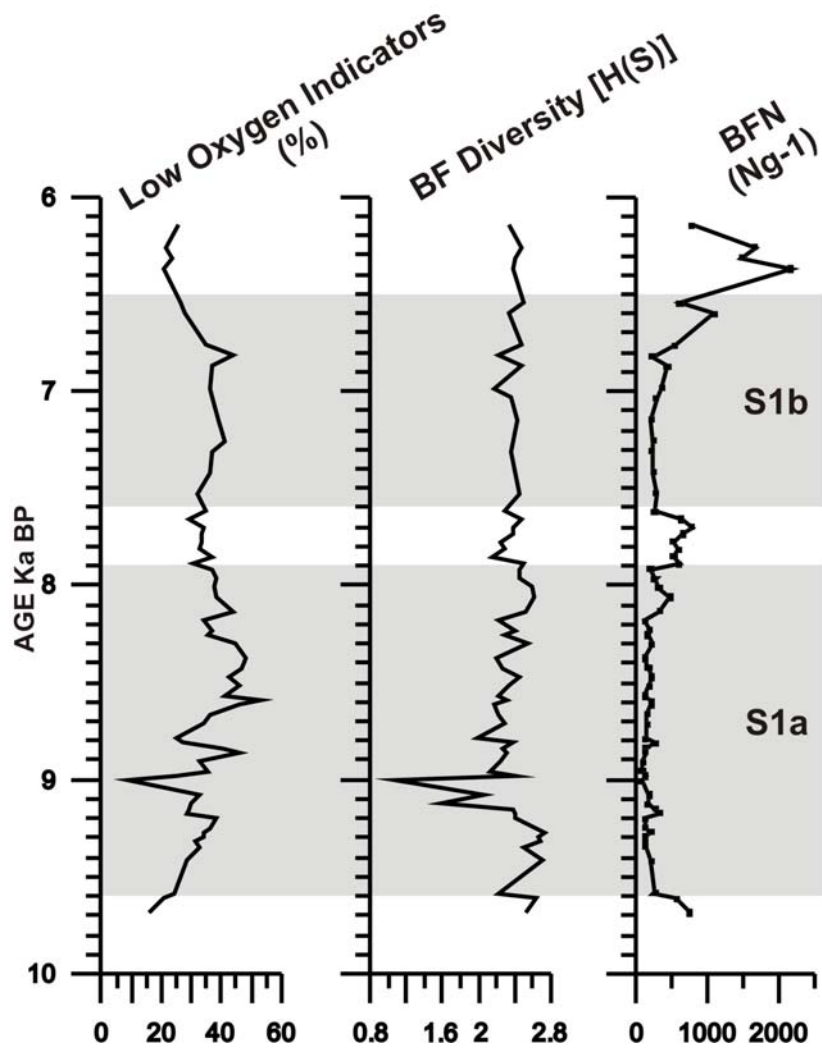
5.1.4 Δείκτες ποικιλότητας-χαμηλής οξυγόνωσης και συνολικός αριθμός των ατόμων των βενθονικών τρηματοφόρων

Οι τιμές του δείκτη βενθονικών τρηματοφόρων χαμηλής οξυγόνωσης κυμαίνονται από 8.7% έως 53.2%. Η μέγιστη τιμή του δείκτη αυτού (53.2%) εντοπίζεται στα 8.6 Ka BP (87-87.5 cm), ενώ η ελάχιστη τιμή (8.7%) εντοπίζεται στα 9 Ka BP (104-104.5 cm). Γενικότερα, παρατηρώντας την κατακόρυφη κατανομή του δείκτη χαμηλής οξυγόνωσης (εικόνα 5.4), διαπιστώνονται έντονες αυξομειώσεις στο χρονικό διάστημα που αντιστοιχεί στο σαπροπηλικό ορίζοντα S1a, ενώ εντοπίζονται πιο ήπιες αυξομειώσεις στον ορίζοντα S1b. Πιο συγκεκριμένα κατά τη χρονική περίοδο 9.6 έως 7.9 Ka BP (S1a), αφενός παρατηρείται, όπως έχει ήδη αναφερθεί, η ελάχιστη τιμή του δείκτη οξυγόνωσης στα 9 Ka BP, και αφετέρου η μέγιστη τιμή αυτού στα 8.6 Ka BP καθώς και τα εξής υψηλά ποσοστά: στα 9.2 Ka BP (112-112.5 cm) με ποσοστό 38.1%, στα 8.9 Ka BP (98-98.5 cm) με ποσοστό 46.3%, στα 8.5 Ka BP (84-84.5 cm) με ποσοστό 46.1%, στα 8.4 Ka BP (78-78.5 cm) με ποσοστό 48.2% και στα 8.1 Ka BP (68-68.5 cm) με ποσοστό 44.1%. Η χρονική περίοδος 7.9-7.6 Ka BP (διακοπή S1) χαρακτηρίζεται από μείωση του δείκτη χαμηλής οξυγόνωσης με ποσοστά που κυμαίνονται περίπου στο 30% - 35%. Τέλος, το χρονικό διάστημα από 7.6 έως 6.5 Ka BP (S1b) αντιπροσωπεύεται από χαμηλότερα ποσοστά από αυτά του S1a, με μέγιστες τιμές που δεν ξεπερνούν τα 41% στα 7.3 Ka BP (45-45.5 cm) και τα 44% στα 6.8 Ka BP (37-37.5 cm).

Όσον αφορά το δείκτη ποικιλότητας ο οποίος απεικονίζεται γραφικά στην παρακάτω εικόνα, κυμαίνεται από 1.1 έως 2.7. Τόσο η μέγιστη όσο και η ελάχιστη τιμή αυτού εντοπίζονται κατά τη χρονική περίοδο 9.6-7.9 Ka BP, κατά τη διάρκεια δηλαδή του ορίζοντα S1a. Παρατηρώντας την κατακόρυφη κατανομή του δείκτη ποικιλότητας (εικόνα 5.4), διαπιστώνονται έντονες διακυμάνσεις κατά την περίοδο του σαπροπηλικού ορίζοντα S1a, ενώ πιο ήπιες εντοπίζονται στο διάστημα του σαπροπηλικού ορίζοντα S1b. Κατά τη διάρκεια του S1a (9.6-7.9 Ka BP), εκτός από την ελάχιστη τιμή (1.1) του δείκτη ποικιλότητας που εντοπίζεται στα 9 Ka BP (104-104.5 cm), παρατηρείται και η μέγιστη τιμή αυτού (2.7) στα 9.3 Ka BP (115-115.5 cm). Επίσης, οι τιμές του δείκτη αυτού κατά τη χρονική περίοδο 7.9-7.6 Ka BP (διακοπή S1) φαίνονται να μειώνονται, ενώ στο χρονικό διάστημα 7.6-6.5 Ka BP (S1b), καταγράφεται μία σχεδόν σταθερή μορφή, την οποία διαδέχεται μία διακύμανση μικρού εύρους προς το τέλος του ορίζοντα S1b, και πιο συγκεκριμένα το χρονικό διάστημα 7-

6.5 Ka BP. Τέλος, τη χρονική περίοδο μετά τα 6.5 Ka BP και εκτός του σαπροπηλού S1, παρατηρείται ότι ο δείκτης ποικιλότητας μένει σχεδόν σταθερός.

Τέλος, ο συνολικός αριθμός των ατόμων των βενθονικών τρηματοφόρων (BFN) (εικόνα 5.4) φαίνεται να κυμαίνεται σε χαμηλά επίπεδα καθ' όλη την έκταση του σαπροπηλού S1, ενώ εκτός αυτού (συμπεριλαμβανομένου και του διαστήματος της διακοπής του S1) αυξάνεται λαμβάνοντας αρκετά υψηλές τιμές. Πιο συγκεκριμένα, πριν την απόθεση του σαπροπηλού S1 παρατηρούνται αυξημένες τιμές του BFN με μέγιστη αυτών τα 748 άτομα στα 9.7 Ka BP (132-132.5 cm). Στη συνέχεια και κατά την έναρξη απόθεσης του ορίζοντα S1a (9.6-7.9 Ka BP) το BFN μειώνεται και παραμένει σε χαμηλά επίπεδα σε όλη την έκταση του ορίζοντα αυτού. Ακολουθεί αύξηση του BFN για το χρονικό διάστημα όπου διακόπτεται ο σαπροπηλός S1 (7.9-7.6 Ka BP) με μέγιστη τιμή τα 784 άτομα στην ηλικία των 7.7 Ka BP (53-53.5 cm). Έπειτα, η χρονική περίοδος από 7.6 έως 6.5 Ka BP (S1b) σηματοδοτείται από μία εκ νέου μείωση του BFN λαμβάνοντας και πάλι αρκετά χαμηλές τιμές. Προς το τέλος του ορίζοντα S1b και από την ηλικία των 6.8 Ka BP αρχίζει να σημειώνεται αύξηση των ατόμων των βενθονικών τρηματοφόρων, ενώ μετά το τέλος του σαπροπηλού και από τα 6.5 Ka BP και νεότερα καταγράφεται ακόμη μεγαλύτερη αύξηση του BFN με μέγιστη τιμή τα 2168 άτομα στα 6.4 Ka BP (29-29.5 cm).



Εικόνα 5.4: Κατακόρυφη κατανομή του δείκτη ποικιλότητας και του δείκτη χαμηλής οξυγόνωσης, καθώς και ο συνολικός αριθμός των ατόμων των βενθονικών τρηματοφόρων στον πυρήνα βαρύτητας M-4.

5.1.5 Ανάλυση κύριων συνιστωσών (PCA) στις συγκεντρώσεις των βενθονικών τρηματοφόρων του Ολοκαίνου

Με σκοπό τη λεπτομερέστερη μελέτη των συναθροίσεων χρησιμοποιήθηκε η πολυπαραγοντική ανάλυση των κύριων συνιστωσών PCA (Principal Components Analysis). Η μέθοδος χρησιμοποιήθηκε για τη μείωση των μεταβλητών που επεξηγούν την κατανομή των βενθονικών τρηματοφόρων, έχοντας ως κύριο στόχο τον εντοπισμό και τη διατήρηση των παραγόντων εκείνων, που είναι στατιστικά σημαντικοί για την ερμηνεία της κατανομής.

Κατά την εφαρμογή της συγκεκριμένης παραγοντικής ανάλυσης εξετάστηκαν είδη που παρουσίασαν επαρκή αριθμό στατιστικά σημαντικών συσχετίσεων, με ιδιοτιμές μεγαλύτερες του 0.3. Ακολούθησε έλεγχος με το κριτήριο Kaiser-Meyer-Olkin (KMO). Η τιμή του κριτηρίου αυτού προσδιορίστηκε στο 0.880, η οποία υπερβαίνει το όριο αξιοπιστίας (0.5). Κρίνεται ως καλή και επιτρέπει τη χρησιμοποίηση της συγκεκριμένης μεθόδου. Επίσης, το Bartlett' s τεστ παρουσιάζεται στατιστικά σημαντικό (sig. value = 0.000), επιβεβαιώνοντας το γεγονός ότι ο πίνακας των συσχετίσεων δεν είναι μοναδικός.

Η ανάλυση των κύριων συνιστωσών υποδεικνύει την ύπαρξη δύο σημαντικών μεταβλητών, οι οποίες επεξηγούν συνολικά το 66,721% της συνολικής διακύμανσης (πίνακας 5.2).

Παράγοντες	Ιδιοτιμές	Ποσοστό της μεταβλητότητας	Αθροιστικό ποσοστό της μεταβλητότητας
1	10.482	55.168	55.168
2	2.195	11.553	66.721

Πίνακας 5.2: Οι δύο κύριες συνιστώσες οι οποίες ερμηνεύουν το 66.721% της συνολικής μεταβλητότητας.

Σύμφωνα με τον πίνακα συσχετίσεων των εξαγόμενων παραγόντων (πίνακας 5.3), η πρώτη κύρια συνιστώσα που ερμηνεύει το μεγαλύτερο ποσοστό, 55.168% της συνολικής μεταβλητότητας, χαρακτηρίζεται από θετικά υψηλά «ειδικά βάρη» των αντιπροσώπων της ομάδας των συμφυρματοπαγών κελυφών, *Total agglutinated* (0.95), όπως και των *Bulimina aculeata* (0.91) και *Uvigerina mediterranea* (0.90) και αρνητικό «ειδικό βάρος» του είδους *Globobulimina affinis* (-0.70). Η δεύτερη κύρια συνιστώσα ερμηνεύει το 11.553% της συνολικής μεταβλητότητας και παρουσιάζει θετικό υψηλό «ειδικό βάρος» στο είδος *Chilostomella mediterraneensis* (0.69).

	Μεταβλητή 1	Μεταβλητή 2
<i>C. mediterraneensis</i>	-0.52	0.69
<i>B. spathulata</i>	0.89	0.32
<i>B. striatula</i>	0.68	0.42
<i>B. alata</i>	0.58	0.49
<i>B. marginata</i>	0.83	0.34
<i>B. costata</i>	0.75	0.39
<i>B. aculeata</i>	0.91	-0.08
<i>G. affinis</i>	-0.70	0.40
<i>U. mediterranea</i>	0.90	-0.05
<i>H. balthica</i>	0.87	0.11
<i>M. barleeanum</i>	0.73	-0.40
<i>C. carinata</i>	0.69	-0.07
Total agglutinated	0.95	-0.04
Miliolidae	0.88	-0.20
<i>Gyroidinoides</i> spp.	0.75	-0.24
<i>C. bradyi</i>	-0.34	0.28

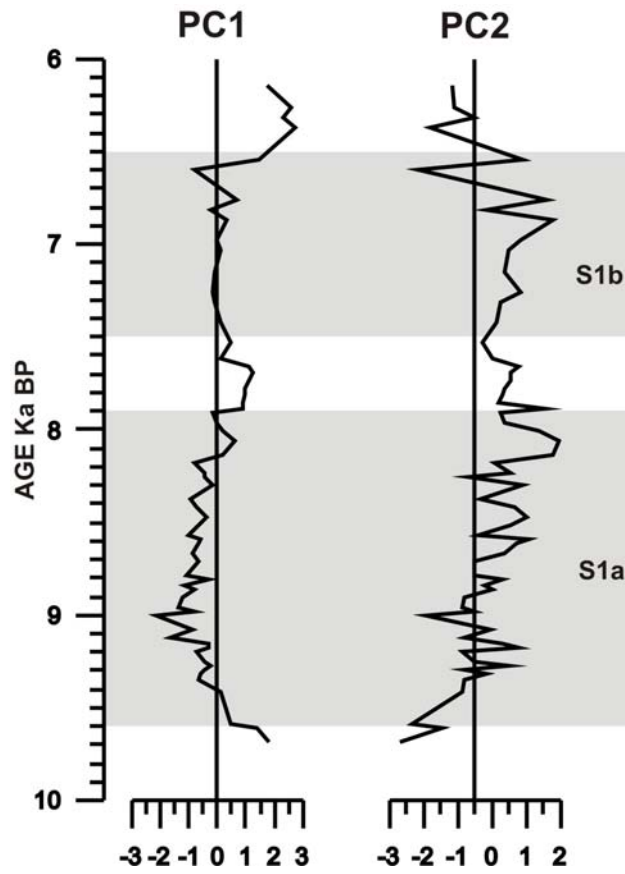
Πίνακας 5.3: «Ειδικά βάρη» ανά μεταβλητή. Σημειώνονται με έντονη γραφή, τα υψηλότερα «ειδικά βάρη» των μεταβλητών.

Στη συνέχεια, ακολουθεί το διάγραμμα κατανομής των παραγοντικών τιμών των παραγόντων 1 (PCA1) και 2 (PCA2) (εικόνα 5.5), όπου παρατηρείται ότι οι τιμές για τον παράγοντα 1 (PCA1) κυμαίνονται από -2.1 έως 2.8, ενώ για τον παράγοντα 2 (PCA2) κυμαίνονται από -2.7 έως 2.0.

Το διάγραμμα που αντιστοιχεί στον παράγοντα 1 (PCA1) δείχνει ότι οι παραγοντικές τιμές μειώνονται καθ' όλη τη διάρκεια του σαπροπηλού S1 ενώ αυξάνονται στα διαστήματα εκτός αυτού συμπεριλαμβανομένου και της διακοπής του S1. Πιο συγκεκριμένα, φαίνεται ότι κατά τη διάρκεια του σαπροπηλικού ορίζοντα S1a (9.6-7.9 Ka BP) η πλειοψηφία των τιμών είναι αρνητικές, ενώ σε αυτό το διάστημα παρατηρείται και η ελάχιστη τιμή του παράγοντα 1 (PCA1) που φτάνει το -2.1 στα 9 Ka BP (104-104.5 cm). Ενδιαφέρον παρουσιάζει η αύξηση του παράγοντα 1 (PCA1) προς το τέλος του ορίζοντα S1a με τιμή που φτάνει το 0.6 στα 8.1 Ka BP (65-65.5 cm). Κατά τη διάρκεια της διακοπής του σαπροπηλού (7.9-7.6 Ka BP) παρατηρείται ότι ο παράγοντας 1 (PCA1) αυξάνεται και παίρνει θετικές τιμές, ενώ στο διάστημα του ορίζοντα S1b (7.6-6.5 Ka BP) φαίνεται ότι αφενός οι διακυμάνσεις είναι πιο ήπιας μορφής και αφετέρου οι αρνητικές τιμές που παίρνει είναι πολύ κοντά στο 0.0 σε αντίθεση με αυτές του S1a. Επίσης, όσο στον S1a τόσο και στον S1b εντοπίζεται αύξηση του παράγοντα 1 (PCA1) προς το τέλος του, με τιμή που φτάνει το 1.5 στα 6.5 Ka BP (32-32.5

cm). Η μέγιστη τιμή αυτού (2.8), εντοπίζεται στο διάστημα εκτός του σαπροπηλού και συγκεκριμένα στα 6.4 Ka BP (29-29.5 cm).

Ο παράγοντας 2 (PCA2) φαίνεται να ακολουθεί αντίθετη πορεία από αυτή του παράγοντα 1 (PCA1), με αποτέλεσμα να υπάρχουν περισσότερες θετικές τιμές καθ' όλη την έκτασή του. Αναλυτικότερα, ο παράγοντας 2 (PCA2) για τη χρονική περίοδο πριν την απόθεση του σαπροπηλού και στα πρώτα στάδια του ορίζοντα S1a φαίνεται να κυμαίνεται σε αρνητικές τιμές με την ελάχιστη τιμή αυτού (-2.7) στα 9.7 Ka BP (132-132.5 cm), ενώ στη συνέχεια αυξάνεται και έπειτα από διακυμάνσεις παίρνει τη μέγιστη τιμή του (2.0) στα 8.1 Ka BP (65-65.5 cm). Το διάστημα της διακοπής του σαπροπηλού S1 (7.9-7.6 Ka BP) χαρακτηρίζεται και αυτό από θετικές τιμές, μικρότερες όμως από αυτές του S1a. Ο παράγοντας 2 (PC2) φαίνεται ότι διατηρεί τις θετικές τιμές του και στον σαπροπηλικό ορίζοντα S1b (7.6-6.5 Ka BP) ενώ παρατηρούνται δύο υψηλές τιμές της τάξεως του 1.8 και 1.6 στα 6.9 Ka BP (38-38.5 cm) και στα 6.8 Ka BP (36-36.5 cm) αντίστοιχα και δύο ελάχιστες της τάξεως του -0.1 στα 6.8 Ka BP (37-37.5 cm) και -2.2 στα 6.6 Ka BP (33-33.5 cm). Προς το τέλος του ορίζοντα S1b και για το διάστημα εκτός του σαπροπηλού (από 6.5 Ka BP και νεότερα), διαπιστώνεται ότι ο παράγοντας 2 (PCA2) ξαναμειώνεται και παραμένει σε αρνητικές τιμές με μέγιστη αυτών το -0.5 στα 6.3 Ka BP (28-28.5 cm).



Εικόνα 5.5: Διαγράμματα κατανομής των παραγοντικών τιμών των παραγόντων 1 (PCA1) και 2 (PCA2), όπως προέκυψαν από την εφαρμογή της ανάλυσης των κύριων συνιστωσών στον πυρήνα M-4.

5.2 ΤΟΜΗ ΜΑΚΡΥΛΙΑ (ΚΡΗΤΗ)

5.2.1 Ολικός οργανικός άνθρακας

Όλα τα δείγματα της τομής Μακρυλιά έχουν ηλικία Κατ. Πλειόκαινο μεταξύ 4.12-3.84 Ma (βιοζώνη MNN14-15, Ζάγκλιο). Η επιλογή των δειγμάτων που μελετήθηκαν στην παρούσα εργασία έγινε με βάση τις τιμές του ολικού οργανικού άνθρακα (TOC) (πίνακας 5.4). Ενδεικτικά επιλέχθηκαν να μελετηθούν τα δείγματα M1, M6 και M28 με τιμές TOC 1.15%, 1.71% και 1.13% αντίστοιχα. Ο υπολογισμός του TOC των δειγμάτων πραγματοποιήθηκε στο εργαστήριο της Ιζηματολογίας του τμήματος Γεωλογίας του Πανεπιστημίου Πατρών.

ΔΕΙΓΜΑΤΑ	% Corg	ΔΕΙΓΜΑΤΑ	% Corg
M1	1.15	M21	0.19
M2	0.02	M22	0.93
M3	0.40	M23	0.19
M4	0.09	M24	0
M5	0.03	M25	0.06
M6	1.71	M26	0.53
M7	0.23	M27	0.04
M8	0	M28	1.13
M9	0.33	M29	0.92
M10	0.18	M30	0.63
M11	0.25	M31	0.58
M12	0.28	M32	0.99
M13	0.25	M33	0.44
M14	0.19	M34	0.21
M15	0.20	M35	0.04
M16	0.03	M36	0.12
M18	0.11	M37	0.16
M20	0.14		

Πίνακας 5.4: Ολικός οργανικός άνθρακας (TOC) των δειγμάτων της τομής Μακρυλιά.

5.2.2 Βενθονικά τρηματοφόρα

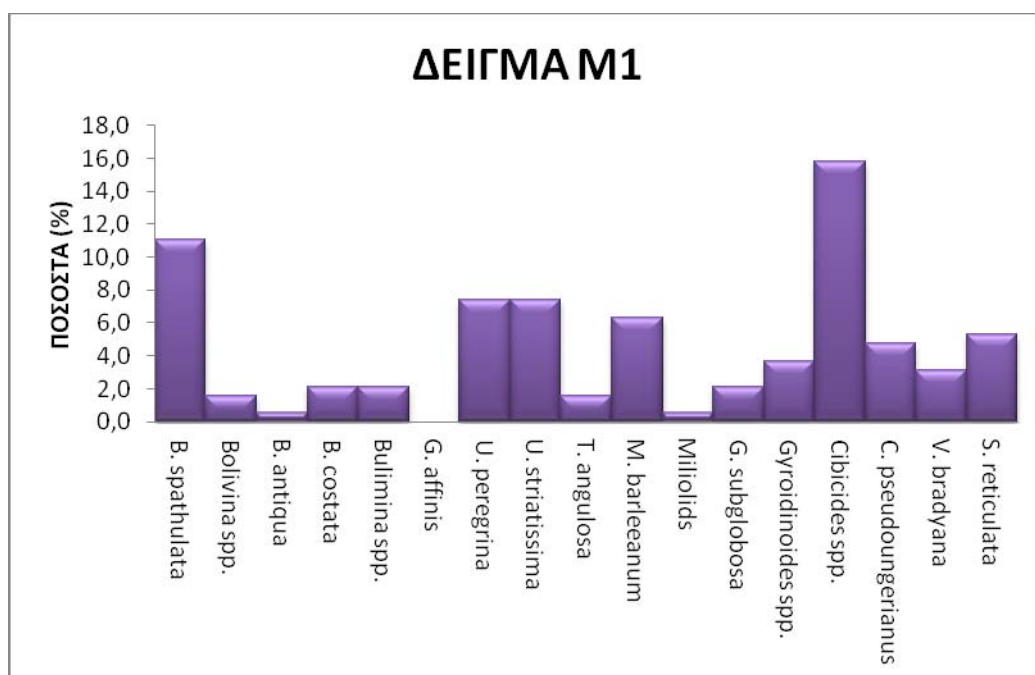
Η ανάλυση των ποσοτικών μετρήσεων καθώς και η μελέτη των σχετικών συχνοτήτων (εικόνα 5.6, 5.7 και 5.8) που αφορούν την τομή Μακρυλιά έδειξε ότι τα κυριότερα είδη των βενθονικών τρηματοφόρων που προσδιορίζονται στους μελετηθέντες πλούσιους σε οργανικό υλικό ορίζοντες της τομής Μακρυλιά, είναι τα εξής: *Bolivina spathulata*, *Bolivina antiqua*, *Bolivina* spp. (περιλαμβάνει τα είδη *B. alata*, *B. striatula*, *B. midwayensis*, *B. tortuosa*), *Bulimina costata*, *Bulimina* spp. (περιλαμβάνει τα είδη *B. marginata*, *B. elongata*, *B. aculeata*), *Globobulimina affinis*, *Uvigerina peregrina*, *Uvigerina striatissima*, *Trifarina angulosa*, *Melonis barleeaanum*, *Globocassidulina subglobosa*, *Gyroidinoides* spp., *Cibicides* spp. (περιλαμβάνει τα είδη *C. dutemplei* και *C. refulgens*), *Cibicidoides pseudoungerianus*, *Valvulineria bradyana*, *Siphonina reticulata*. Επίσης, παρατηρήθηκαν τα είδη *Hanzawaia boueana*, *Ammonia becarrii*, *Planulina ariminensis*, *Asterigerinata* spp., *Robulus* spp. και *Elphidium* spp. τα οποία θεωρήθηκαν επανεπεξεργασμένα (reworked) καθώς πρόκειται για είδη τα οποία ζουν αποκλειστικά σε ρηγά νερά (π.χ. Murray, 1991; Jorissen et al., 1993). Τέλος, χαρακτηριστικές είναι και οι εμφανίσεις των βενθονικών τρηματοφόρων που ανήκουν στην ομάδα των Miliolids. Για τις ανάγκες της παρούσας εργασίας μελετήθηκαν οι ομάδες αυτές ως σύνολο (total Miliolids).

Πιο συγκεκριμένα, στο δείγμα M1 (εικόνα 5.6) χαρακτηριστική είναι η εμφάνιση των *Cibicides* spp. που περιλαμβάνει τα είδη *C. dutemplei* και *C. refulgens* με ποσοστό που φτάνει το 15.8%. Στη συνέχεια ακολουθεί το είδος *Bolivina spathulata* με ποσοστό 11.1%, και στη συνέχεια ακολουθούν τα είδη *Uvigerina peregrina* και *Uvigerina striatissima* με ποσοστό 7.4% το κάθε ένα. Έπειτα παρατηρείται το *Melonis barleeaanum* με ποσοστό 6.3%, η *Siphonina reticulata* με ποσοστό 5.3%, *Cibicidoides pseudoungerianus* με ποσοστό 4.7%, το *Gyroidinoides* spp. με ποσοστό 3.7%, η *Valvulineria bradyana* με ποσοστό 3.2% ενώ τα υπόλοιπα είδη (*Globocassidulina subglobosa*, *Bulimina costata*, *Bulimina* spp., *Trifarina angulosa*, *Globobulimina affinis*, *Bolivina antiqua*, *Bolivina* spp., Miliolids) εμφανίζονται με ποσοστό που δεν ξεπερνά το 3%.

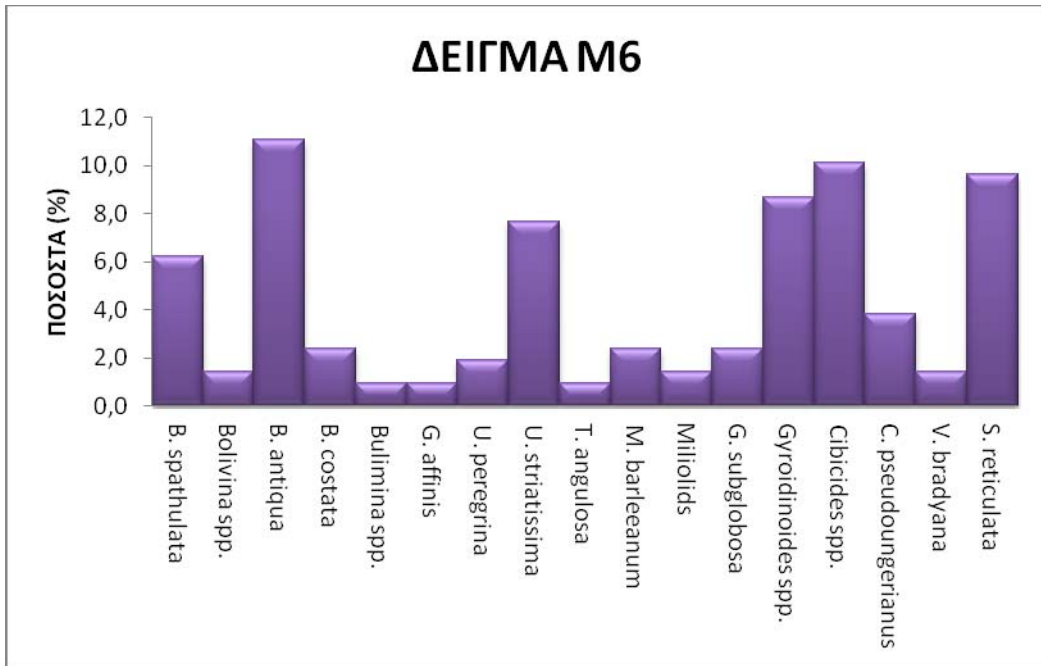
Στο δείγμα M6 (εικόνα 5.7), το μέγιστο ποσοστό που παρατηρείται είναι το 11.1% και αντιστοιχεί στο είδος *Bolivina antiqua*. Στη συνέχεια ακολουθούν τα είδη *Cibicides* spp. με ποσοστό 10.1%, *Siphonina reticulata* με ποσοστό 9.6%, *Gyroidinoides* spp. με ποσοστό

8.7%, *Uvigerina striatissima* με ποσοστό 7.7%, *Bolivina spathulata* με ποσοστό 6.3% και *Cibicidoides pseudoungerianus* με ποσοστό 3.8%. Τα υπόλοιπα είδη (*Bolivina* spp., *Bulimina costata*, *Bulimina* spp., *Globobulimina affinis*, *Uvigerina peregrina*, *Trifarina angulosa*, *Melonis barleeaanum*, *Globocassidulina subglobosa*, *Valvulineria bradyana*) δεν ξεπερνούν το 2.4%.

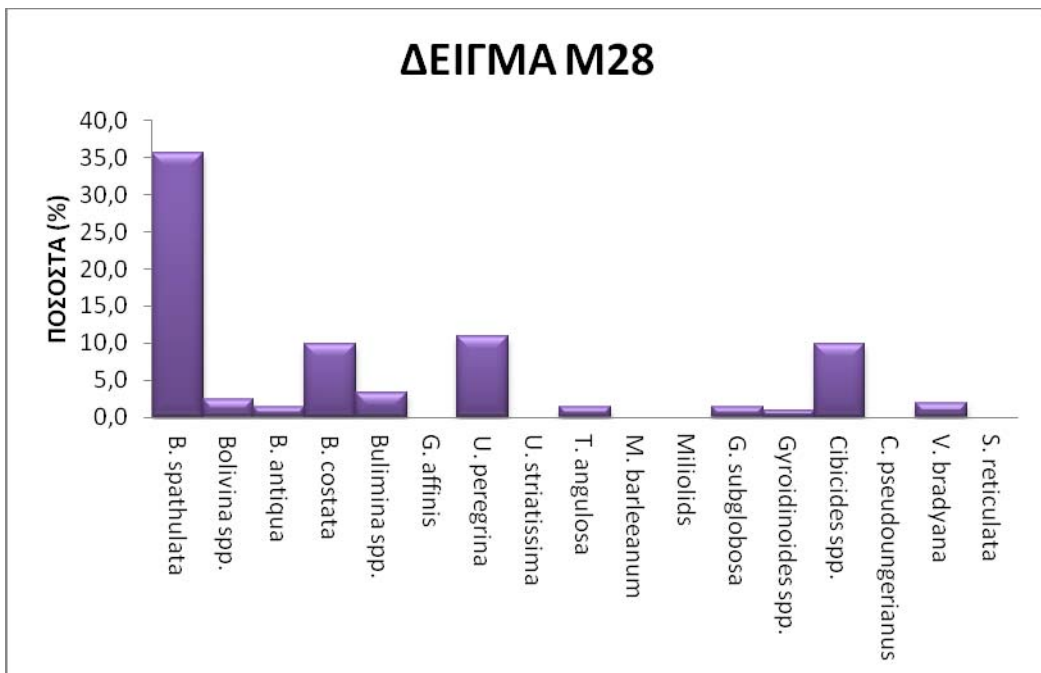
Τέλος, στο δείγμα M28 (εικόνα 5.8), ενδιαφέρον παρουσιάζει το είδος *Bolivina spathulata* το οποίο φτάνει το 35.5%. Ακολουθεί η *Uvigerina peregrina* με ποσοστό 10.9% και στη συνέχεια τα είδη *Bulimina costata* και *Cibicides* spp. με ποσοστό 10% το κάθε ένα. Όλα τα υπόλοιπα είδη (*Bolivina antiqua*, *Bolivina* spp., *Bulimina* spp., *Globobulimina affinis*, *Uvigerina striatissima*, *Trifarina angulosa*, *Melonis barleeaanum*, *Globocassidulina subglobosa*, *Gyroidinoides* spp., *Cibicidoides pseudoungerianus*, *Valvulineria bradyana*, *Siphonina reticulata*) εμφανίζονται σε πολύ μικρότερα ποσοστά που δεν ξεπερνούν το 3.3%.



Εικόνα 5.6: Ποσοστιαία κατανομή των κυριότερων ειδών βενθονικών τρηματοφόρων της τομής Μακρυλιά, δείγμα M1.



Εικόνα 5.7: Ποσοστιαία κατανομή των κυριότερων ειδών βενθονικών τρηματοφόρων της τομής Μακρυλιά, δείγμα M6.



Εικόνα 5.8: Γραφική απεικόνιση των κυριότερων ειδών βενθονικών τρηματοφόρων της τομής Μακρυλιά, δείγμα M28.

6. ΣΥΖΗΤΗΣΗ

6.1 Ο ΟΛΟΚΑΙΝΙΚΟΣ ΣΑΠΡΟΠΗΛΟΣ S1

6.1.1 Χρονική περίοδος 9.6 – 7.9 Ka BP

Η απόθεση του σαπροπηλικού ορίζοντα S1a χρονολογείται, για την περιοχή της λεκάνης νότια της Λήμνου και για τον πυρήνα M-4, στα 9.6 – 7.9 Ka BP. Γι' αυτό το χρονικό διάστημα χαρακτηριστικές είναι οι εμφανίσεις των ειδών *C. mediterranensis* (με ποσοστά έως και 30%), *G. affinis* (με ποσοστά έως και 71.8%) και *C. bradyi*. Σύμφωνα με τα παλαιοοικολογικά χαρακτηριστικά των ειδών αυτών, πρόκειται για βενθονικά τρηματοφόρα τα οποία επιβιώνουν σε συνθήκες όπου η διαθεσιμότητα οξυγόνου είναι πολύ μικρή. Πιο συγκεκριμένα, το είδος *C. mediterranensis* χαρακτηρίζει ανοξικές συνθήκες (Cushman & Todd, 1949), η *G. affinis* εντοπίζεται σε δυσοξικά έως ανοξικά περιβάλλοντα (Fontanier et al., 2002) και το *C. bradyi* επιβιώνει σε υποξικές (suboxic) περιστασιακά ανοξικές συνθήκες (π.χ. Sen Gupta and Machain-Castillo, 1993; Bernard and Sen Gupta, 1999). Ωστόσο, κατά τη διάρκεια του S1a παρατηρούνται εμφανίσεις και άλλων βενθονικών τρηματοφόρων όπως η *U. mediterranea*, η *H. balthica*, το *Gyroidinoides* spp, καθώς και οι ομάδες των συμφυρματοπαγών τρηματοφόρων και των Miliolids. Η *U. mediterranea* διαβιεί σε καλά οξυγονωμένα περιβάλλοντα, ενώ παρουσιάζει χαμηλή ανοχή σε δυσοξικές συνθήκες (π.χ. Lutze and Coulbourn, 1984; Corliss, 1985; Schmiendl et al., 2000). Η *H. balthica* προτιμά καλά οξυγονωμένα ύδατα (π.χ. Abu-Zied, 2008; Barmawidjaja et al., 1992; De Stigter et al., 1998; Corliss and Chen, 1988; Morigi et al., 2001; Ross, 1984; Ross and Kennett, 1984; Aksu et al., 1995), ενώ και το *Gyroidinoides* spp. διαβιεί σε καλά οξυγονωμένα περιβάλλοντα (Rathbourn and Corliss, 1994; Edelmann-Furstenberg et al., 2001). Επομένως, ο σαπροπηλός S1a στη λεκάνη της Λήμνου δεν μπορεί να χαρακτηριστεί ως καθαρά ανοξική περίοδος, δεδομένου ότι υπάρχουν βενθονικά τρηματοφόρα (με ποσοστό 5-25%) που χρειάζονται συνθήκες οξυγόνου για να επιβιώσουν. Χαρακτηριστικές είναι και οι εμφανίσεις των *B. aculeata*, *B. marginata* και *B. costata* τα οποία μπορούν να επιβιώσουν σε ακραίες ευτροφικές και δυσοξικές συνθήκες (π.χ. Lutze and Coulbourn, 1984; Jorissen, 1987; Hermelin and Shimmield, 1990; Verhallen, 1987; Bernhard and Alve, 1996). Όλα τα παραπάνω, σε συνδυασμό με την παρουσία της *B. spathulata*, η οποία παρουσιάζει σχετική ανοχή σε μη οξυγονούχες συνθήκες (π.χ. Boltovskoy and Wright, 1976; Jorissen, 1999; Drinia & Anastasakis, 2012), και της *B. alata*, η οποία προτιμά περιβάλλοντα με χαμηλή

περιεκτικότητα οξυγόνου (π.χ. Jorissen et al., 1998), καθώς και με τις πολύ χαμηλές τιμές του BFN (αριθμός βενθονικών τρηματοφόρων) (εικόνα 6.1) που εντοπίζονται το χρονικό διάστημα αυτό, επιβεβαιώνουν ότι ο σαπροπηλός S1a χαρακτηρίζεται από συνθήκες δυσοξίας. Στη βάση του ορίζοντα S1a, συγκεκριμένα στην ηλικία των 9.6-9.4 ka BP, παρατηρούνται υψηλές συγκεντρώσεις των *U. mediterranea*, *H. balthica*, *C. carinata*, *M. barleeanum*, *B. aculeata*, και *H. elegans* που ενδεχόμενα υποδηλώνουν μεσοξικές έως δυσοξικές συνθήκες (π.χ. Tyson and Pearson, 1991; Corliss et Emerson, 1990; Corliss and Chen, 1988; Jorissen et al., 1995; 1998; 2007; Jorissen 1999a, Fontanier et al., 2002; 2003a; Kuhnt et al., 2007; Lutze and Coulbourn, 1984; Jorissen, 1987; Hermelin and Shimmield, 1990; Verhallen, 1987; Bernhard and Alve, 1996).

Επιπλέον, οι υψηλότερες τιμές του συνολικού οργανικού άνθρακα (TOC) (εικόνα 5.1) που παρατηρούνται κατά την απόθεση του κατώτερου σαπροπηλικού ορίζοντα S1a (9.6-7.9 Ka BP) σε σχέση με αυτές του ανώτερου ορίζοντα S1b (7.5-6.6 Ka BP), υποδηλώνουν τη μεγαλύτερη προσφορά και διατήρηση του οργανικού υλικού στο κατώτερο τμήμα του σαπροπηλού S1 στην περιοχή νότια της Λήμνου (π.χ. Katsouras et al., 2010; Gogou et al., 2007). Το γεγονός αυτό φαίνεται να επηρεάζεται και από τα τοπικά ωκεανογραφικά χαρακτηριστικά. Σύμφωνα με τους Katsouras et al. (2010), η καλύτερη διατήρηση της οργανικής ύλης οφείλεται στην απομόνωση των βαθιών υδάτων και στην αύξηση των δυσοξικών συνθηκών της περιοχής, ενώ η αυξημένη παραγωγικότητα οφείλεται στην αυξημένη εισροή της οργανικής ύλης από τα ποτάμια του βόρειου Αιγαίου. Επίσης, το μέγιστο του TOC θεωρείται ότι αντιπροσωπεύει το μέγιστο της έντασης απόθεσης του σαπροπηλικού ορίζοντα (Murat and Got, 2000) και εντοπίζεται κατά την απόθεση του S1a (1.94%). Οι σχεδόν σταθερές τιμές του $\delta^{13}\text{C}$ (εικόνα 5.2) τη χρονική περίοδο από 9.6 Ka BP έως 7.9 Ka BP (πυρήνας M-4) που οφείλονται στην διατήρηση της οργανικής ύλης, επιβεβαιώνουν την υπόθεση ότι η απόθεση του σαπροπηλού S1 εξαρτάται τόσο από την πρωτογενή παραγωγικότητα όσο και από την διατήρηση της οργανικής ύλης (Katsouras et al., 2010).

Έπειτα, παρατηρώντας το δείκτη χαμηλής οξυγόνωσης και το δείκτη ποικιλότητας (εικόνα 5.4) εντοπίζεται το τοπικό ελάχιστο των δεικτών αυτών στα 9 Ka BP (8.7% και 1.1% αντίστοιχα). Αυτό σημαίνει ότι την περίοδο εκείνη μειώνονται σημαντικά όλα τα βενθονικά τρηματοφόρα, με μοναδική εξαίρεση τη *G. affinis* η οποία φτάνει στο μέγιστο της τιμής της

(71.8%) (εικόνα 5.3). Μία τέτοια αντίδραση των βενθονικών τρηματοφόρων πιθανόν να συνδέεται με συνθήκες έντονης δυσοξίας.

6.1.2 Χρονική περίοδος 7.9 – 7.6 Ka BP

Πρόκειται για το χρονικό διάστημα το οποίο σηματοδοτείται από τη διακοπή του σαπροπηλικού ορίζοντα S1 (interruption). Η περίοδος αυτή συνδέεται με δύο γεγονότα: (1) την εγκαθίδρυση της σύνδεσης μεταξύ Μεσογείου και Μαύρης Θάλασσας στα 8.7 Ka BP (Ryan et al., 1997; Aksu et al., 1995; 1999; Sperling et al., 2003; Gogou et al., 2007; Ehrmann et al., 2007b; Kouli et al., 2012) με μέγιστη ροή των υδάτων της Μαύρης Θάλασσας μεταξύ 7.5-4.3 Ka BP (Sperling et al., 2003; Kuhnt et al., 2007) το οποίο αποτελεί τοπικό ωκεανογραφικό και γεωλογικό χαρακτηριστικό, (2) το παγκόσμιο ψυχρό συμβάν που χρονολογείται στα 8.2 Ka BP (π.χ. Rohling et al., 2002; Gogou et al., 2007; Geraga et al., 2008; Triantaphyllou et al., 2009a,b; Katsouras et al., 2010; Kouli et al., 2012). Αυτό είχε ως αποτέλεσμα την αύξηση της κυκλοφορίας των βαθέων υδάτων του βόρειου Αιγαίου και την τροφοδοσία αυτών με οξυγόνο.

Το παραπάνω γεγονός επιβεβαιώνεται και από την συμπεριφορά των βενθονικών τρηματοφόρων εκείνη τη χρονική περίοδο. Πιο συγκεκριμένα, παρατηρείται μείωση των *C. mediterraneus*, *G. affinis*, *C. bradyi*, τα οποία επιβιώνουν σε δυσοξικές-ανοξικές συνθήκες, καθώς και των *B. striatula*, *B. alata*. Όπως η *B. alata* έτσι και η *B. striatula* διαβίει σε περιβάλλοντα με χαμηλή περιεκτικότητα σε οξυγόνο (Alve and Murray, 1999). Επίσης, μείωση παρατηρείται και στους δείκτες χαμηλής οξυγόνωσης και ποικιλότητας (εικόνα 5.4). Αντίθετα αυξάνονται τρηματοφόρα όπως *U. mediterranea*, *H. balthica*, *B. spathulata*, *Gyroidinoides* spp., *B. costata*, *B. aculeata*, *B. marginata*, *H. elegans* καθώς και τα Miliolids, των οποίων η παρουσία δείχνει υψηλότερες περιεκτικότητες σε οξυγόνο. Έπειτα, αυτή τη χρονική περίοδο εντοπίζεται αύξηση των συμφυρματοπαγών τρηματοφόρων γεγονός που επιβεβαιώνει αφενός την αύξηση της περιεκτικότητας του οξυγόνου στα βαθέα ύδατα, και αφετέρου την είσοδο γλυκών υδάτων (π.χ. Alve, 1995). Επομένως, η αύξηση αυτών των ειδών σε συνδυασμό με την αύξηση του ποσοστού του BFN (Benthic Foraminifera Number) (εικόνα 5.4), επιβεβαιώνουν την οξυγόνωση του πυθμένα και κατά συνέπεια την αύξηση της κυκλοφορίας των βαθέων υδάτων. Τέλος, η μείωση του ολικού οργανικού άνθρακα (TOC) (εικόνα 5.1) που εντοπίζεται τη χρονική περίοδο 7.9-7.6 Ka BP, επιβεβαιώνει τη διακοπή των

συνθηκών απόθεσης του S1 και έχει εντοπιστεί σε αρκετές θέσεις της ανατολικής Μεσογείου (π.χ. Fontugne et al., 1989; Rohling et al., 1997; De Rijk et al., 1999; Myers and Rohling 2000; Casford et al., 2003; Gogou et al., 2007; Triantaphyllou et al., 2009a, b).

Οι περισσότεροι αρνητικές τιμές του $\delta^{13}\text{C}$ (εικόνα 5.2) για την περιοχή μελέτης, εντοπίζονται στις ηλικίες 7.7 Ka BP και 7.1 Ka BP με τιμές -26.1‰ και -25.9‰ αντίστοιχα που υποδηλώνουν εισροή υλικού χερσογενούς προέλευσης (Meyers and Arnaboldi, 2008; Katsouras et al., 2010). Ακόμα, στις ίδιες χρονικές περιόδους καταγράφονται υψηλά ποσοστά του TOC με τιμές 1.26% και 1.67% αντίστοιχα, τα οποία επομένως δεν αντιστοιχούν σε αύξηση της θαλάσσιας πρωτογενούς παραγωγικότητας, αλλά σε εισροή υλικού πλούσιου σε οργανικά, χερσογενούς όμως προέλευσης.

6.1.3 Χρονική περίοδος 7.6 – 6.5 Ka BP

Ο σαπροπηλικός ορίζοντας S1b αποτίθεται τη χρονική περίοδο 7.6-6.5 Ka BP για το βόρειο Αιγαίο και πιο συγκεκριμένα για τη λεκάνη νότια της Λήμνου. Το γεγονός αυτό ενισχύεται από την αύξηση των βενθονικών τρηματοφόρων (*C. mediterransensis*, *B. striatula*, *B. alata*) που χαρακτηρίζουν συνθήκες χαμηλής περιεκτικότητας σε οξυγόνο (δυσοξία), καθώς και από την αύξηση του TOC (εικόνα 5.1) που υποδηλώνει την εκ νέου αύξηση της προσφοράς και της διατήρησης του οργανικού υλικού (Katsouras et al., 2010), σε μικρότερο όμως βαθμό από αυτή του S1a (βλ. υποκεφάλαιο 6.1).

Ενδιαφέρον παρουσιάζουν τα *G. affinis* και *C. bradyi*, διότι παρόλο που πρόκειται για τρηματοφόρα τα οποία επιβιώνουν σε δυσοξικές συνθήκες, κατά τη διάρκεια του S1b το *C. bradyi* εντοπίζεται σε χαμηλότερα ποσοστά από αυτά του S1a, ενώ η *G. affinis*, η οποία εμφανίζεται σε σημαντικότερα ποσοστά στον S1a (έως και 71.8%), σχεδόν εξαφανίζεται. Επίσης, κατά τη διάρκεια του S1b παρατηρείται μεγαλύτερη εμφάνιση των *U. mediterranea*, *B. spathulata*, *H. balthica* καθώς και των ομάδων των Miliolids και των συμφυρματοπαγών τρηματοφόρων (δείκτες αερόβιων συνθηκών), σε αντίθεση με τον S1a όπου η εμφάνιση αυτών είναι μικρότερη. Στη συνέχεια, διαπιστώνεται ότι στο χρονικό διάστημα απόθεσης του S1b, ο δείκτης ποικιλότητας (εικόνα 5.4) κυμαίνεται σχεδόν σε σταθερά επίπεδα, ενώ ο δείκτης χαμηλής οξυγόνωσης (εικόνα 5.4) εμφανίζεται με χαμηλή διακύμανση και μικρότερες τιμές από ότι στον ορίζοντα S1a. Ο συνδυασμός όλων των παραπάνω επιβεβαιώνει το γεγονός ότι ο S1b χαρακτηρίζεται από λιγότερο δυσοξικές συνθήκες από

αυτές του S1a. Ωστόσο, ενδιαφέρον παρουσιάζει η έρευνα του πυρήνα SL-31 του βόρειου Αιγαίου (Abu-Zied et al., 2008), καθώς καταγράφονται υψηλά ποσοστά της *G. affinis* ακόμα και κατά τη διάρκεια του S1b. Αυτό πιθανόν να σημαίνει ότι ο ορίζοντας S1b του εν λόγω πυρήνα χαρακτηρίζεται από πιο έντονες συνθήκες δυσοξίας από ότι ο S1b του πυρήνα M-4. Επίσης, η μικρότερη παρουσία της *U. mediterranea* καθ' όλη την έκταση του σαπροπηλού S1 για τον πυρήνα SL-31, πιθανόν επιβεβαιώνει το γεγονός ότι ο S1 στην θέση του SL-31 αποτέθηκε σε περισσότερες δυσοξικές συνθήκες από ότι αυτές του πυρήνα M-4.

Επιπλέον, κατά τη διάρκεια του ορίζοντα S1b παρατηρείται αυξημένη παρουσία της *H. balthica*. Χαρακτηριστικό αυτής είναι ότι αποτελεί δείκτη ψυχρών περιβαλλόντων (π.χ. Aksu et al., 1995). Επομένως, επιβεβαιώνεται ότι ο σαπροπηλός S1b αποτέθηκε σε λιγότερο θερμές συνθήκες από αυτές του S1a (π.χ. Gogou et al., 2007; Triantaphyllou et al., 2009b). Το γεγονός αυτό τονίζεται και από την αυξημένη παρουσία της *U. mediterranea* με εκατονταετή-υπερεκατονταετή κυκλικότητα (εικόνα 5.3) η οποία όπως έχει ήδη αναφερθεί και παραπάνω, εμφανίζεται στο τελικό στάδιο ή μετά από ψυχρά γεγονότα (Kuhnt et al., 2007). Ενδιαφέρον παρουσιάζουν τα χρονικά διαστήματα 7.5 Ka BP και 7 Ka BP όπου η *H. balthica* αυξάνεται με ποσοστά 12.5% και 16.7% αντίστοιχα, υποδηλώνοντας έτσι την παρουσία έντονων ψυχρών φάσεων κατά τη διάρκεια του S1b. Η επίσης αύξηση της *U. mediterranea* λίγο μετά την αύξηση της *H. balthica*, στα χρονικά διαστήματα 7.4 Ka BP και 6.8 Ka BP με ποσοστά 14.5% και 14% αντίστοιχα, επιβεβαιώνει την παραπάνω υπόθεση.

Έπειτα, η διακύμανση της *C. mediterraneensis* σε συνδυασμό με τις σχετικά υψηλότερες τιμές του BFN (εικόνα 5.4) και την απουσία της *G. affinis*, επιβεβαιώνουν την ύπαρξη καλύτερων συνθηκών οξυγόνου (Kuhnt et al., 2007). Το γεγονός αυτό επιβεβαιώνει και η υψηλή εμφάνιση της *U. mediterranea* η οποία προτιμά περιβάλλοντα όπου επικρατούν μεσοτροφικές έως ευτροφικές συνθήκες (π.χ. Jorissen et al., 1995; De Stigter et al., 1998; De Rijk et al., 2000; Schmiedl et al., 2000).

Επιπλέον, όσον αφορά το $\delta^{13}\text{C}$, είναι γνωστό ότι υποδηλώνει σημαντικές διακυμάνσεις της οργανικής ύλης (παραγωγικότητα) (βλ. κεφάλαιο 1). Στην παρούσα εργασία όλες οι τιμές του $\delta^{13}\text{C}$ (εικόνα 5.2) είναι αρνητικές, ενώ ενδιαφέρον παρουσιάζει μία απότομη αύξηση της τάξεως του -18.3‰ (7.5 Ka BP) όπου είναι και η υψηλότερη τιμή που εντοπίζεται στην έναρξη του S1b. Αυτό σημαίνει ότι εκείνη τη χρονική περίοδο αυξάνεται η πρωτογενής

παραγωγικότητα και η παροχή οργανικής ύλης θαλάσσιας προέλευσης (Katsouras et al., 2010: βλ. κεφάλαιο 1). Το γεγονός αυτό μπορεί να επιβεβαιωθεί και από την μεγαλύτερη συμμετοχή των συμφυρματοπαγών τρηματοφόρων κατά την απόθεση του σαπροπηλικού ορίζοντα S1b, καθώς σηματοδοτούν την είσοδο γλυκού νερού στο Αιγαίο (π.χ. Alve, 1995).

6.1.4 Χρονική περίοδος 9.7 - 9.6 Ka BP και 6.5 - 6.1 Ka BP

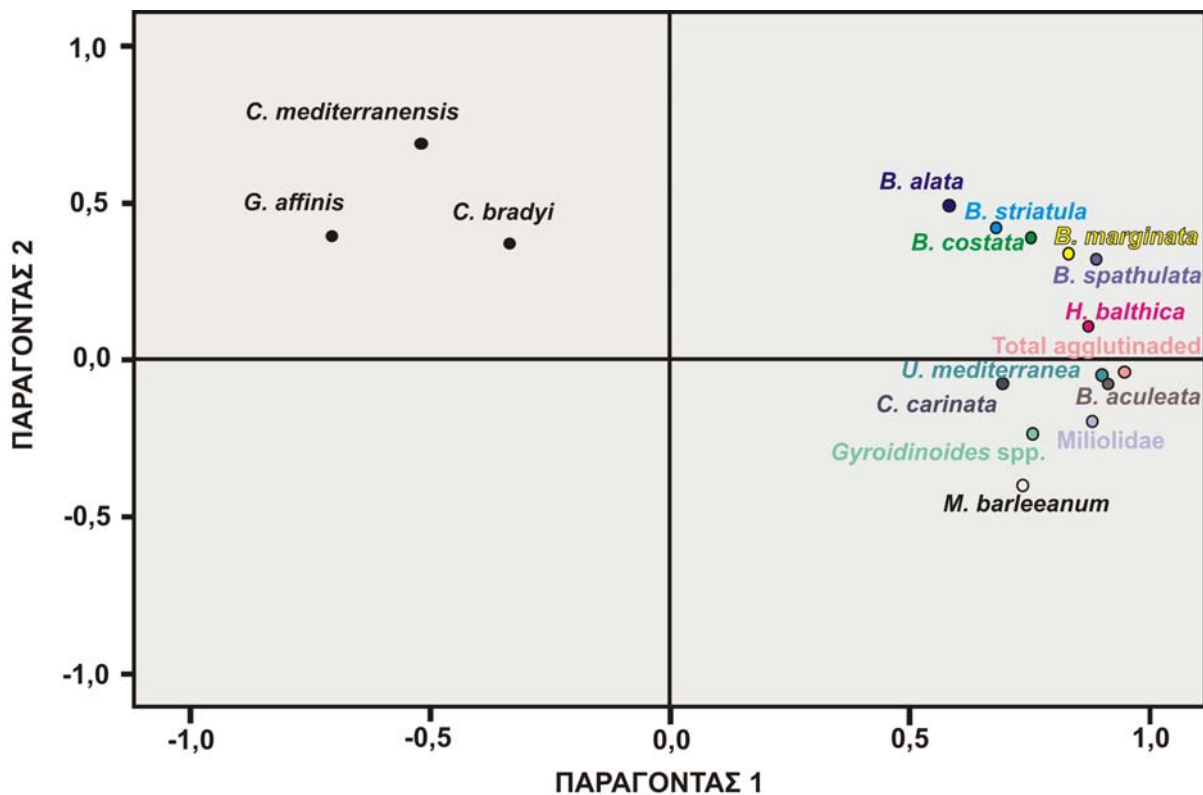
Πρόκειται για τις χρονικές περιόδους πριν και μετά την απόθεση του σαπροπηλικού S1. Οι συνθήκες που επικρατούν σε αυτές τις χρονικές περιόδους, όπως διακρίνεται και με τη βοήθεια των βενθονικών τρηματοφόρων, επιβεβαιώνουν ότι η υδάτινη στήλη δεν είναι στρωματοποιημένη, αντίθετα υπάρχει έντονη κυκλοφορία των βαθέων υδάτων και επομένως πλούσια προσφορά οξυγόνου. Τα βενθονικά τρηματοφόρα, τα οποία είναι δείκτες χαμηλής οξυγόνωσης (*C. mediterransensis*, *B. alata*, *B. striatula*, *G. affinis*, *C. bradyi*) απουσιάζουν πλήρως, ενώ εκείνα που προτιμούν καλύτερα οξυγονωμένα περιβάλλοντα (*U. mediterranea*, *H. balthica*, *H. elegans*, *C. carinata*, *Gyroidinoides* spp., Miliolids, συμφυρματοπαγή τρηματοφόρα) εντοπίζονται σε υψηλά ποσοστά. Το γεγονός των πλήρως αερόβιων συνθηκών κατά τα χρονικά διαστήματα 9.7 – 9.6 Ka BP και 6.5 - 6.1 Ka BP, επιβεβαιώνεται και από το BFN (Benthic Foraminifera Number) (εικόνα 5.4) το οποίο καταλαμβάνει το μέγιστο της τιμής του σε αυτές τις χρονικές περιόδους, καθώς και από τη διακύμανση του TOC (Total Organic Carbon) (εικόνα 5.1), το οποίο παρουσιάζεται αισθητά μειωμένο τα διαστήματα αυτά (< 0.8-1%).

6.1.5 Ανάλυση κύριων συνιστωσών (PCA) στις Ολοκαινικές μικροπανίδες

Στο διάγραμμα διμελούς παραγοντικού μοντέλου που ακολουθεί (εικόνα 6.1) παρατηρούνται τα κυριότερα βενθονικά τρηματοφόρα που εντοπίστηκαν στον πυρήνα βαρύτητας M-4, και πως αυτά κατανέμονται με βάση τους παράγοντες 1 και 2. Στα πλαίσια της παρούσας εργασίας, και με βάση τα δεδομένα που προκύπτουν από τα αυτά τα βενθονικά τρηματοφόρα, ο παράγοντας 1 αναφέρεται στην περιεκτικότητα του νερού σε οξυγόνο, ενώ ο παράγοντας 2 αντιπροσωπεύει την περιεκτικότητα του νερού σε οργανικό υλικό. Η κατανομή των κυριότερων βενθονικών τρηματοφόρων στο διάγραμμα αυτό, σε συνδυασμό με τα οικολογικά-περιβαλλοντικά χαρακτηριστικά που είναι γνωστά γι' αυτά, δίνουν πληροφορίες

για την παρουσία οξυγόνου και οργανικού άνθρακα τη χρονική περίοδο όπου αποτέθηκε ο σαπροπηλικός ορίζοντας S1.

Σύμφωνα με το διάγραμμα αυτό (εικόνα 6.1), τα είδη *C. mediterranensis*, *G. affinis*, και *C. bradyi* εντοπίζονται στις θετικές τιμές του παράγοντα 2 και στις αρνητικές τιμές του παράγοντα 1, καθώς πρόκειται για είδη τα οποία επιβιώνουν σε συνθήκες χαμηλής οξυγόνωσης αλλά με υψηλή παροχή οργανικού υλικού. Ο παράγοντας 1 είναι ανάλογος με την αύξηση των συνθηκών οξυγόνου του πυθμένα και διαχωρίζει εμφανώς τους σαπροπηλικούς ορίζοντες, τονίζοντας την χαμηλότερη περιεκτικότητα σε οξυγόνο του ορίζοντα S1a. Το είδος που ερμηνεύει τον παράγοντα 2 είναι η *C. mediterranensis* που χαρακτηρίζει ευτροφικές συνθήκες πυθμένα με αυξημένη όμως την περιεκτικότητα σε οξυγόνο στον ορίζοντα S1b (Kuhnt et al., 2007).



Εικόνα 6.1: Διάγραμμα διμελούς παραγοντικού μοντέλου που προσδιορίζει τους παράγοντες μεταβλητότητας στις συγκεντρώσεις των βενθονικών τρηματοφόρων για τον πυρήνα M-4.

6.2 ΤΟΜΗ ΜΑΚΡΥΛΙΑ ΛΑΣΙΘΙΟΥ (4.12 - 3.84 Ma)

Παρατηρώντας τις διακυμάνσεις των βενθονικών τρηματοφόρων για την τομή Μακρυλιά (εικόνες 5.6 - 5.8) διαπιστώνονται αρκετά υψηλές συγκεντρώσεις των ειδών *Bolivina spathulata*, *Bolivina antiqua*, *Uvigerina peregrina*, *Uvigerina striatissima*, *Cibicides* spp., *Gyroidinoides* spp., *Siphonina reticulata*, *Cibicidoides pseudoungerianus*, *Bulimina costata*. Ορισμένα από αυτά τα είδη είναι χαρακτηριστικά δυσοξικών συνθηκών ενώ άλλα εντοπίζονται μόνο σε καλά οξυγονωμένα περιβάλλοντα. Πιο συγκεκριμένα, η *B. antiqua* επιβιώνει σε περιβάλλοντα με χαμηλή περιεκτικότητα οξυγόνου (π.χ. Kaiho, 1999), όπως και η *B. spathulata* (π.χ. Drinia & Anastasakis, 2012), ενώ μεγάλη ανοχή σε δυσοξικά περιβάλλοντα εμφανίζει και η *B. costata* (βλ. παραπάνω). Το γένος *Cibicides* περιγράφεται ως δείκτης οξυγόνου (π.χ. Kaiho, 1994), όπως και η *S. reticulata* η οποία ζει σε καλά οξυγονωμένα ύδατα (π.χ. Van der Zwaan, 1983). Επίσης, το είδος *C. pseudoungerianus* εμφανίζεται σε περιβάλλοντα με υψηλή περιεκτικότητα οξυγόνου (π.χ. Van der Zwaan, 1983), όπως επίσης και το *Gyroidinoides* spp. (βλ. παραπάνω). Η *U. striatissima* αναφέρεται ότι επιβιώνει σε μεσοξικές συνθήκες και σε όχι έντονα δυσοξικά/ανοξικά περιβάλλοντα (π.χ. Russo et al., 2007), ενώ η *U. peregrina* αντέχει σε δυσοξικές συνθήκες (π.χ. Fontanier et al., 2002; Kuhnt et al., 2007). Τέλος, σε χαμηλά ποσοστά εμφανίζονται και τα είδη *G. affinis*, *M. barleeianum*, τα οποία χαρακτηρίζουν συνθήκες δυσοξίας (βλ. παραπάνω).

Δεδομένου ότι τα δείγματα αυτά χαρακτηρίζουν ανοξικές-δυσοξικές συνθήκες σε συνδυασμό με τα υψηλά ποσοστά TOC που εμφανίζουν, θα ήταν αναμενόμενο να επικρατούν βενθονικά τρηματοφόρα που αντιπροσωπεύουν δυσοξικές συνθήκες, και σε μικρότερο βαθμό βενθονικά τρηματοφόρα που χρειάζονται για τη επιβίωσή τους υψηλότερες περιεκτικότητες οξυγόνου. Ωστόσο, αντί αυτού τα δείγματα εμφανίζονται σχεδόν ομογενοποιημένα, με τα είδη που φανερώνουν οξυγόνωση του πυθμένα πολλές φορές να ξεπερνούν εκείνα των δυσοξικών συνθηκών.

Πρέπει να ληφθεί σοβαρά υπόψη ότι στα γεωλογικά δείγματα περιέχεται ένα μίγμα όλων των πανίδων που διαβιούν στο χώρο κατά τη διάρκεια μεγάλων χρονικών διαστημάτων και αντιπροσωπεύουν τις μέσες συνθήκες (π.χ. οξυγόνο) που επικρατούσαν στο σύνολο των αντίστοιχων διαστημάτων του γεωλογικού χρόνου. Εάν οι περιβαλλοντικές συνθήκες έχουν παραμείνει σταθερές καθ' όλη τη διάρκεια της υπό εξέταση περιόδου, τότε η σύνθεση της

πανίδας μπορεί να καταγράψει με μεγάλη ακρίβεια την οξυγόνωση του πυθμένα. Σε περιπτώσεις όμως όπου οι περιβαλλοντικές συνθήκες πιθανά δεν είναι σταθερές, είναι δύσκολο να απομονωθούν τέτοιου είδους πληροφορίες (Jorissen et al., 2007). Στην περίπτωση της τομής Μακρυλιά (4.12 έως 3.84 Ma) παρατηρούνται ορίζοντες πλούσιοι σε οργανικό υλικό (λόγω υψηλού TOC) που χαρακτηρίζονται από δυσοξικές συνθήκες, οι οποίες όμως κατά πάσα πιθανότητα διακόπτονταν συνεχώς από περιόδους οξυγόνωσης του πυθμένα όπως μαρτυρά η συνολική εικόνα της εγκλειόμενης βενθονικής μικροπανίδας. Οι εναλλαγές δυσοξικών/οξικών συνθηκών κατά τη διάρκεια του Κ. Πλειόκαινου στην τομή Μακρυλιά έλαβαν χώρα κατά την διάρκεια 0.28 Ma, χρονική περίοδο πολύ μεγαλύτερη από την διάρκεια του σαπροπηλού S1. Αυτό είχε σαν αποτέλεσμα να δώσει πιθανά τη δυνατότητα στα βενθονικά τρηματοφόρα να προσαρμοστούν στις επικρατούσες συνθήκες, καθώς το φάσμα των συγκεντρώσεων του οξυγόνου στο οποίο επιβιώνουν μπορεί να ευρύνεται κατά τη διάρκεια της ζωής τους (π.χ. Barmawidjaja et al, 1992; Ohga and Kitazato, 1997; Jorissen et al., 2007).

7. ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ

Ανοξικό/δυσοξικό συμβάν του Ολοκαίνου: σαπροπηλός S1, ΒΑ Αιγαίο

Έπειτα από την παρατήρηση του πυρήνα M-4 (λεκάνη νότια της Λήμνου) και την ανάλυση των δειγμάτων προκύπτουν τα εξής συμπεράσματα για τον σαπροπηλό S1 του ΒΑ Αιγαίου:

- Ο σαπροπηλικός ορίζοντας S1a αποτέθηκε σε περισσότερο δυσοξικές συνθήκες από αυτές του ορίζοντα S1b.
- Ο σαπροπηλικός ορίζοντας S1b αποτέθηκε σε λιγότερο θερμές συνθήκες από αυτές του ορίζοντα S1a.
- Η απόθεση του σαπροπηλού S1 εξαρτάται τόσο από την πρωτογενή παραγωγικότητα όσο και από την διατήρηση της οργανικής ύλης, με τη μεγαλύτερη προσφορά και διατήρηση του οργανικού υλικού στο κατώτερο τμήμα του σαπροπηλού S1.
- Η χρονική περίοδος της διακοπής του σαπροπηλικού ορίζοντα S1 (interruption) συνδέεται αφενός με την εγκαθίδρυση της σύνδεσης μεταξύ Μεσογείου και Μαύρης Θάλασσας στα 8.7 Ka BP με μέγιστη ροή των υδάτων της Μαύρης Θάλασσας μεταξύ 7.5-4.3 Ka BP, και αφετέρου με το παγκόσμιο ψυχρό συμβάν (8.2 Ka BP).
- Συγκρίνοντας τον σαπροπηλό S1 των πυρήνων του βορείου Αιγαίου SL148 (βάθος νερού 1094 m, Kuhnt et al., 2007) και SL-31 (βάθος νερού 430 m, Abu-Zied et al., 2008) με αυτόν του πυρήνα M-4 (ΒΑ Αιγαίο, βάθος νερού 216 m), διαπιστώνεται ότι:
 1. Ο συνολικός αριθμός των ατόμων βενθονικών τρηματοφόρων (BFN) είναι υψηλότερος στο ΒΑ Αιγαίο.
 2. Ο δείκτης ποικιλότητας (D [H(S)]) είναι υψηλότερος στο ΒΑ Αιγαίο.
 3. Ο δείκτης χαμηλής οξυγόνωσης (LO) είναι μεγαλύτερος στο Βόρειο Αιγαίο.

Το γεγονός αυτό πιθανόν να σημαίνει ότι ο σαπροπηλός S1 του πυρήνα M-4 (ΒΑ Αιγαίο) αποτέθηκε σε λιγότερο έντονες δυσοξικές συνθήκες. Αυτό πιθανόν φαίνεται να συνδέεται αφενός με την ισχυρότερη δυσοξία που επικράτησε στις βαθύτερες λεκάνες του Αιγαίου κατά το διάστημα απόθεσης του σαπροπηλού S1, και αφετέρου με το ότι η θέση του πυρήνα M-4 είναι πλησιέστερη στα Στενά των Δαρδανελλίων οπότε εκφράζει την επίδραση της επικοινωνίας της Μαύρης Θάλασσας με το Αιγαίο

πέλαγος στην παλαιοκυκλοφορία των υδάτων σε συνδυασμό με τη διαρκή κλιματική διακύμανση.

Ενδεικτική σύγκριση με Πλειοκαινικά ανοξικά/δυσοξικά συμβάντα

Συγκρίνοντας τον σαπροπηλό S1 του πυρήνα M-4 (BA Αιγαίο, 6.5 – 9.6 Ka BP) με την τομή Μακρυλιά στη ΝΑ Κρήτη (4.12 – 3.84 Ma), από την παρουσία των βενθονικών τρηματοφόρων διαπιστώνεται ότι ο σαπροπηλός S1 αποτέθηκε σε περισσότερο δυσοξικές συνθήκες από αυτές που παρουσιάζονται στην τομή Μακρυλιά, για παρόμοιες συγκεντρώσεις TOC σε ορίζοντες πλούσιους σε οργανικό υλικό. Οι εναλλαγές των δυσοξικών/οξικών συνθηκών κατά τη διάρκεια του Κ. Πλειόκαινου στην τομή Μακρυλιά έλαβαν χώρα κατά την διάρκεια 0.28 Ma, χρονική περίοδο πολύ μεγαλύτερη από την διάρκεια του σαπροπηλού S1. Αυτό είχε σαν αποτέλεσμα να δώσει πιθανά τη δυνατότητα στα βενθονικά τρηματοφόρα να προσαρμοστούν στις επικρατούσες συνθήκες σε ανάλογες κλίμακες του γεωλογικού χρόνου.

Το συμπέρασμα που μπορεί να προκύψει από τη σύγκριση δυσοξικών συνθηκών του Ολοκαίνου με δυσοξικά συμβάντα του Κατ. Πλειόκαινου είναι ότι σε παλαιότερες γεωλογικές εποχές είναι δυσκολότερο να διευκρινιστούν οι εκάστοτε συνθήκες οξυγόνωσης του πυθμένα (και όχι μόνο). Χρειάζεται περαιτέρω έρευνα η οποία δεν θα βασίζεται μόνο στην παρατήρηση των βενθονικών τρηματοφόρων, αντίθετα θα περιλαμβάνει ανάλυση περισσότερων βιογενών αλλά και γεωχημικών δεικτών, ούτως ώστε να προκύψουν όσο το δυνατόν περισσότερο αξιόπιστα αποτελέσματα.

8. ΠΕΡΙΛΗΨΗ

ΠΕΡΙΛΗΨΗ

Σκοπός της παρούσας εργασίας είναι η παλαιοπεριβαλλοντική ανάλυση των αποθέσεων του σαπροπηλικού ορίζοντα S1 στο Βόρειο Αιγαίο (πυρήνας βαρύτητας M-4, λεκάνης νότιας Λήμνου) με βάση την ποσοτική ανάλυση των βενθονικών τρηματοφόρων.

Το Αιγαίο βρίσκεται στο βόρειο τμήμα της βορειανατολικής περιοχής της Μεσογείου, συνδέεται με τη Μαύρη Θάλασσα μέσω των Δαρδανελίων και του Βοσπόρου και με την Ανατολική Μεσόγειο, μέσω του διαύλου της Κρήτης. Έχει αναγνωριστεί ως ιδιαίτερης σημασίας περιοχή λόγω αφενός της περιφερειακής και της παγκόσμιας κλιματικής αλλαγής και αφετέρου των ιδιαίτερων χαρακτηριστικών (γεωγραφική θέση, ρυθμοί ιζηματογένεσης κλπ.) που την καθιστούν ιδανική για την καταγραφή παρελθοντικών μεταβολών του κλίματος. Οι πολυάριθμοι μεγάλοι ποταμοί από τις γύρω περιοχές των Βαλκανίων και της Τουρκίας που εκβάλλουν στο Αιγαίο, αποτελούν την κύρια πηγή ιζηματογένεσης που παρέχει το 75% της εισροής του ιζήματος στο Βόρειο Αιγαίο. Αυτοί οι ποταμοί αποτελούν συλλογικά μια σημαντική πηγή οργανικής ύλης στη περιοχή μελέτης.

Ο υπό μελέτη πυρήνας M-4 μήκους 2.53 m (βάθος νερού 216 m) επηρεάζεται από την εισροή των υδάτων της Μαύρης Θάλασσας. Χαρακτηριστικό του πυρήνα αυτού είναι η μεγάλη εμφάνιση του σαπροπηλού (S1) που φτάνει το πάχος των 96 cm (32 cm έως 128 cm βάθος πυρήνα). Από τα δείγματα που συλλέχθηκαν με υψηλό βήμα δειγματοληψίας (ανά 0.5 cm), εντοπίστηκαν στη βάση του S1 τα είδη *Globobulimina affinis*, *Uvigerina mediterranea*, *Bulimina aculeata*, *Bolivina spathulata*, *Cassidulina carinata* που σηματοδοτούν την έναρξη συνθηκών χαμηλής διαθεσιμότητας οξυγόνου και υψηλής περιεκτικότητας οργανικού υλικού. Το κατώτερο τμήμα του S1 (9.6–7.9 ka BP) χαρακτηρίζεται από την κυριαρχία τους είδους *Globobulimina affinis*, δείκτη ανοξικών-δυσοξικών συνθηκών. Ακολουθεί η σχετιζόμενη με παγκόσμιο ψυχρό κλιματικό συμβάν (8.2 ka) διακοπή των σαπροπηλικών συνθηκών (7.9 – 7.6 ka BP) που χαρακτηρίζεται κυρίως από την παρουσία της *Uvigerina mediterranea*. Το είδος που παρουσιάζει χαμηλή ανεκτικότητα σε δυσοξικές συνθήκες συνεχίζει να συμμετέχει στις συγκεντρώσεις των βενθονικών τρηματοφόρων, καθ' όλη την διάρκεια του ανώτερου τμήματος του σαπροπηλού S1 (7.6 – 6.5 ka BP). Τα παραπάνω σε συνδυασμό με την μικρή περιεκτικότητα σε *Globobulimina affinis* αντικατοπτρίζουν την δραστική μείωση των δυσοξικών συνθηκών στη λεκάνη της Νότιας Λήμνου στο συγκεκριμένο χρονικό διάστημα,

εξαιτίας της αποκατάστασης της επικοινωνίας του Αιγαίου με τη Μαύρη Θάλασσα σε συνδυασμό με την συνεχή κλιματική διακύμανση κυρίως μετά τα 7.5 Ka.

Λέξεις κλειδιά: Βενθονικά τρηματοφόρα, σαπροπηλός S1, Δαρδανέλλια, Μαύρη Θάλασσα.

ABSTRACT

The paleoenvironmental conditions during the depositional interval of sapropel S1 in the Northern Aegean (gravity core M-4, south Limnos basin) are studied based on quantitative analysis of benthic foraminifera. The Aegean Sea is located at the northern part of NE Mediterranean region, linked to the Black Sea through the Dardanelles and the Bosphorus Straits and to the eastern Mediterranean through the Cretan Straits; being recognized as a particularly important area for both regional and global climate changes. Numerous major rivers from the surrounding areas of the Balkans and Turkey flow into the Aegean Sea, providing the 75% of the North Aegean sediment influx, and they collectively constitute an important source of land-derived organic matter to the study area. The location site of gravity core M-4 (length 2.53 m) is affected by the Black Sea water influx through the Dardanelles Straits. Special feature of this core is the thickness of sapropel S1 layer (96 cm). The species *Globobulimina affinis*, *Uvigerina mediterranea*, *Bulimina aculeata*, *Bolivina spathulata*, *Cassidulina carinata* were found below the base of S1, marking conditions of low oxygen availability and high content of organic matter. The species *Globobulimina affinis* marks the lower part of S1 (9.6-7.9 ka BP), showing permanently dysoxic conditions. Due to the influence of the cold global climate event (8.2 ka), an interruption of the sapropelic conditions is following (7.9-7.6 ka BP), which is mainly characterized by the presence of *Uvigerina mediterranea*. The species which has low tolerance to dysoxic conditions continues to participate in the concentrations of benthic foraminifera, throughout the duration of the upper part of sapropel S1 (7.6-6.5 ka BP). These data combined with low abundances of *Globobulimina affinis* in the assemblages, reflect the drastic reduction of dysoxic conditions in the basin of South Limnos, in this period, due to the opening of Dardanelles Straits (8-7 ka) and the relevant influx of Black Sea waters to the northern Aegean Sea in correlation with abrupt climate changes (after 7.5 Ka).

Keywords: benthic foraminifera, anoxic conditions, sapropel S1, Dardanelles Strait, Black Sea.

9. ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ

- ✚ Aksu, A.E., Abrajano, T., Mudie, P.J., Yasar, D., 1999. Organic geochemical and palynological evidence for terrigenous origin of the organic matter in the Aegean Sea sapropel S1. *Marine Geology*, 153, 303-318.
- ✚ Aksu, A.E., Yasar, D., Mudie, P.J., Gillespie, H., 1995. Late glacial-Holocene paleoclimatic and paleoceanographic evolution of the Aegean Sea: micropaleontological and stable isotopic evidence. *Marine Micropaleontology*, 25, 1-28.
- ✚ Alve, E., 1995. Benthic foraminifera response to estuarine pollution: a review. *Journal of Foraminiferal Research*, 25, 190–203.
- ✚ Alve, E., Murray J.W., 1999. Marginal marine environments of the Skagerrak and Kattegat: a baseline study of living (stained) benthic foraminiferal ecology: *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 146(1), 171–193.
- ✚ Anastasakis, G. C. and Stanley, D. J. 1984. Sapropels and organic-rich variants in the Mediterranean, sequence development and classification. In, D.A.V. Stow and D.J.W. Piper, (eds), 1984. *Fine Grained Sediments, Deep-Water Processes and Facies, Geological Society Special Publication 15*, 497–510.
- ✚ Anastasakis, G. C., 1986. A new uppermost limit of sapropelic sequence deposition in the Aegean Sea. *Rapports et Procès-Verbaux des Réunions, Commission Internationale pour l' Exploration scientifique de la Mer Méditerranée*, 30, 72.
- ✚ Anastasakis, G.C. and Stanley, D.J. 1986. Uppermost sapropel, Eastern Mediterranean, Paleoceanography and stagnation. *National Geographic Research*, 2, 179-197.
- ✚ Ariztegui, D., Asioli, A., Lowe, J.J., Trincardi, F., Vigliotti, L., Tamburini, F., Chondrogianni, C., Accorsi, C.A., Bandini Mazzanti, M., Mercuri, A.M., van der Kaars, S., McKenzie, J.A., Oldfield, F., 2000. Palaeoclimatic reconstructions and formation of sapropel S1: inferences from Late Quaternary lacustrine and marine sequences in the Central Mediterranean region. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 158, 215–240.
- ✚ Arnaboldi, M., Meyers, P.A., 2003. Geochemical evidence for paleoclimatic variations during deposition of two Pliocene sapropels from the Vrica section, Calabria. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 190, 257–271.

- ✚ Arnaboldi, M., Meyers, P.A., 2006. Patterns of organic carbon and nitrogen isotopic compositions of latest Pliocene sapropels from six locations across the Mediterranean Sea. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 235, 149–167.
- ✚ Asioli, A., Trincardi, F., Lowe, J.J., Ariztegui, D., Langone, L., Oldfield, F., 2001. Submillennial scale climatic oscillations in the central Adriatic during the Lateglacial: palaeoceanographic implications. *Quaternary Science Reviews* 20, 1201–1221.
- ✚ Barmawidjaja, D. M., Jorissen, F. J., Puskaric, S., Van der Zwaan, G. J., 1992. Microhabitat selection by benthic foraminifera in the northern Adriatic Sea: *Journal of Foraminiferal Research*, 22, 297-317.
- ✚ Barmawidjaja, D.M., Jorissen, F.J., Puskaric, S., Van der Zwaan, G.J., 1992. Microhabitat selection by benthic foraminifera in the northeast Adriatic Sea. *Journal of Foraminiferal Research*, 22, 297–317.
- ✚ Bernard, J.M., Sen Gupta, B.K., 1999. Foraminifera of oxygen-depleted environments. In: Sen Gupta, B.K. (Ed.), *Modern Foraminifera*. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, pp. 201–216.
- ✚ Bernhard, J.M. and Alve, E., 1996. Survival, ATP pool, and ultrastructural characterization of benthic foraminifera from Drammensfjord (Norway); response to anoxia. *Marine Micropaleontology*, 28, 5-17.
- ✚ Boltovsky, E. and Wright, R., 1976. Recent Foraminifera. Junk, *The Hague*, 515 pp.
- ✚ Bouloubassi, I., Rullkotter, J., Meyers, P.A., 1999. Origin and transformation of organic matter in Pliocene–Pleistocene Mediterranean sapropels: organic geochemical evidence reviewed. *Marine Geology*, 153, 177–197.
- ✚ Cacho, I., Grimalt, J.O., Canals, M., Sbaiffi, L., Shackleton, N.J., Schönfeld, J., Zahn, R., 2001. Variability of the Western Mediterranean Sea surface temperature during the last 30,000 years and its connection with the northern hemisphere climatic changes. *Paleoceanography* 16, 40–52.
- ✚ Calvert, S. E. 1983. Geochemistry of Pleistocene sapropels and associated sediments from the Eastern Mediterranean. *Oceanologica Acta*, 6, 231–263.
- ✚ Calvert, S.E., Fontugne, M.R., 2001. On the late Pleistocene – Holocene sapropel record of climatic and oceanographic variability in the eastern Mediterranean. *Paleoceanography* 16, 78–94.

- ✚ Calvert, S.E., Pedersen, T.F., 1992. Organic carbon accumulation and preservation in marine sediments: how important is anoxia? Productivity, Accumulation and Preservation of Organic Matter in Recent and Ancient Sediments. Columbia University Press, New York, pp. 231–263.
- ✚ Capotondi, L., Borsetti, A.M., Morigi, C., 1999. Foraminiferal ecozones, a high resolution proxy for the Late Quaternary biochronology in the central Mediterranean Sea. *Marine Geology* 153, 253–274.
- ✚ Capozzi, R., Picotti, V., 2003. Pliocene sequence stratigraphy, climatic trends and sapropel formation in the Northern Apennines (Italy). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 190, 349–371.
- ✚ Casford, J.S.L., Rohling, E.J., Abu-Zied, R., Cooke, S., Fontanier, C., Leng, M., Lycousis, V., 2002. Circulation changes and nutrient concentrations in the late Quaternary Aegean Sea, a nonsteady state concept for sapropel formation. *Paleoceanography* 17, 1024–1034.
- ✚ Casford, J.S.L., Rohling, E.J., Abu-Zied, R.H., Fontanier, C., Jorissen, F.J., Leng, M.J., Schmiedl, G., Thomson, J., 2003. A dynamic concept for eastern Mediterranean circulation and oxygenation during sapropel formation. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 190, 103-119.
- ✚ Castradori, D., 1993. Calcareous nannofossils and the origin of eastern Mediterranean sapropels. *Paleoceanography*, 8, 459–471.
- ✚ Cita, B.M., Vergnaud-Grazzini, C., Robert, C., Chamley, H., Ciaranfi, N. & D'Onofrios 1977. Paleoclimatic Record of a long deep sea core from the Eastern Mediterranean. *Quaternary Research*, 8, 205-235.
- ✚ Corliss, B., Emerson, S., 1990. Distribution of Rose Bengal stained deep-sea benthic foraminifera from the Nova Scotian continental margin and Gulf of Maine. *Deep-Sea Res.*, 37, 381–400.
- ✚ Corliss, B.H. and Chen, C., 1988. Morphotype patterns of Norwegian Sea deep-sea benthic foraminifera and ecological implications. *Geology*, 16, 716-719.
- ✚ Corliss, B.H., 1985. Microhabitats of benthic foraminifera within deep-sea sediments. *Nature*, 314, 435–438.
- ✚ Cushman, J.A. and Todd, R., 1949. The genus *Sphaeroidina* and its species: Contributions from the Cushman Laboratory for *foraminiferal Research*, 25, 11-21.

- ✚ De Lange, G.J., Thomson, J., Reitz, A., Slomp, C.P., Principato, M.S., Erba, E., and Corselli, C., 2008. Synchronous basin-wide formation and redox-controlled preservation of a Mediterranean sapropel. *Nature Geo-science*, 1, 606–610.
- ✚ De Lange, G.J., and Ten Haven, H.L., 1983. Recent sapropel formation in the eastern Mediterranean. *Nature* 305, 797–798.
- ✚ 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.
- ✚ De Rijk, S., Troelstra, S.R., Rohling, E.J., 1999. Benthic foraminiferal distribution in the Mediterranean Sea. *Journal of Foraminiferal Research*, 29, 93–103.
- ✚ De Stigter, H.C., Jorissen, F.J., 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 (1), 40–65.
- ✚ De Voogd B., Truffert C., Chamot–Rooke N., Huchon, P., Lalle mant, S., Le Pichon, X., 1992. Two–ship deep seismic sounding in the basins of Eastern Mediterranean Sea. *Geophysical Journal International*, 109, 536–552.
- ✚ Dercourt, J., Zonenshain L.P., Ricou, L.E., Le Pichon, X., Kinpper, A.L., Grandjaquet, C., Sbertshikov, I.M., Geussant, J., Lepvrier, C., Pechersku, D.H., Boulin, J., Bazhenov M.L., Lauer, J.P., Biju–Duval., B., 1986. Geological Evolution of the Tethys belt from the Atlantic of the Pamirs since the Lias. *Tectonophysics*, 123, 241–135.
- ✚ 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. *Quatern. Intern.*, **261**: 43–52.
- ✚ Duplessy, J.C., Cortijo, E., Kallel, N., 2005. Marine records of Holocene climatic variations. *C R Geosci* 337:87–95.
- ✚ Edelmann-Furstenberg, Y., Scherbacher, M., Hemleben, C., Almogi-Labin, A., 2001. Deep-sea benthic foraminifera from the central Red Sea. *J. Foraminiferal Res.*, 31, 48–9.

- ✚ Ehrmann, W., Schmiedl, G., Hamann, Y., Kuhnt, T., 2007a. Distribution of clay minerals in surface sediments of the Aegean Sea: a compilation. *International Journal of Earth Sciences*, **96**, 769-780.
- ✚ Ehrmann, W., Schmiedl, G., Hamann, Y., Kuhnt, T., Hemleben, C., Siebel, W., 2007b. Clay minerals in late glacial and Holocene sediments of the northern and southern Aegean Sea. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **249**, 36-57.
- ✚ Eichwald, C.E. von. 1830. *Zoologia specialis*. Vilnae: D.E. Eichwaldus 2 :1-323.
- ✚ Emeis, K.C., Schulz, H.M., Struck, U., Sakamoto, T., Dooze, H., Erlenkeuser, H., Howell, M., Kroon, D., Paterne, M., 1998. Stable isotopes and temperature records of sapropels from ODP Sites 964 and 967: constraining the physical environment of sapropel formation in the Eastern Mediterranean Sea. In: Robertson, A.H.F., Emeis, K.-C., Richter, C., Camerlenghi, A. (Eds.), Proc. ODP, Sci. Results, 160. Ocean Drilling Program, College Station, TX, pp. 309–331.
- ✚ Emeis, K.C., Struck, U., Schulz, H.M., Rosenberg, R., Bernasconi, S., Erlenkeuser, H., Sakamoto, T., Martinez-Ruiz, F., 2000. Temperature and salinity variations of Mediterranean Sea surface waters over the last 16.000 years from records of planktonic stable oxygen isotopes and alkenone unsaturation ratios. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **158**, 259–280.
- ✚ Ergin, M., Bodour, M.N. and Ediger, V., 1991. Distribution of surficial shelf sediments in the northeastern and southwestern parts of the Sea of Marmara: Strait and canyon regimes of the Dardanelles and Bosphorous. *Marine Geology*, **96**, 313-340.
- ✚ Facorellis, Y., Maniatis, Y., Kromer, B., 1998. Apparent ¹⁴C ages of marine mollusk shells from a Greek island: calculation of the marine reservoir effect in the Aegean Sea. *Radiocarbon*, **40**, 963–973.
- ✚ Fontanier, C., Jorissen, F.J., Chaillou, G., David, Anschutz, P., Lafon, V., 2003. Seasonal and interannual variability of benthic foraminiferal faunas at 550 m depth in the Bay of Biscay. *Deep-Sea Res., Part 1, Oceanogr. Res. Pap.*, **50**, 457–494.
- ✚ Fontanier, C., Jorissen, F.J., Licari, L., Alexandre, P., Anschutz, P., Carbonel, P., 2002. Live benthic foraminiferal faunas from the Bay of Biscay: faunal density, composition, and microhabitats. *Deep-Sea Res., Part 1, Oceanogr. Res. Pap.*, **49**, 751–785.

- ✚ Fontugne, M.R., Paterne, M., Calvert, S.E., Murat, A., Guischart, F., Arnold, M., 1989. Adriatic deep water formation during the Holocene; implications for the reoxygenation of the deep Mediterranean Sea. *Paleoceanography*, 4, 199–206.
- ✚ Georgopoulos, D., 2001. Water masses and dynamic structure in the Aegean. PhD Thesis, Univ. of Patras, Greece, unpublished, p 310.
- ✚ Geraga, M., Ioakim, C., Lykousis, V., Tsaila-Monopolis, S., Mylona, G., 2010. The high resolution palaeoclimatic and palaeoceanographic history of the last 24,000 years in the central Aegean Sea, Greece. *Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol* 287:101–115.
- ✚ Geraga, M., Mylona, G., Tsaila-Monopoli, St., Papatheodorou, G., Ferentinos, G., 2008. Northeastern Ionian Sea, palaeoceanographic variability over the last 22ka. *Journal of Marine Systems*, 74, 623-638.
- ✚ Geraga, M., Tsaila-Monopoli, St., Ioakim, Ch., Papatheodorou, G., Ferentinos, G., 2000. An evaluation of paleoenvironmental changes during the last 18000 yr BP in the Myrtoon Basin, S.W. Aegean Sea. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 156, 1–17.
- ✚ 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. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 220, 311-332.
- ✚ Giunta, S., Negri, A., Morigi, C., Capotondi, L., Combourieu-Nebout, N., Emeis, K.C., Sangiorgi, F., Vigliotti, L., 2003. Coccolithophorid ecostratigraphy and multiproxy paleoceanographic reconstruction in the Southern Adriatic Sea during the last deglacial time (Core AD91-17). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 190, 39-59.
- ✚ Gogou, A., Bouloubassi, I., Lykousis, V., Arnaboldi, M., Gaitani, P., Meyers, P.A., 2007. Organic geochemical evidence of abrupt late glacial-Holocene climate changes in the North Aegean Sea. *Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology*, 256, 1–20.
- ✚ Gogou, A., Bouloubassi, I., Stephanou, E.G., 2000. Marine organic geochemistry of the Eastern Mediterranean: 1. Aliphatic and polyaromatic hydrocarbons in Cretan Sea surficial sediments. *Marine Chemistry*, 68, 265-282.

- ✚ Gogou, A., Stephanou, E.G., 2004. Marine organic geochemistry of the Eastern Mediterranean: 2. Polar biomarkers in Cretan Sea surficial sediments. *Marine Chemistry*, 85, 1–25.
- ✚ Gogou, A., Stratigakis, N., Kanakidou, M., Stephanou, E.G., 1996. Organic aerosols in Eastern Mediterranean: components source reconciliation by using molecular markers and atmospheric back trajectories. *Organic Geochemistry*, 25, 79–96.
- ✚ Goldstein, S.T., Watkins, G.T. and Kuhn, R.M., 1995. Microhabitats of salt marsh foraminifera: St. Catharines Island, Georgia, USA. *Micropaleontology*, 26: 17-29.
- ✚ Gross, O. 2002. Sediment interactions of foraminifera: implications for food degradation and bioturbation processes. *Journal of Foraminiferal Research*, 32, 414-24.
- ✚ Hammer, O., Harper, D.A.T. & Ryan, P.D., 2001. PAST: Paleontological Statistics Software Package for Education and Data Analysis. *Palaeontologia Electronica*, 4 (1), 9 pp.
- ✚ Hammond, R.H., Watkins, D.K., Witzke, B.J., and Anderson, R.R., 1995. The Crow Creek Member, Pierre Shale (Upper Cretaceous) of southeastern South Dakota and northeastern Nebraska: Tsunamite or basal transgressive deposit?, in Diffendal, R.F., Jr., and Flowerday, C.A., eds., Geological field trips in Nebraska and adjacent parts of Kansas and south Dakota: Nebraska Conservation and Survey Division Guidebook 10, p. 109-120.
- ✚ Harloff, G.P. and Mackensen, A., 1997. Recent benthic foraminiferal associations and ecology of the Scotia Sea and Argentine Basin. *Marine Micropaleontology*, 31, 1-29.
- ✚ Hermelin, J.O.R. and Shimmiel, G.B., 1990. The importance of the Oxygen Minimum Zone and Sediment Geochemistry in the Distribution of Recent Benthic Foraminifera in the Northwest Indian Ocean. *Marine Geology*, 91, 1-29.
- ✚ Hilgen, F.J., 1991. Astronomical calibration of gauss to Matuyama sapropels in the Mediterranean and implication for the geomagnetic polarity time scale. *Earth and Planetary Science Letters* 107, 226–244.
- ✚ Hurrell, J.W., 1995. Decadal trends in the North Atlantic Oscillation: Regional temperatures and precipitation. *Science* 269, 676-679.
- ✚ Jorissen, F.J., 1987. The distribution of benthic foraminifera in the Adriatic Sea. *Marine Micropaleontology*, 12, 21-48.

- ✚ Jorissen, F.J., 1999. Benthic foraminiferal microhabitats. In: Sen Gupta B.K. (Editor), *Modern Foraminifera*. Kluwer Academic Publishers, pp. 161-179.
- ✚ Jorissen, F.J., Asioli, A., Borsetti, A.M., Capotondi, L., de-Visser, J.P., Hilgen, F.J., Rohling, E.J., vanderBorg, K., Vergnaud-Grazzini, C., Zachariasse, W.J., 1993. Late Quaternary central Mediterranean biochronology. *Mar. Micropaleontol.* 21, 169-189.
- ✚ Jorissen, F.J., De Stigter, H.C., Widmark, J.G.V., 1995. A conceptual model explaining benthic foraminiferal microhabitats. *Marine Micropaleontology*, 26, 3–15.
- ✚ Jorissen, F.J., Fontanier, C., Thomas, E., 2007. Paleoceanographical proxies based on deep-sea benthic foraminiferal assemblage characteristics. Volume 1- Methods in Late Cenozoic Paleoceanography (appr. 500 pp), *III- Biological tracers and biomarkers*.
- ✚ Jorissen, F.J., Wittling, I., Peypouquet, J.P., Rabouille, C., Relexans, J.C., 1998. Live benthic foraminiferal faunas off Cape Blanc, NW-Africa: community structure and microhabitats. *Deep-Sea Res., Part 1, Oceanogr. Res. Pap.*, 45, 2157–2188.
- ✚ Kaiho K. (1994). Benthic foraminiferal dissolved-oxygen index and dissolved-oxygen levels in the modern ocean. *Geology*, 22: 719- 722.
- ✚ Kaiho, K., 1999. Effect of organic carbon flux and dissolved oxygen on the benthic foraminiferal oxygen index (BFOI). *Marine Micropalaeontology*, 37, 67-76.
- ✚ Katsouras, G., Gogou, A., Bouloubassi, I., Emeis, K.-C., Triantaphyllou, M., Roussakis G., Lykousis V., 2010. Organic carbon distribution and isotopic composition in three records from the eastern Mediterranean Sea during the Holocene. *Organic Geochemistry*, 41, 935-939.
- ✚ Kidd, R.B., Cita, M.B., Ryan, W.B.F., 1978. Stratigraphy of eastern Mediterranean sapropel sequences recovered during Leg 42A and their paleoenvironmental significance. Initial Reports of the Deep-Sea Drilling Project 42A, 421–443.
- ✚ Kitazato, H., 1981. Observations of behavior and mode of life of benthic foraminifers in a laboratory. *Geoscience Report of Shizuoka University*, 6, 61-71.
- ✚ Kitazato, H., 1994. Foraminiferal microhabitats in four marine environments around Japan. *Marine Micropaleontology*, 24, 29-41.
- ✚ Kopf, A., Mascle, J., Klaeschen D., 2003. The Mediterranean Ridge: A mass balance across the fastest growing accretionary complex on Earth, *J. Geophysics Research*, 108(B8), 2372, doi:10.1029/2001JB000473.

- ✚ Kotthoff, U., Pross, J., Müller, U.C., Peyron, O., Schmiedl, G., Schulz, H., Bordon, A., 2008. Climate dynamics in the borderlands of the Aegean Sea during formation of sapropel S1 deduced from a marine pollen record. *Quaternary Science Reviews* 27, 832–845.
- ✚ Kouli, K., Gogou, A., Bouloubassi, I., Triantaphyllou, M.V., Ioakim, Chr., Katsouras, G., Roussakis, G., and Lykousis, V., 2012. Late postglacial paleoenvironmental change in the 129 northeastern Mediterranean region, Combined palynological and molecular biomarker evidence. *Quaternary International* xxx 1-10.
- ✚ Krishnamurthy, R.V., Meyers, P.A., Lovan, N.A., 2000. Isotopic evidence of sea-surface freshening, enhanced productivity, and improved organic matter preservation during sapropel deposition in the Tyrrhenian Sea. *Geology* 28, 263–266.
- ✚ Kuhnt, T., Schmiedl, G., Ehrmann, W., Hamann, Y., Hemleben, C., 2007. Deep-sea ecosystem variability of the Aegean Sea during the past 22kyr as revealed by Benthic Foraminifera. *Marine Micropaleontology*, 64, 141–162
- ✚ Le Pichon, X., Bergerat, F., Roulet M.J., 1988. Plate kinematics and tectonic loading of the Alpine belt formation. A new analysis. In, Clark, SP., Burchfield, B.C., Suppe., J. (Eds), Processes in continental Lithospheric Deformation. Special Paper- *Geological Society of America*, 218, 11-113.
- ✚ Lionello, P., Galati, M.B., 2008. Links of the significant wave height distribution in the Mediterranean sea with the Northern Hemisphere teleconnection patterns. *Advances in Geosciences* 17, 13-18.
- ✚ Lionello, P., Malanotte-Rizzoli, P., Boscolo, R., Alpert, P., Artale, V., Li, L., Luterbacher, J., May, W., Trigo, R., Simplis, M.T., Ulbrich, U., Xoplaki, E., 2006. The Mediterranean climate: an overview of the main characteristics and issues. In: Lionello, P., Malanotte-Rizzoli, P., Boscolo, R. (Eds.), *Mediterranean Climate Variability*. Elsevier, Amsterdam, pp. 1–26.
- ✚ Lourens, L., Hilgen, F., Shackleton, N. J., Laskar, J. and Wilson, J. 2004. The Neogen period. In. F. M. Gradstein et al.,(eds), *A Geologic Time Scale* 2004, Cambridge University Press, p.409-440.
- ✚ Lutze, G.F., Coulbourn, W.T., 1984. Recent benthic foraminifera from the continental margin of Northwest Africa: community structure and distribution. *Marine Micropaleontology*, 8, 361–401.

- ✚ Lykousis, V., Chronis, G., Tselepidis, A., Price, N.B., Theocharis, A., Siokou-Fragou, I., van Wambeke, F., Danovaro, R., Stavrakakis, S., Duineveld, G., Georgopoulos, D., Ignatiades, L., Souvermezoglou, A., Voutsinou-Taliadouri, F., 2002. Major outputs of the recent multidisciplinary biogeochemical researches undertaken in the Aegean Sea. *Journal of Marine Systems*, 33–34, 313–334.
- ✚ Makris, J., Ben-Avraham, Z., Behler, A., Ginzburg, A., Gieses P., Steinmetz, L., Whitmarsh, R.B., Eleftheriou S., 1983. Seismic refraction profiles between Cyprus and Israel and their interpretation. *Geophysical Journal of Royal Astronomical Society*, 75, 575-591.
- ✚ Margulis, L., 1974. Five-kingdom classification and the origin of evolution in cells. *Evolutionary Biology*, 7: 45-78.
- ✚ Marino, G., Rohling, E.J., Sangiorgi, F., Hayes, A., Casford, J.L., Lotter, A.F., Kucera, M., Brinkhuis, H., 2009. Early and middle Holocene in the Aegean Sea: interplay between high and low latitude climate variability. *Quaternary Science Reviews*, 28, 3246-3262.
- ✚ Martinez-Ruiz, F., Paytan, A., Kastner, M., González-Donoso, J.M., Linares, D., Bernasconi, S.M., Jimenez-Espejo, F.J., 2003. A comparative study of the geochemical and mineralogical characteristics of the S1 sapropel in the western and eastern Mediterranean. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 190, 23–37.
- ✚ Mayewski, P.A., Meeker, L.D., Twickler, M.S., Whitlow, S., Yang, Q., Lyons, W.B., and Prentice, M., 1997. Major features and forcing of high-latitude northern hemisphere atmospheric circulation using a 110,000-year long glaciochemical series. *Journal of Geophysical Research* 102, 26345-26366.
- ✚ Menzel, D., van Bergen, P.F., Schouten, S., Sinninghe Damste, J.S., 2003. Reconstruction of changes in export productivity during Pliocene sapropel deposition: a biomarker approach. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 190, 273-287.
- ✚ Mercone, D., Thomson, J., Abu-Zied, R.H., Croudace, I.W., Rohling, E.J., 2001. High-resolution geochemical and micropaleontological profiling of the most recent Mediterranean sapropel. *Mar. Geol.* 177, 25–44.

- ✚ Mercone, D., Thomson, J., Croudace, I.W., Siani, G., Paterne, M., Troelstra, S.R., 2000. Duration of S1, the most recent sapropel in the eastern Mediterranean Sea, as indicated by accelerator mass spectrometry radiocarbon and geochemical evidence. *Paleoceanography* 15(3), 336-347.
- ✚ Meyers, P.A., 1994. Preservation of elemental and isotopic source identification of sedimentary organic matter. *Chemical Geology* 114(3-4), 289-302.
- ✚ Meyers, P.A., 2006. Paleoceanographic and paleoclimatic similarities between Mediterranean sapropels and Cretaceous black shales. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 235, 305-320.
- ✚ Meyers, P.A., and Arnaboldi, M., 2008. Paleoceanographic implications of nitrogen and organic carbon isotopic excursions in mid-Pleistocene sapropels from the Tyrrhenian and Levantine Basins, Mediterranean Sea, *Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology*, 266(1-2), 112.
- ✚ Meyers, P.A., Arnaboldi, M., 2005. Trans-Mediterranean comparison of geochemical paleoproductivity proxies in a Mid-Pleistocene interrupted sapropel. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 222, 313–328.
- ✚ Meyers, P.A., Bernasconi, S.M., 2005. Carbon and nitrogen isotope excursions in three mid-Pleistocene sapropels from the Tyrrhenian Basin: implications for climate-induced changes in biological productivity. *Marine Geology* 220, 41–58.
- ✚ Meyers, P.A., Negri, A., 2003. Paleoclimatic and Paleoceanographic Records in Mediterranean Sapropels and Mesozoic Black Shales. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 190, 1-8.
- ✚ Milder, J.C., Montoya, J.P., Altabet, M.A., 1999. Carbon and nitrogen stable isotope ratios at Sites 969 and 974: interpreting spatial gradients in sapropel properties. In: Zahn, R., Comas, M.C., Klaus, A. (Eds.), *Proceedings of the Ocean Drilling Program. Scientific Results*, vol. 161. Ocean Drilling Program, College Station, TX, pp. 401–411.
- ✚ Morigi, C., Jorissen, F.J., Gervais, A., Guichard, S., Borsetti, A.M., 2001. Benthic foraminiferal faunas in surface sediments off NW Africa: Relationship with the organic flux to the ocean floor. *Journal of Foraminiferal Research*, 31, 350-361.
- ✚ Murat, A., 1991. Enregistrement sédimentaire des paléoenvironnements quaternaires en Méditerranée Orientale. Thèse de doctorat, Université de Perpignan, 280 pp.

- ✚ Murat, A., Got, H., 2000. Organic carbon variations of the eastern Mediterranean Holocene sapropel: a key for understanding formation processes. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 158, 241–257.
- ✚ Murray, J.W., 1991. Ecology and Paleocology of Benthic Foraminifera. Longman, Essex, 397 pp.
- ✚ Murray, J.W., 2006. Ecology and Applications of Benthic Foraminifera. Cambridge University Press, 426 pp.
- ✚ Myers, P.G and Rohling, E.J. 2000. Modeling a 200yr interruption of the Holocene Sapropel S1. *Quaternary Research*, 53, 98-104.
- ✚ Nijenhuis, I.A., Brumsack, H.J., de Lange, G.J., 1998. The trace elements budget of the eastern Mediterranean during sapropel formation. In: Robertson, A.H.F., Emeis, K.C., Richter, C., Camerlenghi, A. (Eds.), Proc. ODP, *Sci. Res.*, 160, 199-206.
- ✚ Oguz, T. and Sur, I.H., 1989. A two-layer model of water exchange through the Dardanelles Strait. *Oceanol. Acta*, 12(1), 23-31.
- ✚ Ohga, T., Kitazato, H., 1997. Seasonal changes in bathyal foraminiferal populations in response to the flux of organic matter (Sagami Bay, Japan). *Terra Nova*, 9, 33-37.
- ✚ Olausson, E. 1961. Studies of deep sea cores. Sediment cores from the Mediterranean Sea and the Red Sea. *Report of the Swedish Deep Sea Expedition 1947-48*, 8, 337–391.
- ✚ Passier, H.F., Bosch, H.J., Nijenhuis, I.A., Lourens, L.J., Boettcher, M.E., Leenders, A., Sinninghe Damste, J.S., de Lange, G.J., de Leeuw, J.W., 1999. Sulphidic Mediterranean surface waters during Pliocene sapropel formation. *Nature*, 397, 146-149.
- ✚ Perissoratis, C., Piper, D.J.W. 1992. Age, regional variation and shallowest occurrence of S1 sapropel in the Northern Aegean Sea. *Geo-Marine Letters*, 12, 49–53.
- ✚ Poulos, S.E., Drakopoulos, P.G., Collins, M.B., 1997. Seasonal variability in sea surface oceanographic conditions in the Aegean Sea (Eastern Mediterranean): An overview. *Journal of Marine Systems*, 13(1-4), 225-244.
- ✚ Principato, M., Giunta, S., Corselli, C., Negri, A., 2003. Late Pleistocene– Holocene planktonic assemblages in three box-cores from the Mediterranean Ridge area (west-southwest of Crete): paleoecological and palaeoceanographic reconstruction of

sapropel S1 interval. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 190, 61–77.

- ✚ Rathbourn, A.E., Corliss, B.H., 1994. The ecology of living (stained) deep-sea benthic foraminifera from the Sulu Sea. *Paleoceanography*, 9, 87–150.
- ✚ Rinna, J., Warning, B., Meyers, P.A., Brumsack, H.J., Ruellkoetter, J., 2002. Combined organic and inorganic geochemical reconstruction of palaeodepositional conditions of a Pliocene sapropel from the eastern Mediterranean Sea. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 66, 1969-1986.
- ✚ Rio, D., Raffi, I. & G. Villa, 1990. Pliocene-Pleistocene calcareous nannofossil distribution patterns in the Western Mediterranean. In Kastens K.A., Mascle, J. *et al.*, *Proc.ODP, Scient.Res.*, 107:513-533.
- ✚ Rohling, E.J & Gieskes, W.W.C., 1989. Late Quaternary changes in Mediterranean Intermediate Water density and formation rate. *Paleoceanography*, 4, 531- 545.
- ✚ Rohling, E.J., 1994. Review and new aspects concerning the formation of eastern Mediterranean sapropels. *Marine Geology*, 122, 1–28.
- ✚ Rohling, E.J., 1999. Environmental control on Mediterranean salinity and $\delta^{18}O$. *Paleoceanography* 14, 706–715.
- ✚ Rohling, E.J., Hilgen, F.J., 1991. The eastern Mediterranean climate at times of sapropel formation: a review. *Geologie en Mijnbouw* 70, 253-264.
- ✚ 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.
- ✚ Rohling, E.J., Jorissen, F.J., De Stigter, H.C., 1997. 200 Year interruption of Holocene sapropel formation in the Adriatic Sea. *J Micropal* 16:97–108
- ✚ Rohling, E.J., Mayewski, P.A., Abu-Zied, R.H., Casford, J.S.L., and Hayes, A., 2002. Holocene atmosphere-ocean interactions: records from Greenland and the Aegean Sea. *Climate Dynamics*, 18, 587-593.
- ✚ Rohling, E.J., Mayewski, P.A., and Challenor, P. 2003. On the timing and mechanism of millenianscale climate variability during the last glacial cycle. *Climate Dynamics* 20, 257-267.

- ✚ Ross, C.R. and Kennett, J.P., 1984. Late Quaternary paleoceanography as recorded by benthonic foraminifera in Strait of Sicily sediment sequences. *Marine Micropaleontology*, 8, 315-336.
- ✚ Ross, CR., 1984. *Hyalina balthicu* and its late Quaternary implications: Strait of Sicily. I. *Fomminiferal Res.*, 14, 134-139.
- ✚ Rossignol-Strick, M., 1985. Mediterranean Quaternary sapropels: an immediate response of the African monsoon to variation of insolation. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 49, 237– 265.
- ✚ Roussakis, G., Karageorgis, A.P., Conispoliatis, N., Lykousis, V., 2004. Last glacial-Holocene sediment sequences in N. Aegean basins: structure, accumulation rates and clay mineral distribution. *Geo-Marine Letters*, 24, 97-111.
- ✚ Royden, L.H. and Papanikolaou, D.J., 2011. Slab segmentation and late Cenozoic disruption of the Hellenic arc. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 12 (3), art. no. Q03010.
- ✚ Russo, B., Curcio, E. & Iaccarino, S., 2007. Paleoecology and paleoceanography of a Langhian succession (Tremi Islands, southern Adriatic Sea, Italy) based on benthic foraminifera. *Bollettino della Società Paleontologica Italiana*, 46 (2-3), 107-124.
- ✚ Sachse, M., 1997. Die Makrilia-Flora (Kreta, Griechenland)- ein Beitrag zur Neogenen Klima- und vegetationsgeschichte des ostlichen Mittelmeergebietes. Diss. ETH Nr. 12250.
- ✚ Sangiorgi, F., Capotondi, L., Nebout, N.C., Vigkiotti, L., Brinkhuis, H., Giounta, S., Lotter, A.F., Morigi, C., Negri, A., and Reichert, G.J. 2003. Holocene seasonal seasurface temperature variation in the southern Adriatic Sea inferred from a multiproxy approach. *Journal of Quaternary Science*, 18, 723e732.
- ✚ Sbaffi, L., Wezel, F.C., Curzi, G., Zoppi, U., 2004. Millennial- to centennial-scale palaeoclimatic variations during Termination I and the Holocene in the central Mediterranean Sea. *Global and Planetary Change* 40, 201–217.
- ✚ Sbaffi, L., Wezel, F.C., Kallel, N., Paterne, M., Cacho, I., Ziveri, P., Shackleton, N., 2001. Response of the pelagic environment to palaeoclimatic changes in the central Mediterranean Sea during the Late Quaternary. *Marine Geology* 178, 39–62.

- ✚ Schmidt, R.R. 1978. Calcareous nannofossils. In, W.J.Zachariasse *et al* (eds), Micropaleontological counting methods and techniques. An exercise on an eight metres section of the Lower Pliocene of Capo Rossello, Sicily. *Utr .Micropal. Bull*, 17, 241-265.
- ✚ Schmiedl, G., de Bovée, F., Buscail, R., Charrière, B., Hemleben, C., Medernach, L., Picon, P., 2000. Trophic control of benthic foraminiferal abundance and microhabitat in the bathyal Gulf of Lions, western Mediterranean Sea. *Marine Micropaleontology*, 40, 167–188.
- ✚ Scrivner, A.E., Vance, D., Rohling, E.J., 2004. New neodymium isotope data quantify Nile involvement in Mediterranean anoxic episodes. *Geology* 32(7), 565-568.
- ✚ Sen Gupta, B.K., Machain-Castillo, M.L., 1993. Benthic foraminifera on oxygen-poor habitats. *Marine Micropaleontology*, 20, 183–201.
- ✚ Shannon, C.E., Weaver, W., 1963. The mathematical theory of communication, *University of Illinois Press*, Urbana, Illinois, p. 127.
- ✚ Sinninghe Damsté, J.S., Schouten, S., van Duin, A.C.T., 2001. Isorenieratene derivatives in sediments: possible controls on their distribution. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 65, 1557–1571.
- ✚ Sperling, M., Schmiedl, G., Hemleben, Ch., Emeis, K.C., Erlenkeuser, H., Grootes, P.M., 2003. Black Sea impact on the formation of eastern Mediterranean sapropel S1? Evidence from the Marmara Sea. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 190, 9–21.
- ✚ Sturrock, S and Murray, J.W., 1981. Comparison of low energy middle shelf foraminiferal faunas: Celtic Sea and western English Channel. In Neale, J.W. and Brasier, M.D., eds. *Microfossils from Recent and Fossil Shelf Seas*. Chichester: Ellis Horwood, p.p. 250-60.
- ✚ Theocharis, A. and Georgopoulos, D., 1993. Dense water formation over the Samothraki and Limnos Plateaux in the north Aegean Sea (Eastern Mediterranean Sea). *Continental Shelf Res.*, 13(8/9), 919-939.
- ✚ Thomson, J., Higgs, N.C., Wilson, T.R.S., Croudace, I.W., de Lange, G.J., van Santfoort P.J.M., 1995. Redistribution and geochemical behaviour of redox-sensitive elements around S1, the most recent eastern Mediterranean sapropel. *Geochim. Cosmochim. Acta* 59(17), 3487-3502.

- ✚ Triantaphyllou M.V., Antonarakou A., Dimiza M., Anagnostou Ch., 2010. Calcareous nannofossil and planktonic foraminiferal distributional patterns during deposition of sapropels S6, S5 and S1 in the Libyan Sea (Eastern Mediterranean). *Geo-Marine Letters*, 30, 1-13.
- ✚ Triantaphyllou, M.V., Antonarakou, A., Kouli K., Dimiza, M., Kontakiotis, G., Papanikolaou, M., Ziveri, P., Mortyn, G., Lianou, V., Lykousis, V., Dermitzakis, M.D., 2009a. Comparing Late Glacial - Holocene Plankton ecozones and Pollen Assemblage Zones: Basis for a multi-proxy ecostratigraphy in the south - eastern Aegean Sea (E. Mediterranean). *Geo-Marine Letters*, 29, 249-267.
- ✚ Triantaphyllou, M.V., Ziveri, P., Gogou, A., Marino, G., Lykousis, V., Bouloubassi, I., Emeis, K.C., Kouli, K., Dimiza, M., Rosell-Mele, 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(1-4), 182-197.
- ✚ Tsimplis, M. N., Zervakis, V., Josey, S.A., Peneva, E.L., Struglia, M.V., Stanev, E.V., Theocharis, A., Lionello, P., Malanotte-Rizzoli, P., Artale, V., Tragou, E., Oguz, T., Lionello, P.M.-R.P., Boscolo, R., 2006. Chapter 4 Changes in the oceanography of the Mediterranean Sea and their link to climate variability. *Developments in Earth and Environmental Sciences*, Elsevier. Volume 4, 227-282.
- ✚ Tyson, R.V. and Pearson, T.H., 1991. Modern and ancient continental shelf anoxia: an overview. In: Tyson R.V. and T.H. Pearson (Editors), *Modern and Ancient Continental Shelf Anoxia. Geological Society of London Special Publication*, 58, 1-24.
- ✚ Τριανταφύλλου, Μ.Β. 1996. Βιοστρωματογραφικές και οικοστρωματογραφικές παρατηρήσεις μεβάση τα ασβεστολιθικά ναννοαπολιθώματα, των Πλειο-Πλειστοκαινικών ιζημάτων της ανατολικής Μεσογείου. *Διδακτορική διατριβή Παν.Αθ.*, ΓΑΙΑ 1, 229 p.
- ✚ Unluata, L.J., Oguz, T., Latif, M.A. and Ozsoy. E., 1990. On the physical oceanography of the Turkish Straits. In: L.J. Pratt (Editor), *The Physical Oceanography of Sea Straits*. Kluwer, Dordrecht, pp. 25-60.
- ✚ Van der Zwaan, G.J., 1983. Quantitative analysis and the reconstruction of benthic foraminiferal communities. In Meulenkamp J.E. (ed.), *Reconstruction of marine paleoenvironments. Utrecht Micropaleontological Bulletins*, 30, 49-69.

- ✚ Verhallen, P.J.J.M., 1987. early development of *Bulimina marginata* in relation to paleoenvironmental changes in the Mediterranean. *Proceedings Koninklijke Nederlandse Akademie van Wetenschappen*, Series B 90, 161-180.
- ✚ Vickerman, K., 1992. “The diversity and ecological significance of Protozoa”. *Biodiversity and Conservation*, 1, 334-341.
- ✚ Yuce, H., 1996. On the variability of mediterranean water flow into Black Sea. *Continental Shelf Res.*, 16, 1309- 1413.
- ✚ Zervakis, V., Georgopoulos, D., Drakopoulos, P.G, 2000. The role of the North Aegean in triggering the recent Eastern Mediterranean climatic changes. *J. Geophys. Res.*, 105 (C11), 26, 103– 26, 116.
- ✚ Zervakis, V., Georgopoulos, D., Karageorgis, A.P., Theocharis, A., 2004. On the response of the Aegean Sea to climatic variability: a review. *International Journal of Climatology* 24, 1845–1858.

ΠΑΡΑΡΤΗΜΑ

ΕΙΔΟΣ / ΔΕΙΓΜΑΤΑ (cm)	25-25,5		27-27,5		28-28,5		29-29,5		32-32,5		33-33,5		36-36,5		37-37,5	
		(%)		(%)		(%)		(%)		(%)		(%)		(%)		(%)
<i>Chilostomella mediterraneensis</i>	4	0,3	0	0	16	0,5	0	0	36	2,9	80	3,7	96	8,8	116	25,4
<i>Bolivina spathulata</i>	184	11,7	432	13	432	14,7	736	17	216	17,4	448	20,6	174	15,9	72	15,8
<i>Bolivina striatula</i>	24	1,5	112	3,4	80	2,7	128	3	24	1,9	104	4,8	114	10,4	13	2,9
<i>Bolivina alata</i>	9	0,6	80	2,4	32	1,1	0	0	4	0,3	16	0,7	12	1,1	0	0
<i>Bolivina midwayensis</i>	0	0	0	0	16	0,5	0	0	0	0,0	0	0	2	0,2	1	0,2
<i>Bolivina pseudoplicata</i>	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0,0	0	0	0	0	0	0
<i>Bulimina marginata</i>	280	17,8	368	11,1	432	14,7	560	12,9	196	15,8	320	14,7	154	14,1	42	9,2
<i>Bulimina costata</i>	196	12,5	192	5,8	128	4,3	144	3,3	56	4,5	80	3,7	56	5,1	18	3,9
<i>Bulimina aculeata</i>	64	4,1	176	5,3	176	6,0	176	4,1	68	5,5	48	2,2	20	1,8	11	2,4
<i>Bulimina elongata</i>	0	0,0	0	0,0	16	0,5	0	0,0	8	0,6	32	1,5	0	0,0	0	0,0
<i>Globobulimina affinis</i>	4	0,3	0	0,0	0	0,0	0	0,0	8	0,6	8	0,4	16	1,5	5	1,1
<i>Uvigerina mediterranea</i>	132	8,4	384	11,5	464	15,8	592	13,7	132	10,6	208	9,6	58	5,3	64	14,0
<i>Uvigerina peregrina</i>	0	0,0	0	0,0	48	1,6	32	0,7	4	0,3	0	0,0	8	0,7	5	1,1
<i>Uvigerina phlegeri</i>	0	0,0	0	0,0	0	0,0	0	0,0	4	0,3	16	0,7	4	0,4	0	0,0
<i>Hanzawaia boueana</i>	8	0,5	16	0,5	32	1,1	112	2,6	12	1,0	32	1,5	16	1,5	4	0,9
<i>Hyalina balthica</i>	176	11,2	352	10,6	240	8,2	464	10,7	188	15,2	312	14,3	176	16,1	49	10,7
<i>Hoegludina elegans</i>	20	1,3	80	2,4	80	2,7	160	3,7	12	1,0	16	0,7	26	2,4	3	0,7
<i>Melonis barleeianum</i>	68	4,3	16	0,5	80	2,7	80	1,8	12	1,0	0	0,0	2	0,2	1	0,2
<i>Cassidulina carinata</i>	12	0,8	96	2,9	16	0,5	112	2,6	12	1,0	72	3,3	12	1,1	0	0,0
<i>Globocassidulina subglobosa</i>	24	1,5	32	1,0	16	0,5	32	0,7	8	0,6	8	0,4	12	1,1	4	0,9
<i>Spiroloculina</i> spp.	8	0,5	32	1,0	0	0,0	16	0,4	4	0,3	0	0,0	0	0,0	0	0,0
<i>Robulus</i> spp.	0	0,0	0	0,0	0	0,0	0	0,0	0	0,0	0	0,0	0	0,0	0	0,0
<i>Ammonia beccarii</i>	0	0,0	0	0,0	0	0,0	0	0,0	0	0,0	0	0,0	0	0,0	1	0,2
<i>Gyroidinoides</i> spp.	56	3,6	64	1,9	32	1,1	96	2,2	16	1,3	24	1,1	16	1,5	8	1,8
<i>Elphidium</i> spp.	0	0,0	0	0,0	0	0,0	0	0,0	0	0,0	0	0,0	0	0,0	0	0,0
<i>Stainforthia</i> spp.	0	0,0	0	0,0	0	0,0	0	0,0	0	0,0	0	0,0	0	0,0	0	0,0
<i>Floresina</i> sp.	0	0,0	0	0,0	0	0,0	0	0,0	0	0,0	0	0,0	0	0,0	0	0,0
<i>Nodosariidae</i>	32	2,0	112	3,4	32	1,1	112	2,6	36	2,9	72	3,3	28	2,6	16	3,5
<i>Miliolidae</i>	92	5,9	272	8,2	256	8,7	240	5,5	48	3,9	64	2,9	20	1,8	4	0,9
Total agglutinated	140	8,9	480	14,4	304	10,3	512	11,8	120	9,7	184	8,5	36	3,3	12	2,6
<i>Rosalina</i> sp.	0	0,0	0	0,0	0	0,0	0	0,0	0	0,0	0	0,0	0	0,0	1	0,2
<i>Lenticulina</i> spp.	0	0,0	0	0,0	0	0,0	0	0,0	8	0,6	0	0,0	6	0,5	0	0,0
<i>Cassidulinoides bradyi</i>	0	0,0	0	0,0	0	0,0	0	0,0	0	0,0	0	0,0	6	0,5	0	0,0
<i>Nonionella turgida</i>	0	0,0	0	0,0	0	0,0	0	0,0	0	0,0	0	0,0	8	0,7	2	0,4
<i>Trifarina angulosa</i>	0	0,0	0	0,0	0	0,0	0	0,0	0	0,0	0	0,0	0	0,0	0	0,0
<i>Globulina</i> spp.	0	0,0	0	0,0	0	0,0	0	0,0	0	0,0	0	0,0	0	0,0	0	0,0
sp.	36	2,3	32	1,0	16	0,5	32	0,7	8	0,6	32	1,5	14	1,3	4	0,9

Πίνακας 1: Σχετικές πυκνότητες και απόλυτες περιεκτικότητες των ειδών των βενθονικών τρηματοφόρων του πυρήνα βαρύτητας M-4.

ΕΙΔΟΣ / ΔΕΙΓΜΑΤΑ (cm)	40-40,5		41-41,5		43-43,5		45-45,5		46-46,5		48-48,5		50-50,5	
		(%)		(%)		(%)		(%)		(%)		(%)		(%)
<i>Chilostomella mediterraneensis</i>	104	14,4	55	9,8	53	12,5	67	13,6	46	10,5	42	8,8	30	5,3
<i>Bolivina spathulata</i>	104	14,4	70	12,5	48	11,3	56	11,4	42	9,6	76	16	112	19,9
<i>Bolivina striatula</i>	20	2,8	51	9,1	23	5,4	51	10,4	0	0	26	5,5	22	3,9
<i>Bolivina alata</i>	4	0,6	4	0,7	3	0,7	1	0,2	45	10,3	3	0,6	12	2,1
<i>Bolivina midwayensis</i>	0	0	1	0,2	0	0	0	0	1	0,2	0	0	2	0,4
<i>Bolivina pseudoplicata</i>	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Bulimina marginata</i>	116	16,1	94	16,7	68	16,1	78	15,9	78	17,8	62	13	56	10
<i>Bulimina costata</i>	44	6,1	65	11,6	59	13,9	59	12	44	10	61	12,8	52	9,3
<i>Bulimina aculeata</i>	8	1,1	10	1,8	14	3,3	12	2,4	9	2,1	14	2,9	26	4,6
<i>Bulimina elongata</i>	0	0,0	0	0,0	0	0,0	0	0,0	0	0,0	0	0,0	0	0,0
<i>Globobulimina affinis</i>	16	2,2	7	1,2	6	1,4	8	1,6	7	1,6	4	0,8	6	1,1
<i>Uvigerina mediterranea</i>	84	11,7	65	11,6	39	9,2	40	8,1	57	13,0	69	14,5	68	12,1
<i>Uvigerina peregrina</i>	0	0,0	6	1,1	8	1,9	9	1,8	9	2,1	4	0,8	4	0,7
<i>Uvigerina phlegeri</i>	0	0,0	0	0,0	1	0,2	0	0,0	0	0,0	0	0,0	0	0,0
<i>Hanzawaia boueana</i>	4	0,6	6	1,1	4	0,9	10	2,0	2	0,5	5	1,1	4	0,7
<i>Hyalinea balthica</i>	120	16,7	61	10,9	32	7,6	38	7,7	49	11,2	35	7,4	70	12,5
<i>Hoegludina elegans</i>	12	1,7	8	1,4	1	0,2	6	1,2	4	0,9	2	0,4	16	2,8
<i>Melonis barleanum</i>	0	0,0	0	0,0	0	0,0	0	0,0	2	0,5	2	0,4	2	0,4
<i>Cassidulina carinata</i>	0	0,0	1	0,2	2	0,5	2	0,4	1	0,2	0	0,0	8	1,4
<i>Globocassidulina subglobosa</i>	8	1,1	4	0,7	3	0,7	1	0,2	5	1,1	8	1,7	8	1,4
<i>Spiroloculina</i> spp.	0	0,0	0	0,0	1	0,2	0	0,0	0	0,0	0	0,0	0	0,0
<i>Robulus</i> spp.	0	0,0	1	0,2	0	0,0	0	0,0	0	0,0	0	0,0	0	0,0
<i>Ammonia beccarii</i>	0	0,0	0	0,0	0	0,0	0	0,0	0	0,0	0	0,0	0	0,0
<i>Gyroidinoides</i> spp.	0	0,0	6	1,1	7	1,7	6	1,2	3	0,7	10	2,1	8	1,4
<i>Elphidium</i> spp.	0	0,0	0	0,0	0	0,0	0	0,0	0	0,0	0	0,0	0	0,0
<i>Stainforthia</i> spp.	0	0,0	0	0,0	0	0,0	0	0,0	0	0,0	0	0,0	0	0,0
<i>Floresina</i> sp.	0	0,0	0	0,0	0	0,0	0	0,0	0	0,0	0	0,0	0	0,0
<i>Nodosariidae</i>	12	1,7	8	1,4	16	3,8	8	1,6	7	1,6	20	4,2	16	2,8
<i>Miliolidae</i>	24	3,3	6	1,1	4	0,9	4	0,8	3	0,7	4	0,8	12	2,1
Total agglutinated	24	3,3	20	3,6	16	3,8	13	2,6	15	3,4	13	2,7	22	3,9
<i>Rosalina</i> sp.	0	0,0	0	0,0	0	0,0	0	0,0	1	0,2	0	0,0	0	0,0
<i>Lenticulina</i> spp.	0	0,0	0	0,0	0	0,0	0	0,0	1	0,2	1	0,2	0	0,0
<i>Cassidulinoides bradyi</i>	4	0,6	2	0,4	1	0,2	1	0,2	0	0,0	1	0,2	0	0,0
<i>Nonionella turgida</i>	0	0,0	0	0,0	2	0,5	5	1,0	3	0,7	2	0,4	0	0,0
<i>Trifarina angulosa</i>	0	0,0	0	0,0	0	0,0	0	0,0	0	0,0	0	0,0	0	0,0
<i>Globulina</i> spp.	0	0,0	0	0,0	0	0,0	0	0,0	0	0,0	0	0,0	0	0,0
sp.	12	1,7	11	2,0	12	2,8	16	3,3	5	1,1	12	2,5	6	1,1

Πίνακας Ι (συνέχεια): Σχετικές πυκνότητες και απόλυτες περιεκτικότητες των ειδών των βενθονικών τρηματοφόρων του πυρήνα βαρύτητας

M-4.

ΕΙΔΟΣ / ΔΕΙΤΜΑΤΑ (cm)	51-51,5		52-52,5		53-53,5		54-54,5		55-55,5		56-56,5		57-57,5		58-58,5	
		(%)		(%)		(%)		(%)		(%)		(%)		(%)		(%)
<i>Chilostomella mediterraneensis</i>	24	4,6	30	2,4	40	2,6	26	2	14	1,4	26	2,2	22	2,1	36	3
<i>Bolivina spathulata</i>	78	15,1	284	22,3	468	29,8	300	23	246	23,9	356	29,9	290	27,6	260	21,5
<i>Bolivina striatula</i>	20	3,9	26	2	80	5,1	46	3,5	54	5,3	56	4,7	26	2,5	68	5,6
<i>Bolivina alata</i>	4	0,8	24	1,9	32	2	14	1,1	6	0,6	6	0,5	18	1,7	68	5,6
<i>Bolivina midwayensis</i>	0	0	0	0	4	0,3	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Bolivina psendoplicata</i>	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Bulimina marginata</i>	100	19,3	124	9,7	152	9,7	190	14,5	140	13,6	134	11,3	138	13,1	96	7,9
<i>Bulimina costata</i>	94	18,1	94	7,4	124	7,9	126	9,6	114	11,1	70	5,9	108	10,3	96	7,9
<i>Bulimina aculeata</i>	12	2,3	60	4,7	68	4,3	70	5,4	64	6,2	54	4,5	94	9,0	24	2,0
<i>Bulimina elongata</i>	0	0,0	6	0,5	4	0,3	12	0,9	0	0,0	12	1,0	0	0,0	4	0,3
<i>Globobulimina affinis</i>	26	5,0	18	1,4	16	1,0	34	2,6	8	0,8	14	1,2	4	0,4	56	4,6
<i>Uvigerina mediterranea</i>	44	8,5	208	16,4	140	8,9	162	12,4	136	13,2	118	9,9	130	12,4	204	16,9
<i>Uvigerina peregrina</i>	2	0,4	24	1,9	12	0,8	12	0,9	4	0,4	24	2,0	0	0,0	20	1,7
<i>Uvigerina phlegeri</i>	0	0,0	0	0,0	4	0,3	0	0,0	0	0,0	0	0,0	0	0,0	0	0,0
<i>Hanzawaia boueana</i>	4	0,8	18	1,4	4	0,3	2	0,2	64	6,2	20	1,7	12	1,1	8	0,7
<i>Hyalinea balthica</i>	38	7,3	70	5,5	92	5,9	42	3,2	12	1,2	70	5,9	52	5,0	40	3,3
<i>Hoegludina elegans</i>	8	1,5	36	2,8	32	2,0	22	1,7	14	1,4	30	2,5	16	1,5	20	1,7
<i>Melonis barleeaanum</i>	2	0,4	4	0,3	16	1,0	6	0,5	4	0,4	0	0,0	2	0,2	4	0,3
<i>Cassidulina carinata</i>	0	0,0	16	1,3	28	1,8	12	0,9	2	0,2	8	0,7	0	0,0	20	1,7
<i>Globocassidulina subglobosa</i>	4	0,8	30	2,4	24	1,5	26	2,0	14	1,4	22	1,8	28	2,7	16	1,3
<i>Spiroloculina spp.</i>	0	0,0	2	0,2	4	0,3	0	0,0	0	0,0	0	0,0	0	0,0	4	0,3
<i>Robulus spp.</i>	0	0,0	6	0,5	0	0,0	2	0,2	2	0,2	2	0,2	0	0,0	0	0,0
<i>Ammonia becarrii</i>	0	0,0	4	0,3	0	0,0	0	0,0	0	0,0	0	0,0	0	0,0	0	0,0
<i>Gyroidinoides spp.</i>	4	0,8	4	0,3	8	0,5	14	1,1	6	0,6	8	0,7	2	0,2	8	0,7
<i>Elphidium spp.</i>	0	0,0	0	0,0	0	0,0	0	0,0	0	0,0	0	0,0	0	0,0	0	0,0
<i>Stainforthia spp.</i>	0	0,0	0	0,0	0	0,0	0	0,0	0	0,0	0	0,0	0	0,0	0	0,0
<i>Floresina sp.</i>	0	0,0	0	0,0	0	0,0	0	0,0	0	0,0	0	0,0	0	0,0	0	0,0
<i>Nodosariidae</i>	10	1,9	56	4,4	56	3,6	22	1,7	24	2,3	32	2,7	16	1,5	24	2,0
<i>Miliolidae</i>	6	1,2	36	2,8	24	1,5	56	4,3	20	1,9	28	2,4	36	3,4	28	2,3
<i>Textulariidae</i>	36	6,9	72	5,7	120	7,7	98	7,5	66	6,4	90	7,6	28	2,7	84	7,0
<i>Rosalina sp.</i>	0	0,0	4	0,3	0	0,0	2	0,2	0	0,0	0	0,0	0	0,0	4	0,3
<i>Lenticulina spp.</i>	0	0,0	0	0,0	4	0,3	0	0,0	0	0,0	0	0,0	0	0,0	0	0,0
<i>Cassidulinoides bradyi</i>	0	0,0	0	0,0	4	0,3	0	0,0	0	0,0	0	0,0	0	0,0	4	0,3
<i>Nonionella turgida</i>	0	0,0	4	0,3	0	0,0	6	0,5	2	0,2	0	0,0	0	0,0	8	0,7
<i>Trifarina angulosa</i>	0	0,0	0	0,0	0	0,0	0	0,0	0	0,0	0	0,0	0	0,0	0	0,0
<i>Globulina spp.</i>	0	0,0	0	0,0	0	0,0	0	0,0	0	0,0	0	0,0	0	0,0	0	0,0
<i>sp.</i>	2	0,4	12	0,9	8	0,5	4	0,3	12	1,2	10	0,8	28	2,7	4	0,3

Πίνακας Ι (συνέχεια): Σχετικές πυκνότητες και απόλυτες περιεκτικότητες των ειδών των βενθονικών τρηματοφόρων του πυρήνα βαρύτητας

M-4.

ΕΙΔΟΣ / ΔΕΙΓΜΑΤΑ (cm)	59-59,5		61-61,5		63-63,5		65-65,5		68-68,5		70-70,5		72-72,5	
		(%)		(%)		(%)		(%)		(%)		(%)		(%)
<i>Chilostomella mediterraneensis</i>	26	6,5	62	11,9	42	6,6	66	6,9	67	10,1	11	4,3	47	12,3
<i>Bolivina spathulata</i>	68	17,1	68	13	75	11,8	168	17,5	157	23,6	60	23,5	42	11
<i>Bolivina striatula</i>	42	10,6	41	7,9	70	11	124	12,9	37	5,6	8	3,1	4	1
<i>Bolivina alata</i>	7	1,8	5	1	18	2,8	50	5,2	22	3,3	4	1,6	6	1,6
<i>Bolivina midwayensis</i>	0	0	0	0	1	0,2	2	0,2	2	0,3	0	0	0	0
<i>Bolivina pseudoplicata</i>	0	0	0	0	0	0	0	0	1	0,2	0	0	0	0
<i>Bulimina marginata</i>	54	13,6	73	14	69	10,9	108	11,2	108	16,2	44	17,3	57	14,9
<i>Bulimina costata</i>	34	8,6	50	9,6	90	14,2	74	7,7	50	7,5	16	6,3	55	14,4
<i>Bulimina aculeata</i>	14	3,5	17	3,3	24	3,8	38	4,0	15	2,3	9	3,5	10	2,6
<i>Bulimina elongata</i>	0	0,0	0	0,0	5	0,8	0	0,0	0	0,0	0	0,0	6	1,6
<i>Globobulimina affinis</i>	38	9,6	71	13,6	85	13,4	40	4,2	21	3,2	55	21,6	65	17,0
<i>Uvigerina mediterranea</i>	42	10,6	52	10,0	39	6,2	70	7,3	17	2,6	11	4,3	26	6,8
<i>Uvigerina peregrina</i>	7	1,8	8	1,5	12	1,9	10	1,0	3	0,5	6	2,4	9	2,4
<i>Uvigerina phlegeri</i>	0	0,0	0	0,0	5	0,8	8	0,8	1	0,2	1	0,4	3	0,8
<i>Hanzawaia boueana</i>	8	2,0	6	1,1	9	1,4	18	1,9	8	1,2	2	0,8	8	2,1
<i>Hyalinea balthica</i>	10	2,5	21	4,0	16	2,5	58	6,0	26	3,9	4	1,6	8	2,1
<i>Hoegludina elegans</i>	4	1,0	5	1,0	3	0,5	10	1,0	6	0,9	1	0,4	0	0,0
<i>Melonis barleanum</i>	1	0,3	1	0,2	1	0,2	2	0,2	1	0,2	0	0,0	1	0,3
<i>Cassidulina carinata</i>	0	0,0	1	0,2	8	1,3	12	1,2	15	2,3	1	0,4	2	0,5
<i>Globocassidulina subglobosa</i>	10	2,5	10	1,9	17	2,7	16	1,7	20	3,0	1	0,4	3	0,8
<i>Spiroloculina</i> spp.	0	0,0	0	0,0	0	0,0	0	0,0	0	0,0	1	0,4	0	0,0
<i>Robulus</i> spp.	0	0,0	0	0,0	2	0,3	0	0,0	2	0,3	0	0,0	0	0,0
<i>Ammonia beccarii</i>	0	0,0	0	0,0	0	0,0	0	0,0	0	0,0	0	0,0	0	0,0
<i>Gyroidinoides</i> spp.	0	0,0	6	1,1	4	0,6	4	0,4	6	0,9	1	0,4	2	0,5
<i>Elphidium</i> spp.	0	0,0	0	0,0	0	0,0	0	0,0	0	0,0	0	0,0	0	0,0
<i>Stainforthia</i> spp.	1	0,3	0	0,0	0	0,0	0	0,0	0	0,0	0	0,0	0	0,0
<i>Floresina</i> sp.	0	0,0	0	0,0	0	0,0	0	0,0	0	0,0	0	0,0	0	0,0
Nodosariidae	12	3,0	9	1,7	11	1,7	22	2,3	14	2,1	3	1,2	9	2,4
Miliolidae	7	1,8	4	0,8	7	1,1	6	0,6	11	1,7	7	2,7	2	0,5
Textulariidae	10	2,5	5	1,0	11	1,7	28	2,9	17	2,6	3	1,2	14	3,7
<i>Rosalina</i> sp.	0	0,0	1	0,2	1	0,2	0	0,0	4	0,6	1	0,4	0	0,0
<i>Lenticulina</i> spp.	1	0,3	1	0,2	0	0,0	6	0,6	0	0,0	0	0,0	0	0,0
<i>Cassidulinoides bradyi</i>	0	0,0	0	0,0	2	0,3	12	1,2	15	2,3	0	0,0	1	0,3
<i>Nonionella turgida</i>	0	0,0	0	0,0	5	0,8	4	0,4	11	1,7	5	2,0	1	0,3
<i>Trifarina angulosa</i>	0	0,0	0	0,0	0	0,0	0	0,0	0	0,0	0	0,0	0	0,0
<i>Globulina</i> spp.	0	0,0	0	0,0	0	0,0	0	0,0	2	0,3	0	0,0	0	0,0
sp.	0	0,0	5	1,0	2	0,3	6	0,6	7	1,1	0	0,0	1	0,3

Πίνακας Ι (συνέχεια): Σχετικές πυκνότητες και απόλυτες περιεκτικότητες των ειδών των βενθονικών τρηματοφόρων του πυρήνα βαρύτητας

M-4.

ΕΙΔΟΣ / ΔΕΙΓΜΑΤΑ (cm)	73-73,5		75-75,5		78-78,5		80-80,5		82-82,5		84-84,5		86-86,5		87-87,5	
		(%)		(%)		(%)		(%)		(%)		(%)		(%)		(%)
<i>Chilostomella mediterraneensis</i>	9	2,8	71	16,2	52	20,3	84	23,7	91	20,2	95	26,4	49	20,5	127	30
<i>Bolivina spathulata</i>	55	17,2	46	10,5	28	10,9	15	4,2	42	9,3	27	7,5	13	5,4	33	7,8
<i>Bolivina striatula</i>	1	0,3	9	2,1	0	0	1	0,3	2	0,4	1	0,3	0	0	0	0
<i>Bolivina alata</i>	2	0,6	7	1,6	1	0,4	6	1,7	14	3,1	9	2,5	1	0,4	12	2,8
<i>Bolivina midwayensis</i>	1	0,3	0	0	1	0,4	0	0	1	0,2	0	0	0	0	0	0
<i>Bolivina pseudoplicata</i>	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Bulimina marginata</i>	78	24,4	77	17,6	47	18,4	50	14,1	52	11,6	40	11,1	32	13,4	57	13,5
<i>Bulimina costata</i>	43	13,4	58	13,3	44	17,2	56	15,8	57	12,7	39	10,8	23	9,6	60	14,2
<i>Bulimina aculeata</i>	8	2,5	22	5,0	8	3,1	5	1,4	10	2,2	9	2,5	19	7,9	14	3,3
<i>Bulimina elongata</i>	11	3,4	6	1,4	0	0,0	0	0,0	4	0,9	5	1,4	0	0,0	6	1,4
<i>Globobulimina affinis</i>	34	10,6	32	7,3	22	8,6	50	14,1	68	15,1	57	15,8	52	21,8	31	7,3
<i>Uvigerina mediterranea</i>	21	6,6	27	6,2	21	8,2	25	7,1	30	6,7	17	4,7	21	8,8	14	3,3
<i>Uvigerina peregrina</i>	6	1,9	1	0,2	6	2,3	6	1,7	4	0,9	3	0,8	6	2,5	5	1,2
<i>Uvigerina phlegeri</i>	1	0,3	2	0,5	0	0,0	0	0,0	1	0,2	1	0,3	0	0,0	0	0,0
<i>Hanzawaia boueana</i>	2	0,6	7	1,6	1	0,4	8	2,3	8	1,8	9	2,5	1	0,4	6	1,4
<i>Hyalinea balthica</i>	1	0,3	8	1,8	2	0,8	4	1,1	5	1,1	3	0,8	0	0,0	11	2,6
<i>Hoegludina elegans</i>	4	1,3	7	1,6	1	0,4	2	0,6	3	0,7	2	0,6	2	0,8	1	0,2
<i>Melonis barleanum</i>	0	0,0	2	0,5	0	0,0	0	0,0	0	0,0	0	0,0	1	0,4	0	0,0
<i>Cassidulina carinata</i>	1	0,3	4	0,9	0	0,0	2	0,6	4	0,9	3	0,8	1	0,4	7	1,7
<i>Globocassidulina subglobosa</i>	5	1,6	8	1,8	7	2,7	11	3,1	9	2,0	6	1,7	3	1,3	3	0,7
<i>Spiroloculina</i> spp.	0	0,0	0	0,0	0	0,0	0	0,0	0	0,0	0	0,0	0	0,0	0	0,0
<i>Robulus</i> spp.	0	0,0	0	0,0	0	0,0	1	0,3	2	0,4	0	0,0	0	0,0	1	0,2
<i>Ammonia beccarii</i>	0	0,0	0	0,0	0	0,0	0	0,0	0	0,0	1	0,3	0	0,0	0	0,0
<i>Gyroidinoides</i> spp.	8	2,5	9	2,1	1	0,4	3	0,8	5	1,1	3	0,8	2	0,8	4	0,9
<i>Elphidium</i> spp.	1	0,3	0	0,0	0	0,0	0	0,0	0	0,0	0	0,0	0	0,0	1	0,2
<i>Stainforthia</i> spp.	0	0,0	0	0,0	0	0,0	0	0,0	0	0,0	0	0,0	0	0,0	0	0,0
<i>Floresina</i> sp.	0	0,0	0	0,0	0	0,0	0	0,0	0	0,0	0	0,0	0	0,0	0	0,0
<i>Nodosariidae</i>	7	2,2	8	1,8	6	2,3	11	3,1	11	2,4	9	2,5	5	2,1	10	2,4
<i>Miliolidae</i>	6	1,9	2	0,5	3	1,2	0	0,0	4	0,9	3	0,8	1	0,4	3	0,7
<i>Textulariidae</i>	10	3,1	9	2,1	1	0,4	3	0,8	7	1,6	5	1,4	2	0,8	2	0,5
<i>Rosalina</i> sp.	0	0,0	0	0,0	1	0,4	0	0,0	1	0,2	0	0,0	0	0,0	0	0,0
<i>Lenticulina</i> spp.	1	0,3	2	0,5	0	0,0	0	0,0	0	0,0	2	0,6	0	0,0	0	0,0
<i>Cassidulinoides bradyi</i>	1	0,3	7	1,6	1	0,4	0	0,0	9	2,0	4	1,1	0	0,0	4	0,9
<i>Nonionella turgida</i>	0	0,0	3	0,7	0	0,0	3	0,8	1	0,2	0	0,0	3	1,3	4	0,9
<i>Trifarina angulosa</i>	0	0,0	0	0,0	0	0,0	0	0,0	0	0,0	0	0,0	0	0,0	1	0,2
<i>Globulina</i> spp.	0	0,0	0	0,0	0	0,0	0	0,0	0	0,0	0	0,0	0	0,0	0	0,0
sp.	3	0,9	3	0,7	2	0,8	8	2,3	5	1,1	7	1,9	2	0,8	6	1,4

Πίνακας Ι (συνέχεια): Σχετικές πυκνότητες και απόλυτες περιεκτικότητες των ειδών των βενθονικών τρηματοφόρων του πυρήνα βαρύτητας

M-4.

ΕΙΔΟΣ / ΔΕΙΓΜΑΤΑ (cm)	88-88,5		90-90,5		92-92,5		95-95,5		96-96,5		97-97,5		98-98,5		100-100,5	
	(%)		(%)		(%)		(%)		(%)		(%)		(%)		(%)	
<i>Chilostomella mediterraneensis</i>	103	24,2	50	16,8	37	11,9	24	8,6	50	9,7	64	23,3	71	25,3	30	16,5
<i>Bolivina spathulata</i>	26	6,1	12	4	22	7,1	3	1,1	24	4,6	16	5,8	27	9,6	7	3,8
<i>Bolivina striatula</i>	0	0	0	0	0	0	0	0	2	0,4	0	0	0	0	0	0
<i>Bolivina alata</i>	18	4,2	2	0,7	1	0,3	0	0	2	0,4	0	0	0	0	0	0
<i>Bolivina midwayensis</i>	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	0,5
<i>Bolivina pseudoplicata</i>	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Bulimina marginata</i>	56	13,2	43	14,4	57	18,4	36	12,9	52	10	26	9,5	30	10,7	27	14,8
<i>Bulimina costata</i>	62	14,6	35	11,7	29	9,4	28	10,1	43	8,3	5	1,8	24	8,5	7	3,8
<i>Bulimina aculeata</i>	20	4,7	11	3,7	12	3,9	9	3,2	20	3,9	7	2,5	14	5,0	5	2,7
<i>Bulimina elongata</i>	0	0,0	0	0,0	0	0,0	0	0,0	11	2,1	1	0,4	3	1,1	3	1,6
<i>Globobulimina affinis</i>	79	18,6	64	21,5	64	20,6	110	39,6	154	29,7	54	19,6	37	13,2	54	29,7
<i>Uvigerina mediterranea</i>	21	4,9	37	12,4	33	10,6	24	8,6	48	9,3	27	9,8	22	7,8	14	7,7
<i>Uvigerina peregrina</i>	0	0,0	0	0,0	13	4,2	8	2,9	19	3,7	8	2,9	6	2,1	2	1,1
<i>Uvigerina phlegeri</i>	0	0,0	0	0,0	0	0,0	0	0,0	0	0,0	0	0,0	0	0,0	0	0,0
<i>Hanzawaia boueana</i>	5	1,2	5	1,7	4	1,3	1	0,4	8	1,5	0	0,0	5	1,8	1	0,5
<i>Hyalinea balthica</i>	5	1,2	4	1,3	3	1,0	1	0,4	8	1,5	1	0,4	2	0,7	3	1,6
<i>Hoegludina elegans</i>	1	0,2	2	0,7	5	1,6	1	0,4	3	0,6	1	0,4	2	0,7	1	0,5
<i>Melonis barleeanum</i>	0	0,0	0	0,0	0	0,0	0	0,0	1	0,2	1	0,4	0	0,0	3	1,6
<i>Cassidulina carinata</i>	4	0,9	0	0,0	0	0,0	1	0,4	4	0,8	0	0,0	0	0,0	1	0,5
<i>Globocassidulina subglobosa</i>	1	0,2	2	0,7	9	2,9	5	1,8	9	1,7	5	1,8	6	2,1	3	1,6
<i>Spiroloculina</i> spp.	0	0,0	0	0,0	0	0,0	0	0,0	0	0,0	0	0,0	0	0,0	0	0,0
<i>Robulus</i> spp.	1	0,2	0	0,0	1	0,3	0	0,0	11	2,1	0	0,0	0	0,0	0	0,0
<i>Ammonia beccarii</i>	0	0,0	2	0,7	0	0,0	0	0,0	2	0,4	0	0,0	0	0,0	0	0,0
<i>Gyroidinoides</i> spp.	4	0,9	4	1,3	5	1,6	5	1,8	4	0,8	5	1,8	4	1,4	0	0,0
<i>Elphidium</i> spp.	1	0,2	0	0,0	0	0,0	0	0,0	0	0,0	0	0,0	0	0,0	0	0,0
<i>Stainforthia</i> spp.	0	0,0	0	0,0	0	0,0	0	0,0	0	0,0	0	0,0	0	0,0	1	0,5
<i>Floresina</i> sp.	0	0,0	0	0,0	0	0,0	0	0,0	0	0,0	0	0,0	0	0,0	0	0,0
Nodosariidae	2	0,5	6	2,0	6	1,9	8	2,9	11	2,1	8	2,9	5	1,8	7	3,8
Miliolidae	0	0,0	0	0,0	4	1,3	2	0,7	5	1,0	10	3,6	6	2,1	2	1,1
Textulariidae	7	1,6	8	2,7	3	1,0	2	0,7	14	2,7	6	2,2	7	2,5	3	1,6
<i>Rosalina</i> sp.	0	0,0	0	0,0	0	0,0	0	0,0	2	0,4	0	0,0	0	0,0	0	0,0
<i>Lenticulina</i> spp.	4	0,9	0	0,0	0	0,0	0	0,0	0	0,0	1	0,4	1	0,4	1	0,5
<i>Cassidulinoides bradyi</i>	3	0,7	2	0,7	0	0,0	2	0,7	0	0,0	8	2,9	2	0,7	1	0,5
<i>Nonionella turgida</i>	0	0,0	4	1,3	0	0,0	3	1,1	4	0,8	14	5,1	4	1,4	2	1,1
<i>Trifarina angulosa</i>	0	0,0	0	0,0	0	0,0	0	0,0	0	0,0	1	0,4	0	0,0	0	0,0
<i>Globulina</i> spp.	0	0,0	0	0,0	0	0,0	0	0,0	0	0,0	0	0,0	0	0,0	0	0,0
sp.	2	0,5	5	1,7	2	0,6	5	1,8	7	1,4	6	2,2	3	1,1	3	1,6

Πίνακας Ι (συνέχεια): Σχετικές πυκνότητες και απόλυτες περιεκτικότητες των ειδών των βενθονικών τρηματοφόρων του πυρήνα βαρύτητας

M-4.

ΕΙΔΟΣ / ΔΕΙΓΜΑΤΑ (cm)	102-102,5		103-103,5		104-104,5		107-107,5		109-109,5		110-110,5		111-111,5		112-112,5	
		(%)		(%)		(%)		(%)		(%)		(%)		(%)		(%)
<i>Chilostomella mediterraneensis</i>	39	22,2	28	10,7	11	7,4	81	22,3	88	27,4	92	17	112	17,4	52	20,6
<i>Bolivina spathulata</i>	7	4	18	6,9	0	0	16	4,4	3	0,9	36	6,7	22	3,4	16	6,3
<i>Bolivina striatula</i>	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	0,4
<i>Bolivina alata</i>	0	0	1	0,4	0	0	3	0,8	0	0	6	1,1	7	1,1	0	0
<i>Bolivina midwayensis</i>	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	5	0,8	1	0,4
<i>Bolivina psendoplicata</i>	0	0	2	0,8	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Bulimina marginata</i>	17	9,7	24	9,2	2	1,3	17	4,7	3	0,9	23	4,3	34	5,3	19	7,5
<i>Bulimina costata</i>	5	2,8	14	5,4	1	0,7	22	6	4	1,2	18	3,3	12	1,9	9	3,6
<i>Bulimina aculeata</i>	6	3,4	4	1,5	1	0,7	9	2,5	4	1,2	26	4,8	12	1,9	19	7,5
<i>Bulimina elongata</i>	3	1,7	6	2,3	0	0,0	0	0,0	0	0,0	0	0,0	17	2,6	3	1,2
<i>Globobulimina affinis</i>	59	33,5	75	28,7	107	71,8	122	33,5	134	41,7	149	27,5	167	26,0	45	17,9
<i>Uvigerina mediterranea</i>	11	6,3	26	10,0	10	6,7	38	10,4	47	14,6	49	9,1	79	12,3	28	11,1
<i>Uvigerina peregrina</i>	3	1,7	6	2,3	4	2,7	9	2,5	8	2,5	9	1,7	10	1,6	4	1,6
<i>Uvigerina phlegeri</i>	0	0,0	0	0,0	0	0,0	0	0,0	0	0,0	0	0,0	0	0,0	0	0,0
<i>Hanzawaia boueana</i>	1	0,6	7	2,7	0	0,0	2	0,5	2	0,6	12	2,2	15	2,3	1	0,4
<i>Hyalinea balthica</i>	2	1,1	3	1,1	1	0,7	8	2,2	5	1,6	11	2,0	18	2,8	12	4,8
<i>Hoegludina elegans</i>	2	1,1	3	1,1	0	0,0	1	0,3	0	0,0	6	1,1	3	0,5	1	0,4
<i>Melonis barleanum</i>	1	0,6	0	0,0	0	0,0	0	0,0	0	0,0	2	0,4	0	0,0	1	0,4
<i>Cassidulina carinata</i>	0	0,0	6	2,3	0	0,0	1	0,3	0	0,0	17	3,1	12	1,9	4	1,6
<i>Globocassidulina subglobosa</i>	4	2,3	3	1,1	0	0,0	5	1,4	1	0,3	11	2,0	14	2,2	9	3,6
<i>Spiroloculina</i> spp.	0	0,0	0	0,0	0	0,0	0	0,0	0	0,0	1	0,2	2	0,3	1	0,4
<i>Robulus</i> spp.	0	0,0	4	1,5	0	0,0	3	0,8	0	0,0	1	0,2	0	0,0	0	0,0
<i>Ammonia beccarii</i>	0	0,0	0	0,0	0	0,0	0	0,0	0	0,0	0	0,0	0	0,0	0	0,0
<i>Gyroidinoides</i> spp.	2	1,1	6	2,3	2	1,3	2	0,5	2	0,6	1	0,2	5	0,8	1	0,4
<i>Elphidium</i> spp.	0	0,0	0	0,0	0	0,0	0	0,0	0	0,0	0	0,0	0	0,0	0	0,0
<i>Stainforthia</i> spp.	0	0,0	0	0,0	0	0,0	0	0,0	1	0,3	2	0,4	0	0,0	0	0,0
<i>Floresina</i> sp.	0	0,0	0	0,0	0	0,0	0	0,0	0	0,0	0	0,0	0	0,0	0	0,0
Nodosariidae	5	2,8	5	1,9	4	2,7	8	2,2	4	1,2	14	2,6	20	3,1	10	4,0
Miliolidae	1	0,6	5	1,9	1	0,7	3	0,8	2	0,6	5	0,9	20	3,1	3	1,2
Textulariidae	2	1,1	9	3,4	0	0,0	6	1,6	0	0,0	17	3,1	17	2,6	8	3,2
<i>Rosalina</i> sp.	1	0,6	0	0,0	0	0,0	0	0,0	0	0,0	3	0,6	6	0,9	1	0,4
<i>Lenticulina</i> spp.	0	0,0	0	0,0	0	0,0	0	0,0	0	0,0	2	0,4	2	0,3	0	0,0
<i>Cassidulinoides bradyi</i>	3	1,7	5	1,9	2	1,3	5	1,4	4	1,2	13	2,4	15	2,3	0	0,0
<i>Nonionella turgida</i>	1	0,6	0	0,0	0	0,0	0	0,0	0	0,0	0	0,0	3	0,5	1	0,4
<i>Trifarina angulosa</i>	0	0,0	0	0,0	0	0,0	0	0,0	0	0,0	0	0,0	0	0,0	0	0,0
<i>Globulina</i> spp.	0	0,0	0	0,0	0	0,0	0	0,0	0	0,0	0	0,0	0	0,0	0	0,0
sp.	1	0,6	1	0,4	3	2,0	3	0,8	9	2,8	15	2,8	14	2,2	2	0,8

Πίνακας Ι (συνέχεια): Σχετικές πυκνότητες και απόλυτες περιεκτικότητες των ειδών των βενθονικών τρηματοφόρων του πυρήνα βαρύτητας

M-4.

ΕΙΔΟΣ / ΔΕΙΓΜΑΤΑ (cm)	114-114,5		115-115,5		116-116,5		117-117,5		118-118,5		121-121,5		128-128,5		129-129,5	
		(%)		(%)		(%)		(%)		(%)		(%)		(%)		(%)
<i>Chilostomella mediterraneensis</i>	50	18,8	66	16,2	43	18,2	42	16,3	57	21,7	50	11,6	8	1,5	12	1,1
<i>Bolivina spathulata</i>	10	3,8	33	8,1	15	6,4	12	4,7	13	4,9	26	6	30	5,7	52	4,6
<i>Bolivina striatula</i>	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Bolivina alata</i>	4	1,5	18	4,4	8	3,4	5	1,9	0	0	10	2,3	0	0	32	2,8
<i>Bolivina midwayensis</i>	1	0,4	2	0,5	0	0	1	0,4	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Bolivina psendoplicata</i>	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Bulimina marginata</i>	18	6,8	33	8,1	11	4,7	13	5	22	8,4	18	4,2	38	7,2	64	5,7
<i>Bulimina costata</i>	9	3,4	11	2,7	6	2,5	13	5	10	3,8	6	1,4	34	6,4	44	3,9
<i>Bulimina aculeata</i>	15	5,6	14	3,4	12	5,1	17	6,6	8	3,0	34	7,9	70	13,3	108	9,6
<i>Bulimina elongata</i>	6	2,3	6	1,5	3	1,3	4	1,6	2	0,8	0	0,0	0	0,0	4	0,4
<i>Globobulimina affinis</i>	14	5,3	31	7,6	15	6,4	14	5,4	25	9,5	6	1,4	0	0,0	4	0,4
<i>Uvigerina mediterranea</i>	22	8,3	36	8,8	31	13,1	39	15,1	32	12,2	46	10,7	128	24,2	176	15,7
<i>Uvigerina peregrina</i>	0	0,0	9	2,2	5	2,1	3	1,2	0	0,0	2	0,5	4	0,8	28	2,5
<i>Uvigerina phlegeri</i>	0	0,0	0	0,0	0	0,0	0	0,0	0	0,0	0	0,0	0	0,0	0	0,0
<i>Hanzawaia boueana</i>	2	0,8	9	2,2	5	2,1	3	1,2	7	2,7	4	0,9	0	0,0	12	1,1
<i>Hyalinea balthica</i>	6	2,3	5	1,2	10	4,2	11	4,3	5	1,9	18	4,2	34	6,4	76	6,8
<i>Hoegludina elegans</i>	2	0,8	1	0,2	2	0,8	4	1,6	4	1,5	14	3,3	14	2,7	4	0,4
<i>Melonis barleeanum</i>	2	0,8	2	0,5	1	0,4	1	0,4	3	1,1	24	5,6	2	0,4	28	2,5
<i>Cassidulina carinata</i>	14	5,3	22	5,4	10	4,2	11	4,3	12	4,6	40	9,3	4	0,8	80	7,1
<i>Globocassidulina subglobosa</i>	12	4,5	9	2,2	10	4,2	2	0,8	2	0,8	24	5,6	34	6,4	68	6,0
<i>Spiroloculina</i> spp.	0	0,0	2	0,5	0	0,0	0	0,0	1	0,4	2	0,5	0	0,0	4	0,4
<i>Robulus</i> spp.	0	0,0	1	0,2	1	0,4	0	0,0	1	0,4	0	0,0	0	0,0	0	0,0
<i>Ammonia beccarii</i>	0	0,0	0	0,0	0	0,0	1	0,4	0	0,0	2	0,5	0	0,0	0	0,0
<i>Gyrogonoides</i> spp.	7	2,6	6	1,5	4	1,7	3	1,2	5	1,9	2	0,5	8	1,5	24	2,1
<i>Elphidium</i> spp.	0	0,0	0	0,0	0	0,0	0	0,0	0	0,0	2	0,5	0	0,0	8	0,7
<i>Stainforthia</i> spp.	0	0,0	0	0,0	0	0,0	0	0,0	0	0,0	0	0,0	0	0,0	0	0,0
<i>Floresina</i> sp.	0	0,0	0	0,0	0	0,0	0	0,0	0	0,0	0	0,0	0	0,0	0	0,0
Nodosariidae	5	1,9	4	1,0	8	3,4	9	3,5	6	2,3	12	2,8	20	3,8	40	3,6
Miliolidae	14	5,3	13	3,2	11	4,7	9	3,5	8	3,0	20	4,7	30	5,7	80	7,1
Textulariidae	22	8,3	18	4,4	11	4,7	11	4,3	20	7,6	30	7,0	64	12,1	116	10,3
<i>Rosalina</i> sp.	0	0,0	4	1,0	2	0,8	0	0,0	5	1,9	0	0,0	2	0,4	0	0,0
<i>Lenticulina</i> spp.	0	0,0	0	0,0	0	0,0	1	0,4	0	0,0	0	0,0	0	0,0	4	0,4
<i>Cassidulinoides bradyi</i>	13	4,9	19	4,7	6	2,5	10	3,9	12	4,6	6	1,4	0	0,0	0	0,0
<i>Nonionella turgida</i>	3	1,1	5	1,2	0	0,0	5	1,9	0	0,0	2	0,5	0	0,0	0	0,0
<i>Trifarina angulosa</i>	0	0,0	2	0,5	0	0,0	2	0,8	0	0,0	2	0,5	0	0,0	0	0,0
<i>Globulina</i> spp.	0	0,0	0	0,0	0	0,0	0	0,0	0	0,0	0	0,0	0	0,0	0	0,0
sp.	15	5,6	26	6,4	6	2,5	12	4,7	3	1,1	28	6,5	4	0,8	56	5,0

Πίνακας Ι (συνέχεια): Σχετικές πυκνότητες και απόλυτες περιεκτικότητες των ειδών των βενθονικών τρηματοφόρων του πυρήνα βαρύτητας

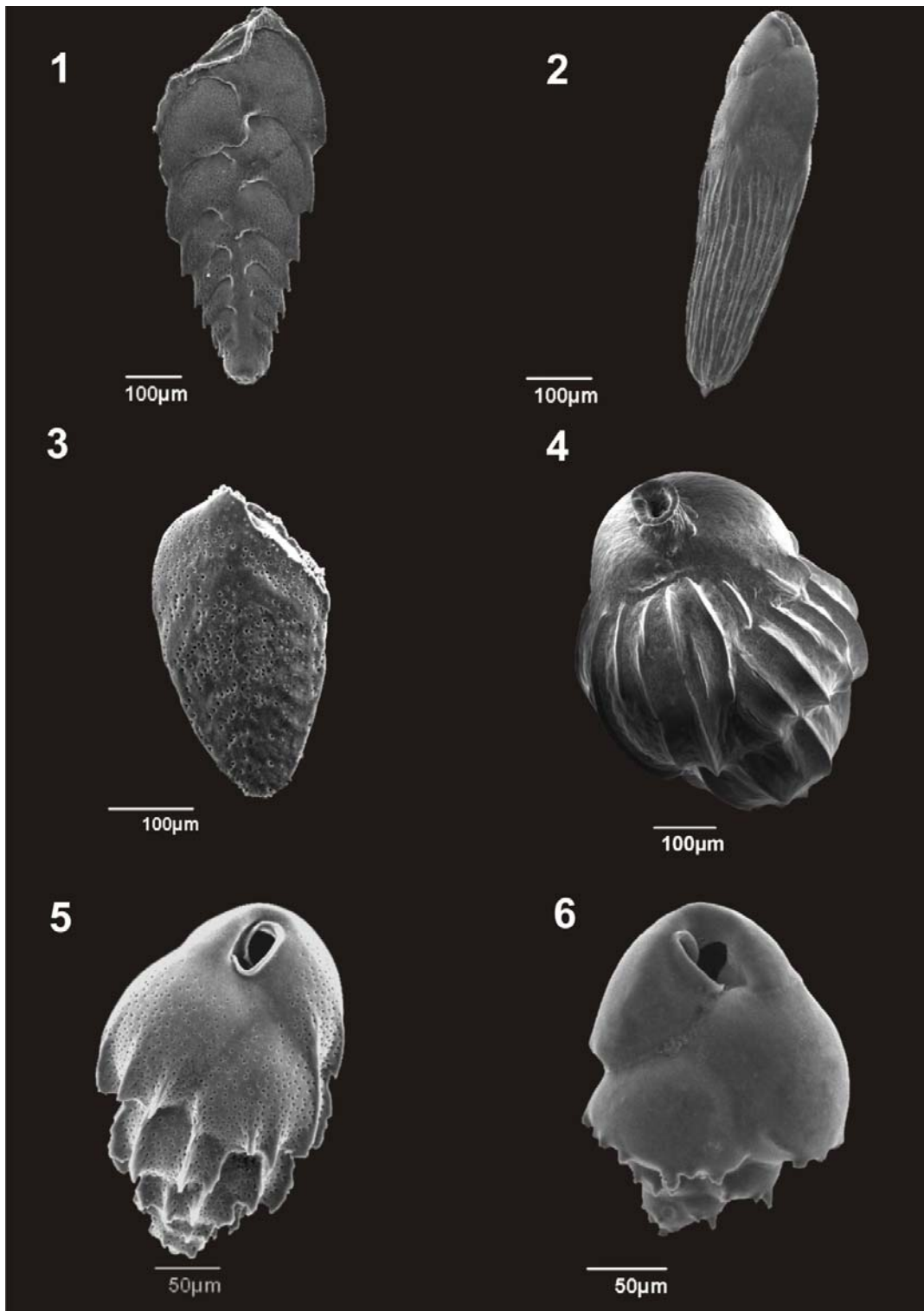
M-4.

ΕΙΔΟΣ / ΔΕΙΓΜΑΤΑ (cm)	M1		M6		M27	
		(%)		(%)		(%)
<i>Chilostomella mediterranensis</i>	0	0,0	32	0,5	0	0,0
<i>Bolivina spathulata</i>	672	11,1	416	6,3	300	35,5
<i>Bolivina striatula</i>	0	0,0	0	0,0	0	0,0
<i>Bolivina alata</i>	0	0,0	0	0,0	12	1,4
<i>Bolivina antiqua</i>	32	0,5	736	11,1	12	1,4
<i>Bolivina midwayensis</i>	32	0,5	64	1,0	8	0,9
<i>Bolivina tortuosa</i>	64	1,1	32	0,5	0	0,0
<i>Bulimina marginata</i>	128	2,1	0	0,0	0	0,0
<i>Bulimina costata</i>	128	2,1	160	2,4	84	10,0
<i>Bulimina elongata</i>	0	0,0	64	1,0	4	0,5
<i>Bulimina aculeata</i>	0	0,0	0	0,0	24	2,8
<i>Globobulimina affinis</i>	0	0,0	64	1,0	0	0,0
<i>Uvigerina auberiana</i>	32	0,5	0	0,0	0	0,0
<i>Uvigerina peregrina</i>	448	7,4	128	1,9	92	10,9
<i>Uvigerina striatissima</i>	448	7,4	512	7,7	0	0,0
<i>Trifarina angulosa</i>	96	1,6	64	1,0	12	1,4
<i>Hanzawaia boueana</i>	160	2,6	96	1,4	20	2,4
<i>Melonis barleeanum</i>	384	6,3	160	2,4	0	0,0
<i>Cassidulina crassa</i>	0	0,0	32	0,5	4	0,5

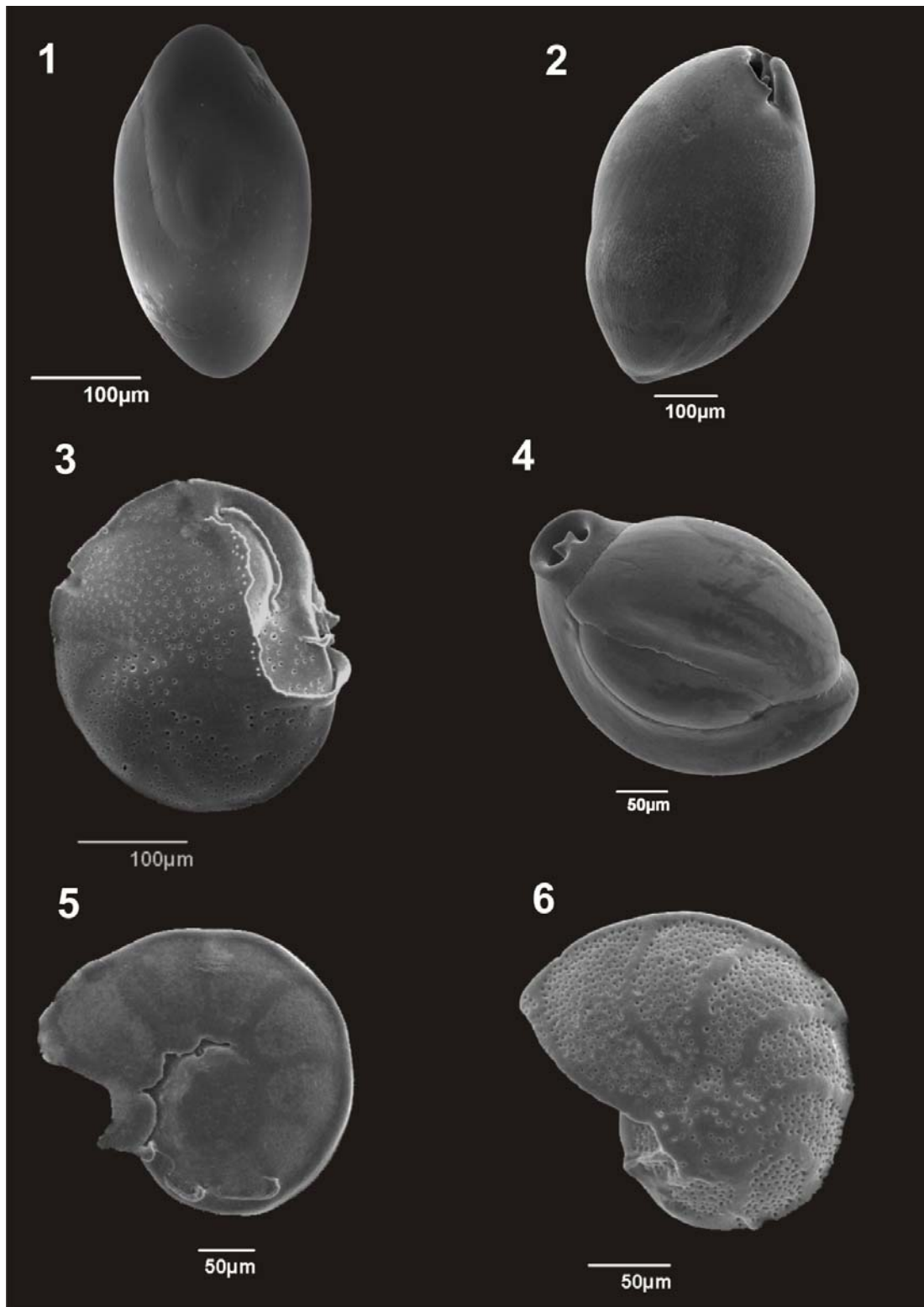
Πίνακας II: Σχετικές πυκνότητες και απόλυτες περιεκτικότητες των ειδών των βενθονικών τρηματοφόρων της τομής Μακρυλιά.

ΕΙΔΟΣ / ΔΕΙΓΜΑΤΑ (cm)	M1		M6		M27	
		(%)		(%)		(%)
Miliolids	32	0,5	96	1,4	0	0,0
Nodosariidae	96	1,6	352	5,3	16	1,9
<i>Globocassidulina subglobosa</i>	128	2,1	160	2,4	12	1,4
<i>Gyroidinoides</i> spp.	224	3,7	576	8,7	8	0,9
Agglutinated	64	1,1	256	3,8	0	0,0
<i>Cibicides dutemplei</i>	448	7,4	640	9,6	0	0,0
<i>Cibicides refulgens</i>	512	8,4	32	0,5	84	10,0
<i>Cibicidoides pseudoungerianus</i>	288	4,7	256	3,8	0	0,0
<i>Valvulineria bradyana</i>	192	3,2	96	1,4	16	1,9
<i>Epistominella exiqa</i>	0	0,0	128	1,9	0	0,0
<i>Siphonina reticulata</i>	320	5,3	640	9,6	0	0,0
<i>Oridorsalis umbonatus</i>	0	0,0	32	0,5	4	0,5
<i>Cassidulinoides bradyi</i>	0	0,0	32	0,5	0	0,0
<i>Ammonia becarrii</i>	128	2,1	0	0,0	0	0,0
<i>Planulina ariminensis</i>	0	0,0	64	1,0	0	0,0
<i>Asterigerinata</i> spp.	256	4,2	64	1,0	24	2,8
<i>Robulus</i> spp.	160	2,6	320	4,8	0	0,0
<i>Elphidium</i> spp.	160	2,6	96	1,4	96	11,4
<i>Stainforthia</i> spp.	32	0,5	0	0,0	0	0,0
sp.	416	6,8	256	3,8	12	1,4

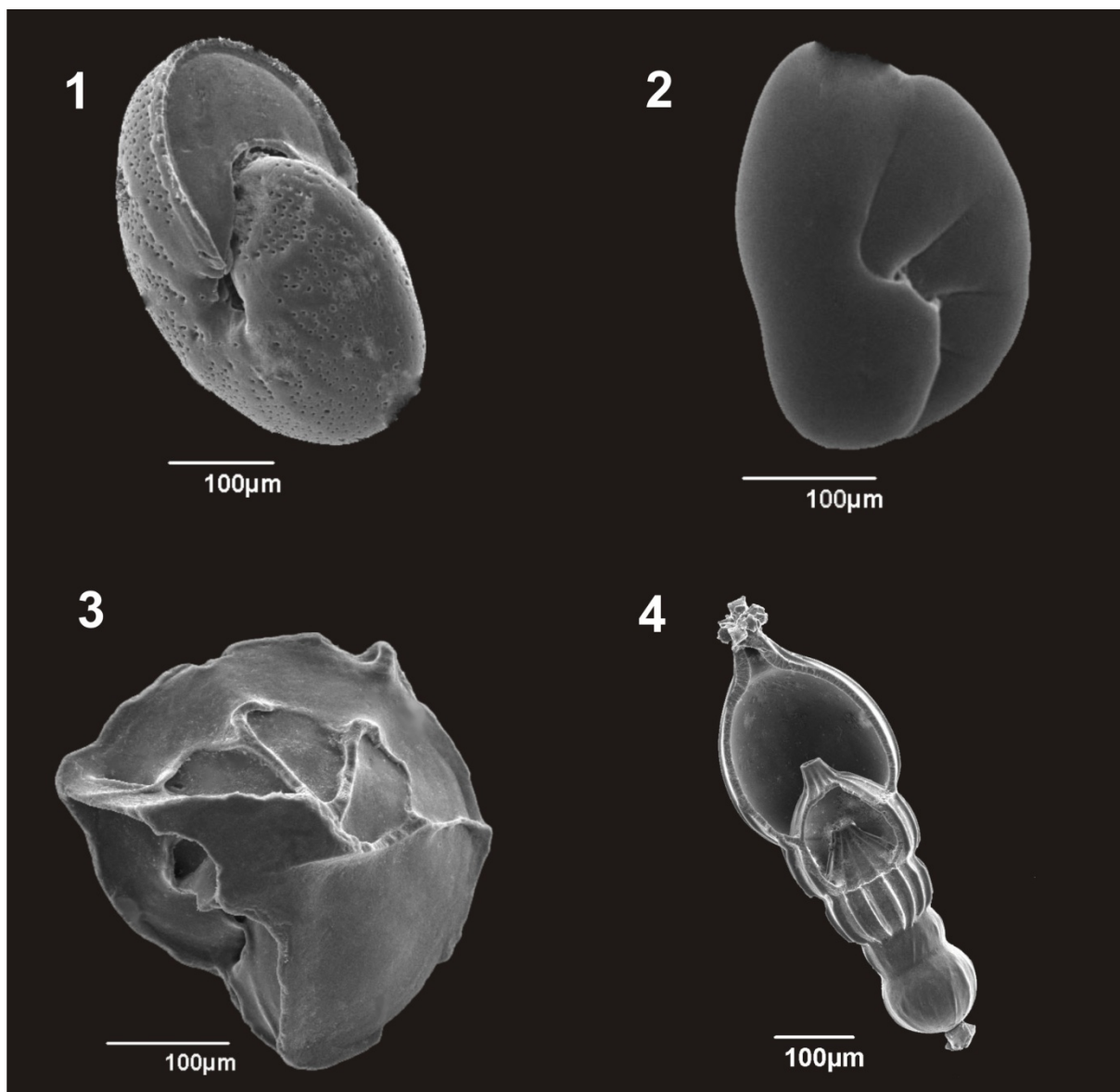
Πίνακας II (συνέχεια): Σχετικές πυκνότητες και απόλυτες περιεκτικότητες των ειδών των βενθονικών τρηματοφόρων της τομής Μακρυλιά.



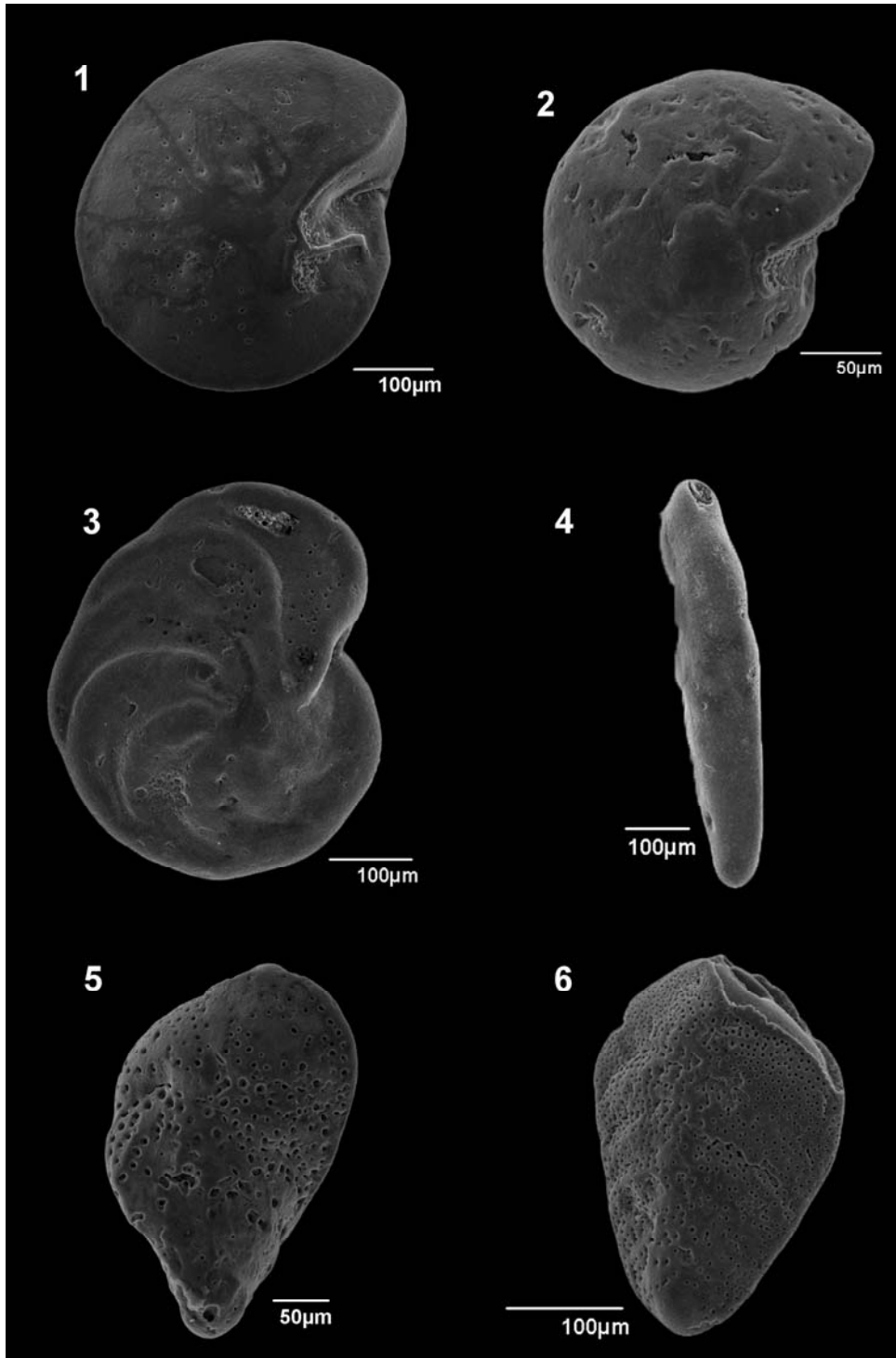
Πίνακας III: **1.** *Bolivina alata* (Seguenza, 1862), M-4, 88-88.5 cm **2.** *Brizalina striatula* (Cushman, 1922), M-4, 38-38.5 cm **3.** *Bolivina spathulata* (Williamson, 1858), M-4, 38-38.5 cm **4.** *Uvigerina mediterranea* (Hofker, 1932), M-4, 33-33.5 cm **5.** *Bulimina costata* (d'Orbigny, 1826), M-4, 88-88.5 cm **6.** *Bulimina marginata* (d'Orbigny, 1826), M-4, 38-38.5 cm.



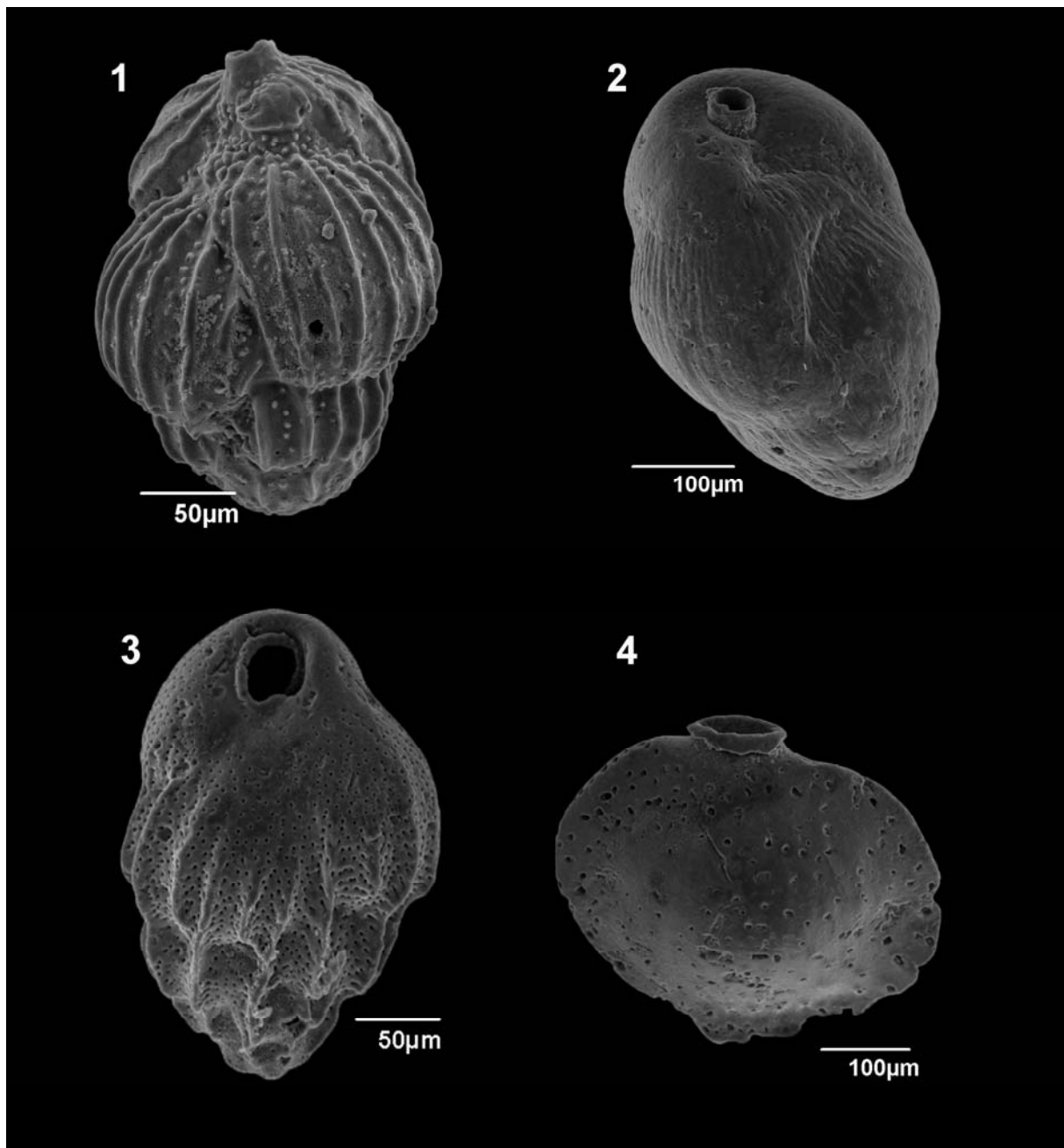
Πίνακας IV: **1.** *Chilostomella mediterranensis* (Cushman and Todd, 1949), M-4, 90-90.5 cm **2.** *Globobulimina affinis* (d'Orbigny, 1839), M-4, 63-63.5 cm **3.** *Cassidulina carinata* (Silvestri, 1896), M-4, 33-33.5 cm **4.** Miliolidae, M-4, 28-28.5 cm **5.** *Hyalinea balthica* (Schröeter, 1783), M-4, 63-63.5 cm **6.** *Hanzawaia boueana* (d'Orbigny, 1846), M-4, 63-63.5 cm.



Πίνακας V: **1.** *Melonis barleeanum* (Williamson, 1858), M-4, 110-110.5 cm **2.** *Nonionella turgida* (Williamson, 1858), M-4, 65-65.5 cm **3.** *Hoegludina elegans* (d'Orbigny, 1826), M-4, 63-63.5 cm **4.** *Amphicoryna scalaris* (Batsch, 1798), M-4, 63-63.5 cm.



Πίνακας VI: **1.** *Cibicidoides pseudoungerianus* (Cushman, 1922) Τομή Μακρυλιά, δείγμα 6 **2.** *Cibicides refulgens* (de Montjort, 1808) Τομή Μακρυλιά, δείγμα 28 **3.** *Planulina ariminensis* (d' Orbigny, 1846) Τομή Μακρυλιά, δείγμα 6 **4.** *Bolivina antiqua* (d' Orbigny, 1846) Τομή Μακρυλιά, δείγμα 6 **5.** *Bolivina tortuosa* (Brady, 1881) Τομή Μακρυλιά, δείγμα 1 **6.** *Bolivina spathulata* (Williamson, 1858) Τομή Μακρυλιά, δείγμα 28.



Πίνακας VII: **1.** *Uvigerina peregrina* (Cushman, 1923) Τομή Μακρυλιά, δείγμα 28 **2.** *Uvigerina striatissima* (Perconig, 1955) Τομή Μακρυλιά, δείγμα 1 **3.** *Bulimina costata* (d'Orbigny, 1826) Τομή Μακρυλιά, δείγμα 1 **4.** *Siphonina reticulata* (Czjzek, 1848) Τομή Μακρυλιά, δείγμα 1.