

## ΜΙΚΡΟΠΑΛΑΙΟΝΤΟΛΟΓΙΚΗ ΜΕΛΕΤΗ ΤΟΥ ΠΥΡΗΝΑ Ζ1 ΑΠΟ ΤΟ ΙΟΝΙΟ ΠΕΛΑΓΟΣ: ΠΡΩΤΑ ΠΑΛΑΙΟΚΛΙΜΑΤΟΛΟΓΙΚΑ-ΠΑΛΑΙΟΟΙΚΟΛΟΓΙΚΑ ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ

Γεραγά Μ.<sup>1</sup>, Μυλωνά Γ.<sup>1</sup>, Τσαϊλά-Μονόπωλη ΣΤ.<sup>2</sup>, Παπαθεοδώρου Γ. και Φερεντίνος Γ.<sup>1</sup>  
<sup>1</sup>Εργαστήριο Θαλάσσιας Γεωλογίας & Φυσικής Ωκεανογραφίας, Τμήματος Γεωλογίας, Παν/μιο Πάτρας.

<sup>2</sup>Εργαστήριο Μικροπαλαιοντολογίας, Τμήματος Γεωλογίας, Παν/μιο Πάτρας

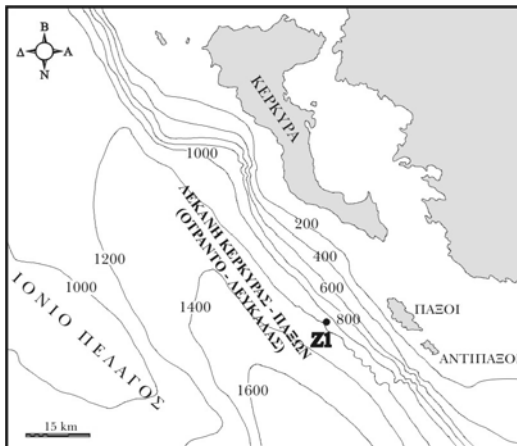
### ΠΕΡΙΛΗΨΗ

Στα ιζήματα του πυρήνα Ζ1, που συλλέχθηκε στο Ιόνιο πέλαγος, πραγματοποιήθηκαν μικροπαλαιοντολογικές (πλαγκτονικά τρηματοφόρα) και ισοτοπικές ( $\delta^{18}\text{O}$ ) αναλύσεις. Τα προκαταρκτικά αποτελέσματα της μελέτης οδήγησαν στον εντοπισμό τριών κύριων κλιματικών περιόδων: την τελευταία παγετώδη περίοδο, την μεταβατική περίοδο και το Ολόκαινο. Οι θερμότερες κλιματικές συνθήκες εντοπίζονται κατά τη διάρκεια σχηματισμού του σαπροπηλού S1. Ο σχηματισμός του S1 αποδίδεται στην επικράτηση θερμών και ταυτόχρονα χαμηλής αλατότητας επιφανειακών νερών που είχε ως αποτέλεσμα τη μείωση του ρυθμού κυκλοφορίας στην υδάτινη στήλη και την ανάπτυξη ανοξικών συνθηκών στα νερά του πυθμένα. Επιπλέον, εντοπίστηκαν τέσσερα ψυχρά γεγονότα σύντομης διάρκειας: Το πρώτο κατά τη μεταβατική περίοδο από την τελευταία παγετώδη περίοδο στο Ολόκαινο και πιθανώς πρόκειται για το γεγονός Younger Dryas. Τα άλλα τρία εντοπίζονται κατά τη διάρκεια του Ολοκαίνου εκ των οποίων το πρώτο συμπίπτει με τη λήξη του S1 και το δεύτερο εντοπίζεται κατά τη διάρκεια απόθεσης του S1, χωρίς όμως να προκαλεί (στα μέχρι σήμερα αποτελέσματα) σαφή διακοπή στην ιζηματογένεσή του, όπως έχει εντοπιστεί σε αντίστοιχες περιπτώσεις πυρήνων από την Ανατολική Μεσόγειο

### 1 ΕΙΣΑΓΩΓΗ

Κλιματική αστάθεια χαρακτηρίζει την τελευταία παγετώδη περίοδο και το Ολόκαινο όπως προκύπτει από συστηματικές μελέτες σε θαλάσσια ιζήματα υψηλών γεωγραφικών πλατών στις οποίες έχουν καταγραφεί μια σειρά θερμών και ψυχρών γεγονότων σύντομης διάρκειας (Bond et al. 1992, Bond et al. 1997). Οι περισσότερες μελέτες στο χώρο της Ανατολικής Μεσογείου εστιάζονταν στον εντοπισμό παλαιωκεανογραφικών συνθηκών που σχετίζονται με την ανάπτυξη των σαπροπηλικών ακολουθιών (Cita et al. 1977). Τα τελευταία χρόνια μελέτες υψηλής ανάλυσης σε θαλάσσια ιζήματα της Μεσογείου έχουν εντοπίσει κλιματικά γεγονότα σύντομης διάρκειας δείχνοντας ότι κλιματική αστάθεια χαρακτήριζε και την περιοχή της Μεσογείου στο ίδιο χρονικό διάστημα (Rohling et al. 1997, Geraga et al. 2000, Casford et al. 2001).

Σκοπός της παρούσας εργασίας είναι η εκτίμηση των παλαιοκλιματολογικών-παλαιωκεανογραφικών συνθηκών που επικρατούσαν στην περιοχή του Ιονίου Πελάγους κατά το Ανώτερο Τεταρτογενές. Τα αποτελέσματα βασίζονται στη μελέτη της μικροπανίδας (πλαγκτονικά τρηματοφόρα) και των ισοτόπων οξυγόνου ( $\delta^{18}\text{O}$ ) στα ιζήματα του πυρήνα Ζ1 που συλλέχθηκε από την κατωφέρεια της λεκάνης Οτράντο- Λευκάδας, δυτικά των Παξών (φ 39<sup>ο</sup>15'11,17" και λ 19<sup>ο</sup>51'59,68") σε βάθος 1160m (Σχ. 1).



Σχήμα 1. Χάρτης της περιοχής μελέτης στην οποία φαίνεται η θέση πυρηνοληψίας του Z1.

## 2 ΜΕΘΟΔΟΙ ΕΡΕΥΝΑΣ

Αρχικά στον πυρήνα Z1 έγινε λεπτομερής μακροσκοπική περιγραφή, προκειμένου να αναγνωριστούν οι κύριες λιθολογικές ενότητες.

Για τις μικροπαλαιοντολογικές αναλύσεις, τα δείγματα ιζήματος πλύθηκαν με αραιό διάλυμα  $H_2O_2$  (Aksu et al. 1995). Ακολούθησε υγρό κοσκίνισμα και το κλάσμα των  $>150 \mu m$  ξηράθηκε σε φούρνο στους  $50^\circ C$ . Μετά την ξήρασή τους, τα δείγματα ομογενοποιήθηκαν με τη χρήση του Otto splitter, ώστε το κάθε ένα από αυτά να περιέχει περίπου 200 πλαγκτονικά τρηματοφόρα. Συνολικά αναλύθηκαν 69 δείγματα η απόσταση μεταξύ των οποίων είναι  $1,84 cm$  κατά μέσο όρο.

Ο προσδιορισμός του οργανικού άνθρακα ( $C_{org}$ ) έγινε σύμφωνα με τους Gaudette et al. (1974). Συνολικά αναλύθηκαν 43 δείγματα.

Οι ισοτοπικές αναλύσεις βασίστηκαν στις μετρήσεις της μεταβολής της σχέσης  $O^{18}/O^{16}$  σε κελύφη ατόμων του πλαγκτονικού τρηματοφόρου *Globigerinoides ruber*. Τα δείγματα αναλύθηκαν στο Πανεπιστήμιο του Εδιμβούργου της Αγγλίας (Laboratory of Geology and Geophysics). Συνολικά αναλύθηκαν 43 δείγματα η απόσταση μεταξύ των οποίων είναι  $2,84 cm$  κατά μέσο όρο.

Στο Z1 έγιναν δυο ραδιοχρονολογήσεις, οι οποίες πραγματοποιήθηκαν σε κελύφη ατόμων *Gs.ruber*. Οι αναλύσεις έγιναν με τη μέθοδο Accelerator Mass Spectrometry (AMS) στο εργαστήριο Beta Analytic INC (Florida, USA), (Πιν. 1).

Τέλος στα αποτελέσματα των μικροπαλαιοντολογικών αναλύσεων και του προσδιορισμού του  $C_{org}$ , εφαρμόστηκε η πολυδιάστατη στατιστική μέθοδος της παραγοντικής ανάλυσης R- τύπου (Davis 1985).

Πίνακας 1. Κωδικοί και βάθη δειγματοληψίας των δειγμάτων που ραδιοχρονολογήθηκαν.

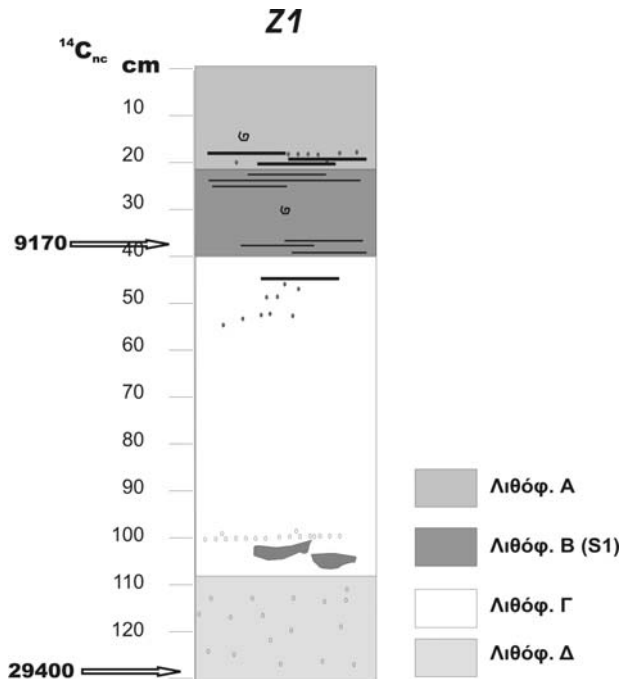
Βάθος (cm)	Κωδικός δείγματος εργαστηρίου	Μετρήσιμη ηλικία ( $^{14}C_{nc}$ )	Απόκλιση (χρόνια)
37	Beta 166998	9170	380
129	Beta 166999	29400	370

## 3 ΑΠΟΤΕΛΕΣΜΑΤΑ- ΣΥΖΗΤΗΣΗ

### 3.1 Ιζήματα

Η μακροσκοπική παρατήρηση του πυρήνα Z1 οδήγησε στον προσδιορισμό τεσσάρων λιθοφάσεων (Σχ. 2). Η  $1^{\text{η}}$  λιθοφάση (0-22,5 cm) αποτελείται από καφέ- γκρι ημιπελαγική ιλύ με υψηλή συμμετοχή θραυσμάτων από κελύφη. Στη βάση της λιθοφάσης εντοπίζονται σκουρόχρωμες ενστρώσεις και κόκκοι οξειδίων μετάλλων. Η  $2^{\text{η}}$  λιθοφάση (22,5- 40 cm) αποτελείται από λαδόχρωμη ιλύ και περιέχει υψηλό ποσοστό  $C_{org}$  (0,5-1,8 %) (Σχ. 4). Τα χαρακτηριστικά της λιθοφάσης αυτής δείχνουν ότι πρόκειται για σαπροπηλιτική ακολουθία (Anastasakis & Stanley 1984). Σύμφωνα με την πρώτη ρα-

διοχρονολόγηση η λιθοφάση αντιστοιχεί στο σαπροπηλό S1, ο οποίος έχει εντοπιστεί στους περισσότερους πυρήνες της Μεσογείου (Rasmussen 1991, Aksu et al. 1995). Η 3<sup>η</sup> λιθοφάση (40- 109 cm) αποτελείται από γκρι ημιπελαγική ιλύ και αυξημένη συγκέντρωση κελυφών. Η 4<sup>η</sup> λιθοφάση (109- 131 cm) αποτελείται από καφέ- γκρι ιλύ με αυξημένη παρουσία χονδρόκοκκου υλικού.



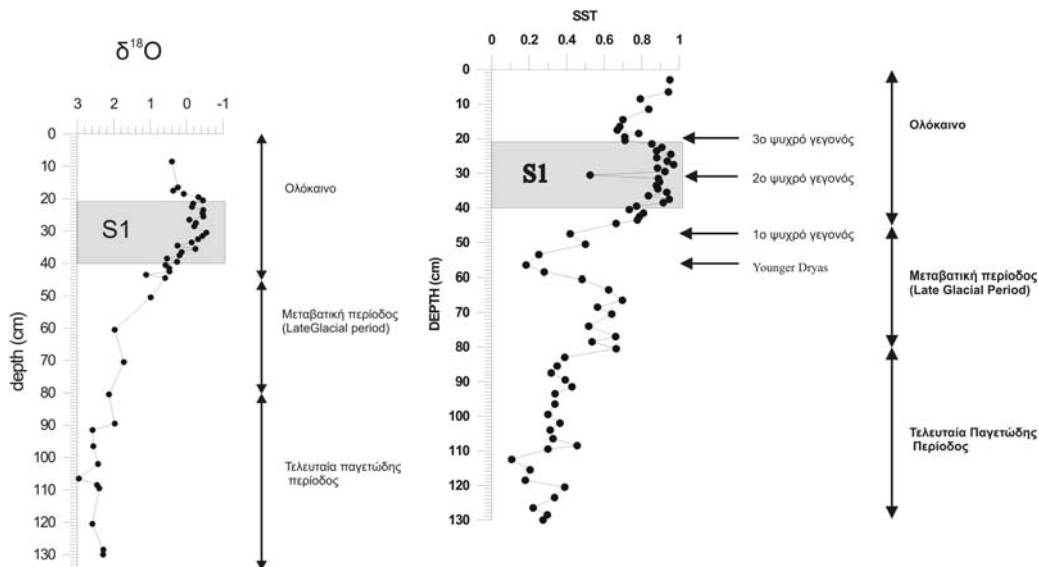
Σχήμα 2. Μακροσκοπική περιγραφή του πυρήνα Z1.

### 3.2 Ισότοπα οξυγόνου ( $\delta^{18}\text{O}$ )

Η κατακόρυφη κατανομή των ισότοπων οξυγόνου, οδήγησε στον προσδιορισμό τριών ενοτήτων (Σχ. 3). Στη βάση του πυρήνα (131-90 cm) παρατηρούνται υψηλές τιμές ισότοπων οξυγόνου (2,287-2,961 ‰), υποδηλώνοντας τις ψυχρές κλιματικές συνθήκες κατά τη διάρκεια της τελευταίας παγετώδους περιόδου. Στη συνέχεια και περίπου μέχρι τα 45 cm οι τιμές των ισότοπων μειώνονται δηλώνοντας έτσι τη βελτίωση των κλιματικών συνθηκών κατά τη μεταβατική περίοδο από την τελευταία παγετώδη προς την τελευταία μεσοπαγετώδη περίοδο (Late Glacial Period). Στα ανώτερα τμήματα του πυρήνα (45-0 cm) οι τιμές των ισότοπων παρουσιάζονται σταθερά χαμηλές δηλώνοντας έτσι τις θερμές κλιματικές συνθήκες που επικρατούν κατά τη διάρκεια του Ολοκαίνου (Rasmussen 1991, Aksu et al. 1995). Παρόμοια τάση επικρατεί στα ιζήματα όλων των πυρήνων της Ανατολικής Μεσογείου το ίδιο χρονικό διάστημα και συνδέονται με την επικράτηση χαμηλής αλατότητας και υψηλής θερμοκρασίας των επιφανειακών νερών κατά τη διάρκεια απόθεσης του S1 (Cita et al. 1977, Rohling et al. 1997, Geraga et al. 2000). Αμέσως μετά το τέλος απόθεσης του σαπροπηλού, οι τιμές του  $\delta^{18}\text{O}$  αυξάνονται και σταθεροποιούνται μεταξύ  $-0,182$  και  $0,400$ ‰. Πριν την έναρξη του σαπροπηλού S1, στα 43cm οι τιμές του  $\delta^{18}\text{O}$  αυξάνονται απότομα και για μικρό χρονικό διάστημα, και αποτελούν τις υψηλότερες τιμές του  $\delta^{18}\text{O}$  (1,111‰) κατά τη διάρκεια του Ολοκαίνου.

### 3.3 Πλαγκτονικά τρηματοφόρα

Τα είδη των πλαγκτονικών τρηματοφόρων που αναγνωρίστηκαν συνολικά στα ιζήματα του πυρήνα Z1 είναι τα εξής: *Globigerinoides ruber*, *Gs.sacculifer*, *Gs.trilobus*, *Gs.obliquus*, *Gs.quadrilobatus*, *Globigerina bulloides*, *Gg.falconensis*, *Gg.rubescens-tenellus*, *Orbulina universa*, *Globigerinella aequilateralis*, *Ga.calida*, *Neogloboquadrina dutertrei*, *N.pachyderma*, *Globorotalia inflata*, *Gr.truncatulinoidea*, *Gr.crassaformis*, *Gr.scitula*, *Gr.anfracta*, *Globigerinita glutinata*, *Ge.digitata*, *Turborotalita quinqueloba*

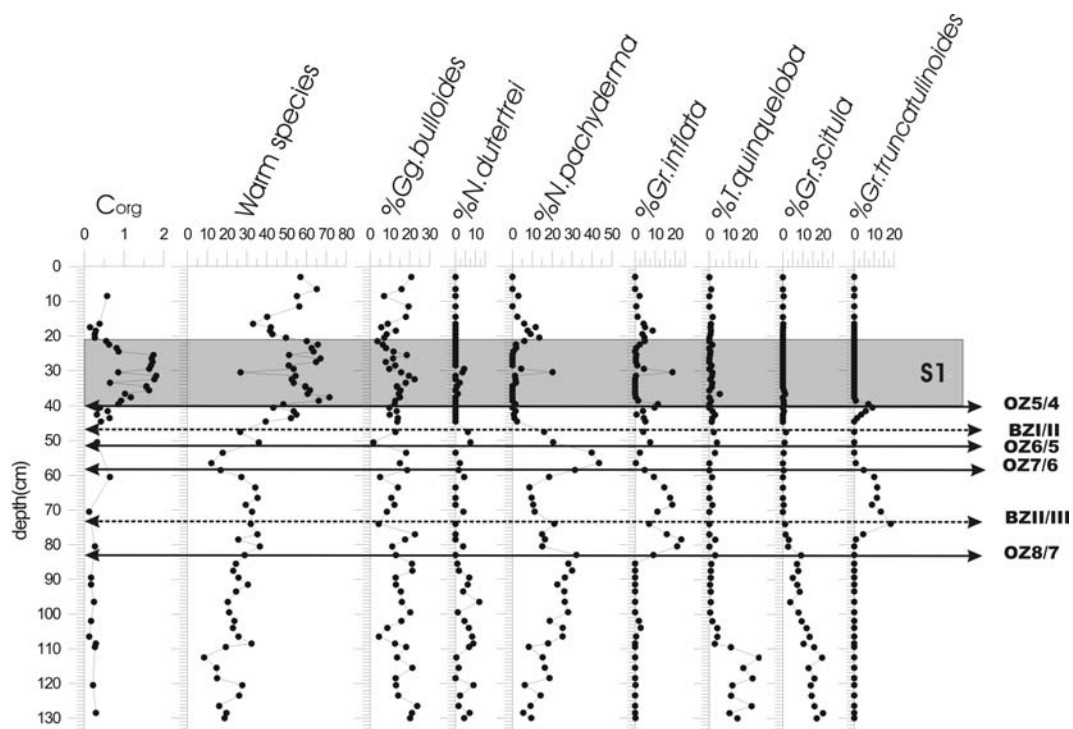


Σχήμα 3α. Κατακόρυφη κατανομή των ισοτόπων οξυγόνου  $\delta^{18}\text{O}$  των ιζημάτων του πυρήνα Z1

Σχήμα 3β. Κατακόρυφη κατανομή των τιμών του δείκτη της επιφανειακής θαλάσσιας θερμοκρασίας (SST).

Στην εικόνα του σχήματος 4 παρουσιάζονται οι κατακόρυφες κατανομές του οργανικού άνθρακα και των κυριότερων πλαγκτονικών τρηματοφόρων. Σύμφωνα με αυτές, τα κατώτερα στρώματα του Z1 (~130-80cm) χαρακτηρίζονται από υψηλή συμμετοχή των *N. dutertrei*, *N. pachyderma*, *T. quinqueloba* και *Gr. scitula*, τα οποία είναι δείκτες ψυχρών κλιματικών συνθηκών και από χαμηλή συμμετοχή των θερμών ειδών (*Gs. ruber*, *Gs. sacculifer*, *Gs. trilobus*, *Gs. obliquus*, *Or. universa* και *Gl. aequilateralis*) (Σχ. 4). Η παρατήρηση αυτή συμφωνεί με τις υψηλές τιμές των  $\delta^{18}\text{O}$  και δηλώνει την επικράτηση ψυχρών επιφανειακών νερών κατά τη διάρκεια της τελευταίας παγετώδους περιόδου. Οι ψυχρότερες κλιματικές συνθήκες της περιόδου εντοπίζονται μεταξύ 130cm και 110cm, όπου παρατηρούνται οι υψηλότερες συγκεντρώσεις της ψυχρής μικροπανίδας σε συνδυασμό με τους ισχυρότερους εμπλουτισμούς των τιμών  $\delta^{18}\text{O}$ . Σύντομες αυξήσεις των θερμών ειδών σε βάθη 108cm και 125cm συνιστούν αλλαγή του παλαιοκλίματος προς θερμότερες συνθήκες. Η έλλειψη αναλύσεων  $\delta^{18}\text{O}$  στα διαστήματα αυτά δεν μας επιτρέπουν την ασφαλή εξαγωγή συμπερασμάτων. Στο διάστημα μεταξύ 80cm έως 60cm η συμμετοχή των θερμών ειδών είναι αυξημένη ενώ παράλληλα παρατηρείται υψηλή συγκέντρωση των *Gr. inflata*. Το είδος αυτό προτιμά ευτροφικά περιβάλλοντα με καλή ανάμιξη της υδάτινης στήλης (Lourens et al. 1992). Στο διάστημα που ακολουθεί και ως τα 50cm παρατηρείται απότομη αύξηση των *N. pachyderma*. Το είδος αυτό συνδέεται με την ανάπτυξη του στρώματος μέγιστης χλωροφύλης (DCM) (Fairbanks et al. 1980). Παράλληλα, στο ίδιο διάστημα παρατηρείται σύντομη μείωση της συγκέντρωσης των θερμών ειδών που υποδηλώνει πρόσκαιρη μείωση της θερμοκρασίας των επιφανειακών νερών.

Στα ανώτερα 50cm παρατηρείται σταδιακή αύξηση και κυρίαρχη επικράτηση της θερμής μικροπανίδας που σε συνδυασμό με τις χαμηλές τιμές  $\delta^{18}\text{O}$  δηλώνουν επικράτηση θερμών επιφανειακών νερών κατά τη διάρκεια του Ολοκαίνου. Οι υψηλότερες συγκεντρώσεις των θερμών ειδών παρατηρούνται κατά τη διάρκεια απόθεσης του S1 μεταξύ 40-35cm και 28-20cm. Πρόσκαιρες μειώσεις της συγκέντρωσης των θερμών ειδών παρατηρούνται στα 50cm, 40cm, 30cm και 20cm, τα οποία συμπίπτουν με μικρές αυξήσεις των *N. pachyderma* και *Gr. inflata*. Οι μεταβολές αυτές στη μικροπανίδα συνδέονται: (α) στα 40cm με σύντομη αύξηση των τιμών του  $\delta^{18}\text{O}$ , δηλώνοντας σύντομη επιδείνωση των κλιματικών συνθηκών, (β) στα 30cm με σύντομες και σποραδικές μειώσεις του ποσοστού του Corg δηλώνοντας μικρές αλλαγές στην ιζηματογένεση του σαπροπηλού S1 και (γ) στα 20cm με αυξήσεις των τιμών  $\delta^{18}\text{O}$  και τη διακοπή της σαπροπηλικής ιζηματογένεσης του S1.



Σχήμα 4. Κατακόρυφες κατανομές του ποσοστού του  $C_{org}$  και της συγκέντρωσης των σημαντικότερων πλαγκτονικών τρηματοφόρων του πυρήνα Z1. Σε γκρι πλαίσιο υποδηλώνεται η παρουσία του σαπροπηλού S1, ενώ με γραμμές σημειώνονται τα όρια των βιοζωνών (διακεκομμένες γραμμές) και των οικοζωνών (συνεχείς γραμμές), όπως αναφέρονται στο αντίστοιχο κείμενο.

Κατά τη διάρκεια του Ολοκαίνου έχουν αναγνωρισθεί 7 ψυχρά, σύντομης διάρκειας γεγονότα σε πυρήνες ιζήματος υψηλών γεωγραφικών πλατών (Bond et al. 1997). Κάποια από αυτά αναγνωρίζονται και στα θαλάσσια ιζήματα της Ανατολικής Μεσογείου (Casford et al. 2001). Μάλιστα δύο από αυτά συνδέονται με τη σύντομη διακοπή (στα 7-8 ka) και τη λήξη (5-6 ka) της ιζηματογένεσης του S1 (Rohling et al. 1997, Geraga et al. 2000). Βάση των παραπάνω, τρία από τα γεγονότα αυτά φαίνεται ότι έχουν εντοπιστεί και στα ιζήματα του Z1 στα 40cm, 30cm και 20cm. Πρέπει να σημειωθεί ότι στον πυρήνα Z1, η σύντομη μεταβολή των κλιματικών συνθηκών στα 30cm δεν συνδέεται με σαφή διακοπή της σαπροπηλικής ακολουθίας του S1, όπως φαίνεται τόσο μακροσκοπικά όσο και στην κατακόρυφη κατανομή του ποσοστού του  $C_{org}$ .

### 3.4 Δείκτης της επιφανειακής θαλάσσιας θερμοκρασίας

Χρησιμοποιώντας ως δείκτες θερμού κλίματος τα πλαγκτονικά τρηματοφόρα: *Gs.ruber*, *Gs.sacculifer*, *G.trilobus*, *G.obliquus*, *Gg.rubescens tenellus*, *Orb.universa*, *Ga.aequilateralis*, και ως ψυχρού κλίματος τα: *N.pachyderma*, *Gr.scitula*, *Gg.quinqueloba*, *Ga.glutinata* εκτιμήθηκε ο δείκτης της επιφανειακής θαλάσσιας θερμοκρασίας (SST) ως το πηλίκο του ποσοστού των θερμών ειδών προς το άθροισμα των ποσοστών των θερμών και ψυχρών ειδών (Lourens et al., 1992) και κατασκευάστηκε η κατακόρυφη κατανομή των τιμών της (Σχ. 3β).

Η κατακόρυφη κατανομή του δείκτη της επιφανειακής θαλάσσιας θερμοκρασίας συνηγορεί με τις προηγούμενες παρατηρήσεις στην εξέλιξη του παλαιοκλίματος. Οι χαμηλότερες τιμές της θερμοκρασίας εντοπίζονται μεταξύ 130cm έως 80cm δηλώνοντας την παρουσία της τελευταίας παγετώδους περιόδου. Οι τιμές του δείκτη αυξάνονται μεταξύ 80cm έως 60cm δηλώνοντας τη μετάβαση από την τελευταία παγετώδη περίοδο στο Ολόκαινο. Μεταξύ 60 και 50cm ο δείκτης μειώνεται απότομα δηλώνοντας την επικράτηση ενός σύντομου ψυχρού γεγονότος, πιθανώς του Younger Dryas. Μετά τα 50cm οι τιμές του δείκτη αυξάνονται έως την οροφή του πυρήνα και διατηρούνται σταθερά υψηλές δηλώνοντας την επικράτηση του Ολοκαίνου. Οι μέγιστες τιμές στο διάστημα αυτό παρατη-

ρούνται κατά την απόθεση του σαπροπηλού ενώ οι ελάχιστες στα 40cm, 30 cm και 20 cm, δηλώνοντας την επικράτηση σύντομων θερμών και ψυχρών γεγονότων, αντίστοιχα.

### 3.5 Βιο- στρωματογραφία

Βάση των κατακόρυφων κατανομών των συγκεντρώσεων των πλαγκτονικών τρηματοφόρων (Σχ. 4), εντοπίστηκαν οι τρεις βιοζώνες, όπως προσδιορίστηκαν από τους Jorissen et al. (1993), σε πυρήνες της Μεσογείου. Έτσι στον πυρήνα Z1 προκύπτει ότι το όριο των βιοζώνων II και III (BZII/III) (12.700yrs BP) εντοπίζεται στα 80cm και το όριο της βιοζώνης I με τη II (BZI/II) (9.600yrs BP) στα 45cm (Σχ. 4). Η BZI χαρακτηρίζεται από αύξηση των θερμών ειδών και αφθονία του *Gs.ruber*, ενώ η βάση της οριοθετείται από την απότομη αύξηση της *Gr.inflata*. Η BZI συνδέεται με την επικράτηση του Ολοκαίνου. Στη BZII έχουμε μικρή παρουσία των θερμών ειδών, αύξηση των *Neogloboquadrina* και απότομη εξαφάνιση της *Gr.scitula*. Η BZII συνδέεται με την επικράτηση της μεταβατικής περιόδου από την τελευταία παγετώδη περίοδο στο Ολόκαινο (Late Glacial). Η BZIII χαρακτηρίζεται από συνεχή παρουσία της *Gr.scitula* και μικρή συμμετοχή των θερμών ειδών. Η *Gr.inflata* απουσιάζει με εξαίρεση την οροφή της βιοζώνης αυτής. Η BZIII αντιστοιχεί στην τελευταία παγετώδη περίοδο.

### 3.6 Οικο- στρωματογραφία

Κατά τη μελέτη των κατακόρυφων κατανομών των συγκεντρώσεων των πλαγκτονικών τρηματοφόρων, αναγνωρίστηκαν οι οικοζώνες 4- 8 (Σχ. 4) όπως περιγράφονται από τους Carotondi et al. (1999), στην κεντρική Μεσόγειο. Το όριο της οικοζώνης 7 με την 8 (OZ8/7) (13.200yrs BP) εντοπίζεται στα 83 cm με απότομη αύξηση της *Gr.inflata* και μείωση του ποσοστού της *Gr.scitula*. Η οικοζώνη 7 περιορίζεται στο διάστημα 58- 83cm με αξιοσημείωτη παρουσία των *Gr.inflata* και *Gr.truncatulinoidea*. Η απότομη μείωση της *Gr.inflata* στα 58 cm οριοθετεί την οικοζώνη αυτή με την 6 (OZ7/6) (11.400yrs BP), η οποία φτάνει ως τα 52 cm και χαρακτηρίζεται από απότομη μείωση των *Gs.ruber* και *Gr.inflata*. Σύμφωνα με τους Carotondi et al. (1999) η οικοζώνη αυτή αντιστοιχεί στην επικράτηση του ψυχρού γεγονότος Younger Dryas. Η απότομη μείωση των *N.pachyderma* και *Gg.bulloidea* καθώς και η επανεμφάνιση της *Gr.inflata*, οριοθετούν την οικοζώνη 6 με την 5 (OZ6/5) (10000yrs BP), η οποία εκτείνεται ως τα 40 cm. Η οικοζώνη 4, από τα 40 cm (OZ5/4) (9000yrs BP), συνοδεύεται από έντονη παρουσία του *Gs.ruber* και των θερμών πλαγκτονικών ειδών ενώ απουσιάζουν τα ψυχρά είδη, σηματοδοτώντας έτσι την έναρξη της σαπροπηλικής ιζηματογένεσης.

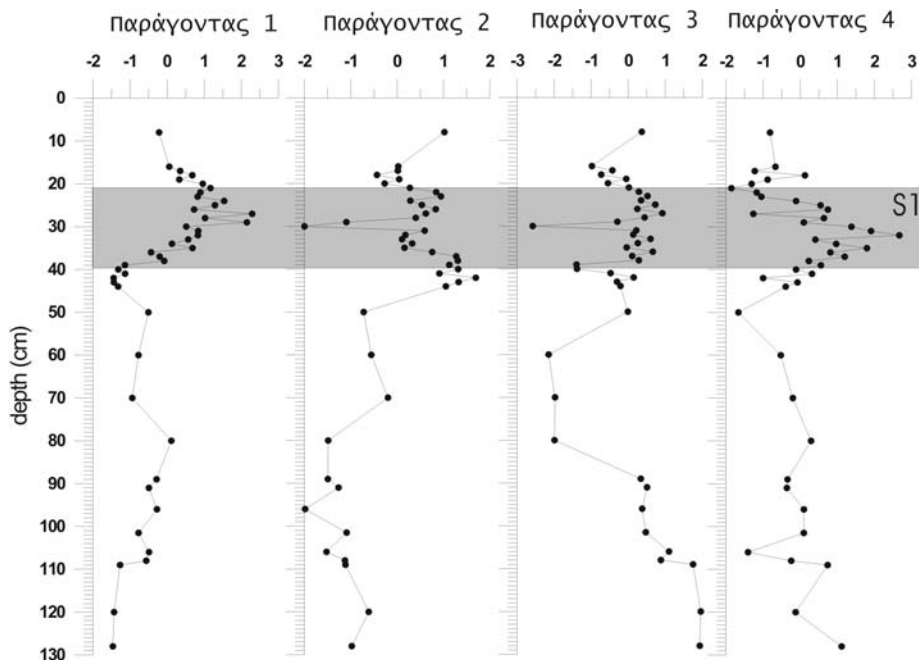
### 3.7 Στατιστική ανάλυση

Η παραγοντική ανάλυση R-τύπου εφαρμόστηκε στα αποτελέσματα των μικροπαλαιοντολογικών αναλύσεων και του ποσοστού του Corg (Davis 1985). Επιλέχθηκε το τετραμελές μοντέλο, που εκφράζει το 75% της ολικής διακύμανσης των δεδομένων. Στο Σχήμα 5 παρουσιάζονται οι κατακόρυφες κατανομές των παραγοντικών τιμών, έτσι όπως αυτές προέκυψαν μετά την εφαρμογή της ανάλυσης.

Ο πρώτος παράγοντας (Πιν. 2, Σχ. 5) είναι διπολικός και δηλώνει την αρνητική σχέση των *Orb.uninera*, *Gs.sacullifer*, *Gs.trilobus*, *Gs. quadrilobatus*, *Ga.aequilateralis*, *Ga. calida* και του Corg (θετικές τιμές) με τα *Gr. scitula*, *Ge. glutinata* και *T. quinqueloba* (αρνητικές τιμές). Ο δεύτερος παράγοντας (Πιν. 2, Σχ. 5) είναι επίσης διπολικός και δηλώνει την αντιπάθεια των *Gs. ruber*, *Orb. uninera*, *Gs. sacullifer*, *Ga. aequilateralis* (θετικές τιμές) με τα *Gr. scitula*, *N. pachyderma* και *N. dutertrei* (αρνητικές τιμές). Ο τρίτος παράγοντας (Πιν. 2, Σχ. 5) είναι διπολικός και δηλώνει την αρνητική σχέση των *T. quinqueloba*, *Gr. scitula* (θετικές τιμές) με τα *Gr. nflate*, *Gr. crassaformis*, *Gr. truncatulinoidea* (αρνητικές τιμές). Ο τέταρτος παράγοντας (Πιν. 2, Σχ. 5) ομαδοποιεί το ποσοστό του Corg με τη συμμετοχή των *G. bulloidea*.

Πίνακας 2. Παραγοντικές φορτίσεις του τετραμελούς μοντέλου παραγοντικής ανάλυσης

	Παράγοντας 1	Παράγοντας 2	Παράγοντας 3	Παράγοντας 4
$C_{org}$	0.598	0.371	0.075	0.551
<i>Orb.universa</i>	0.676	0.406	0.030	0.423
<i>Gs.ruber</i>	0.108	0.834	-0.057	-0.152
<i>Gs.sacculifer</i>	0.711	0.478	0.162	-0.017
<i>G.trilobus</i>	0.824	0.162	0.051	-0.107
<i>Gs.quadrilobatus</i>	0.739	0.257	0.201	-0.058
<i>Gg.bulloides</i>	-0.122	-0.006	0.277	0.863
<i>T.quinqueloba</i>	-0.488	-0.270	0.563	0.095
<i>Gr.inflata</i>	-0.102	-0.197	-0.850	-0.060
<i>Gr.crassaformis</i>	-0.165	0.001	-0.802	-0.209
<i>Gr.scitula</i>	-0.457	-0.538	0.583	0.043
<i>Gr.truncatulinooides</i>	-0.418	0.200	-0.563	-0.051
<i>Ge.glutinata</i>	-0.813	0.110	0.135	-0.235
<i>Ga.calida</i>	0.851	0.302	0.112	-0.038
<i>Ga.aequilateralis</i>	0.566	0.425	0.050	0.418
<i>N.pachyderma</i>	-0.192	-0.827	-0.181	-0.333
<i>N.dutertrei</i>	-0.360	-0.805	0.275	-0.083



Σχήμα 5. Κατακόρυφες κατανομές των παραγοντικών τιμών του τετραμελούς παραγοντικού μοντέλου

Οι κατακόρυφες κατανομές των παραγοντικών τιμών των τεσσάρων παραγόντων παρουσιάζονται στο Σχήμα 5. Οι παράγοντες 1 και 2 αντιπροσωπεύονται από πλαγκτονικά είδη που θεωρούνται δείκτες επιφανειακής θαλάσσιας θερμοκρασίας (Aksu et al. 1995, Rohling et al. 1997, Geraga et al. 2000). Οι υψηλότερες (θετικές) τιμές στον 1<sup>ο</sup> παράγοντα παρατηρούνται στα ανώτερα 40cm του πυρήνα και κυρίως κατά τη διάρκεια απόθεσης του S1 υποδηλώνοντας έτσι την επίδραση που είχε η αύξηση της επιφανειακής θαλάσσιας θερμοκρασίας στο σχηματισμού του S1. Στο 2<sup>ο</sup> παράγοντα οι ελάχιστες (αρνητικές) τιμές παρατηρούνται περίπου στα 95cm και στα 30cm υποδηλώνοντας επιδείνωση των κλιματικών συνθηκών και ταυτόχρονα ανάπτυξη ευτροφικών συνθηκών σε αυτά τα διαστήματα (Rohling & Gieskes 1989). Κατά τη διάρκεια του Ολοκαίνου ελαφριά μείωση των τιμών του 2<sup>ου</sup> παράγοντα παρατηρείται στα 18cm. Η επιδείνωση των κλιματικών συνθηκών στο διάστημα αυτό πιθανώς σχετίζεται με τη λήξη του σαπροπηλού S1 (De Rijk et al. 1999). Οι ψηλότερες (θετικές) τιμές στον παράγοντα 3 παρατηρούνται μεταξύ 130 έως 100cm υποδηλώνοντας την

ανάπτυξη ψυχρών κλιματικών συνθηκών. Οι σχετικές υψηλές (θετικές) τιμές που παρατηρούνται κατά τη διάρκεια του σαπροπηλού S1 πιθανώς σχετίζονται με την ανάπτυξη χαμηλής αλατότητας επιφανειακών νερών (Aksu et al. 1995, Rohling et al. 1997). Οι ελάχιστες (αρνητικές) τιμές στον 3<sup>ο</sup> παράγοντα παρατηρούνται μεταξύ 60 και 80cm καθώς και στα 30cm υποδηλώνοντας την ανάπτυξη ευτροφικών συνθηκών λόγω καλής ανάμειξης των επιφανειακών νερών (Rohling et al. 1997, Geraga et al. 2000). Οι υψηλότερες (θετικές) τιμές του 4<sup>ου</sup> παράγοντα παρατηρούνται κατά τη διάρκεια απόθεσης του S1 υποδηλώνοντας ότι η συμμετοχή του οργανικού υλικού στον S1 σχετίζεται με αυξημένες ποτάμιες απορροές ή αναβρύσματα ή ισχυρή εποχιακή ανάμειξη των επιφανειακών νερών (Rohling et al. 1997). Πάντως αυξήσεις των *G. bulloides* σε αυτό το διάστημα έχουν εντοπιστεί σε πολλούς πυρήνες της Ανατολικής Μεσογείου και έχουν συνδεθεί με ποτάμιες απορροές (Aksu et al. 1995, Rohling et al. 1997, Geraga et al. 2000).

#### 4 ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ

Η μελέτη της μικροπανίδας και των τιμών δ<sup>18</sup>O στα ιζήματα του πυρήνα Z1 ανέδειξαν μια σειρά κλιματικών μεταβολών μικρής και μεγάλης διάρκειας στο Ιόνιο Πέλαγος τα τελευταία 30000 χρόνια. Τρεις κύριες κλιματικές περιόδους εντοπίστηκαν: η τελευταία παγετώδης περίοδος, η μεταβατική και το Ολόκαινο. Επιπλέον, εντοπίστηκαν τέσσερα ψυχρά γεγονότα σύντομης διάρκειας. Το πρώτο φαίνεται να είναι το Younger Dryas και εντοπίζεται κατά τη διάρκεια της μετάβασης από την τελευταία παγετώδη περίοδο στο Ολόκαινο. Τα άλλα τρία ψυχρά γεγονότα εντοπίζονται κατά τη διάρκεια του Ολοκαίνου. Ο σχηματισμός του σαπροπηλού S1 φαίνεται να είναι το αποτέλεσμα της ανάπτυξης θερμών, χαμηλής αλατότητας επιφανειακών νερών. Τούτο είχε ως αποτέλεσμα την προσωρινή μείωση του ρυθμού κυκλοφορίας των υδάτινων μαζών και την ανάπτυξη ανοξικών συνθηκών στο πυθμαίο περιβάλλον. Στο σχηματισμό του σαπροπηλού φαίνεται να συνετέλεσε και η ανάπτυξη ευτροφικών συνθηκών λόγω αυξημένων ποτάμιων εκροών. Το μοντέλο αυτό σχηματισμού του S1 έχει προταθεί για τις περιοχές του Ιονίου και Αιγαίου Πελάγους (Aksu et al. 1995, Rohling et al., 1997, Geraga et al. 2000). Παρόλο που ένα ψυχρό γεγονός εντοπίζεται περίπου στα μέσα σχηματισμού του S1, δεν παρατηρείται σαφής διακοπή της ιζηματογένεσής του, όπως συμβαίνει στις περισσότερες σαπροπηλικές ακολουθίες του S1, στην Ανατολική Μεσόγειο.

Οι συγκεντρώσεις και η εξέλιξη της μικροπανίδας στο Ιόνιο πέλαγος τα τελευταία 30000 χρόνια, όπως εντοπίστηκαν στα ιζήματα του Z1, είναι παρόμοιες με αυτές που αναγνωρίστηκαν στην Κεντρική Μεσόγειο, για το ίδιο χρονικό διάστημα. Επιπλέον, η εφαρμογή της παραγοντικής ανάλυσης στα μικροπαλαιοντολογικά δεδομένα ανέδειξε τέσσερις παράγοντες. Οι δύο πρώτοι σχετίζονται με μεταβολές της επιφανειακής θαλάσσιας θερμοκρασίας και τονίζουν την επίδραση της αυξημένης θερμοκρασίας στο σχηματισμό του S1. Οι δύο επόμενοι σχετίζονται με μηχανισμούς ανάπτυξης ευτροφισμού που συνδέονται με την παρουσία αυξημένων ποτάμιων εκροών κατά τη διάρκεια του S1.

#### ΑΝΑΦΟΡΕΣ

- Aksu A.E., Yasar D., Mudie P.J. & Grillespie H. 1995. Late glacial to Holocene paleoclimatic and paleoceanographic evolution of the Aegean Sea: micropaleontological and stable isotopic evidence. *Mar. Micropaleontology*, 25, 1-28.
- Anastasakis G. & Stanley D. 1984. Sapropels and organic-rich variants in the Mediterranean sequence development and classification. In: Fine grained sediments: Deep water process and facies, D.A.V. Stow & Piper D.J.W. eds., *Geol. Soc. Londa Spec. Publ.* 15:499-510.
- Bond G., Heinrich H., Broecker W., Labeyrie L., McManus J., Andrews J., Huon S., Jantschik R., Clasen S., Simet C., Tedesco K., Klas M., Bonani G. & Ivy S. 1992. Evidence for massive discharges of icebergs into the North Atlantic ocean during the last glacial period. *Nature*, 360, 245-249.
- Bond G., Showers W., Cheseby M., Lotti R., Almasi P., deMencal P., Priore P., Cullen H., Hajdas I. & Bonani G. 1997. A pervasive millennial scale cycle in North Atlantic holocene and glacial climates. *Science*, 278, 1257-1266.
- 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.



- Casford, J.S.L., Rohling, E.J., Abu-Zied, R., Cooke, S., Boessenkool, K.P., Brinkhuis, H., De Vries, C., Wefer, G., Geraga, M., Papatheodorou, G., Croudace, I., Thomson, J., Wells, N.C. & Lykousis, V. 2001. Mediterranean climate variability during the Holocene. *Mediterranean Marine Science*, 2, 45-55.
- Cita B.M., Vergnaud-Grazzini C., Robert C., Chamley H., Ciaranfi N. & D' Onofrio 1977. Paleoclimatic Record of a long deep sea core from the Eastern Mediterranean. *Quaternary Research*, 8, 205-235.
- Davis. J. 1985. Statistics and data analysis in geology. *John Willey & sons.*, 549p.
- De Rijk S., Hayes A. & Rohling E.J. 1999. Eastern Mediterranean sapropel S1 interruption: an expression of the onset of climatic deterioration around 7kyrs BP. *Marine Geology*, 153, 171-191.
- Fairbanks R.G., Wiebe P.H. & Be A.W.H. 1980. Vertical distribution and isotopic composition of living planktonic foraminifera in the western North Atlantic. *Science*, 207, 61-65.
- Gaudette, H., Flight, W., Toner, L., & Floder, D. 1974. An inexpensive titration method for the determination of organic carbon in recent sediments. *J. Sedim. Petrol.*, 44, 249-253.
- Geraga M., Tsaila-Monopolis, St., Ioakim Ch., Papatheodorou, G. & Ferentinos G. 2000. An evaluation of palaeoenvironmental changes during the last 18000 yrs BP in the Myrtoon Basin, S.W. Aegean Sea. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 156, 1-17.
- Jorissen F.J., Asioli A., Borsetti A.N., Capotondi L., de Visser J.P., Hilgen F.I., Rohling E.J., van der Borg K., Vergnaud-Grazzini C., Zachariasse W.J. 1993. *Late Quaternary central Mediterranean biochronology. Marine Micropaleontology*, 21, 169-189
- Lourens L. J., Hilgen F. J., Gudjonsson L. & Zachariasse W. J., 1992. Late Pliocene To Early Pleistocene Astronomically Forced Sea Surface Productivity And Temperature Variations In The Mediterranean. *Marine Micropaleontology*, 19, 49-78.
- Rasmussen T.L. 1991. Benthonic and planktonic foraminifera in relation to the Early Holocene stagnation in the Ionian Basin, Central Mediterranean. *Boreas*, 20, 357-378.
- 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., Jorissen F.J. & De Stigter H.C. 1997. 200 years interruption of Holocene sapropel formation in the Adriatic Sea. *Journal Micropalaeontology*, 16, 97-108.

## ABSTRACT

### **MICROPALAEODOLOGICAL STUDY OF CORE Z1 FROM IONIAN SEA PALEOCLIMATOLOGICAL- PALEOOICOLOGICAL CONCLUSIONS**

Geraga M.<sup>1</sup>, Mylona G.<sup>1</sup>, Tsaila- Monopoly St.<sup>2</sup>, Papatheodorou G.<sup>1</sup> and Ferentinos G.<sup>1</sup>

<sup>1</sup> *Department of the Sea Geology and Physical Oceanography, School of Geology, University of Patras.*

<sup>2</sup> *Department of Micropaleontology.*

The preliminary results based on the abundances of planktonic foraminifera and oxygen isotopes at the sediments of the core Z1, selected from the Ionian Sea (Otranto Basin) revealed three main climatic periods: Last Glacial, Late Glacial and Holocene. The warmest conditions of the studied interval prevailed during the formation of sapropel S1. Four stadials occurred during Late Glacial and Holocene. The older corresponds to Younger Dryas event, while the other three occurred during Holocene. The establishment of warm and low salinity surficial waters seems that caused the reduction of water mass circulation and thus the formation of the sapropel S1. Although the presence of a stadial around the middle of the S1, no distinct interruption of the sapropelic sedimentation have been occurred. The younger stadial coincides with the end of the sapropel S1.

The evolution of the planktonic assemblages seems to be similar with that of the Central Mediterranean for the studied interval. Therefore, almost all the biozones and ecozones of the Central Mediterranean have been recognized at the sediments of Z1.

The application of the factor analysis revealed four factors. The first two correspond to the variation of SST, while the other two are related to the development of high fertility waters during cold periods and during the formation of S1.