



ΕΘΝΙΚΟ & ΚΑΠΟΔΙΣΤΡΙΑΚΟ ΠΑΝΕΠΙΣΤΗΜΙΟ ΑΘΗΝΩΝ

ΣΧΟΛΗ ΘΕΤΙΚΩΝ ΕΠΙΣΤΗΜΩΝ

ΤΜΗΜΑ ΓΕΩΛΟΓΙΑΣ & ΓΕΩΠΕΡΙΒΑΛΛΟΝΤΟΣ

ΤΟΜΕΑΣ ΙΣΤΟΡΙΚΗΣ ΓΕΩΛΟΓΙΑΣ-ΠΑΛΑΙΟΝΤΟΛΟΓΙΑΣ

**ΠΑΛΑΙΟΩΚΕΑΝΟΓΡΑΦΙΚΗ ΜΕΛΕΤΗ ΤΗΣ ΠΡΟ-
ΕΒΑΠΟΡΙΤΙΚΗΣ ΙΖΗΜΑΤΟΓΕΝΟΥΣ ΑΚΟΛΟΥΘΙΑΣ ΤΟΥ
ΑΝΩΤΕΡΟΥ ΜΕΙΟΚΑΙΝΟΥ ΣΤΗΝ ΝΗΣΟ ΚΡΗΤΗ, ΜΕ ΒΑΣΗ
ΜΙΚΡΟΠΑΛΑΙΟΝΤΟΛΟΓΙΚΕΣ, ΙΖΗΜΑΤΟΛΟΓΙΚΕΣ ΚΑΙ
ΓΕΩΧΗΜΙΚΕΣ ΑΝΑΛΥΣΕΙΣ**

ΜΠΕΣΙΟΥ ΕΥΑΓΓΕΛΙΑ

Μεταπτυχιακή Διπλωματική Εργασία

Τριμελής Εξεταστική Επιτροπή

Μέλος Ε.Δι.Π.: **Κοντακιώτης Γεώργιος**, επιβλέπων

Αναπλ. Καθηγήτρια: **Αντωνάκου Ασημίνα**, μέλος Εξεταστικής Επιτροπής

Καθηγητής: **Καρακίτσιος Βασίλειος**, μέλος Εξεταστικής Επιτροπής

ΑΘΗΝΑ, 2018

ΠΡΟΛΟΓΟΣ

Η παρούσα Μεταπτυχιακή διπλωματική εντάσσεται στα πλαίσια των ερευνητικών δραστηριοτήτων του Τομέα Ιστορικής Γεωλογίας και Παλαιοντολογίας του Τμήματος Γεωλογίας και Γεωπεριβάλλοντος του Εθνικού και Καποδιστριακού Πανεπιστημίου Αθηνών.

Αρχικά, θεωρώ υποχρέωση να ευχαριστήσω όλους όσους συνέβαλαν με την βοήθεια και την στήριξη τους στην ολοκλήρωση της εργασίας.

Πρώτα από όλα, θα ήθελα να εκφράσω την βαθιά μου ευγνωμοσύνη στον Επιβλέποντα κ. Γ. Κοντακιώτη, για την αμέριστη συμπαράσταση, βοήθεια και υποστήριξη καθ' όλη τη διάρκεια της προσπάθειας αυτής. Κατά ένα μεγάλο μέρος, η ολοκλήρωση αυτής της διπλωματικής οφείλεται στην αδιάκοπη αυτή υποστήριξη.

Θα ήθελα επίσης να ευχαριστήσω θερμά την Αναπληρώτρια Καθηγήτρια κα Α. Αντωναράκου, για την ανεκτίμητη προσφορά κατά τη διάρκεια συγγραφής της εργασίας, αλλά και για το συνεχές της ενδιαφέρον κατά την πορεία της μελέτης και γενικότερα των σπουδών μου.

Τον Καθηγητή κ Β. Καρακίτσιο για την προσφορά του υλικού μελέτης, καθώς και την σημαντική προσφορά με τις παρατηρήσεις και την εποικοδομητική κριτική του.

Ιδιαίτερες ευχαριστίες εκφράζω στον Διευθυντή του Τομέα Ιστορικής Γεωλογίας και Παλαιοντολογίας Καθηγητή Γ. Αναστασιάκη, που με έκανε δεκτή στο μεταπτυχιακό πρόγραμμα του Τομέα και πρόσφερε την καθοδήγηση και διδασκαλία του.

Επιπλέον, θα ήθελα να ευχαριστήσω τους P.G. Mortyn, L. Lourens και Β. Σκουνάκη για την ευκαιρία που μου παρείχαν να εργαστώ στα εργαστήρια τους και να πραγματοποιήσω μεγάλο μέρος του εργαστηριακού μέρους της διπλωματικής.

Τέλος, θα ήθελα να εκφράσω την βαθιά εκτίμηση και ευγνωμοσύνη μου προς την οικογένεια μου και τους προσωπικούς φίλους μου, για την στήριξη και το ιδιαίτερο ενδιαφέρον για όλα τα χρόνια σπουδών.

Περιεχόμενα

1. Εισαγωγή	6
1.1. Γενικά – Περιοχή Έρευνας	6
1.2. Παλιωκεανογραφικά συμβάντα στο Ανώτερο Μειόκαινο	7
1.3. Ο ρόλος των πλαγκτονικών τρηματοφόρων ως παλιωκεανογραφικοί δείκτες	11
1.4. Μέθοδοι προσδιορισμού παλιοθερμοκρασίας	13
1.5. Σκοπός	17
2. Γεωδυναμική εξέλιξη της ανατολικής Μεσογείου στο Ανώτερο Μειόκαινο	18
2.1. Γεωδυναμική εξέλιξη του Αιγαίου κατά το Τορτόνιο-Μεσσήνιο	20
2.2. Τοποθέτηση της Κρήτης στο ευρύτερο καθεστώς του Αιγαίου Πελάγους	24
2.3. Γεωλογικό καθεστώς της νήσου Κρήτης	26
2.4. Ιζηματογενείς σχηματισμοί της Κρήτης στο Νεογενές	28
3. Υλικό και μέθοδοι ανάλυσης	32
3.1. Μικροπαλαιοντολογικές αναλύσεις	32
3.2. Αναλύσεις στο Ηλεκτρονικό Μικροσκόπιο Σάρωσης (SEM)- Ορυκτολογία	32
3.3. Αναλύσεις σταθερών ισοτόπων	34
3.4. Αναλύσεις ιχνοστοιχείων	34
3.5. Αλατότητα	35
4. Αποτελέσματα	38
4.1. Περιγραφή της τομής Φανερωμένη	38
4.2. Λιθοστρωματογραφία των προ-εβαποριτικών αποθέσεων της τομής Φανερωμένη	39
4.3. Βιοστρωματογραφία της τομής	43
4.4. Κατανομή πλαγκτονικών τρηματοφόρων στο Ανώτερο Μειόκαινο	45
4.5. Μετρήσεις βαρών στη μετάβαση Τορτονίου-Μεσσηνίου	50
4.6. Διαγενετικά στάδια στο ανώτερο Μειόκαινο και η παλιωκεανογραφική τους σημασία	52
4.7. Ποιοτική και ποσοτική εκτίμηση της διαγενετικής μεταβολής μέσω ορυκτολογικών αναλύσεων	56
4.8. Σταθερά ισότοπα οξυγόνου και άνθρακα	57
4.9. Ο λόγος Mg/Ca ως παλιοθερμοκρασιακή μέθοδος	59
4.10. Παλιοθερμοκρασιακή μέθοδος Sr/Ca στα τρηματοφόρα	61
5. Συζήτηση	64
5.1. Διαγένεση	64
5.2. Ποικιλότητα στην ταφονομία των πλαγκτονικών τρηματοφόρων εντός της τομής ...	66
5.3. Παλαιοκλιματική εξέλιξη	69

5.4. Εκτίμηση της θαλάσσιας επιφανειακής αλατότητας στο Ανώτερο Μειόκαινο	70
6. Σύνθεση-Συμπεράσματα	74
7. Βιβλιογραφία.....	76

1. Εισαγωγή

1.1. Γενικά – Περιοχή Έρευνας

Τις τελευταίες δεκαετίες, πολλοί ερευνητές έχουν επισημάνει τη σπουδαιότητα της Μεσογειακής λεκάνης σαν ένα “φυσικό εργαστήριο”, για τη μελέτη των κλιματικών και ωκεανογραφικών μηχανισμών, γεγονός που οφείλεται κυρίως στη γεωγραφική της θέση και στις ιδιαίτερες συνθήκες διαμορφώσεώς της. Η πλειοψηφία αυτών των μελετών (π.χ. Dermitzakis, 1969, 1978; Broolsma, 1978; Colalongo et al., 1981; Zachariasse & Spaak, 1983; De Visser et al., 1989; Howell et al., 1990; Cita, 1991; Langereis & Hilgen, 1991; Lourens et al., 1992; Castradori, 1993; Postma et al. 1993a; Μαρκοπούλου-Διακαντώνη et al., 1993, Versteegh, 1994; Lourens, 1994; Hilgen et al. 1995; Krijgsman et al., 1995; 1997; Nijenhuis et al. 1996, Bertini et al., 1998; Santarelli et al., 1998; Schenau et al., 1999; Kouwenhoven et al. 1999; Iaccarino, 2002; Kontakiotis, 2012, 2016; Drinia & Antonarakou, 2003; Drinia et al., 2004; Antonarakou et al., 2018a) συνδέεται με αντιπροσωπευτικές συναθροίσεις του θαλάσσιου Νεογενούς και αποσκοπεί στη γνώση της εξέλιξης τόσο του κλίματος, όσο και της ωκεανογραφίας κατά τη διάρκεια του Καινοζωικού.



Εικ. 1 : Γεωφυσικός χάρτης της νήσου Κρήτης και η περιοχή δειγματοληψίας.

Η νήσος Κρήτη αποτελεί τυπική περιοχή αναφοράς για την παλαιοπεριβαλλοντική αναπαράσταση του Ανωτέρου Μειοκαίνου. Συγκεκριμένα, η τομή Φανερωμένη (Εικ. 1), η οποία αποτελεί μία ημιπελαγική ακολουθία ιζημάτων, είναι χαρακτηριστική των κυκλικών ακολουθιών του Ανωτέρου Μειοκαίνου. Ολόκληρο το τμήμα της τομής έχει γίνει αντικείμενο μελέτης, τόσο από άποψη βιο-κυκλοστρωματογραφίας (Negri & Villa, 2000; Kuiper et al., 2004; Rivera et al., 2011; Moissette et al., 2018) και παλαιομαγνητισμού (Langereis 1984; Krijgsman et al., 1994), όσο και από την ανασύσταση του παλαιοπεριβάλλοντος με βάση την περιεχόμενη πανίδα και ορυκτολογικές-γεωχημικές αναλύσεις (Kouwenhoven et al., 2003; Kouwenhoven & van der Zwaan, 2006; Moissette et al., 2018; Antonarakou et al., 2018b).

1.2. Παλιωκεανογραφικά συμβάντα στο Ανωτερο Μειόκαινο

Το Ανώτερο Μειόκαινο (8,0-5,33 εκ. χρ.) έχει θεωρηθεί ως η μία από τις πιο σταθερές κλιματικά περιόδους του Καινοζωικού, χαρακτηριζόμενη από ελάχιστες μακράς διάρκειας (>1εκ. χρ.) ψυχρές και παγετώδεις περιόδους (Zachos et al., 2001). Ωστόσο, αυτές οι μακράς διάρκειας τάσεις αποτυπώνονται από τις αλλαγές των Ισοτόπων Άνθρακα του Ανώτερου Μειοκαίνου (Late Miocene carbon isotope shift, LMCIS; 7,6-6,6 εκ. χρ.) κατά την διάρκεια της Κρίσης Αλμυρότητας του Τορτονίου (Tortonian Salinity crisis, TSC; 7,8-7,6 εκ. χρ.) και του Μεσσηνίου (Messinian Salinity crisis, MSC; 5,97-5,33 εκ. χρ.), που έχουν αποδοθεί στις αλλαγές του κύκλου του άνθρακα, στην κυκλοφορία των ωκεάνιων υδάτων, και στις ευστατικές αλλαγές της παγκόσμιας θαλάσσιας στάθμης (Hodell et al., 1994; Bickert et al., 2004; van

der Laan et al., 2005; Husing et al., 2009; Ohneiser et al., 2015). Το LMCIS θεωρείται η τελευταία περίοδος στην εξέλιξη της Γης με μεγάλης κλίμακας θετική καταγραφή των ισοτόπων του άνθρακα, που συμπίπτει με μία περίοδο θερμού κλίματος, με θερμοκρασίες αντίστοιχες τροπικών περιοχών και υψηλή στάθμη της θάλασσας, πριν την μετάβαση από παγετώδεις/μεσοπαγετώδεις διακυμάνσεις του Νεογενούς και την κρυσταλλική ωκεάνια κυκλοφορία (Böhme et al., 2008, 2011). Η Κρίση Αλμυρότητας του Μεσσηνίου αντιπροσωπεύει ένα από τα πιο μοναδικά (μεγαλύτερο και γεωλογικά ταχύ) γεγονότα στην ιστορία της Μεσογείου, κατά τη διάρκεια του οποίου η λεκάνη υπέστη δραματική υδρολογική και βιολογική κρίση προκαλούμενες από έναν ισχυρό συνδυασμό γεωδυναμικών και κλιματικών παραγόντων (Krijgsman et al., 1999, 2002; Krijgsman & Langereis, 2000; Sierrro et al., 2001; Bellanca et al., 2001; Blanc-Valleron et al., 2002; Flecker et al., 2002; Kouwenhoven et al., 2006; Drinia et al., 2007; van der Laan et al., 2012; Salé et al., 2012; Manzi et al., 2013; Roveri et al., 2014). Η αλλαγή στην επικοινωνία της Μεσογείου τόσο με τον Ατλαντικό ωκεανό όσο και με την Παρατυθός, προκάλεσε έντονες διακυμάνσεις στην υδρογεωλογία της λεκάνης (Flecker et al., 2015; Karakitsios et al., 2017b), το οποίο είχε σημαντικό αντίκτυπο στην ακόλουθη γεωλογική ιστορία της Μεσογείου, καθώς και στην αλατότητα των ωκεανών παγκοσμίως.

Η παροξυσμική αυτή φάση, η οποία σύμφωνα με τους Gautier et al. (1994) και Krijgsman et al. (1999a), χρονολογείται στα 5,97-5,96 έως 5,33 εκατομμύρια χρόνια, έπεται της ιζηματογένεσης κυκλικών βιοπυριτικών αποθέσεων που συναντώνται στις περισσότερες περιφερειακές λεκάνες της Μεσογείου, από την Αλγερία ως την Κύπρο (Rouchy, 1982;

Robertson & Dixon, 1984). Οι τυπικές αυτές κυκλικές ακολουθίες της Μεσογείου, αποτελούν τον τυπικό σχηματισμό “Tripoli”, ο οποίος συνίσταται από εναλλαγές θαλασσίων μαργών, διατομιτών, εβαποριτών (ανθρακικά πετρώματα, γύψοι, αλίτες), καθώς και από ηπειρωτικές αποθέσεις (Hilgen & Krijgsman, 1999; Krijgsman et al., 1999; Pérez-Folgado et al., 2003).

Αυτοί οι τύποι των ιζημάτων αντανakλούν μία μεγάλης κλίμακας παλαιοπεριβαλλοντική αλλά και λιθολογική μεταβολή, η οποία αντιπροσωπεύεται από μονότονη απόθεση μαργών, στο Μέσο Σερραβάλλιο, μέχρι τη προ-εβαποριτική ακολουθία του Ανωτέρου Μειοκαίνου. Πρόσφατες μελέτες δεικνύουν ότι οι κυκλικές αποθέσεις των προ-εβαποριτικών σαπροπηλιτικών, μαργαϊκών και διατομιτικών σχηματισμών, είναι αντιπροσωπευτικές των κλιματικών μεταβολών που οφείλονται στη μεταβολή των τροχιακών παραμέτρων της Γης (Hilgen, 1991; Lourens, 1994; Hilgen et al., 1995; Krijgsman et al., 1995, 1999; Αντωνάρακου et al., 1999; Antonarakou, 2001; Vazquez et al., 2000).

Κατά μήκος ολόκληρης της Μεσογειακής λεκάνης, τα προ-εβαποριτικά ιζήματα αντανakλούν τη λιθολογική μεταβολή που παρατηρείται κατά τη διάρκεια του Ανωτέρου Μεσσηνίου, από τις επικρατούσες ακολουθίες μαργών/σαπροπηλών είτε σε διατομίτες (π.χ. Σικελία, Γαύδος, ΒΑ Μαρόκο, Αλγερία) είτε σε ευξεινικές μάργες (π.χ. Β. Ιταλία, Τυρρηνίο Πέλαγος - ανατολική Μεσόγειος). Οι παλαιοπεριβαλλοντικές αλλαγές που συσχετίζονται με την προαναφερθείσα λιθολογική μεταβολή, επιβεβαιώνονται τόσο από γεωχημικές καταγραφές (Vergnaud-Grazzini, 1978, 1983; Vergnaud-Grazzini et al., 1977; McKenzie et al., 1979; van der Zwaan & Thomas, 1980; van der Zwaan &

Gudjonsson, 1986; Hodell et al., 1989, 1994; Kastens, 1992; Ferretti & Terzi, 1995) όσο και από παραμέτρους της πανίδας (Cita, 1976; van der Zwaan, 1982; Glaçon et al., 1990; Benson & Rakic-El-Bied, 1991; Benson et al., 1991, 1995; Sierro et al., 1993; Hodell et al., 1994; Calieri, 1996, 1997).

Παρά το γεγονός ότι είναι ακόμα υπό συζήτηση το κατά πόσο η φύση της αιτίας είναι κλιματική (Van der Laan et al., 2012), τεκτονική (Krijgsman & Langereis, 2000; Leroux et al., 2018) ή ο συνδυασμός τους, έχει αρχίσει να διαμορφώνεται ένα σταθερό μοτίβο σχετικά με την χρονολόγηση, τη στρωματογραφία και την προοδευτική φάση της αποξήρανσης (Rouchy & Caruso, 2006; Roveri et al., 2014; Karakitsios et al., 2017a,b; Manzi et al., 2013, 2016, 2018; Gennari et al., 2018; Lozar et al., 2018). Στην Μεσόγειο θάλασσα, οι συνθήκες απομόνωσης της λεκάνης ξεκίνησαν πριν την Κρίση Αλμυρότητας του Μεσσηνίου. Σύμφωνα με δεδομένα Sr από τα κελύφη τρηματοφόρων, η ανταλλαγή των υδάτινων μαζών του Ατλαντικού και της Μεσογείου άρχισε να περιορίζεται σημαντικά, περίπου 3 εκ. χρ. νωρίτερα (στα ~9 εκ. χρ.) από την απόθεση των εβαποριτών. Η τελευταία πραγματοποιήθηκε ταυτόχρονα σε ολόκληρη τη λεκάνη της Μεσογείου (Meilijson et al., 2018) και προκάλεσε την αύξηση της αλατότητας πρώτα στις βαθύτερες λεκάνες γύρω στα ~7 εκ. χρ. (Kouwenhoven et al., 2003) και τελικά στα επιφανειακά ύδατα στα ~6,8-6,7 εκ. χρ. (Simon & Meijer, 2017). Παρόλα αυτά, καθ' όλη την προ-εβαποριτική περίοδο οι συνθήκες παρέμειναν θαλάσσιες, διότι η εξάτμιση αντισταθμιζόταν από την εκροή άλμης και την εισροή γλυκών υδάτων στα βαθειά ύδατα (Flecker & Ellam, 1999, 2006; Reghizzi et al., 2017; Moissette et al., 2018). Αυτή η εξέλιξη εκφράζεται γεωλογικά με την κυκλική απόθεση μαργών/σαπροπηλών

(υγρή/ξηρή φάση κλίματος) σε όλη τη λεκάνη, καθώς η εισροή γλυκών υδάτων δεν ήταν σταθερή αλλά επηρεάζονταν από αστρονομικά περιοδικές μεταβολές που σχετίζονται με την μετάπτωση των ισημεριών (Hilgen et al., 1995; Schenau et al., 1999; Rogerson et al., 2012; van der Laan et al., 2012). Οι κύκλοι αυτοί συνεχίστηκαν ως την Κρίση Αλμυρότητας του Μεσσηνίου (Flores et al., 2005; Hilgen and Krijgsman, 1999; Husing et al., 2009; Kohler et al., 2010a; Suc et al., 1995), ακόμη και μετά την υπερπλήρωση της λεκάνης με ύδατα κατά τη διάρκεια της επίκλυσης του Πλειοκαίνου (Langereis & Hilgen, 1991; Husing et al., 2009; Kontakiotis et al., 2016a).

1.3. Ο ρόλος των πλαγκτονικών τρηματοφόρων ως παλαιωκεανογραφικοί δείκτες

Τα πλαγκτονικά τρηματοφόρα πέρα από άριστοι βιοστρωματογραφικοί δείκτες για τον προσδιορισμό της σχετικής γεωλογικής ηλικίας, έχουν αποδειχθεί πολύ καλοί δείκτες για την ανασύσταση του παλαιοκλίματος, με βάση τα οικολογικά χαρακτηριστικά τους, καθώς περικλείουν σημαντικές πληροφορίες για τις εποχικές μεταβολές του κλίματος, τόσο σε μικρή όσο και σε μεγάλη χρονική κλίμακα. Η μεγάλη γεωλογική τους ιστορία, η ευρεία κατανομή τους σε όλους τους ωκεανούς, η καλή διατήρησή τους στα ιζήματα και ο εύκολος τρόπος συλλογής τους, τα καθιστούν ως την πλέον ιδανική ομάδα βιοδεικτών των θαλασσίων ωκεανογραφικών και κλιματικών μεταβολών, μέσω της αποκρυπτογράφησης του ιζηματολογικού αρχείου όπου περιέχονται (Murray, 1897; Kucera, 2007). Συγκεκριμένα, επειδή τα τρηματοφόρα έχουν ένα σύντομο κύκλο ζωής, αντιδρούν γρήγορα σε οποιαδήποτε

περιβαλλοντική μεταβολή και ως εκ τούτου μπορούν να χρησιμοποιηθούν ως δείκτες απεικόνισης περιβαλλοντικών μεταβολών μικρής κλίμακας. Ιδιαίτερα η κατανομή των πλαγκτονικών τρηματοφόρων σε ιζηματογενείς ακολουθίες (τομές, πυρήνες) χρησιμοποιείται ευρέως σαν δείκτης για τον προσδιορισμό της θαλάσσιας επιφανειακής θερμοκρασίας και αλμυρότητας και γενικά συνδέεται με τις διακυμάνσεις και μεταβολές των φυσικών και χημικών παραγόντων της ανώτερης υδάτινης στήλης, οι οποίες είναι άμεσα συνδεδεμένες με τις κλιματικές μεταβολές. Αξιοσημείωτη είναι επίσης η ιδιαίτερη ικανότητά τους να περικλείουν όλες τις παλαιωκεανογραφικές πληροφορίες στον χημισμό των κελυφών τους με τον πλέον αξιόπιστο τρόπο, γεγονός που αποτέλεσε το αρχικό έρεισμα για τους επιστήμονες για να ανακαλύψουν νέες μεθόδους αποκωδικοποίησης του σήματος που αυτά παράγουν.

Η χρησιμότητά των πλαγκτονικών τρηματοφόρων ως βιοδείκτες βασίζεται κατά κύριο λόγο στη γνώση στοιχείων της οικολογίας τους (Hemleben et al., 1989; Rohling et al., 2004). Τόσο τα πειράματα στα εργαστήρια όσο οι πυρήνες και οι ιζηματοπαγίδες συνεισφέρουν σε ένα μεγάλο ποσοστό στην κατανόηση της οικολογίας τους, φανερώνοντας παράλληλα ότι τα πλαγκτονικά τρηματοφόρα παρουσιάζουν μεγάλες εποχιακές διακυμάνσεις ως προς την αφθονία τους, οι οποίες είναι στενά συνδεδεμένες με την υδρολογία της ανώτερης υδάτινης στήλης (Bé & Tolderlund, 1971; Thunell & Reynolds, 1984; Fraile et al., 2009). Για παράδειγμα, η κατακόρυφη διαβάθμιση της θερμοκρασίας και της αλατότητας με το βάθος της υδάτινης στήλης δημιουργεί επιφάνειες διαφορετικής πυκνότητας, όπως το πυκνοκλινές, το οποίο συσχετίζεται με τα μέγιστα της αφθονίας πολλών πλαγκτονικών ειδών. Με βάση

την παραπάνω διαπίστωση, τα πλαγκτονικά τρηματοφόρα που συλλέγονται από τα θαλάσσια ιζήματα αλλά και την υδάτινη στήλη χρησιμοποιούνται από τους επιστήμονες ως αρχείο των φυσικών και χημικών ιδιοτήτων των ωκεανών οι οποίες είναι ενδεικτικές αφενός των παλαιοπεριβαλλοντικών μεταβολών και αφετέρου των παραμέτρων από τις οποίες διέπονται, όπως η θερμοκρασία (Pflaumann et al., 1996), η στρωματοποίηση της υδάτινης στήλης (Mulitza et al., 1997), η συγκέντρωση ατμοσφαιρικής προέλευσης CO₂ (Pearson & Palmer, 2000) και η βιολογική παραγωγικότητα (Kiefer, 1998).

1.4. Μέθοδοι προσδιορισμού παλαιοθερμοκρασίας

Η κύρια ώθηση στην έρευνα των πλαγκτονικών τρηματοφόρων δόθηκε από τις αναλύσεις ισοτόπων και ιχνοστοιχείων στα ασβεστολιθικής φύσεως κελύφη τους, τα αποτελέσματα των οποίων συνεπάγονταν τις φυσικές, χημικές και βιολογικές ιδιότητες των ωκεανών. Ειδικότερα, τα ισότοπα οξυγόνου και ο λόγος Mg/Ca αποτελούν τους πιο αξιόπιστους τρόπους καταγραφής των παλαιοωκεανογραφικών και παλαιοκλιματικών μεταβολών, καθώς αποτυπώνονται στα κελύφη των τρηματοφόρων που έχουν αποθεθεί σε θαλάσσιες λεκάνες μεγάλου βάθους. Οι μέθοδοι αυτοί στηρίζονται στον προσδιορισμό του λόγου των ισοτόπων ¹⁸O και ¹⁶O ($\delta^{18}\text{O}$) ή των ιχνοστοιχείων Mg και Ca (Mg/Ca) στα ασβεστολιθικά κελύφη τους, επειδή οι θαλάσσιοι αυτοί οργανισμοί έχουν τη διττή ικανότητα αφενός να αποθηκεύουν ασβεστίτη σε ισοτοπική αναλογία με το θαλασσινό νερό στο οποίο διαβιούν και αφετέρου να ενσωματώνουν απευθείας τα ιχνοστοιχεία από το θαλασσινό νερό στο κέλυφός τους, κατά τη διάρκεια της καθίζησής τους στον πυθμένα των ωκεανών.

Η ανάλυση των πλαγκτονικών τρηματοφόρων μαζί με τις ιζηματογενείς ακολουθίες της Μεσογείου ως δυνητικά παλαιοκλιματικά αρχεία, παραμένουν προς αξιοποίηση λόγω κυρίως των προβλημάτων που σχετίζονται με την ερμηνεία των θερμοκρασιακών δεικτών στη Μεσόγειο θάλασσα. Παρόλο που ο λόγος των ισοτόπων του οξυγόνου ($\delta^{18}\text{O}$) αναπαριστά τον πιο ευρέως χρησιμοποιούμενο γεωχημικό δείκτη, η χρήση του ως δείκτης παλαιοθερμοκρασίας υφίσταται σημαντικούς περιορισμούς. Τα δεδομένα ισοτόπων δεν μπορούν να αντανακλούν τοπικού χαρακτήρα παλαιοθερμοκρασιακές μεταβολές επειδή το σήμα τους επηρεάζεται αναμφίβολα από την υδρολογικό καθεστώς της Μεσογείου (Hodell et al., 1989; Kouwenhoven et al., 1999; Di Stefano et al., 2010). Ο δείκτης που βασίζεται στο λόγο Mg/Ca των τρηματοφόρων, ο οποίος επιτρέπει την ταυτόχρονη ανασύσταση της θερμοκρασίας και την σύσταση ισοτόπων οξυγόνου του θαλασσινού νερού ($\delta^{18}\text{O}_{\text{sw}}$) χρησιμοποιώντας τον ίδιο φορέα σήματος (Elderfield & Ganssen, 2000), επηρεάζεται από την διαγένεση και την αλατότητα κάτω από υψηλές συνθήκες εξάτμισης, όπως εκείνες που επικρατούν στη λεκάνη της Ανατολικής Μεσογείου (Kontakiotis et al., 2011, 2012, 2017; Ferguson et al., 2008). Ομοίως, η μέθοδος των αλκενονών (U^{K}_{37}) παρότι δεν επηρεάζεται από τις διαδικασίες της διαγένεσης και της λιθοποίησης των ιζημάτων (Cleaveland & Herbert, 2009; Beltran et al., 2011), δεν ανταποκρίνεται σε θερμοκρασίες πάνω από $27,5^{\circ}\text{C}$ (Müller et al., 1998), επειδή οι αλκενόνες παράγουν χαπτόφυτα τα οποία φωτοσυνθέτουν μόνο μικρά ποσά τριακόρεστων αλκεκόνων. Προφανώς, οι τιμές θαλάσσιας επιφανειακής θερμοκρασίας για τη Μεσόγειο πλησιάζουν (ή και υπερβαίνουν σε ορισμένες περιπτώσεις) το όριο ευαισθησίας των αλκεκόνων κατά την μεγαλύτερη διάρκεια του Ανώτερου

Μειοκαίνου (Tzanova et al., 2015), επιφέροντας σφάλματα στις υπολογιζόμενες θερμοκρασίες (Vasiliev et al., 2017). Επιπλέον, η παραπάνω μέθοδος δεν αντανακλά απαραίτητα τις συνθήκες (βάθος, εποχή) στις οποίες τα είδη των πλαγκτονικών τρηματοφόρων ασβεστοποιούνται και συνεπώς περιορίζεται στην ακρίβεια των διορθώσεων για την ισοτοπική θερμοκρασία ως προς την επίλυση της ισοτοπικής σύστασης του θαλασσινού νερού ($\delta^{18}\text{O}_{\text{SW}}$). Ο δείκτης παλαιοθερμοκρασίας Sr/Ca είναι κυρίως συνδεδεμένος με τις αλλαγές στους ρυθμούς ανάπτυξης των τρηματοφόρων, συναρτήσει των περιβαλλοντικών μεταβολών (T, S, pH; Kisakürek et al., 2008). Η εξάρτηση της θερμοκρασίας στην ενσωμάτωση του Sr στα κελύφη των πλαγκτονικών τρηματοφόρων (Elderfield et al., 2000; Mortyn et al., 2005) είναι διαφορετική από είδος σε είδος, και το άμεσο αντίκτυπο στο λόγο Sr/Ca του κελύφους σχετίζεται με τον ρυθμό της καθίζησης (π.χ. υψηλότερες θερμοκρασίες οδηγούν σε αυξανόμενο ρυθμό ανάπτυξης πλαγκτονικών τρηματοφόρων). Ωστόσο, πειράματα έχουν δείξει ότι η δημιουργία του κελύφους των τρηματοφόρων γίνεται σταδιακά (αυξητική λειτουργία θαλάμων), με τις συνθήκες αυξημένης θερμοκρασίας και αλατότητας (ενδεικτικές χαμηλών ρυθμών ανάπτυξης) να είναι εκτός του πλαισίου φυσικής μεταβλητότητας που συνήθως καταγράφεται σε εργασίες υπαίθρου. Αξίζει να σημειωθεί ότι παρά το γεγονός ότι οι απόλυτοι ρυθμοί ανάπτυξης των κελυφών δεν μπορούν να προσδιοριστούν για τα είδη του Ανωτέρου Μειοκαίνου (π.χ. *G. obliquus*), εξετάζουμε για πρώτη φορά, την επίδραση της θερμοκρασίας στον λόγο Sr/Ca σε παρόμοιες συνθήκες με αυτές που διεξάγονται στα υπό καλλιέργεια πειράματα στο εργαστήριο (αυξανόμενη θερμοκρασία και αλατότητα). Υπό αυτό το πρίσμα, το ανώτερο όριο αυτής της μεθόδου εκτείνεται

ως τους 30°C (Kisakürek et al., 2008), και αυτό είναι το κύριο πλεονέκτημα έναντι της μεθόδου των αλκενονών. Επομένως, σε αυτό το περιβάλλον ο λόγος Sr/Ca στα πλαγκτονικά τρηματοφόρα αντιπροσωπεύει την καλύτερη εκτίμηση της θαλάσσιας επιφανειακής θερμοκρασίας του Ανώτερου Μειοκαίνου, αφού παρουσιάζει το μικρότερο ποσοστό σφάλματος (ανεπηρέαστος από τη διαγένεση; Sprovieri et al., 2008), με τιμές που είναι εντός του θερμοκρασιακού εύρους για το υπό μελέτη χρονικό διάστημα, όπως αυτό είναι γνωστό από την βιβλιογραφία.

1.5. Σκοπός

Σκοπός της παρούσας εργασίας είναι η ανασύσταση των παλαιοπεριβαλλοντικών συνθηκών που επικρατούσαν, κατά την διάρκεια της προ-εβαποριτικής ιζηματογενούς ακολουθίας στην τομή Φανερωμένη, στη νήσο Κρήτη. Για την επίτευξη του σκοπού αυτού, η μελέτη αποτελεί μία σύνθεση που βασίζεται σε ιζηματολογικές, μικροπαλαιοντολογικές (ποιοτική και ποσοτική ανάλυση των πλαγκτονικών τρηματοφόρων κατά την διάρκεια του Ανωτέρου Μειοκαίνου), και ορυκτολογικές αναλύσεις.

Τα πλαγκτονικά τρηματοφόρα χρησιμοποιήθηκαν για την βιοστρωματογραφική ανάλυση της υπό μελέτης τομής. Επιπλέον, χάρη στην δυνατότητα των πλαγκτονικών τρηματοφόρων να καταγράφουν κλιματικές μεταβολές, η ανάλυση των συναθροίσεων οδήγησε στην αναπαράσταση της επιφανειακής παλαιοκυκλοφορίας και παλαιωκεανογραφίας αυτού του τμήματος της Μεσογείου, κατά τη διάρκεια του Ανωτέρου Μειοκαίνου.

Προκειμένου να διεξαχθούν τα επιθυμητά αποτελέσματα, η παρούσα εργασία επικεντρώνεται, πέρα από τις μικροπαλαιοντολογικές αναλύσεις, και σε γεωχημικές αναλύσεις (ισότοπα και ιχνοστοιχεία).

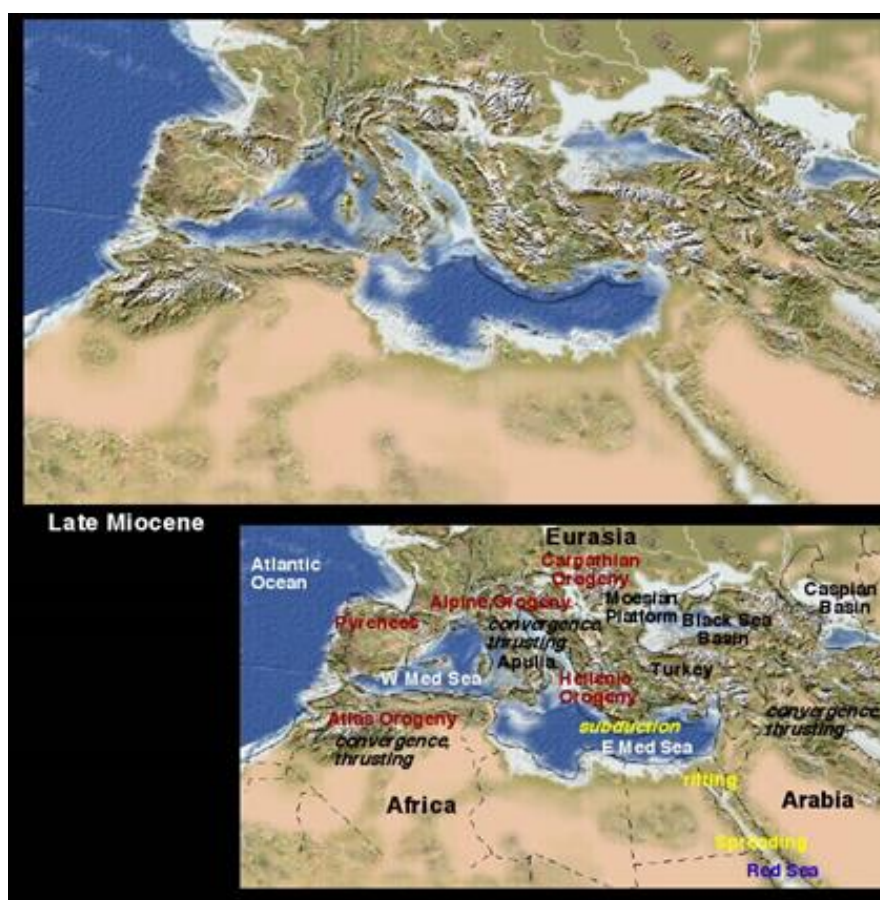
2. Γεωδυναμική εξέλιξη της ανατολικής Μεσογείου στο Ανώτερο Μειόκαινο

Η γεωδυναμική εξέλιξη της Μεσογείου Θάλασσας ελέγχεται και επηρεάζεται από τη σύγκρουση της Αφρικανικής και της Ευρασιατικής πλάκας, η οποία οφείλεται στη διαφορετική επέκταση κατά μήκος της Ατλαντικής μεσοωκεάνιας ράχης. Η σύγκλιση και σύγκρουση των δύο προαναφερθέντων πλακών είχε ως αποτέλεσμα την υποβύθιση της ωκεάνιας λιθόσφαιρας, λόγω του μεγάλου της ειδικού βάρους, κάτω από το Ευρωπαϊκό περιθώριο. Σύμφωνα με τη θεωρία της τεκτονικής των λιθοσφαιρικών πλακών, η λεκάνη της Μεσογείου αποτελεί τμήμα του ορίου μεταξύ της Αφρικανικής και της Ευρασιατικής πλάκας. Προς τα δυτικά, αυτό το όριο προεκτείνεται μέχρι τις Αζόρες, χωρίζοντας τα ωκεάνια τμήματα και των δύο πλακών, ενώ ανατολικά και διαμέσου ενός αριθμού μικροπλακών, φτάνει μέχρι το όριο των Ιμαλαΐων που χωρίζει την Ευρασία από την Ινδία.

Στο Μέσο-Ανώτερο Μειόκαινο (Εικ. 2) οι αναδύσεις της Αραβικής πλατφόρμας, καθώς και τα τεκτονικά συμβάντα στην Τουρκική μικροπλάκα (Rögl & Steininger, 1983) είχαν ως αποτέλεσμα, κατά την διάρκεια του Τορτονίου, το οριστικό κλείσιμο του χωρίσματος μεταξύ Αραβίας και Αφρικής, τον περιορισμό επικοινωνίας της Μεσογείου με το παγκόσμιο σύστημα ωκεανών, όπως επίσης και την μετατροπή της Μεσογείου κατά κάποιο τρόπο σε κόλπο του Ατλαντικού (Hsu & Bernoulli, 1978; Berggren, 1982; Adams et al., 1983; Dercourt et al., 1993; Vrielynck et al., 1997).

Ειδικότερα στην διάρκεια του Τορτονίου, ο περιορισμός της επικοινωνίας, είχε ως αποτέλεσμα την μετατροπή της Παρατηθύος σε μία ενδοηπειρωτική θάλασσα και τη Μεσόγειο

σε μία θερμή θάλασσα, η οποία από παλαιοϊκολογικής άποψης χαρακτηριζόταν από την απώλεια των ωκεάνιων χαρακτηριστικών της. Παρόλα αυτά, κατά τη διάρκεια του Μέσου-Ανωτέρου Τορτονίου, η θάλασσα εισχώρησε στην περιοχή του Εύξεινου Πόντου, μέσω του Αιγαίου πελάγους, εξαιτίας της επίκλυσης του Τορτονίου (Rögl & Steininger, 1983; Kojumdjieva, 1983; Meulenkamp, 1986).



Εικ. 2 : Παλαιογεωγραφική αναπαράσταση της Τηθύος κατά τη διάρκεια του Ανώτερου Μειοκαίνου.

Με την έναρξη του Μεσσηνίου, το κανάλι του Ριφ, επί των μεσογειακών ακτών του Μαρόκου, καθίσταται ρηχότερο και η ανύψωση των ορεινών αλυσίδων στα στενά του Γιβραλτάρ περιόρισε ακόμα περισσότερο την επικοινωνία μεταξύ Ατλαντικού και Μεσογείου (Krijgsman et al., 1999a). Πριν από 6

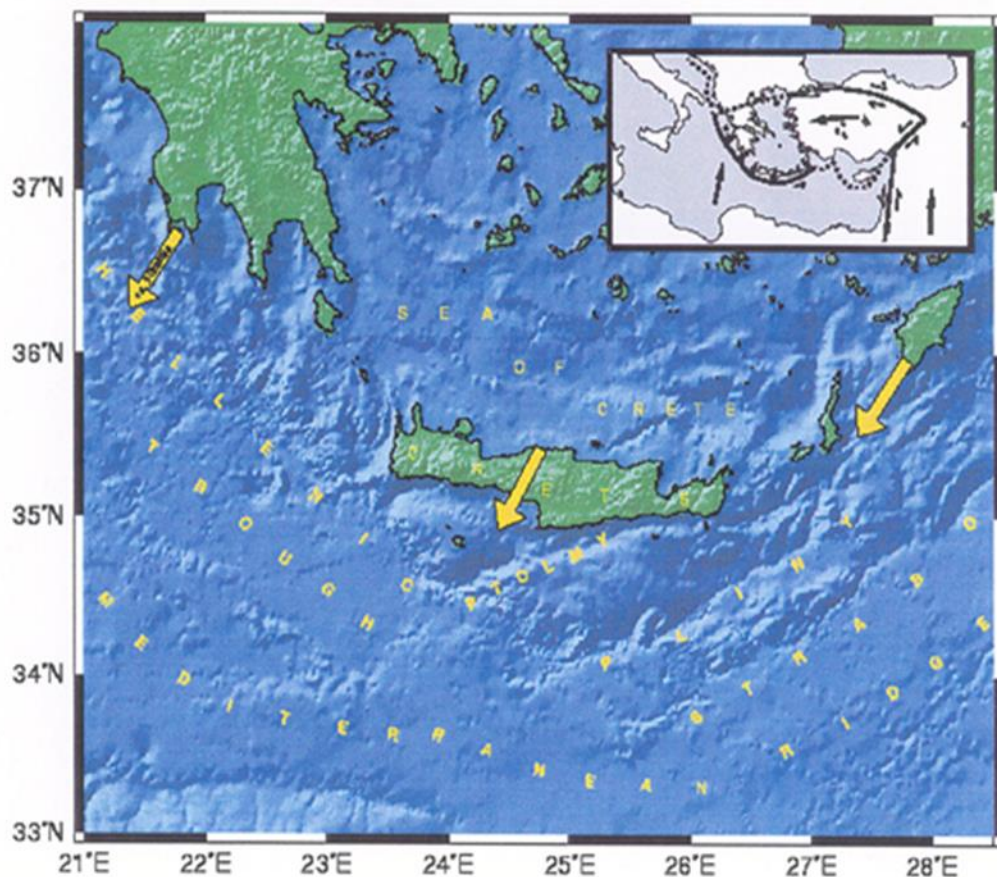
εκατομμύρια χρόνια η επικοινωνία των δύο παραπάνω θαλάσσιων χώρων διεκόπη (Montenat, 1977). Η διακοπή αυτή μπορεί να συσχετιστεί με την παγκόσμια πτώση της στάθμης της θάλασσας (Haq et al., 1980; Barron & Keller, 1982) και σηματοδοτεί την έναρξη της Κρίσης Αλμυρότητας της Μεσογείου (Cita, 1976, 1981; van Couvering et al., 1976; Hsu et al., 1977; Rouchy, 1980), καθώς και την αλλαγή των συνθηκών ιζηματογένεσης, με τελικό αποτέλεσμα την απόθεση μεγάλου πάχους εβαποριτών στο Μεσσήνιο (Krijgsman et al., 1999).

Η εξέλιξη της Μεσογείου συνεχίζεται με τη διάνοιξη του στενού του Γιβραλτάρ στο Πλειόκαινο. Το Κατώτερο Πλειόκαινο σχετίζεται με μία επίκλυση, της οποίας το αποτέλεσμα είναι η επικοινωνία μεταξύ της Μεσογείου και Ατλαντικού (Spraak, 1983), και φαίνεται τόσο στην ιζηματολογία των αποθέσεων της βάσης του Πλειοκαίνου, όσο και στην πανίδα που περιέχουν (Hilgen 1987).

2.1. Γεωδυναμική εξέλιξη του Αιγαίου κατά το Τορτόνιο-Μεσσήνιο

Στην εξέλιξη του Αιγαίου από το Ανώτερο Μειόκαινο (8 εκατομ. χρόνια) μέχρι σήμερα κυρίαρχο χαρακτηριστικό είναι η επικράτηση εφελκυστικού καθεστώτος το οποίο συνδέεται με κανονικά ρήγματα (Meulenkamp et al., 1978). Εξαιτίας της προς δυσμάς κίνησης των υποπλακών του Αιγαίου και της Ανατολίας παρατηρείται επέκταση του Αιγαίου προς την Ανατολική Μεσόγειο (McKenzie, 1972; McKenzie, 1978; Le Pichon & Angelier, 1979; Angelier et al., 1981), με παράλληλη αύξηση της καμπυλότητας και της περιμέτρου του ελληνικού τόξου, η οποία είναι στενά συνδεδεμένη με την ελληνική ζώνη υποβύθισης

(Εικ. 3), (Angelier, 1977, 1979; Le Pichon & Angelier, 1979; Le Pichon et al., 1984; Καρακίτσιος, 1989). Η επιμήκυνση του Αιγαίου χώρου προς τον χώρο της Ανατολικής Μεσογείου αποδεικνύεται από την παρουσία ενός πυκνού δικτύου κανονικών ρηγμάτων (Αν. Μειόκαινο) και δομών τεκτονικών κεράτων και τάφρων (Aubouin & Dercourt, 1965; Aubouin, 1971; McKenzie, 1972; McKenzie, 1978; Le Pichon & Angelier, 1979; Angelier et al., 1981; Angelier et al., 1982; Peters, 1985; Mercier et al., 1987; Mascle & Martin, 1990).



Εικ. 3 : Η προς δυσμάς κίνηση της μικροπλάκας του Αιγαίου και η γενικότερη επέκταση του προς την ανατολική Μεσόγειο.

Στο Τορτόνιο, ο ρηγματογόνος κατακερματισμός στη χέρσο που υπήρχε στο χώρο του Αιγαίου προκάλεσε την επίκλυση του

Τορτονίου, η οποία είναι ορατή ιδιαίτερα στην Κρήτη, γεγονός που σηματοδοτεί τη διακοπή της επικοινωνίας με την ηπειρωτική Ελλάδα και την έναρξη της δημιουργίας του γεωγραφικού χώρου με την μορφή που έχει σήμερα ο θαλάσσιος χώρος του νοτίου Αιγαίου και ιδιαίτερα της Κρητικής λεκάνης, (Meulenkamp & Zachariasse, 1973; Δερμιτζάκης, 1991). Ειδικότερα, σύμφωνα με τους Anastasakis & Dermitzakis (1986), κατά τη διάρκεια του Μέσου-Ανώτερου Τορτονίου, δημιουργήθηκε το θαλάσσιο πέρασμα μεταξύ Κάσου και ανατολικής Κρήτης, συνδέοντας τη ρηχή και μικρότερου του σημερινού της εύρους, θαλάσσια λεκάνη του Αιγαίου με τον ευρύτερο χώρο της ανατολικής Μεσογείου. Αυτό το συμπέρασμα ενισχύεται από την παρουσία θαλάσσιων αποθέσεων του Μέσου-Ανωτέρου Μεσσηνίου στη δυτική πλευρά της Κάσου (Dermitzakis & Triantaphyllou, 1990).

Η έναρξη του παραπάνω συμβάντος τη δεδομένη περίοδο, προκαλεί τη διακοπή της επικοινωνίας Κρήτης-Πελοποννήσου και παράλληλα την απόθεση χερσογενών αδρομερών κλαστικών ιζημάτων, τα οποία διαδέχονται υφάλμυρες έως αβαθείς θαλάσσιες αποθέσεις Τορτονίου ηλικίας και αντανακλάται από την εν γένει απουσία θαλάσσιων αποθέσεων του Τορτονίου, εσωτερικότερα στον Αιγαιακό χώρο. Με αμιγώς θαλάσσιες φάσεις, το Τορτόνιο εμφανίζεται στην Κρήτη, στην Γαύδο, στα νησιά του Ιονίου, στην Πάρο και στην Νάξο (Meulenkamp, 1971; Drooger & Meulenkamp, 1973; Meulenkamp et al., 1977a,b; Guernet, 1978; Δερμιτζάκης, 1969; 1978, 1991; Makris & Stobbe, 1984; Meulenkamp, 1985; Peters, 1985; Dermitzakis & Papanikolaou, 1980, 1981; Meulenkamp & Hilgen, 1986; Mercier et al., 1989).

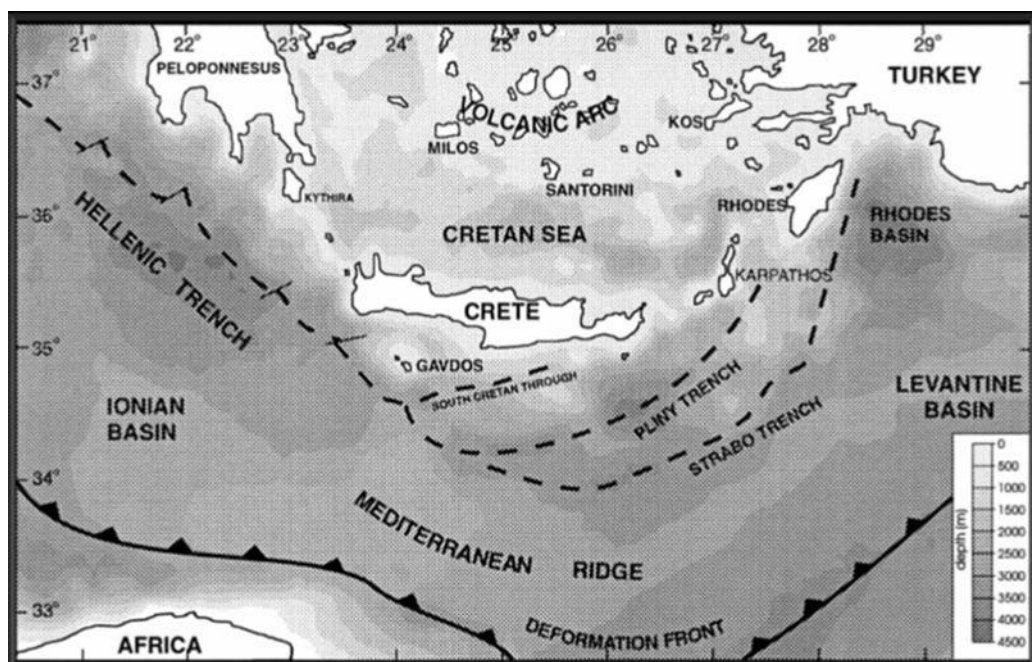
Στο Μειόκαινο παρατηρείται η ανάδυση και η διάβρωση του χώρου της Κρήτης (Dermitzakis, 1979, 1991). Η διατήρηση αδιατάρακτων Μειοκαινικών ακολουθιών είναι ασυνήθιστη κατά μήκος των περιθωρίων της Μεσογείου, γιατί πέραν των τεκτονικών αιτιών, η πτώση του επιπέδου της στάθμης της θάλασσας που συντελέστηκε στο Ανώτερο Μεσσήνιο, στον ευρύτερο χώρο της Μεσογείου, είχε ως αποτέλεσμα την σημαντική διάβρωση παλαιότερων ιζημάτων του Μειοκαίνου (Flecker & Ellam, 1999). Η περιορισμένη παρουσία του Μεσσηνίου σε συνδυασμό με την προαναφερθείσα απουσία των θαλάσσιων φάσεων του Τορτονίου στο χώρο του Αιγαίου, συνηγορεί στον χαρακτηρισμό του ως της νεώτερης θαλάσσιας λεκάνης της Μεσογείου.

Με βάση τα παραπάνω, γίνεται κατανοητό ότι από το Ανώτερο Μεσσήνιο είχε αναπτυχθεί ένας υφάλμυρος υδάτινος χώρος μεταξύ των νότιων ακτών της Καρπάθου και στο βορειοανατολικό άκρο της Κάσου, το οποίο εκτεινόταν μέχρι την ανατολική Κρήτη, όπου επικοινωνούσε προς Βορρά με το υπόλοιπο χώρο του Αιγαίου μέσω της περιορισμένης Κρητικής λεκάνης. Στα νότια, επικοινωνούσε μέχρι τουλάχιστον την τάφρο του Στράβωνα και πιθανώς αποτελούσε μέρος της υφάλμυρης θάλασσας, στην οποία είχε μετατραπεί η Μεσόγειος στο τελικό στάδιο απομόνωσης από τον Ατλαντικό ωκεανό. Η σημαντική αυτή παλαιογεωγραφική μεταβολή, που συντελέστηκε κατά τη διάρκεια του Ανωτέρου Μειοκαίνου, στο χώρο του Αιγαίου Πελάγους, επιβεβαιώνεται από την παρουσία φάσεων, χαρακτηριστικών υφάλμυρων υδάτων, με *Congerina*, *Melania*, *Melanopsis* και *Limnocardium* (Dermitzakis & Georgiades-Dikeouli, 1979, 1980, 1982, 1984, 1987). Συνεπώς, το Αιγαίο πέλαγος άρχισε να δημιουργείται στο τέλος του

Μειοκαίνου, ενώ έλαβε το σημερινό του σχήμα κυρίως κατά το Πλειόκαινο-Πλειστόκαινο (Hsü et al., 1978).

2.2. Τοποθέτηση της Κρήτης στο ευρύτερο καθεστώς του Αιγαίου Πελάγους

Η δομή και η γεωδυναμική εξέλιξη της νήσου Κρήτης είναι άμεσα συνδεδεμένη με την σύγκλιση του Ελληνικού περιθωρίου της Ευρωπαϊκής και της Αφρικανικής πλάκας. Η γεωδυναμική εξέλιξη της περιοχής περιορίστηκε σε μεγάλο βαθμό από την υποβύθιση της αφρικανικής πλάκας κάτω από το ευρωπαϊκό περιθώριο. Αυτές οι τεκτονικές διεργασίες έλαβαν χώρα σε ολόκληρο το Μειόκαινο, αλλά επίσης σηματοδοτήθηκαν από μία ισχυρή αύξηση τεκτονικής δραστηριότητας στα τέλη του Τορτονίου (Carminati et al., 1998; Wortel & Spakman, 2000; Hüsing et al., 2009).

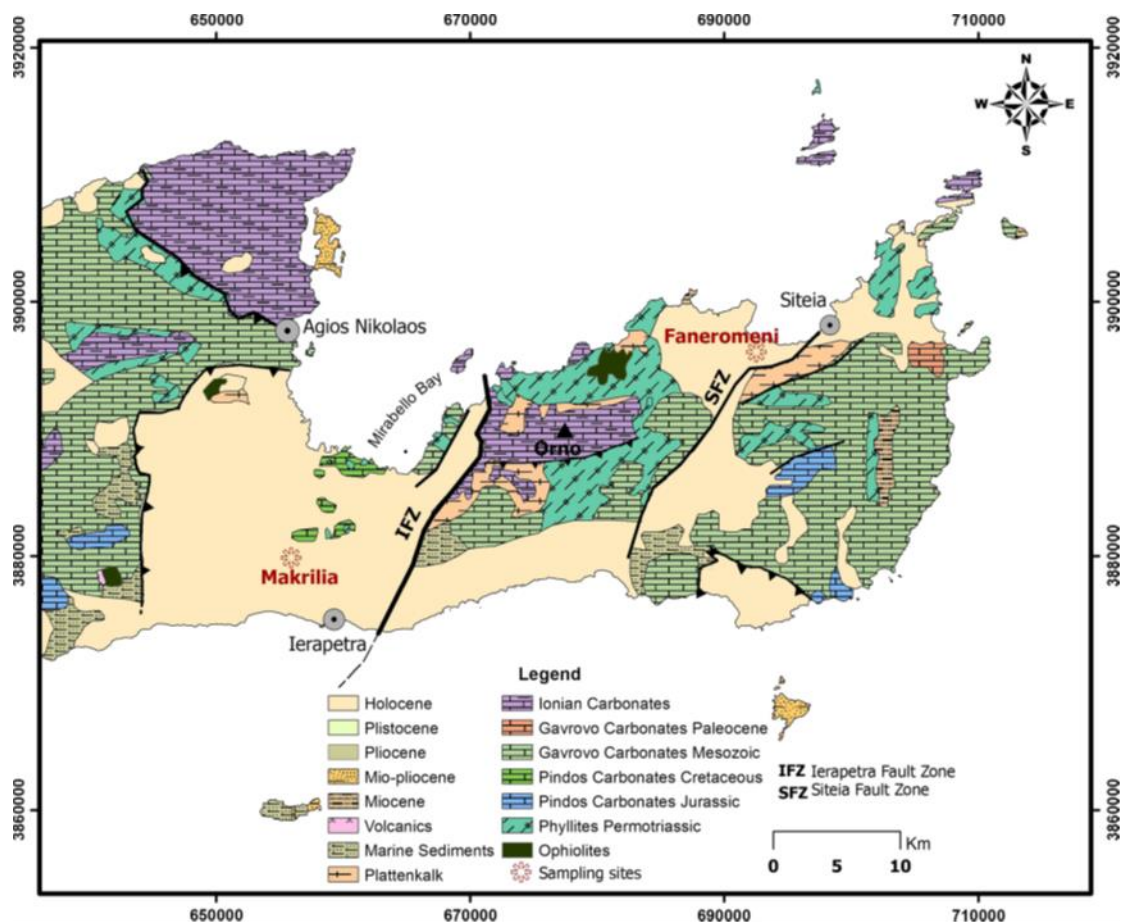


Εικ. 4 : Γεωδυναμική θέση της Κρήτης στο ελληνικό τόξο.

Γεωδυναμικά, η Κρήτη τοποθετείται στο νοτιότερο τμήμα του ελληνικού τόξου (Εικ. 4) που μεταναστεύει από τον βορρά προς τον νότο, με τη σημερινή της μορφή να έχει διαμορφωθεί τα τελευταία 3 εκ. χρόνια, μετά την ανύψωση της. Η Κρήτη, ως τμήμα του Ελληνικού περιθωρίου, κινείται με κατεύθυνση NNΔ σε σχέση με την πλάκα της Αφρικής, πλησιάζοντας την Κυρηναϊκή χερσόνησο στο βόρειο άκρο της Βορειοανατολικής Αφρικής. Η ταχύτητα σύγκλισης των δύο πλακών έχει υπολογιστεί περίπου στα 40 χιλιοστά ανά έτος (Reilinger et al., 2010). Το τεκτονικό καθεστώς της Κρήτης είναι συμπιεστικό, λόγω της υποβύθισης του υπολειπόμενου ωκεανού της Τηθύος. Το νησί διασπάται από πολυάριθμα ενεργά ρήγματα, διευθύνσεως κυρίως ΒΔ-ΝΑ, Β-Ν και Α-Δ, τα οποία διασχίζουν τον μεγαλύτερο όγκο των ασβεστολίθων του νησιού, σχηματίζοντας έτσι εντυπωσιακές τομές ανθρακικών ιζημάτων (Caruto et al., 2010). Στο κατώτερο έως μέσο Μειόκαινο, το χαμηλής γωνίας επεκτατικό πεδίο το οποίο έλαβε χώρα, έφερε στην επιφάνεια μεταμορφωμένα πετρώματα χαμηλής πίεσης και υψηλής θερμοκρασίας (Fassoulas et al., 1994; Jolivet et al., 1996; Thomson et al., 1998; Rahl et al., 2005). Γενικά, η κρυσταλλική δομή των πετρωμάτων, είναι ενδεικτική μεταμόρφωσης υψηλής πίεσης-χαμηλής θερμοκρασίας κατά την διάρκεια του Ολιγόκαινου -Κατώτερο Μειόκαινο (e.g., Fassoulas et al., 1994; Thomson et al., 1998). Από το μέσο Μειόκαινο αρχίζει η ανύψωση των μεταμορφωμένων πετρωμάτων και σχηματίζονται οι νεογενείς λεκάνες (Fassoulas et al., 1994; Thomson et al., 1998; ten Veen and Postma, 1999).

2.3. Γεωλογικό καθεστώς της νήσου Κρήτης

Η νήσος Κρήτη, βρίσκεται στο νότιο άκρο του Αιγαίου πελάγους, σε απόσταση 160 χλμ. από την ηπειρωτική Ελλάδα. Στη Μεσόγειο οριοθετείται ανατολικά και καλύπτει μια περιοχή 8.336 τετρ. χλμ εκτεινόμενη από δυτικά προς ανατολικά με μήκος 260 χλμ. περίπου και με πλάτος να ποικίλει, φτάνοντας μέγιστο τα 60 χλμ. και ελάχιστο 12 χλμ. Βρέχεται βόρεια από το Κρητικό πέλαγος και νότια από το Λιβυκό. Το νησί αποτελείται από τρεις ορεινές μάζες με κατεύθυνση Δ-Α. Η κυριότερη οροσειρά είναι η Ίδη (Ψηλορείτης) με υψηλότερη κορυφή στα 2.457 μ. Εξαιτίας του έντονου ορεινού χαρακτήρα, υπάρχουν αρκετά φαράγγια με κυριότερο και πιο επιβλητικό αυτό της Σαμαριάς, με βάθος, το οποίο φτάνει κοντά στο όριο της θάλασσας. Σε όλη την Κρήτη, κατά τη διάρκεια του Τορτονίου, παρατηρείται η μετάβαση από παλιρροιακές αποθέσεις άμμου σε μάργες ανοιχτής θάλασσας, οι οποίες επικαλύπτονται από ρηχής θάλασσας, μπεζ έως άσπρες μάργες και ασβεστόλιθους του Μεσσηνίου (Krijgsman et al., 1994). Τα νεογενή πετρώματα της περιοχής αποτελούνται από ανδρόκοκκα κλαστικά ιζήματα στη βάση τους, τα οποία μεταπίπτουν προς τα πάνω σε ημιπελαγικές μάργες και ασβεστόλιθους (Fortuin, 1977, 1978). Τα νεογενή ιζήματα, στο σύνολο τους, είναι τοποθετημένα ασύμφωνα πάνω από μία αυτόχθονη σειρά αλπικών πετρωμάτων ηλικίας Πέρμιο-Ολιγόκαινο. Στη βάση της επικρατούν κατά κύριο λόγο μεταμορφωμένα πετρώματα υψηλής πίεσης χαμηλής θερμοκρασίας γνωστά με τον όρο «φυλλίτες-χαλαζίτες» (Baumann et al. 1976; Bonnneau, 1984), ενώ η ακολουθία κλείνει με τον Ηωκαινικό φλύσχη (Εικ. 5).



Εικ. 5: Λεπτομερής γεωλογικός χάρτης της ανατολικής κρήτης σύμφωνα με τους Zelilidis et al. (2016).

Μελέτες, οι οποίες πραγματοποιήθηκαν σε ιζήματα της ανατολικής Μεσογείου, κατέδειξαν ότι οι γεωχημικές μέθοδοι είναι ενδεικτικές των διαφορετικών προελεύσεων των ιζημάτων και ότι αυτές μπορούν να συνδεθούν με μεταβολές των περιβαλλοντικών συνθηκών που επικρατούσαν στην Μεσόγειο και την Αφρική (Bergametti et al., 1989; Wehausen & Brumsack, 1998; Lourens et al., 2001; Larrasoaña et al., 2003; Köhler et al., 2008). Οι παλαιοβαθυμετρικές αναπαραστάσεις, οι οποίες πραγματοποιήθηκαν με την βοήθεια πλαγκτονικών και βενθονικών τρηματοφόρων, έδειξαν μία βάθυνση από τα 400

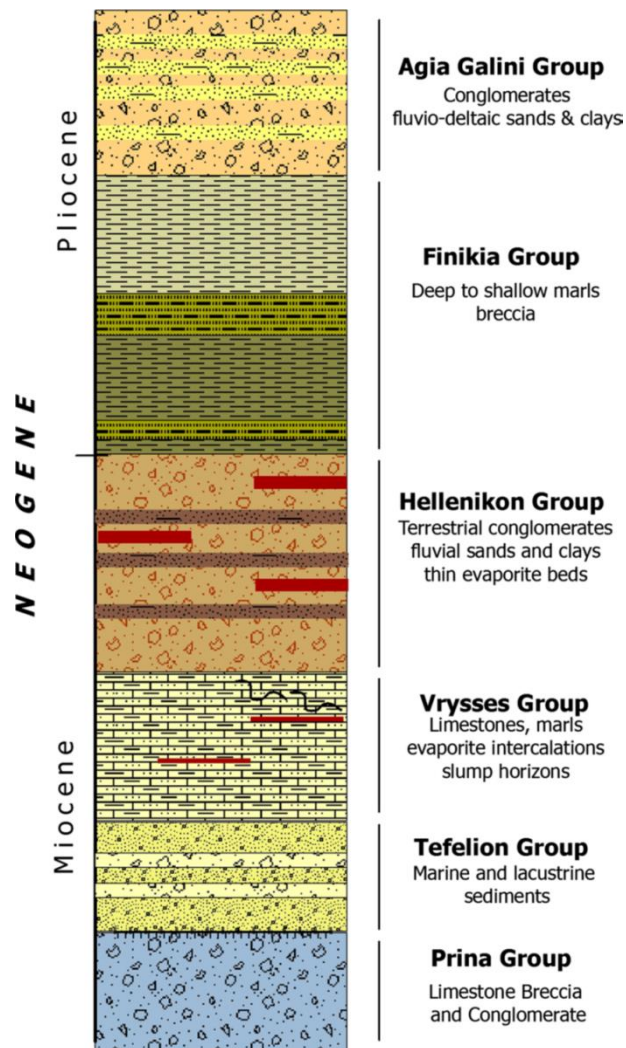
στα 900 μέτρα η οποία έλαβε χώρα από τα 7,9 έως τα 7,5 εκ. χρόνια, ενώ η τάση αυτή δεν άλλαξε σημαντικά έως τουλάχιστον τα 7,1 εκ. χρόνια (Köhler et al., 2010a,b). Οι επικλυσιογενείς αποθέσεις του Πλειοκαίνου έχουν ανυψωθεί κατά αρκετά εκατοντάδες μέτρα, πάνω από την επιφάνεια της θάλασσας, τεκμηριώνοντας -έτσι- την άνοδο του νησιού στο σύνολο του (Peters et al., 1985; Meulenkamp et al., 1988, 1994).

2.4. Ιζηματογενείς σχηματισμοί της Κρήτης στο Νεογενές

Τα Νεογενή ιζήματα στην Κρήτη έχουν μελετηθεί από αρκετούς ερευνητές (Dermitzakis, 1969; Zachariasse, 1975; Fortuin, 1977, 1978; Meulenkamp et al., 1979; Meulenkamp & Hilgen, 1986; Postma & Drinia, 1993; Krijgsman et al., 1994; Brachert et al., 2006, 2015; Antonarakou et al., 2007, 2018; Drinia et al., 2005, 2006, 2007, 2008; Zachariasse et al., 2008, 2011; Mertz-Kraus et al., 2009a,b; Drinia & Antonarakou, 2012; Zelilidis et al., 2016; Agiadi et al., 2017; Moissette et al., 2018), και έχουν βρεθεί σ' ένα μωσαϊκό από ρηξιγενή λεκάνες πάνω σε αλπικό υπόβαθρο (Zachariasse et al., 2008), ως αποτέλεσμα της έντονης επεκτατικής γεωδυναμικής διεργασίας που έλαβε χώρα στο Μέσο και Ανώτερο Μειόκαινο (ten Veen & Postma, 1999; Fassoulas, 2001; Meulenkamp & Sissingh, 2003; Reuter et al., 2006).

Η Νεογενής ιζηματογενής ακολουθία της Κρήτης έχει υποδιαιρεθεί από τον Meulenkamp (1979) και έχει προσδιορισθεί σε έξι λιθοστρωματογραφικές ενότητες (Εικ. 6): i) η ενότητα Πρίνα στο ανώτερο Μέσο Μειόκαινο, η οποία απαρτίζει την βάση της Νεογενούς ακολουθίας, και αποτελείται

από λατυποπαγής ασβεστόλιθους και κροκαλοπαγή, ii) η ενότητα Τεφέλιον του Τορτονίου, η οποία αποτελείται από φτωχά συμπαγή θαλάσσια και ποτάμια-λιμναία κροκαλοπαγή, ψαμμίτες-πηλίτες, όπου υπέρκειται ασύμφωνα του προ-Νεογενούς υποβάθρου ή της ενότητας Πρίνα, iii) η ενότητα Βρύσες του Ανωτέρου Τορτονίου με Μειόκαινο αποτελείται από θαλάσσιους βιοκλαστίτες, υφαλογενείς ασβεστόλιθους ή εναλλαγές ελασματοποιημένων και ομογενών μαργών, με τοπικές παρεμβολές εβαποριτών, iv) η ενότητα Ελληνικό του Μεσσηνίου, περιέχει χερσαία κροκαλοπαγή και λιμναίους, ποτάμιους και λιμνοθαλάσσιους ψαμμίτες και πηλίτες με τοπική ένδειξη από στρώματα εβαποριτών στην δυτική Κρήτη, πιθανόν συσχετιζόμενα με την κρίση αλμυρότητας του Μεσσηνίου, v) η ενότητα Φοινικιά η οποία αποτέθηκε κατά τη διάρκεια του Κατώτερου Πλειοκαίνου, και αποτελείται από ανοιχτής θάλασσας μάργες, vi) η ενότητα Αγία Γαλήνη ηλικίας Ανωτέρου Πλειοκαίνου-Πλειστοκαίνου η οποία υπέρκειται της ενότητας Φοινικιά και περιέχει χερσαία κροκαλοπαγή και ποταμο-δελταϊκούς ψαμμίτες και πηλίτες.



Εικ. 6. : Νεογενείς αποθέσεις της Κρήτης, χωρισμένες σε έξι λιθοστρωματογραφικές ενότητες σύμφωνα με τον Meulenkamp (1979).

Συγκεκριμένα, στην ανατολική Κρήτη, τα παλαιότερα χρονολογημένα ιζήματα είναι οι εναλλαγές των θαλάσσιων μαργών και σαπροπηλών του Ανώτερου Τορτονίου-Μεσσηνίου στην περιοχή Φανερωμένη-Σητεία (ανήκει στο νεότερο τμήμα της ενότητας Τεφέλιον), που αντιπροσωπεύουν εναλλαγές ξηρών-υγρών κλιματικών συνθηκών (Hilgen et al., 1995, 1997; Krijgsman et al., 1995). Σε αρκετά μέρη, στην ανατολική Κρήτη, αυτοί οι διακριτοί ιζηματογενείς κύκλοι μεταπίπτουν προς τα πάνω είτε σε εναλλαγές άσπρων ασβεστιτικών μαργών και σαπροπηλών, είτε σε καλκαρενίτες με ασβεστιτικές-

σαπροπηλιτικές μάργες. Η ιζηματογενής ακολουθία ακολουθείται από ποταμο-λιμναία και ανοιχτής θάλασσας υφάλου ιζήματα του Ανώτερου Μειοκαίνου. Η γενικότερη μεταβολή από ρηχά θαλάσσια κλαστικά σε ανθρακικά, και τελικά σε εβαπορίτες αντανακλά μία αυξανόμενη έλλειψη ιζήματος της λεκάνης, που μακροπρόθεσμα συσχετίζεται με την αύξηση της θαλάσσιας στάθμης, και την κλιματική ξήρανση που συνέβη κατά τη διάρκεια του Ανώτερου Μειοκαίνου (Fassoulas, 2001; Reuter et al., 2006; Zidianakis et al., 2004).

3. Υλικό και μέθοδοι ανάλυσης

3.1. Μικροπαλαιοντολογικές αναλύσεις

Για την παρούσα εργασία πραγματοποιήθηκε δειγματοληψία από τις κυκλικές αποθέσεις μαργαϊκών και σαπροπηλητικών οριζόντων της ιζηματογενούς ακολουθίας του Ανωτέρου Μειοκαίνου της τομής Φανερωμένη στην Κρήτη. Συλλέχθηκαν 38 δείγματα σ' ένα στρωματογραφικό διάστημα περίπου 50 μέτρων, το οποίο αντιστοιχεί σε μέσο όρο συλλογής 1,3 μέτρα/δείγμα. Τα δείγματα που συλλέχθηκαν μεταφέρθηκαν στο εργαστήριο, πλύθηκαν χρησιμοποιώντας κόσκινα διαμέτρου 63 και 125 μm και ξηράθηκαν σε φούρνο σε θερμοκρασία 40°C. Έπειτα, διαχωρίστηκε το κάθε δείγμα με τον μικροδιαχωριστή Otto microsplitter σε ισόποσες ποσότητες, από τις οποίες συλλέχθηκαν και μετρήθηκαν 200-300 άτομα πλαγκτονικών τρηματοφόρων έτσι ώστε να γίνει η ποιοτική ανάλυση της περιεχόμενης μικροπανίδας.

3.2. Αναλύσεις στο Ηλεκτρονικό Μικροσκόπιο Σάρωσης (SEM)- Ορυκτολογία

Οι ιζηματογενείς ακολουθίες συνίστανται κυρίως από ομογενείς ή ελασματοποιημένες μάργες σε εναλλαγές με σαπροπηλούς και ασβεστόλιθους. Η χρονική περίοδος μελέτης (Τορτόνιο και Μεσσήνιο) χαρακτηρίζεται από διαφορετικά ποσοστά του ανθρακικού ασβέστιου (CaCO_3) γεγονός που έχει άμεσο αντίκτυπο στο βαθμό διατήρησης των ασβεστιτικών μικροαπολιθωμάτων. Αντιπροσωπευτικά δείγματα του είδους *G. obliquus* επιλέχθηκαν για αναλύσεις στο ηλεκτρονικό μικροσκόπιο σάρωσης εξοπλισμένο με σύστημα μικροανάλυσης, διασποράς ενέργειας ακτίνων Χ (SEM-EDS). Τα δείγματα τοποθετήθηκαν σε βάσεις χρησιμοποιώντας άνθρακα

ως αγώγιμη κόλλα και επι-ανθρακώθηκαν πριν τη φωτογράφησή τους. Οι μικρογραφίες του ηλεκτρονικού μικροσκοπίου πραγματοποιήθηκαν με τη χρήση του ηλεκτρονικού μικροσκοπίου Jeol JSM 5600 SEM, εξοπλισμένο με το αυτοματοποιημένο ISIS 300 OXFORD σύστημα διασποράς ακτίνων X-ray, στο Τμήμα Γεωλογίας και Γεωπεριβάλλοντος (Εθνικό και Καποδιστριακό Πανεπιστήμιο Αθήνας, ΕΚΠΑ). Το ανάγλυφο και η δομή του κελύφους, οι αποθέσεις αυθιγενών κρυστάλλων ανόργανου ασβεστίτη/δολομίτη και ο βαθμός διατήρησης ή διάλυσής τους έχουν αξιολογηθεί χρησιμοποιώντας εικόνες από το SEM. Τα δεδομένα από την μέθοδο περιθλασιμετρίας ακτίνων Χ (XRD) έχουν αποκτηθεί χρησιμοποιώντας το περιθλασίμετρο ακτίνων-Χ τύπου Siemens Model 5005. Οι συνθήκες λειτουργίας για τις SEM/EDS και XRD αναλύσεις ακολουθούν το πρωτόκολλο που περιγράφεται αναλυτικά από τους Vasilatos & Economou-Eliopoulos (2018).

Για να περιγράψουμε τους διαφορετικούς τύπους της διαγένεσης και επιπλέον να ποσοτικοποιήσουμε τη διαγενετική μεταβολή, όπως αυτή απεικονίζεται στα κελύφη των τρηματοφόρων, χρησιμοποιούμε ειδική ορολογία όπως έχει καθοριστεί από τους Sexton et al. (2006). Οι όροι 'glassy' και 'frosty' υπονοούν δύο διαφορετικά στάδια ταφονομίας, αλλά όπως αποδεικνύεται στην παρούσα εργασία υπάρχει σταδιακή ανάπτυξη ενός ενδιάμεσου σταδίου διατήρησης των κελυφών με αντιπροσωπευτικά χαρακτηριστικά και των δύο παραπάνω σταδίων. Επιπλέον, το υλικό που έχει περαιτέρω επηρεαστεί από τις διαγενετικές διαδικασίες θα μπορούσε να χαρακτηριστεί ως 'chalky'.

3.3 Αναλύσεις σταθερών ισοτόπων

Σε κάθε δείγμα συλλέχθηκαν 50 άτομα του είδους *Globigerinoides obliquus* από την κλάση των 250-300μm, και ζυγίστηκαν σε μικροζυγαριά ακριβείας. Με σκοπό να συγκεντρωθεί η απαιτούμενη ποσότητα (100 mg) για τις ισοτοπικές αναλύσεις, χρησιμοποιήθηκαν 20 άτομα του παραπάνω είδους για κάθε δείγμα. Στο εργαστήριο τα επιλεγμένα άτομα θρυμματίστηκαν με τη χρήση δύο γυάλινων πλακιδίων και μεταφέρθηκαν σε φιαλίδια των 0,5 ml όπου έγινε πλύση με αλκοόλη. Μετά το στάδιο του καθαρισμού των τρηματοφόρων, τα δείγματα ξηράνθηκαν σε φούρνο για 24 ώρες. Οι αναλύσεις των ισοτόπων πραγματοποιήθηκαν στην Ολλανδία, στο Τμήμα Faculteit Aardwetenschappen του πανεπιστημίου της Ουτρέχτης.

3.4. Αναλύσεις ιχνοστοιχείων

Από το ίδιο είδος (*Globigerinoides obliquus*) επιλέχθηκαν επιπροσθέτως 15-20 άτομα, μέχρι να συγκεντρωθεί η ποσότητα 300 mg ασβεστίτη για κάθε δείγμα με σκοπό να πραγματοποιηθεί η ανάλυση ιχνοστοιχείων στα κελύφη τους. Αρχικά τα κελύφη θρυμματίστηκαν (“crushing”) με τη βοήθεια δυο γυάλινων πλακιδίων, και καθαρίστηκαν με αιθανόλη, για την αποφυγή επιμολύνσεων. Στην συνέχεια, τα σπασμένα κελύφη μεταφέρθηκαν σε ειδικά φιαλίδια, τα οποία είχαν απολυμανθεί με 10% νιτρικό οξύ, χωρίς να έρχονται σε επαφή με το φυσικό περιβάλλον. Το επόμενο βήμα (“cleaning”) του καθαρισμού των απολιθωμάτων, πραγματοποιήθηκε με βάση τη μέθοδο που προτείνεται από τον Greaves et al. (2008), γι’ αυτό τον σκοπό τα κελύφη άνοιξαν για να γίνει καλύτερα ο καθαρισμός στο εσωτερικό των τοιχωμάτων. Το βήμα αυτό

χωρίζεται σε τέσσερα περαιτέρω βήματα που πραγματοποιούνται μέσα σ' έναν απαγωγό και αποτρέπει τον κίνδυνο μόλυνσεως του υλικού μελέτης από το περιβάλλον κατά την διάρκεια της διαδικασίας. Η χρήση ειδικών χημικών αντιδραστηρίων σε κάθε βήμα απαιτεί ιδιαίτερη προσοχή ώστε να ολοκληρωθεί επιτυχώς ο καθαρισμός των τρηματοφόρων και να οδηγηθούμε στις σωστές μετρήσεις των λόγων των στοιχείων ως προς το Ca. Οι παραπάνω εργαστηριακές αναλύσεις λάβανε χώρα σε ειδικά εξοπλισμένο εργαστήριο της Βιογεωχημείας στο Αυτόνομο Πανεπιστήμιο της Βαρκελώνης (Universitat Autònoma de Barcelona; UAB), καθώς και η υπόλοιπη διαδικασία στο ICTA. Η ακολουθία των ιχνοστοιχείων που αναλύθηκαν περιλαμβάνει τα στοιχεία ^7Li , ^{24}Mg , ^{43}Ca , ^{86}Sr , ^{137}Ba , ^{27}Al , ^{111}Cd , ^{146}Nd , ^{56}Fe , και ^{55}Mn .

3.5. Αλατότητα

Η καταγραφή της αλατότητας αποτελεί μία σύνθεση από παγκόσμια και τοπικές επιδράσεις που πρέπει στο σύνολό τους να ληφθούν υπόψη έτσι ώστε να προκύψουν αξιόπιστες τοπικής κλίμακας μεταβολές της. Τα ισότοπα των τρηματοφόρων ($\delta^{18}\text{O}$) εξαρτώνται από τη θερμοκρασία και τον ισοτοπικό δείκτη των επιφανειακών υδάτων ($\delta^{18}\text{O}_{\text{SW}}$) τη στιγμή της ασβεστοποίησης του κελύφους, η οποία με την σειρά της εξαρτάται από την αλατότητα και τους πάγους (ice volume). Για να απομονώσουμε το σήμα που προέρχεται από την ισοτοπική σύσταση του θαλασσινού νερού $\delta^{18}\text{O}_{\text{SW}}$, το συστατικό που συνδέεται με τη θερμοκρασία αφαιρέθηκε χρησιμοποιώντας την ειδικά βαθμονομημένη για το είδος *Orbulina universa* εξίσωση της παλαιοθερμοκρασίας των Bemis et al. (1998) ($T=16,5-4,80*(\delta^{18}\text{OSW}-0,27\text{‰})$), σφάλμα $\pm 0,7^\circ\text{C}$). Με σκοπό να

διορθώσουμε τις παραγόμενες τιμές για το σήμα $\delta^{18}\text{O}_{\text{sw}}$ που σχετίζεται με τα παγκόσμια παγετώδη καλύμματα, χρησιμοποιήσαμε την καμπύλη της θαλάσσιας στάθμης των Miller et al. (2011), η οποία κατασκευάστηκε με βάση πολλαπλά καλά χρονολογημένων και γεωγραφικά διανεμημένων ισοτοπικών καταγραφών από κοραλλιογενείς υφάλους και βενθονικά τρηματοφόρα. Τα δεδομένα της θαλάσσιας στάθμης μετατράπηκαν σε μέσες θαλάσσιες ισοτοπικές μεταβολές εφαρμόζοντας μία αύξηση της τάξεως των 0,008‰ ανά μέτρο της πτώσης στάθμης της θάλασσας (Schrag et al., 2002). Εν συνεχεία, οι τιμές αυτές αφαιρέθηκαν από το σήμα $\delta^{18}\text{O}_{\text{sw}}$ ώστε να αποκτήσουμε τοπικής κλίμακας, ανεξάρτητες από παγετώδη καλύμματα ισοτοπικές μεταβολές του θαλασσινού νερού ($\delta^{18}\text{O}_{\text{IVF-SW}}$), οι οποίες θεωρούνται ότι αντανακλούν τοπικής κλίμακας μεταβολές της αλατότητας. Ο συνολικός υπολογισμός των σφαλμάτων στις υπολογισμένες τιμές $\delta^{18}\text{O}_{\text{sw}}$ είναι της τάξεως $\sim 0,31\%$, οι οποίες είναι σε απόλυτη συμφωνία με τα αντίστοιχα σφάλματα ($\pm 0,30\%$) που αναφέρονται στον υπολογισμό της παλαιο-αλατότητας κατά τη διάρκεια παλαιοπεριβαλλοντικών ανασχηματισμών (Rohling, 2007; Kallel et al., 1997a, 1997b; Schmidt, 1999; Schmidt & Lynch-Stieglitz, 2011; Antonarakou et al., 2015). Τα απόλυτα σφάλματα στο σήμα $\delta^{18}\text{O}_{\text{IVF-SW}}$ μπορούν με δυσκολία να αξιολογηθούν για το Ανώτερο Μειόκαινο, αλλά αναμένεται να είναι μικρότερης σημασίας επειδή οι παγκόσμιες μεταβολές παγετωδών καλυμμάτων αυτή την περίοδο ήταν μικρές και δεν φαίνεται να επηρεάζουν σημαντικά τις όποιες μεταβολές σημειώνονται μεταξύ των καταγραφών (Williams et al., 2005). Καθώς δεν έχουμε τρόπο να εκτιμήσουμε την κλίση της σχέσης της ισοτοπικής σύστασης του θαλασσινού νερού με την αλατότητα ($\delta^{18}\text{O}_{\text{sw-S}}$) στο ανώτερο Μειόκαινο, χρησιμοποιούμε την

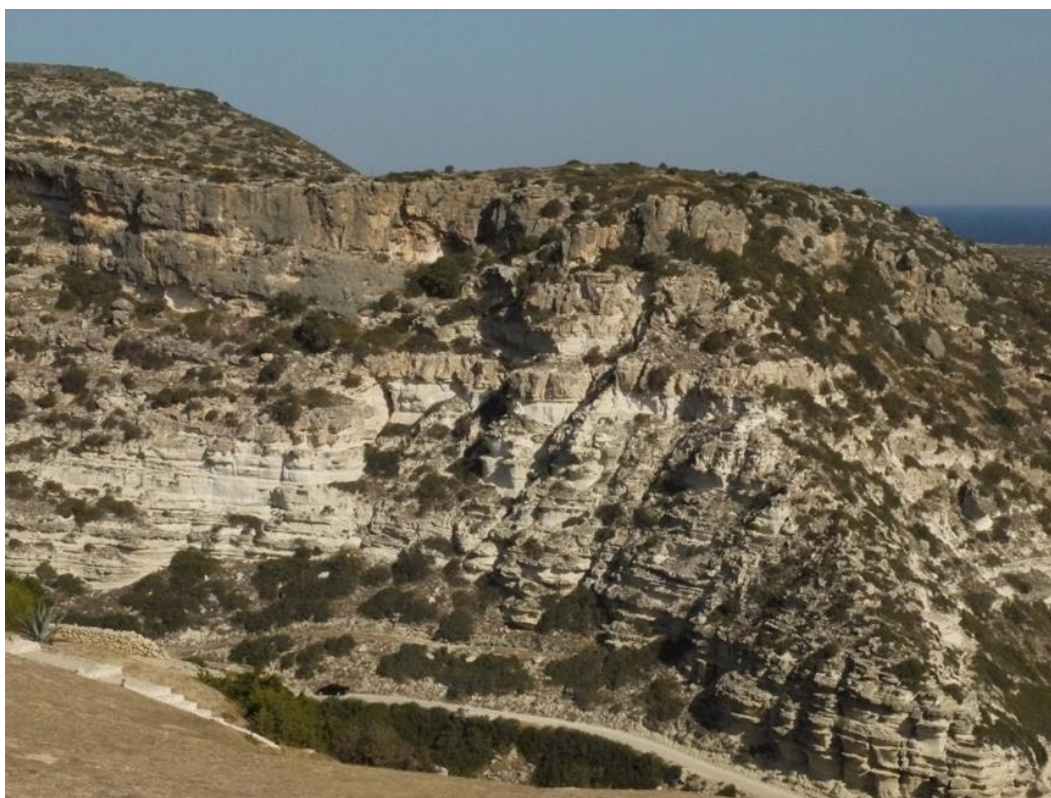
αντίστοιχη σχέση για τα σύγχρονα ύδατα της Μεσογείου (1‰ αλλαγή της αλατότητας έχει ως αποτέλεσμα 0,41‰ αλλαγή σε $\delta^{18}\text{O}_{\text{sw}}$; Kallel et al., 1997; Pierre, 1999), για να μετατρέψουμε την ισοτοπική ανωμαλία σε απόλυτες τιμές θαλάσσιας επιφανειακής αλατότητας (SSS). Χρησιμοποιούμε αυτήν την κλίση (0,41‰ αντί για 0,25‰; Pierre, 1999), επειδή είναι πιο κοντά σε αυτό (0,41‰) που καταγράφεται σε ωκεάνιες συνθήκες μέσου γεωγραφικού πλάτους (Craig & Gordon, 1965; Pierre et al., 1994).

Πιθανή πηγή σφάλματος στην μέθοδο μας είναι η σταθερή σχέση $\delta^{18}\text{O}_{\text{sw}}$ και αλατότητας και η ακόλουθη κανονικοποίηση σε σύγχρονες συνθήκες, η οποία εμπεριέχεται σε όλες τις ισοτοπικές μεταβολές κατά το παρελθόν και στην συνεπαγόμενη ανασύσταση της αλατότητας. Ειδικά στο Ανώτερο Μειόκαινο στην περιοχή της ανατολικής Μεσογείου με τις εβαποριτικές αποθέσεις και την εισροή γλυκού νερού, αυτή η σχέση πιθανόν να έχει μεταβληθεί. Ωστόσο, σημειώνεται ότι οι τιμές της θαλάσσιας επιφανειακής αλατότητας που παρουσιάζονται σε αυτήν την εργασία έχουν κυρίως ένα χαρακτήρα απεικόνισης και φαίνονται ως υπολογισμοί. Χρησιμοποιούνται για να δείξουν τη συσχέτιση με τα $\delta^{18}\text{O}_{\text{IVF-SW}}$ δεδομένα, και επιπροσθέτως για να ερευνησουμε τη δυνητική επίδρασή της αλατότητας στα αποτελέσματά μας. Τέλος, σημειώνεται ότι οι υπολογισθείσες τιμές αλατότητας ακολουθούν προηγούμενες εργασίες που έχουν μετατρέψει το ισοτοπικό σήμα ($\delta^{18}\text{O}$) της Μεσογείου σε τιμές αλατότητας (Emeis et al., 2000; Kallel et al., 1997; Myers et al., 1998; Thunell & Williams, 1989), είτε με βάση υπολογισμούς (π.χ. Tzanova, 2015) είτε με βάση προβλέψεις από μοντέλα (Simon et al., 2017; Simon & Meijers 2017).

4. Αποτελέσματα

4.1. Περιγραφή της τομής Φανερωμένη

Η τομή Φανερωμένη (Εικ. 7) βρίσκεται στο ανατολικό τμήμα της νήσου Κρήτης και απέχει 24 km νότια από τον Άγιο Νικόλαο και δυτικά από την Σητεία. Η περιοχή πήρε το όνομα της από την μονή Παναγίας Φανερωμένης που βρίσκεται σε υψόμετρο 540 μέτρων. Η τομή έχει πάχος 60 μέτρα και έχει μελετηθεί και περιγραφεί αναλυτικά στο παρελθόν από τους Krijgsman et al., (1994). Πρόκειται για μία τομή που αποτελείται από μία αδιατάρακτη αλληλουχία θαλάσσιων ιζημάτων, τα οποία παρουσιάζουν κυκλικές εναλλαγές από ημιπελαγικές μάργες και σαπροπηλούς (Krijgsman et al, 1995).



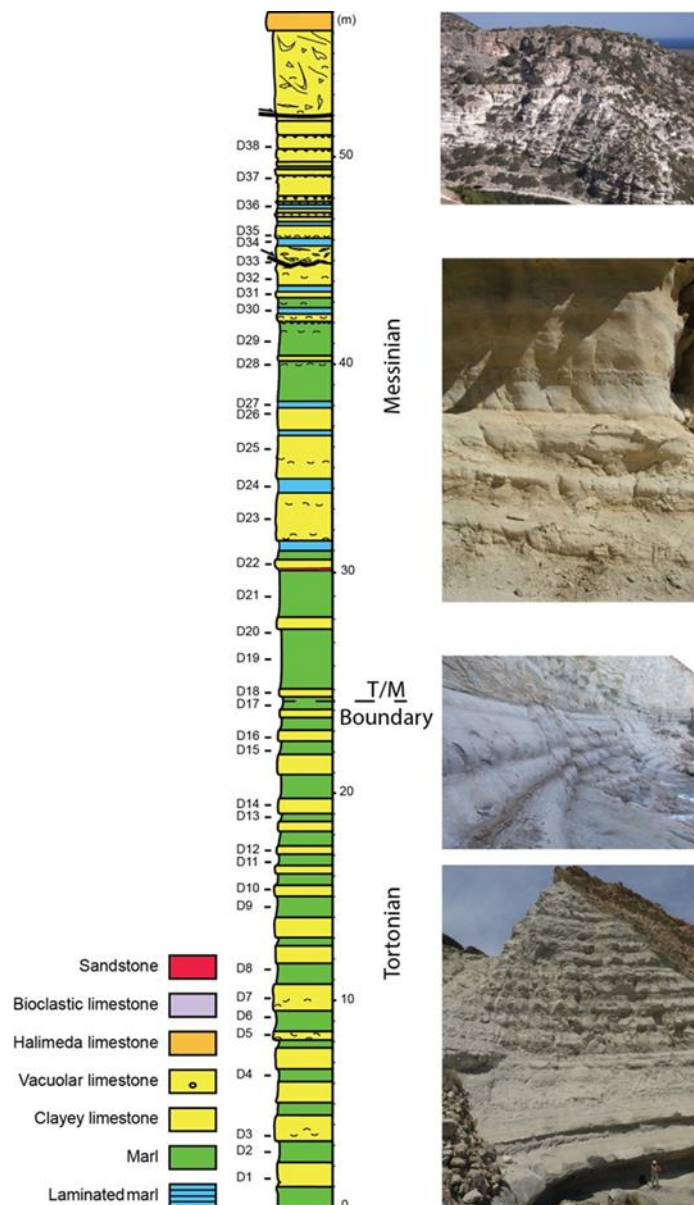
Εικ. 7 : Τομή Φανερωμένη.

Το κατώτερο τμήμα της τομής αποτελείται από κυκλικές εναλλαγές ημιπελαγικών λευκών και γκρίζων μαργών (Negri & Villa, 1999). Σε αντίθεση, στο ανώτερο τμήμα της τομής

παρατηρείται μετάβαση από ανοιχτής θάλασσας μάργες σε μικρού βάθους ανθρακικούς ορίζοντες (Krijgsman et al., 1994). Επιπλέον, στο ανώτερο μέρος της τομής υπάρχει ένας λεπτός ορίζοντας 1,5 μέτρου περίπου πάχους, που έχει υποστεί κατάπτωση και σύμφωνα με τους Krijgsman et al. (1994) αποτελεί ένα μεμονωμένο ιζηματολογικό κύκλο. Γενικά στην υπό μελέτη τομή οι ιζηματολογικοί κύκλοι παρουσιάζουν μία διμερή αποθετική ακολουθία, κατά την οποία διακρίνονται άσπρα-γκρι χρώματος στρώματα, με τα γκρι στρώματα να είναι λιγότερο σκληρά, ενώ στο δεύτερο μισό της τομής οι σαπροπηλοί αρχίζουν να αντικαθιστούν τα γκρίζα στρώματα μαργών (Krijgsman et al., 1994). Από προηγούμενες εργασίες στην τομή εκτός από πλαγκτονικά τρηματοφόρα έχουν βρεθεί και μελετηθεί κοινότητες μικροαπολιθωμάτων όπως ναννοπλαγκτόν, βρυόζων, οστρακώδη και βενθονικών τρηματοφόρων, καθώς και πανίδες ψαριών (Krijgsman et al., 1995; Moissette et al., 2018). Στην οροφή της τομής υπάρχουν ίχνη βιοαναμόχλευσης, γεγονός που δύσκολα συναντάμε σε ισόχρονες τομές (Moissette et al., 2018).

4.2. Λιθοστρωματογραφία των προ-εβαποριτικών αποθέσεων της τομής Φανερωμένη

Η τομή Φανερωμένη, σε αντιστοιχία με τις προ-εβαποριτικές ιζηματογενείς κυκλικές ακολουθίες του Ανωτέρου Μειοκαίνου (Sprovieri et al., 1996; Hilgen & Krijgsman 1999; Krijgsman et al., 1999; Drinia et al., 2007; Kouwenhoven et al., 1999, 2003; Gennari et al., 2018), είναι ενδεικτική της τριμερούς ανάπτυξης των στρωμάτων, αποτελούμενα από μαργαικούς, σαπροπηλιτικούς και ασβεστολιθικούς ορίζοντες (Εικ.8).



Εικ. 8: Λιθοστρωματογραφική κολώνα των προ-εβαποριτικών ιζημάτων της τομής Φανερωμένη στην Κρήτη

Αναλυτικά, η λεπτομερής ακολουθία των ιζημάτων σε συνδυασμό με τις θέσεις δειγματοληψίας της υπό μελέτη τομής είναι η ακόλουθη:

- 0-1m μάργα.
- 1-2m αργλικός ασβεστόλιθος (Δείγμα FAN-D1).
- 2-3m ελασματοποιημένη μάργα (Δείγμα FAN-D2).

- 3-4,5m αργιλικός ασβεστόλιθος (Δείγμα FAN-D3).
- 4,5-5m μάργα.
- 5-6m αργιλικός ασβεστόλιθος.
- 6-6,8m ελασματοποιημένη μάργα (Δείγμα FAN-D4).
- 6,8-7,8m αργιλικός ασβεστόλιθος.
- 7,8-8m μάργα.
- 8-8,5m αργιλικός ασβεστόλιθος (Δείγμα FAN-D5).
- 8,5-9,5m μάργα (Δείγμα FAN-D6).
- 9,5-10,8m αργιλικός ασβεστόλιθος (Δείγμα FAN-D7).
- 10,8-11,8m μάργα (Δείγμα FAN-D8).
- 11,8-12,6m αργιλικός ασβεστόλιθος.
- 12,6-13m μάργα.
- 13-14m αργιλικός ασβεστόλιθος.
- 14-15m μάργα (Δείγμα FAN-D9).
- 15-15,5m αργιλικός ασβεστόλιθος (Δείγμα FAN-D10).
- 15,5-16m μάργα.
- 16-16,4m αργιλικός ασβεστόλιθος.
- 16,4-17m μάργα (Δείγμα FAN-D11).
- 17-17,4m αργιλικός ασβεστόλιθος (Δείγμα FAN-D12).
- 17,4-18,2m μάργα.
- 18,2-18,6m αργιλικός ασβεστόλιθος.
- 18,6-19m μάργα (Δείγμα FAN-D13).
- 19-19,8m αργιλικός ασβεστόλιθος (Δείγμα FAN-D14).
- 19,8-21m μάργα.
- 21-22m αργιλικός ασβεστόλιθος.
- 22-22,6m μάργα (Δείγμα FAN-D15).
- 22,6-23m αργιλικός ασβεστόλιθος (Δείγμα FAN-D16).
- 23-23,6m μάργα.
- 23,6-24m αργιλικός ασβεστόλιθος.
- 24-24,6m μάργα (Δείγμα FAN-D17).

- 24,6-25m αργιλικός ασβεστόλιθος (Δείγμα FAN-D18).
- 25-27,5m μάργα (Δείγματα FAN-D19, FAN-D20).
- 27,5-28m αργιλικός ασβεστόλιθος.
- 28-30m μάργα (Δείγμα FAN-D21).
- 30-30,1m ψαμμίτης.
- 30,1-30,6m αργιλικός ασβεστόλιθος (Δείγμα FAN-D22).
- 30,6-31m μάργα.
- 31-31,5m ελασματοποιημένη μάργα.
- 31,5-33,8m αργιλικός ασβεστόλιθος (Δείγμα FAN-D23).
- 33,8-34,5m ελασματοποιημένη μάργα (Δείγμα FAN-D24).
- 34,5-36,5m αργιλικός ασβεστόλιθος (Δείγμα FAN-D25).
- 36,5-36,8m ελασματοποιημένη μάργα.
- 36,8-37,9m αργιλικός ασβεστόλιθος (Δείγμα FAN-D26).
- 37,9-38,2m ελασματοποιημένη μάργα (Δείγμα FAN-D27).
- 38,2-40,2m μάργα (Δείγμα FAN-D28).
- 40,2-40,4m αργιλικός ασβεστόλιθος.
- 40,4-42m μάργα (Δείγμα FAN-D29).
- 42-42,4m αργιλικός ασβεστόλιθος.
- 42,4-42,7m ελασματοποιημένη μάργα (Δείγμα FAN-D30).
- 42,7-43,3m μάργα.
- 43,3-43,5m αργιλικός ασβεστόλιθος (Δείγμα FAN-D31).
- 43,5-43,8m ελασματοποιημένη μάργα.
- 43,8-45,7m αργιλικός ασβεστόλιθος (Δείγματα FAN-D32, FAN-D33).
- 45,7-46m ελασματοποιημένη μάργα (Δείγμα FAN-D34).
- 46-46,7m αργιλικός ασβεστόλιθος (Δείγμα FAN-D35).
- 46,7-46,8m ελασματοποιημένη μάργα.
- 46,8-47,1m αργιλικός ασβεστόλιθος.
- 47,1-47,3m
- 47,3-47,5m αργιλικός ασβεστόλιθος.

- 47,5-47,7m ελασματοποιημένη μάργα (Δείγμα FAN-D36).
- 47,7-47,8m
- 47,8-49,4m αργιλικός ασβεστόλιθος (Δείγμα FAN-D37).
- 49,4-49,5m μάργα.
- 49,5-50m αργιλικός ασβεστόλιθος (Δείγμα FAN-D38).

4.3. Βιοστρωματογραφία της τομής

Η χρονοστρωματογραφική διάρθρωση της τομής πραγματοποιήθηκε με τη μελέτη της πανίδας των περιεχόμενων πλαγκτονικών τρηματοφόρων. Κυρίως καθορίζεται από την πρώτη και τελευταία εμφάνιση ειδών δεικτών, από απότομες αλλαγές στις συγκεντρώσεις των ειδών, καθώς και την αλλαγή της φοράς περιέλιξής τους. Τα χαρακτηριστικά είδη-δείκτες που χρησιμοποιήθηκαν για τη βιοστρωματογραφική διάρθρωση της τομής είναι: *Groborotalia scitula*, *Globorotalia menardii*, *Catapsydrax parvulus*, *Globorotalia nicolae*. Με βάση τα παραπάνω είδη καθορίστηκαν 10 αστρονομικά χρονολογημένα βιοσυμβάντα που περιγράφονται αναλυτικά παρακάτω και απεικονίζονται στον Πίνακα 1.

Η αλλαγή από δεξιόστροφα σε αριστερόστροφα άτομα του είδους *G. scitula* που εντοπίστηκε στα 3,5 μέτρα και έχει χρονολογηθεί στα 7,58 εκ. χρόνια. Στα 8,2 μέτρα υψόμετρο απαντά η τελευταία κοινή εμφάνιση του είδους *G. menardii* 4, που σηματοδοτεί τα 7,51 εκ. χρόνια. Αντίστοιχα, η τελευταία κοινή εμφάνιση του *C. parvulus* εντοπίζεται στα 12,8 μέτρα και αντιστοιχεί στα 7,45 εκ. χρόνια. Στην συνέχεια, στα 19,4 μέτρα εντοπίζεται η πρώτη κοινή εμφάνιση του *G. menardii* 5 που έχει χρονολογηθεί στα 7,36 εκ. χρόνια.

Εποχή	Βαθμίδα	Βιοσυμβάντα Πλαγκτονικών Τρηματοφόρων	Στρωματογραφικό επίπεδο (μέτρα)	Ηλικία (εκ. χρ.)
Ανώτερο Μειόκαινο	Μεσσηνίο	LO <i>G. nicolae</i>	57.7	6.72
		FO <i>G. nicolae</i>	41.0	6.83
		LCO <i>G. scitula</i> group (sin)	32.4	7.08
		FCO <i>G. miotumida</i> group	24.6	7.24
	Τορτόνιο	Paracme end <i>G. scitula</i> group (dex)	22.2	7.28
		Influx <i>G. menardii</i> 4 within <i>G. menardii</i> 5	22.2	7.28
		FO <i>G. menardii</i> 5 (dex)	19.4	7.36
		LO <i>C. parvulus</i>	12.8	7.45
		LCO <i>G. menardii</i> 4 (sin)	8.2	7.51
		<i>G. scitula</i> group coiling change D/S	3.5	7.58

Πίνακας 1 : Αστρονομικά χρονολογημένα βιοσυμβάντα πλαγκτονικών τρηματοφόρων του Ανωτέρου Μειοκαινού που προσδιορίστηκαν στην τομή Φανερωμένη.

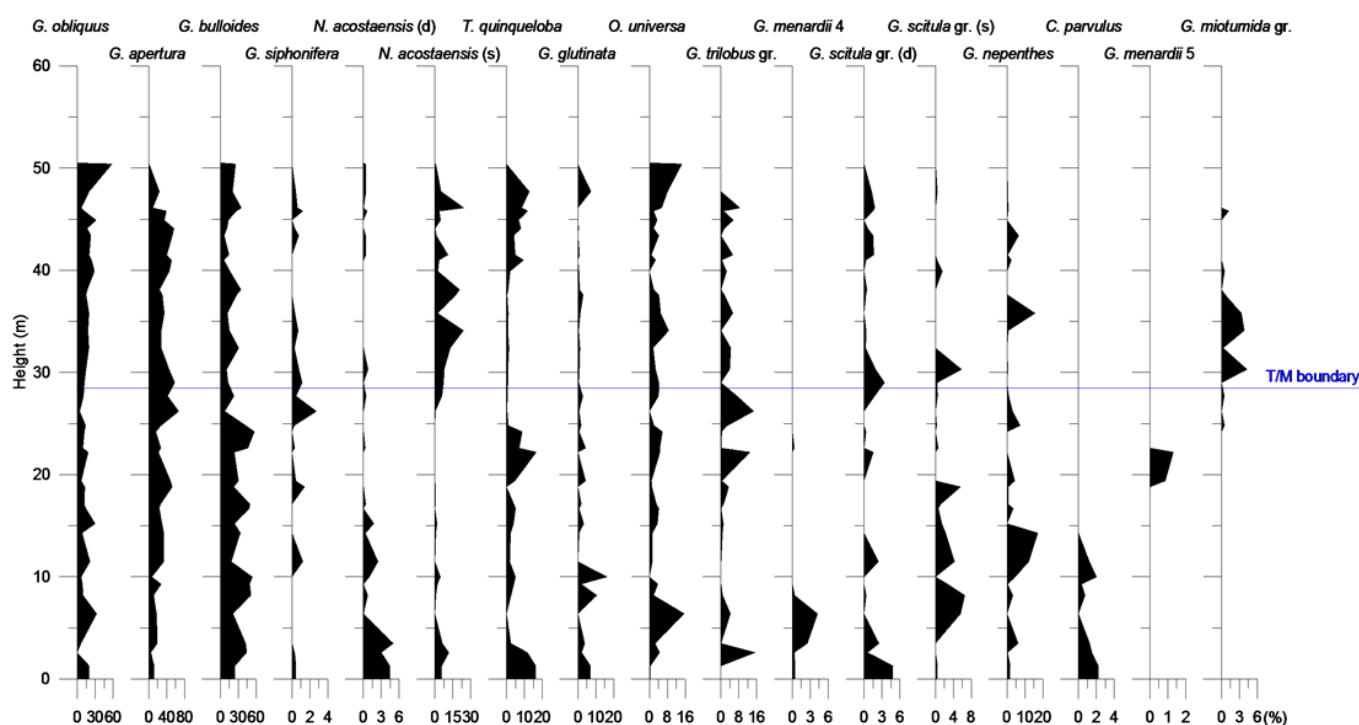
Στα 22,2 μέτρα έχουμε την επανεμφάνιση των δεξιόστροφων ατόμων του είδους *G. scitula* και την επανεμφάνιση ατόμων του είδους *G. menardii* 4 μέσα στο εύρος της *G. menardii* 5 που αντιστοιχούν χρονοστρωματογραφικά στα 7,28 εκ. χρόνια. Στα 24,6 μέτρα υψόμετρο σημειώνεται στην συνάθροιση πλαγκτονικών τρηματοφόρων η αντικατάσταση του είδους *G. menardii* 5 από τα αριστερόστροφα άτομα των ειδών που ανήκουν στην ομάδα *G. miotumida*. Το βιοσυμβάν αυτό είναι χρονολογημένο στα 7,24 εκ. χρόνια και σηματοδοτεί το όριο Τορτονίου/Μεσσηνίου (Krijgsman et al., 1994, 1997, 1999a; Hilgen et al., 1995; Hilgen & Krijgsman, 1999; Sierro et al., 2001; Lourens et al., 2004). Συγκεκριμένα, το όριο

Τορτονίου/Μεσσηνίου καθορίζεται από την πρώτη εμφάνιση του είδους *G. conomiozea* στη Μεσόγειο θάλασσα, ένα γεγονός που από παλαιοωκεανογραφικής άποψης ερμηνεύεται από την εισροή πιο ψυχρών υδάτινων μαζών από τον Ατλαντικό ωκεανό στη λεκάνη της Μεσογείου (Hodell et al., 1989; Krijgsman et al., 1997; Montanari et al., 1997). Στο μεσαίο τμήμα της τομής, και συγκεκριμένα στα 32,4 μέτρα υψόμετρο, παρατηρείται η τελευταία εμφάνιση των δεξιόστροφων ατόμων του είδους *G. scitula* που έχει χρονολογηθεί στα 7,08 εκ. χρόνια. Τέλος, η ιζηματογενής ακολουθία κλείνει με την πρώτη και τελευταία εμφάνιση του είδους *G. nicolae*. Τα δύο παραπάνω βιοσυμβάντα που αναγνωρίστηκαν στο ανώτερο τμήμα της τομής (41,0 και 57,7 μέτρα αντιστοίχως) αντιστοιχούν χρονικά στα 6,72 και 6,3 εκ. χρόνια.

4.4. Κατανομή πλαγκτονικών τρηματοφόρων στο Ανώτερο Μειόκαινο

Τα πλαγκτονικά τρηματοφόρα αναγνωρίστηκαν και ταξινομήθηκαν σε 15 διαφορετικά είδη (Εικ. 9): *Globigerinoides obliquus*, *Globoturborotalita apertura*, *Globigerina bulloides*, *Globigerinella siphonifera*, *Neogloboquadrina acostaensis*, *Turborotalita quinqueloba*, *Globigerinita glutinata*, *Orbulina universa*, *Globigerinoides sacculifer*, *Globorotalia menardii* 4, *Globorotalia menardii* 5, *Globorotalia scitula*, *Globoturborotalita nepenthes*, *Catapsydrax parvulus*, *Globorotalia miotumida* group (*Globorotalia miotumida* και *Globorotalia conomiozea*). Από αυτά τα είδη τα *G. obliquus*, *G. apertura*, *G. bulloides*, *T. quinqueloba*, *G. glutinata*, *O. universa*, *G. sacculifer* και *G. nepenthes* παρουσιάζουν μία συνεχή κατανομή σε ολόκληρη την ιζηματογενή ακολουθία. Αντιθέτως, τα είδη *G. siphonifera*,

N. acostaensis, *G. menardii* 4, *G. menardii* 5, *G. scitula*, *C. parvulus*, *G. miotumida* group εμφανίζουν μία σποραδική κατανομή, με σημαντικές διαφοροποιήσεις ως προς τα ποσοστά εμφάνισής τους.



Εικ. 9 : Πρότυπο κατανομής των πλαγκτονικών τρηματοφόρων της τομής Φανερωμένης.

Το είδος *G. obliquus* είναι ένα από τα πιο κοινά απαντούμενα και άφθονα είδη στην τομή. Στη βάση της τομής, που αντιστοιχεί χρονικά στο ανώτερο Τορτόνιο, το είδος αυτό παρουσιάζει σημαντικές διακυμάνσεις, με τα μέγιστα ποσοστά εμφάνισής του να προσεγγίζουν το 30% (6 και 25 μέτρα υψόμετρο). Από το τέλος του Τορτονίου και κατά τη διάρκεια του Μεσσηνίου το παραπάνω είδος εμφανίζει μία αυξητική τάση με ποσοστά που αντιστοιχούν ως και το 60% της συνολικής πανίδας. Το είδος *G. obliquus* θεωρείται προγονικός τύπος του είδους *Globigerinoides ruber* (Bé & Hutson, 1977), αποτελεί

χαρακτηριστικό είδος θερμών και ολιγοτροφικών περιβαλλόντων (Sprovieri et al., 2003, 2006; Antonarakou et al., 2007).

Το είδος *G. apertura* είναι το πιο άφθονο είδος της τομής, παρουσιάζοντας τα μεγαλύτερα ποσοστά εμφάνισης, συγκριτικά με τα υπόλοιπα είδη. Στα πρώτα δέκα μέτρα της τομής, τα ποσοστά αφθονίας του κυμαίνονται από 15-37%. Στο μεσαίο τμήμα της τομής το είδος αυτό κυριαρχεί στην πανίδα με τις μέγιστες συγκεντρώσεις του να καταγράφονται στα 18 και 26 μέτρα. Στην κορυφή παρατηρείται σημαντική μείωση στα ποσοστά εμφάνισής του (10-15%).

Το είδος *G. nepenthes* παρουσιάζει συνεχή κατανομή σε όλη την έκταση της τομής, αν και έχει μικρά ποσοστά εμφάνισης που δεν ξεπερνάνε τα 10%. Εξαίρεση αποτελούν τα 10-15 και στα 35,5 μέτρα της τομής, όπου το παραπάνω είδος παρουσιάζει αυξημένα ποσοστά σε σύγκριση με την υπόλοιπη ιζηματογενής ακολουθία.

Το είδος *G. bulloides* εμφανίζει μία σταθερή γενικά εικόνα κατά μήκος της τομής. Η κατανομή του δείχνει μία συνεχής 'κυματοειδής' εικόνα με μεγαλύτερα ποσοστά στο πρώτο μισό της τομής, ενώ λίγο πριν το όριο Τορτονίου-Μεσσηνίου τα ποσοστά εμφάνισής του μειώνονται αισθητά, παρουσιάζοντας παράλληλα σημαντικές διακυμάνσεις. Άξιο αναφοράς είναι ότι τα περισσότερα μέγιστα του συμπίπτουν με τα ελάχιστα του είδους *G. obliquus*, και αντιστρόφως, γεγονός που προφανώς δεικνύει έναν ανταγωνιστικό τρόπο συμβίωσης των δύο ειδών. Τα μέγιστα ποσοστά εμφάνισής του καταγράφονται στα 2,5μ., 10μ., 14μ., 16,5μ., 24μ., 28μ., 32,5μ. και 48μ. αντιστοίχως.

Αντίθετα, τα ελάχιστα ποσοστά εμφάνισης χαρακτηρίζουν τα 6μ., 11,5μ., 15μ., 19μ., 26μ., 30,5μ. και 35,5μ. της τομής.

Ακόμα ένα είδος με συνεχή κατανομή είναι η *O. universa*. Σε αντιστοιχία με το είδος *G. nepenthes*, τα ποσοστά εμφάνισής του είναι μικρότερα από 10% στο μεγαλύτερο μέρος της τομής, με μοναδικές εξαιρέσεις για σχεδόν πέντε μέτρα στην αρχή (4-9 μέτρα) και στην κορυφή της τομής. Η ταυτόχρονη παρουσία μεγίστων του παραπάνω είδους με αυτά του είδους *G. obliquus* αντανακλά ιδιαιτέρως θερμές συνθήκες στο ανώτερο τμήμα της υδάτινης στήλης.

Το είδος *G. sacculifer* έχει μία εικόνα συνεχούς κατανομής στην τομή. Ωστόσο, σε κάποια σημεία τα ποσοστά εμφάνισης μειώνονται σημαντικά, σημειώνοντας σχεδόν μηδενικά ποσοστά εμφάνισης. Τα σημεία αυτά είναι από τα 9-13μ. και 23-24μ. αντιστοίχως. Αντίθετα στα σημεία 2,5μ., 23μ., και 26μ. τα ποσοστά εμφάνισης εμφανίζουν μέγιστα που φτάνουν τα 16% της συνολικής πανίδας.

Τα είδη *C. parvulus* και *G. menardii* 4 εμφανίζονται μόνο στη βάση της τομής (τα πρώτα 14 και 9 μέτρα αντιστοίχως) στο Τορτόνιο, με πολύ μικρά ποσοστά εμφάνισης.

Το είδος *G. menardii* 5 παρουσιάζει μία σποραδική κατανομή στο ανώτερο Τορτόνιο (20-25 μέτρα υψόμετρο) Η ομάδα *G. miotumida* περιλαμβάνει τα είδη *G. conomiozea* και *G. miotumida*. Η εμφάνιση τους ξεκινάει λίγο πριν το όριο Τορτονίου/Μεσσηνίου και συνεχίζεται στο Μεσσήνιο έχοντας δύο μέγιστα ανάμεσα από τα 30-40 μέτρα που φτάνουν έως τα 6% της συνολικής πανίδας.

Στο είδος *G. scitula* κυρίαρχο ρόλο έχει η φορά περιέλιξής του, διότι έχει μεγάλη βιοστρωματογραφική σημασία. Στην τομή Φανερωμένη μεγαλύτερη παρουσία έχει ο δεξιόστροφος αντιπρόσωπος του είδους. Ο αριστερόστροφος αντιπρόσωπος του παραπάνω είδους εμφανίζεται λιγότερο συχνά αλλά παρουσιάζει μεγαλύτερα ποσοστά εμφάνισης, ειδικότερα κατά τη διάρκεια του Τορτονίου.

Το είδος *N. acostaensis* επίσης συμμετέχει στην πανίδα και με τους δύο αντιπροσώπους του, δεξιόστροφους και αριστερόστροφους. Τα άτομα με δεξιόστροφη φορά περιέλιξης εμφανίζουν μεγαλύτερα ποσοστά στη βάση της τομής, ενώ παρακμάζουν κατά τη διάρκεια του Μεσσηνίου. Αντιθέτως, τα αριστερόστροφα περιελιγμένα άτομα δείχνουν αντιστρόφως ανάλογη εικόνα, δηλαδή έχουν πολύ μικρά ποσοστά στα πρώτα μέτρα της τομής, και από το όριο Τορτονίου/Μεσσηνίου και κατά τη διάρκεια του Μεσσηνίου αυξάνονται σημαντικά φτάνοντας έως και το 30% της συνολικής πανίδας.

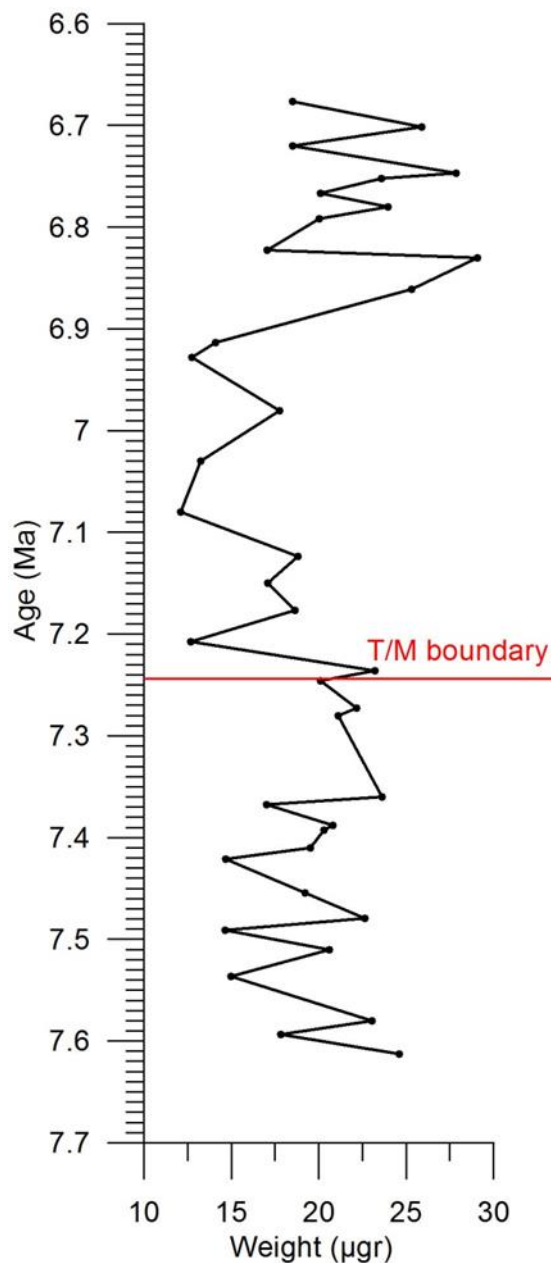
Το είδος *T. quinqueloba* παρουσιάζει μία συνεχή κατανομή σε ολόκληρη την τομή. Στη βάση της τομής παρουσιάζει σημαντικά ποσοστά εμφάνισης (16%). Στη συνέχεια παρουσιάζει μία πτωτική πορεία κατά τη διάρκεια του Τορτονίου, με αποκορύφωμα γύρω από το όριο Τορτονίου/Μεσσηνίου (25-40 μέτρα υψόμετρο). Ωστόσο, στα ανώτερα δέκα μέτρα της τομής συμμετέχει πιο ενεργά στην πανίδα αντιπροσωπεύοντας περίπου το 20% της συνολικής πανίδας.

Το είδος *G. glutinata* εμφανίζει μία συνεχή κατανομή σε όλη την έκταση της ιζηματογενούς ακολουθίας, με μικρά σχετικά ποσοστά που δεν ξεπερνούν το 10-15%. Ακολουθώντας το πρότυπο κατανομής του είδους *T. quinqueloba*, εμφανίζει τα

μέγιστα ποσοστά του στους κατώτερους ορίζοντες, ενώ στη συνέχεια παρουσιάζει μία έντονα πτωτική τάση, με σχεδόν μηδενικές τιμές κατά τη διάρκεια του Μεσσηνίου. Το είδος *G. siphonifera* εμφανίζεται σποραδικά κατά μήκος της τομής με πολύ μικρά ποσοστά εμφάνισης (0-3%).

4.5. Μετρήσεις βαρών στη μετάβαση Τορτονίου-Μεσσηνίου

Το ζύγισμα που έγινε σε τυχαία επιλεγμένα άτομα *G. obliquus* (Εικ. 10) έδειξε ότι το μέσο βάρος κυμαίνεται από 27,9 μgr έως 12,1 μgr. Συνολικά, η περίοδος που παρουσιάζει τις χαμηλότερες τιμές στα βάρη είναι το διάστημα αμέσως μετά το όριο Τορτονίου-Μεσσηνίου μέχρι τα 6,9 εκ. χρόνια. Από εκείνο το σημείο και έπειτα παρατηρούμε μία σημαντική αύξηση στα βάρη των τρηματοφόρων.



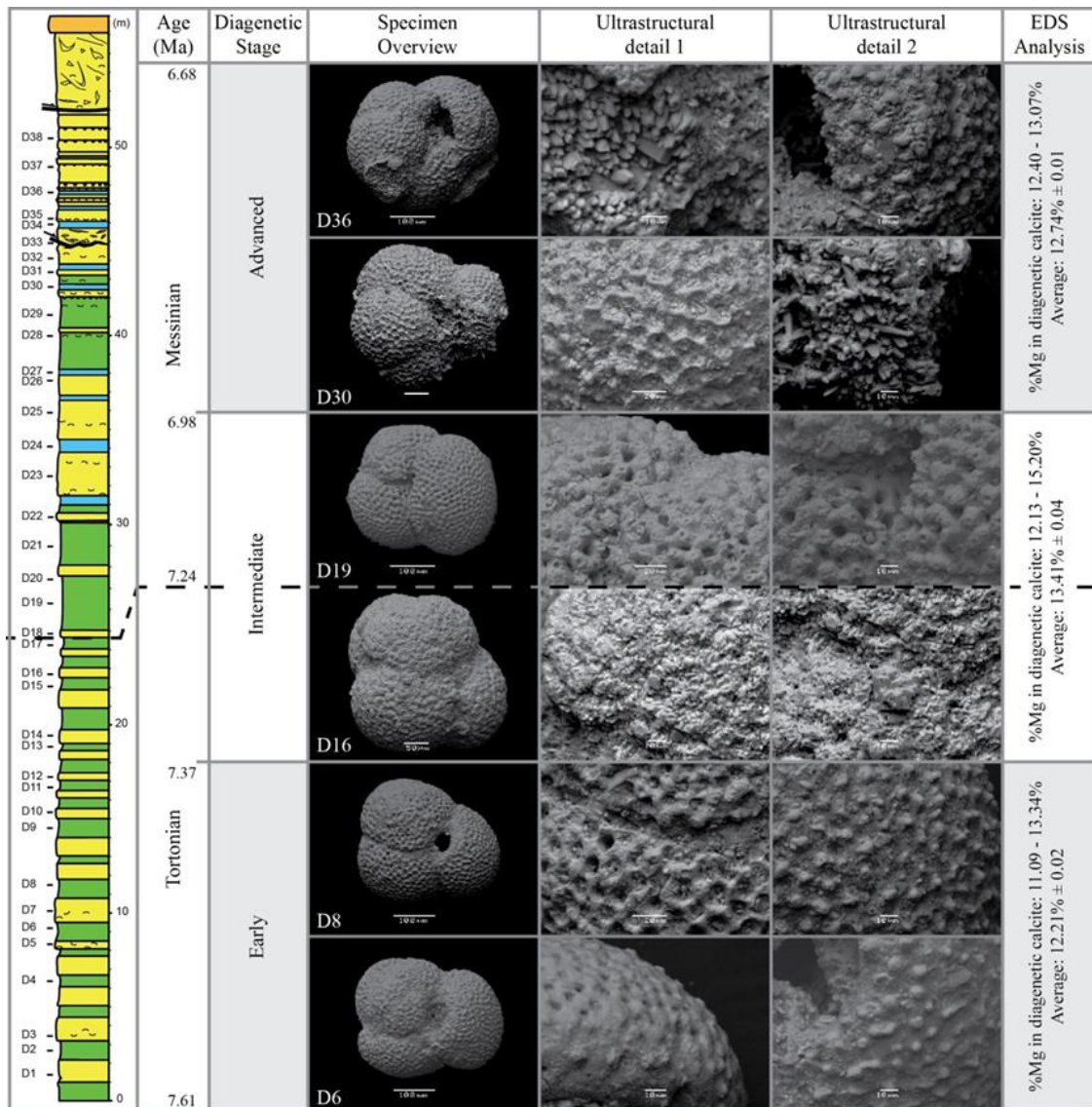
Εικ. 10 : Διάγραμμα μέσου βάρους των ατόμων *G. obliquus* με την ηλικία.

Σε αντίθεση, στην αρχή της τομής που χρονολογικά αντιστοιχεί στο τέλος του Τορτονίου από τα 7,6 εκ. χρ. έως τα 7,2 εκ. χρ. η εικόνα του διαγράμματος είναι ομαλή με ένα εύρος τιμών από τα 15 μgr έως τα 25 μgr. Επομένως η γενική εικόνα που παρατηρούμε είναι ότι υπάρχει μία άνοδος στο βάρος των κελυφών των τρηματοφόρων κατά την διάρκεια του

Μειοκαίνου, με εξαίρεση την περίοδο που σηματοδοτεί το όριο Τορτονίου-Μεσσηνίου.

4.6. Διαγενετικά στάδια στο ανώτερο Μείοκαινο και η παλαιωκεανογραφική τους σημασία

Για να ερευνήσουμε την διαγένεση του ασβεστίτη των τρηματοφόρων που δεν ανιχνεύεται από το πολωτικό μικροσκόπιο εξετάσαμε τα δείγματα στο Ηλεκτρονικό Μικροσκόπιο Σάρωσης (SEM). Η μεγέθυνση σε διάφορα σημεία της εξωτερικής επιφάνειας του κελύφους των τρηματοφόρων κατά τη διάρκεια την ανάλυσης στο SEM μας παρέχει σημαντικά στοιχεία σχετικά με τις λεπτομέρειες επί της μικροδομής των κελυφών του είδους *G. obliquus*, ενώ παράλληλα αυξάνει την γνώση για το πώς έχει μεταβληθεί η μικροδομή και η γεωχημεία τους μετά από τον θάνατο τους κατά τον ενταφιασμό τους. Οι παρατηρήσεις από το SEM αποτελούν ένα σημαντικό εργαλείο για να προσδιοριστεί ο βαθμός της διαγενετικής μεταβολής αναγνωρίζοντας την ποιοτική και ποσοτική κατανομή της επίδρασης της καθίζησης του ανθρακικού ασβεστίου, και τελικά να αξιολογήσουμε την ανταπόκρισή της στα παλαιοκλιματικά και γεωχημικά αρχεία. Η Εικόνα 11 απεικονίζει μικρογραφίες πλαγκτονικών τρηματοφόρων από τις αντίστοιχες χρονικές περιόδους που μελετήθηκαν στην παρούσα εργασία. Οι εικόνες που δείχνουν ολόκληρα τα τρηματοφόρα σε κάθε επιμέρους χρονική περίοδο φανερώνουν σημάδια ανακρυστάλλωσης. Για παράδειγμα τα κελύφη εμφανίζονται να είναι πιο 'frosty' από ότι 'glassy' (Sexton et al., 2006), γεγονός που συνήθως απαντά σε ιζήματα βαθιάς θάλασσας με χαμηλό περιεχόμενο σε άργιλο.



Εικ. 11 : Αναπαράσταση της υψηλής ανάλυσης εικόνων από SEM και σχετικά μικροπαλαιοντολογικά δεδομένα που υποδεικνύουν τα τρία διαγενετικά στάδια

Σε όλες τις backscatter εικόνες στο SEM εμφανίζονται μικρής κλίμακας ρομβοειδείς αποθέσεις ανόργανου ασβεστίτη που καλύπτουν τα κελύφη των τρηματοφόρων. Όμως, από τη βάση προς την οροφή της τομής παρατηρούμε διαφορετικές μορφές διαγένεσης, και ως εκ τούτου τα διαχωρίζουμε σε τρία διαφορετικά διαγενετικά στάδια, τα οποία είναι σε αντιστοιχία με τις πρόσφατες εργασίες των Antonarakou et al. (2012) και Kontakiotis et al. (2017) σε σύγχρονα επιφανειακά ιζήματα

πυθμένα από τη λεκάνη της ανατολικής Μεσογείου. Κατά την διάρκεια του Τορτονίου, στο πρώτο διαγενετικό στάδιο τα τρηματοφόρα διατηρούν τα χαρακτηριστικά της μικροδομής τους, όπως οι πόροι του κελύφους και ο προσανατολισμός των κρυστάλλων. Παρά το γεγονός ότι τα κελύφη παρουσιάζουν μία ενδιάμεση από άποψη εμφάνισης εικόνα μεταξύ των κατηγοριών 'glassy' και 'frosty', έχουν υποστεί τις διαγενετικές διεργασίες. Ο διαφορετικός βαθμός διατήρησης των κελυφών, ο οποίος μπορεί να θεωρηθεί ως ένδειξη μιας πλήρους ακολουθίας ενδιάμεσων σταδίων, μαρτυράται από το γεγονός ότι σε αυτά τα κελύφη οι πόροι είναι μεγαλύτεροι και διακρίνονται ευκολότερα σε σύγκριση με τα αντίστοιχα άτομα από την περίοδο του Μεσσηνίου που είναι 'frosty' ή και ακόμα και 'chalky'. Επιπλέον, τα στοματικά ανοίγματα και οι γραμμές ραφών σε αυτά τα άτομα δεν έχουν γεμίσει από κομμάτια από τα εσωτερικά του τοιχώματος του κελύφους που συνήθως τα 'frosty' κελύφη εμφανίζουν. Στο δεύτερο διαγενετικό στάδιο που αντανακλά τη χρονική περίοδο κοντά στο όριο Τορτονίου-Μεσσηνίου, τα πλαγκτονικά τρηματοφόρα εμφανίζουν μία πιο ξεκάθαρη 'frosty' εμφάνιση. Τα τρηματοφόρα αυτά δείχνουν μία βαθμιαία ανάπτυξη της καθίζησης του δευτερογενούς ασβεστίτη, η οποία επιβεβαιώνεται από μία ελαφρά επίστρωση ανόργανου ασβεστίτη που καλύπτει το εξωτερικό κέλυφος και μερικές φορές γεμίζει τους πόρους τμηματικά έως σχεδόν ολοκληρωτικά. Η ανάπτυξη των κρυστάλλων του ανόργανου ασβεστίτη κατά τη διάρκεια της συμπαγοποίησης περιλαμβάνει ένα ευρύ φάσμα από μεγέθη κρυστάλλων, που κυμαίνονται από μικρής κλίμακας ρομβοειδείς αποθέσεις δευτερογενούς ασβεστίτη έως μεγαλύτερης κλίμακας αποθέσεις ικανές να γεμίσουν τους θαλάμους των τρηματοφόρων (Εικ. 11). Στο δεύτερο διαγενετικό στάδιο μία επιπρόσθετη ένδειξη

διαγένεσης είναι το φαινόμενο του 'reeling'. Το αποτέλεσμα αυτό χαρακτηρίζεται από την απομάκρυνση μέρους της εξωτερικής επιφάνειας του δείγματος, εξαλείφοντας την πρωτογενή δομή των πόρων του κελύφους και εκθέτοντας τα πρώιμα στρώματα του τοιχώματος που σημειώνεται ότι έχουν χαμηλότερο τοπογραφικό ανάγλυφο (Sexton et al., 2006; Hemleben & Olsson, 2006). Παρότι, αυτό το φαινόμενο συνήθως συμβαίνει κατά την διαδικασία του πλυσίματος, εδώ φαίνεται να οφείλεται στην μερική διάλυση (partial dissolution effect) που λαμβάνει χώρα στην υδάτινη στήλη. Η ύπαρξη μιας τέτοιας μορφής διαγένεσης δεν μας εκπλήσσει επειδή τη χρονική περίοδο μελέτης η υπό μελέτη περιοχή γειτνίαζε με ανθρακικές πλατφόρμες, γεγονός που εξηγεί την παρουσία ιζημάτων με καθίζηση πλούσιου σε Mg ασβεστίτη και την διάλυση σημαντικών ποσοστών πρωτογενή ασβεστίτη αντιστοίχως. Η απόθεση δευτερογενούς ασβεστίτη στα κελύφη των τρηματοφόρων είναι πιθανόν να σχετίζεται με την καθίζηση ασβεστίτη πλούσιου σε Mg από ενδιάμεσα ύδατα, κοντά στην επαφή ιζήματος-νερού. Κατά την διάρκεια του ανώτερου Μεσσηνίου και σταδιακά προς την κρίση αλμυρότητας του Μεσσηνίου (τρίτο διαγενετικό στάδιο), τα πλαγκτονικά τρηματοφόρα παρουσιάζουν μία έντονα 'chalky' ταφονομία. Το προχωρημένο διαγενετικά στάδιο αποτελείται από αποθέσεις αυθιγενών πλούσιων σε Mg ασβεστίτη/δολομίτη κρυστάλλων στην επιφάνεια του κελύφους (Εικ. 11). Σε αυτήν την περίπτωση ο ανόργανος ασβεστίτης τυπικά αποτίθεται βαθιά στην ιζηματογενή κολώνα, όπου οι περιβαλλοντικοί παράμετροι και η γεωχημεία των υδάτων είναι διαφορετικά από εκείνες που τα τρηματοφόρα συνήθως ασβεστιτοποιούν το κέλυφός τους.

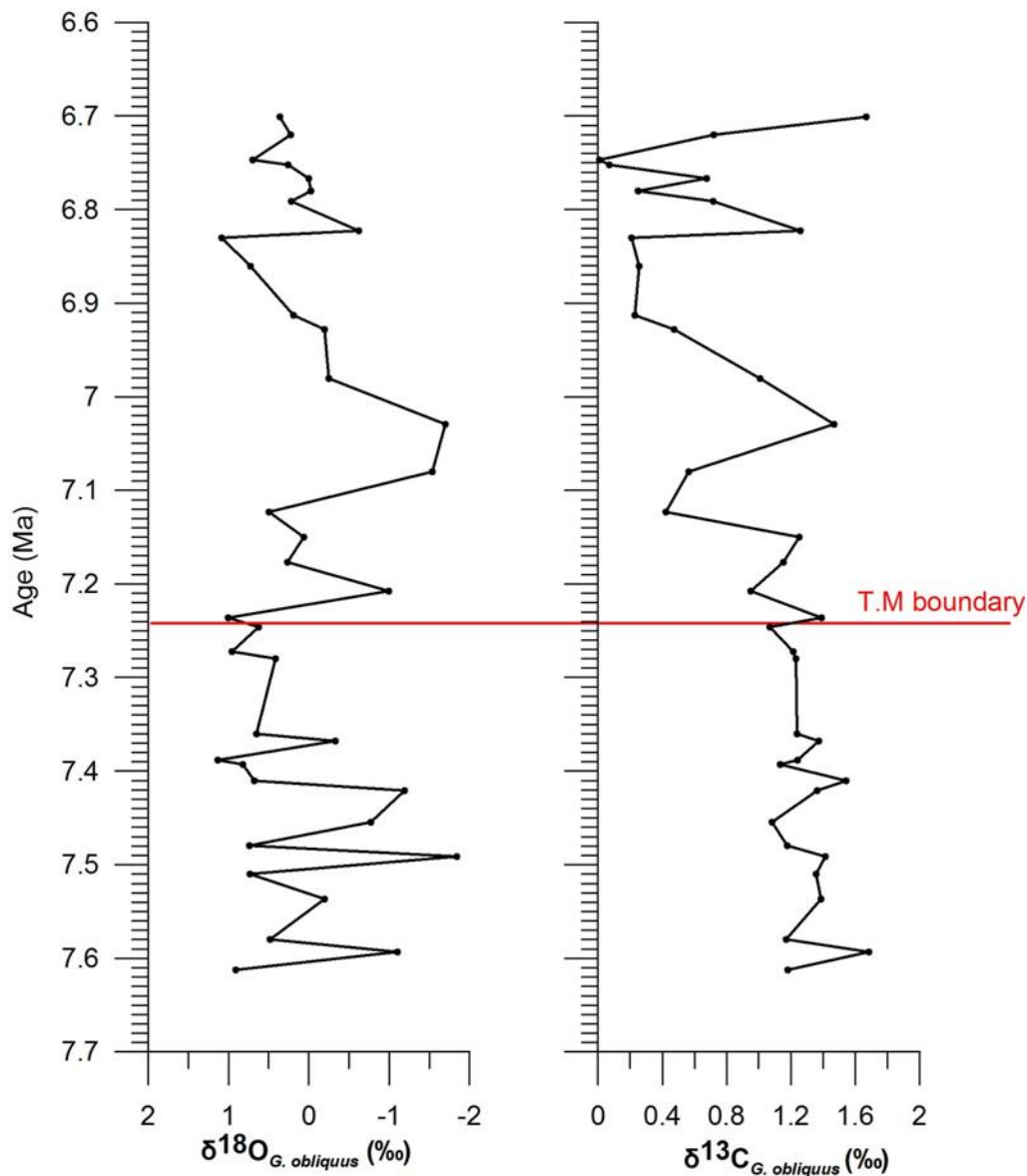
4.7. Ποιοτική και ποσοτική εκτίμηση της διαγενετικής μεταβολής μέσω ορυκτολογικών αναλύσεων

Με σκοπό να μετρήσουμε το ποσό της χημικής μεταβολής που συνέβη στα κελύφη που χαρακτηρίστηκαν ως 'frosty' και 'chalky', το οποίο εξαρτάται από το βαθμό ανακρυστάλλωσης, χρησιμοποιήσαμε δύο τύπους ορυκτολογικών αναλύσεων. Η περιθλασιμετρία με ακτίνες-Χ σε πλυμένο υλικό φανέρωσε την παρουσία δύο τύπων ασβεστίτη με διαφορετικές παραμέτρους. Ο πρώτος τύπος χαρακτηρίζει τον ασβεστίτη που συνήθως βρίσκεται σε πλαγκτονικά τρηματοφόρα (Nouet & Bassinot, 2007), ενώ ο δεύτερος τύπος δείχνει κορυφές διάθλασης που μετατοπίζονται προς υψηλότερες γωνίες. Αυτή η εικόνα ενισχύεται περαιτέρω από τα δεδομένα που αντλήθηκαν από το EDS, δείχνοντας ένα καθαρό διαχωρισμό μεταξύ του βιογενούς (0,55-1,4% Mg) και του διαγενετικού (2,6-25,2% Mg) ασβεστίτη. Εστιάζοντας κυρίως στην φάση με τον πλούσιο σε Mg ασβεστίτη, τα περισσότερα δεδομένα βρίσκονται σε ένα εύρος 7,7-15,2% Mg, ενώ σε κάποιες περιπτώσεις οι τιμές φτάνουν στα επίπεδα του 25,2% κυρίως κατά τη διάρκεια του Μεσσηνίου. Αξιοσημείωτο είναι ότι αυτές οι τιμές μπορούν να αποδοθούν στην παρουσία των πλούσιου σε Mg ασβεστίτη/δολομίτη κρυστάλλων στην επιφάνεια του κελύφος των τρηματοφόρων, με το βαθμό διασκόρπισής τους να είναι ενδεικτική του ποσοστού ανάπτυξής τους. Η μέση τιμή 12-13% Mg που υπολογίσαμε σε κάθε διαγενετικό στάδιο υπερβαίνει κατά πολύ το περιεχόμενο του Mg που απαιτείται για την καθίζηση του βιογενούς ασβεστίτη των τρηματοφόρων. Τέτοιος ασβεστίτης πλούσιος σε Mg είναι τυπικός των θαλάσσιων αποθέσεων ανόργανου ασβεστίτη που προέρχεται απευθείας από το θαλασσινό νερό (Pearson et al., 2001; Regenberget al., 2007; Sabbatini et al., 2011), και είναι σε αντιστοιχία με το

περιεχόμενο (10-15% Mg, με μέγιστη αφθονία στα 13% Mg) των ανθρακικών ιζημάτων τόσο παράκτιων όσο και βαθιών περιβαλλόντων (Mucci, 1987).

4.8. Σταθερά ισότοπα οξυγόνου και άνθρακα

Οι μετρήσεις ισοτόπων οξυγόνου και άνθρακα που πραγματοποιήθηκαν στο είδος *G. obliquus* παρουσιάζονται στην Εικόνα 12. Στο πρώτο διάγραμμα που παρουσιάζει τα ισότοπα του οξυγόνου, παρατηρείται ένα εύρος τιμών από -2‰ έως 1‰. Στη βάση της τομής παρατηρούνται έντονες διακυμάνσεις. Από 7.4 έως 7.2 εκ. χρόνια παρατηρείται μία ψύχρανση των υδάτων όπως αυτή αντανάκλαται από τις τιμές των βαρύτερων ισοτόπων. Εν συνεχεία, αμέσως μετά το όριο του Τορτονίου με το Μεσσήνιο παρουσιάζεται σημαντική μείωση στο λόγο των ισοτόπων ^{18}O και ^{16}O ($\delta^{18}\text{O}$), η οποία πιστοποιείται από ελαφρύτερες τιμές έως και -2‰. Ωστόσο η τάση αυτή εξασθενίζει προς την κορυφή της τομής, όπου σημειώνονται ελαφρά θετικές τιμές (0 έως 1‰) πιστοποιώντας το ψυχρό συμβάν του Μεσσηνίου.



Εικ. 12 : Διάγραμμα μετρήσεων ισωτόπων οξυγόνου και άνθρακα που πραγματοποιήθηκαν στο είδος *G. obliquus* με την ηλικία.

Στο δεύτερο διάγραμμα παρουσιάζονται τα ισότοπα του άνθρακα, που σχετίζονται με την παραγωγικότητα, με εύρος τιμών από 0‰ έως 2‰. Στην περίοδο του Τορτονίου υπάρχει μία σταθερή εικόνα με πολύ μικρές διακυμάνσεις ενδεικτική ενός ευτροφικού περιβάλλοντος. Η εικόνα αυτή αλλάζει τελείως κατά τη διάρκεια του Μεσσηνίου, όπου παρουσιάζονται απότομες εναλλαγές στις μετρηθείσες τιμές που στο σύνολό τους χαρακτηρίζουν την μείωση των τροφικών στοιχείων στην υδάτινη στήλη.

4.9. Ο λόγος Mg/Ca ως παλαιοθερμοκρασιακή μέθοδος

Οι μετρήσεις του Mg/Ca κυμαίνονται από 4.88 έως 24.17 mmol/mol, με μέση τιμή 11.33 mmol/mol (Πιν. 2).

Δείγμα	Στρωματογραφικό επίπεδο (μέτρα)	Ηλικία (εκ.χρ.)	$^{24}\text{Mg}/^{43}\text{Ca}$	$^{88}\text{Sr}/^{43}\text{Ca}$
D1	1,3	7,61	19,37	1,27
D2	2,6	7,59		
D3	3,5	7,58	16,64	1,29
D4	6,4	7,54	4,88	1,31
D5	8,2	7,51	12,63	1,33
D6	9,3	7,49	5,92	
D7	10	7,48	10,42	1,37
D8	11,5	7,45	8,43	1,30
D9	14,3	7,42	8,13	1,32
D10	15,2	7,41	11,90	1,33
D11	16,7	7,39	11,21	1,32
D12	17,1	7,39	10,90	1,33
D13	18,8	7,37	9,56	1,27
D14	19,4	7,36	12,62	1,32
D15	22,2	7,28	8,46	1,29
D16	22,6	7,27	10,07	1,33
D17	24,2	7,25	11,99	1,29
D18	24,8	7,24	10,61	1,35
D19	26,2	7,21	6,37	1,28

D20	27,7	7,18	8,71	1,26
D21	29	7,15	6,15	1,27
D22	30,3	7,12	10,34	1,16
D23	32,4	7,08	6,56	1,27
D24	34,1	7,03	5,70	1,31
D25	35,8	6,98	6,02	1,28
D26	37,6	6,93	10,00	1,19
D27	38,1	6,91	12,61	1,18
D28	39,9	6,86	14,62	1,12
D29	41	6,83	16,05	1,08
D30	41,5	6,82	9,63	1,06
D31	43,4	6,79	8,28	1,18
D32	44,1	6,78	24,17	1,07
D33	44,9	6,77	9,28	2,18
D34	45,8	6,75	21,48	0,94
D35	46,1	6,75	21,70	1,04
D36	47,7	6,72	15,84	1,10
D37	48,9	6,70	12,28	1,29
D38	50,4	6,68	9,73	1,06

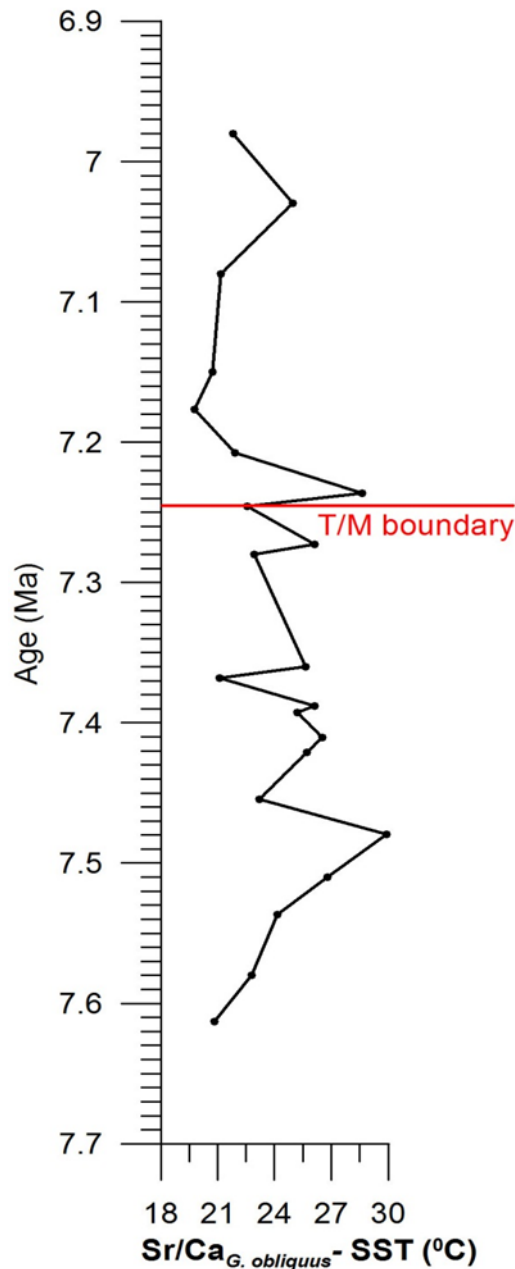
Πίνακας 2 : Γεωχημικά δεδομένα από αναλύσεις ιχνοστοιχείων στα κελύφη τρηματοφόρων.

Οι τιμές αυτές είναι αρκετά υψηλές, με αποτέλεσμα να δίνουν αρκετά μεγάλες τιμές θερμοκρασίας, συγκρίνοντας με αντίστοιχες τιμές θερμοκρασίας που εξάγονται από διαφορετικές μεθόδους (π.χ. αλκενόνες) τόσο εντός όσο και

εκτός της Μεσογείου για το Ανώτερο Μειόκαινο (Brachert et al., 2006; Tzanova et al., 2015).

4.10. Παλαιοθερμοκρασιακή μέθοδος Sr/Ca στα τρηματοφόρα

Οι τιμές του λόγου Sr/Ca που μετρήθηκαν στα κελύφη του είδους *G. obliquus* μετατράπηκαν σε τιμές θαλάσσιας επιφανειακής θερμοκρασίας μέσω της εξίσωσης $Sr/Ca=1.04+0.011*T$ (Lea et al., 1999). Όπως απεικονίζεται στο διάγραμμα της Εικόνας 13 κατά τη διάρκεια του Τορτονίου επικρατούσαν ιδιαιτέρως υψηλές τιμές θερμοκρασίας που κυμαίνονταν από 21 έως 29°C, με τις μέσες τιμές γύρω στους 25°C.



Εικ. 13 : Διάγραμμα του λόγου Sr/Ca που μετρήθηκαν στα κελύφη του είδους *G. obliquus* με την ηλικία.

Ωστόσο, στο σημείο αυτό αξίζει να αναφερθεί η αυξημένη μεταβλητότητα του κλιματικού συστήματος στην περίοδο του Τορτονίου συγκριτικά με αυτή του Μεσσηνίου (άνωτερο τμήμα της τομής). Με την έναρξη του Μεσσηνίου όμως, παρατηρείται μία εντυπωσιακή πτώση της θερμοκρασίας, της τάξεως των 11°C. Το ψυχρό αυτό συμβάν έχει παρατηρηθεί και σε άλλες

ισόχρονες τομές εντός (π.χ. τομή Monte dei Corvi στην βόρεια Ιταλία; Tzanova et al., 2015) και εκτός της Μεσογείου (π.χ. Ατλαντικός και Ειρηνικός Ωκεανός; Herbert et al., 2016). Στην κορυφή της τομής, παρατηρείται μία τάση επιστροφής στις προγενέστερες συνθήκες που επικρατούσαν κατά τη διάρκεια του Τορτονίου, με μια σχετικά θερμή υδάτινη στήλη, με μέσες τιμές θαλάσσιας επιφανειακής θερμοκρασίας γύρω στους 24 οC.

5. Συζήτηση

5.1. Διαγένεση

Μελέτες που έχουν γίνει σε τρηματοφόρα από την ημίκλειστη λεκάνη της Μεσογείου, έχουν δείξει αυξημένες τιμές του λόγου Mg/Ca, οι οποίες αντικατοπτρίζουν θερμοκρασίες που δεν συμβαδίζουν με αντίστοιχες τιμές που έχουν καταγραφεί στην ίδια περιοχή (Ferguson et al., 2008; Boussetta et al., 2011; Kontakiotis et al., 2011, 2012, 2016b, 2017). Αυτό συμβαίνει διότι είναι πιθανό να έχουν υποστεί δευτερογενείς επιδράσεις στο λόγο Mg/Ca, αλλοιώνοντας ή υπερεκτιμώντας το πρωτογενές σήμα. Γι' αυτό το λόγο είναι σημαντικό να απομονωθούν και να αξιολογηθούν αυτοί οι παράγοντες, έτσι ώστε να ποσοτικοποιήσουμε την ακριβή τιμή του λόγου και να ερμηνεύσουμε χωρίς σφάλματα τις θερμοκρασιακές μεταβολές.

Την τελευταία δεκαετία, μελέτες έδειξαν ότι αυτοί οι παράγοντες οφείλονται κατά κύριο λόγο στις διεργασίες της διαγένεσης που επηρεάζουν σε σημαντικό βαθμό τα πλαγκτονικά τρηματοφόρα (Hoogakker et al., 2009; van Raden et al., 2011; Boussetta et al., 2011; Kontakiotis et al., 2011, 2016b, 2017), σε αντίθεση με παλιότερες θεωρίες που υποστηρίζανε ότι η αλατότητα είναι ο κυρίαρχος παράγοντας που ελέγχει το λόγο Mg/Ca των τρηματοφόρων σε έντονα εβαποριτικά περιβάλλοντα. Το ενδεχόμενο οι διαγενετικές διεργασίες να υπο- ή υπερ-εκτιμούν τα αποτελέσματα των γεωχημικών αναλύσεων στα τρηματοφόρα έγκειται στο γεγονός ότι τα τρηματοφόρα είναι ευαίσθητα σε τέτοιου είδους χημικές μεταβολές (Sexton et al., 2006). Ο ασβεστίτης συναντάται στο θαλάσσιο περιβάλλον με μία μεγάλη ποικιλία από συναποθετικά ανιόντα και κατιόντα, τα περισσότερα από τα

οποία παρατηρούνται σε μικρές συγκεντρώσεις (<1 mol%). Εξαιρέση αποτελούν τα κατιόντα [Mg²⁺], τα οποία έχουν βρεθεί τόσο στους βιογενείς όσο και στους ανόργανους ασβεστίτες, με ένα εύρος συγκεντρώσεων πάνω από 20 mol% MgCO₃ (Morse et al., 2003).

Ο ανόργανος ασβεστίτης που βρίσκεται σε ταχεία ανάπτυξη, με συνέπεια να καθιστά τα ύδατα υπέρκορα, μπορεί να καλύψει το κέλυφος των τρηματοφόρων οδηγώντας τον λόγο Mg/Ca σε περισσότερο θετικές τιμές (Regenberg et al., 2007; Boussetta et al., 2011; Kontakiotis et al., 2011), δεδομένου ότι ο ανόργανος ασβεστίτης περιέχει περισσότερο Mg από αυτό που παράγει ο ίδιος ο οργανισμός (Mucci, 1987). Ο ανόργανος ασβεστίτης πλούσιος σε Mg επικάθεται στο τοίχωμα του τρηματοφόρου δημιουργώντας μία λεπτή επίστρωση, η οποία είναι δύσκολο να απομακρυνθεί εξ'όλοκλήρου κατά τη διάρκεια των σταδίων καθαρισμού που προηγήθηκαν. Σύμφωνα με τους van Raden et al. (2011), τα τρηματοφόρα που επηρεάζονται περισσότερο είναι αυτά που παρουσιάζουν μεγαλύτερο λόγο επιφάνειας/όγκο (π.χ. *G. bulloides*, *G. ruber*, *G. obliquus*). Οπτικά, ο διαχωρισμός του ανόργανου από τον βιογενή ασβεστίτη γίνεται εύκολα διότι ο ανόργανος αναπτύσσει μεγάλους κρυστάλλους, ισοσταθμισμένους σε μέγεθος και σχήμα, που αυξάνονται με ακτινωτά κατευθυνόμενους άξονες c (Crudeli et al., 2004). Στα πρώτα στάδια της διαγένεσης, οι βιογενείς ασβεστιτικοί κρύσταλλοι μετασχηματίζονται μέσω των διαδικασιών της ανάπτυξης των ανόργανων κρυσταλλινών που δρουν για να μειώσουν την ελεύθερη επιφάνειά τους, παράγοντας με αυτό τον τρόπο ισομεγέθεις και πιο μεγάλους κρυστάλλους (Hover et al., 2001).

Τα ιζήματα της Ανατολικής Μεσογείου χαρακτηρίζονται από το περιεχόμενο τους σε διαλυτά πολύμορφα του CaCO_3 : τον πλούσιο σε-Mg ασβεσίτη (High Magnesium Calcite, HMC; $<4\text{mol}\% \text{MgCO}_3$) και το διαλυτό φτωχό σε Mg ασβεσίτη (Low Magnesium Calcite, LMC; $>4\text{mol}\% \text{MgCO}_3$) (Thomson et al., 2004). Ο ωκεάνιος πυθμένας είναι ακόρεστος ως προς τον πλούσιο σε Mg ασβεσίτη, γεγονός που οδηγεί στην διάλυση τους, πριν ή μετά την απόθεση τους στα ωκεάνια ιζήματα των βαθέων υδάτων (Fabry & Deuser, 1991). Έτσι, αυτόν τον τύπο ασβεσίτη μπορούμε να τον συναντήσουμε μόνο σε ιζήματα που βρίσκονται κάτω από υπερκορεσμένα ύδατα σε ανθρακικό ασβέστιο, όπως για παράδειγμα (υπο)τροπικές περιοχές μικρού βάθους σε γεωγραφικά πλάτη παρόμοια με αυτό της Μεσογείου. Έχει μάλιστα αποδειχθεί ότι στη Μεσόγειο Θάλασσα ο πλούσιος σε Mg ασβεσίτης είναι διαγενετικής φύσεως (Thomson et al., 2004).

5.2. Ποικιλότητα στην ταφονομία των πλαγκτονικών τρηματοφόρων εντός της τομής

Η γενική εικόνα της μετάβασης ανθρακικών ιζημάτων από μάργες σε βιογενείς ασβεστόλιθους, είναι ότι υποβάλλονται σε διαδικασίες συμπαγοποίησης, διάλυσης, ανακρυστάλλωσης και τελικά σε λιθοποίηση (Schlanger & Douglas, 2009). Ταυτόχρονα τα τρηματοφόρα που βρίσκονται ενταφιασμένα στα ιζήματα υποβάλλονται σε διάλυση και δύναται να αναπτύξουν επικαθήσεις από πρόσθετα ορυκτά στην επιφάνειά τους κατά τη διάρκεια του τελικού σταδίου της διαγένεσης (Pearson et al., 2001; Edgar et al., 2015). Επιπλέον, το βάθος του ενταφιασμού, η ηλικία του ιζήματος, η λιθολογία και ο ρυθμός ιζηματογένεσης παίζουν σημαντικό ρόλο ελέγχοντας την έκταση της διαγένεσης

(Pearson et al., 2001; Sexton et al., 2006; Pearson & Burgess, 2008). Εργαστηριακά μοντέλα έχουν δείξει ότι η ανακρυστάλλωση βασίζεται σε μεγαλύτερο βαθμό στο διαγενετικό δυναμικό των ιζημάτων από λιθολογικής πλευράς σε σχέση με το βάθος ενταφιασμού (Rudnicki et al., 2010).

Ο βαθμός διατήρησης στα υπό μελέτη δείγματα καθορίστηκε με βάση την έκταση της διάλυσης και της απόθεσης ανόργανου ασβεστίτη στην επιφάνεια των κελυφών, καθώς και από τον υπολογισμό του ποσοστού των σπασμένων κελυφών για κάθε δείγμα. Η πρώτη εκτίμηση της διατήρησης για το κατώτερο τμήμα της τομής από παρατηρήσεις με το οπτικό μικροσκόπιο φανερώνει ότι η καλύτερη διατήρηση των πλαγκτονικών τρηματοφόρων συμβαίνει στο Τορτόνιο και κοντά στο όριο Τορτονίου-Μεσσηνίου. Αυτή η διαπίστωση ενισχύεται από την φύση των ιζημάτων (ημιπελαγικά ιζήματα πλούσια σε αργιλικά ορυκτά) που καλύπτουν το παραπάνω διάστημα εξαιτίας της αδιαπέραστης φύσης τους που εμποδίζουν την αλληλεπίδραση του ασβεστίτη των τρηματοφόρων με τα περιβάλλοντα ύδατα (Pearson et al., 2001). Σε αντίθεση, τα πιο διαπερατά ιζήματα (π.χ. ασβεστόλιθοι) οδηγούν σε φτωχότερη διατήρηση, λόγω της υψηλής χημικής αλληλεπίδρασης μεταξύ του ασβεστίτη των τρηματοφόρων και των υδάτων.

Η διάλυση του βιογενούς ασβεστίτη και η απόθεση του ανόργανου δευτερογενούς ασβεστίτη τόσο στην υδάτινη στήλη όσο και στην ιζηματογενής ακολουθία μπορεί να μεταβάλει την πρωτογενής γεωχημική σύσταση των τρηματοφόρων, και ενδεχομένως να οδηγήσει σε εσφαλμένα συμπεράσματα αναφορικά με την ανασύσταση του περιβάλλοντος (Norris & Wilson, 1998; Pearson et al., 2001; Sexton et al., 2006). Ειδικά σε έντονα εβαποριτικά (υπο)τροπικά περιβάλλοντα (π.χ.

Μεσόγειος θάλασσα, Ερυθρά θάλασσα, Καραϊβική θάλασσα) οι πληροφορίες που σχετίζονται με την μεταβαλλόμενη από την διαγένεση γεωχημική σύσταση τόσο των τρηματοφόρων όσο και των ιζημάτων, προερχόμενες από όλους τους τύπους των ιζημάτων όπως σύγχρονα επιφανειακά ιζήματα πυθμένα (Kontakiotis et al., 2011, 2017; Sabbatini et al., 2011; Boussetta et al., 2011; Antonarakou et al., 2012) και Νεογενείς αποθέσεις από πυρήνες (Regenberg et al., 2007; Hoogakker et al., 2009) ή από τομές (Hoogakker et al., 2009; Edgar et al., 2013, 2015; Ahm et al., 2018; Higgins et al., 2018), συνδυάζουν τον βιογενή και ανόργανη προέλευσης δευτερογενή ασβεστίτη, με αποτέλεσμα να αλλοιώνονται οι τιμές των ισοτόπων ($\delta^{18}\text{O}$, $\delta^{13}\text{C}$) ή/και οι λόγοι των ιχνοστοιχείων (Mg/Ca, Sr/Ca, B/Ca). Επιπλέον, παρά τις προόδους που έγιναν στο εργαστήριο από καλλιέργειες ειδών, με σκοπό την κατανόηση των φυσικών και χημικών ιδιοτήτων της υδάτινης στήλης, μελέτες (Raitzsch et al., 2010) έδειξαν παρόμοιες αποθέσεις υψηλού σε Mg ασβεστίτη τόσο στα βενθονικά όσο και στα πλαγκτονικά τρηματοφόρα. Ωστόσο, αξίζει να σημειωθεί ότι υπάρχει ακόμα αβεβαιότητα στην επιστημονική κοινότητα αναφορικά με τους μηχανισμούς που είναι υπεύθυνοι γι' αυτές τις αποθέσεις. Ακολουθώντας εμπειρικές παρατηρήσεις, τα τρηματοφόρα είναι δυνατόν να υποστούν εκτεταμένη ανακρυστάλλωση στο βάθος ενταφιασμού τους κατά τη διάρκεια της λιθοποίησης των ιζημάτων και συνεπώς δευτερογενείς αποθέσεις ανόργανου ασβεστίτη να αναπτυχθούν επάνω στα κελύφη (Baker et al., 1982). Αυτό κρίνεται ως ιδιαίτερος προβληματικό, επειδή συχνά η αλλαγή στην μορφολογία του δείγματος δεν είναι εύκολα διακριτή στο μικροσκόπιο, ιδίως όταν έχει υποστεί έντονη ανακρυστάλλωση. Συγκεκριμένα, οι πόροι του τοιχώματος και η επιφάνεια μπορεί να διατηρηθούν δίνοντας

την εσφαλμένη εντύπωση ότι το δείγμα είναι αρκετά καλά διατηρημένο. Αυτό μπορεί να συμβεί στα πλαγκτονικά τρηματοφόρα, τα οποία αποτελούν από τα κυριότερα αρχεία για τόσο για παλαιοωκεανογραφικούς όσο και για στρωματογραφικούς συσχετισμούς. Υπογραμμίζεται η αναγκαιότητα της εκτενής παρατήρησης των δειγμάτων στο ηλεκτρονικό μικροσκόπιο, ως δείκτη καθορισμού του καθεστώτος διατήρησης, με βάση το οποίο τρηματοφόρα θα μπορούσαν να χρησιμοποιηθούν για περαιτέρω γεωχημικές έρευνες ώστε να εκτιμηθεί ο βαθμός της διαγένεσης.

5.3. Παλαιοκλιματική εξέλιξη

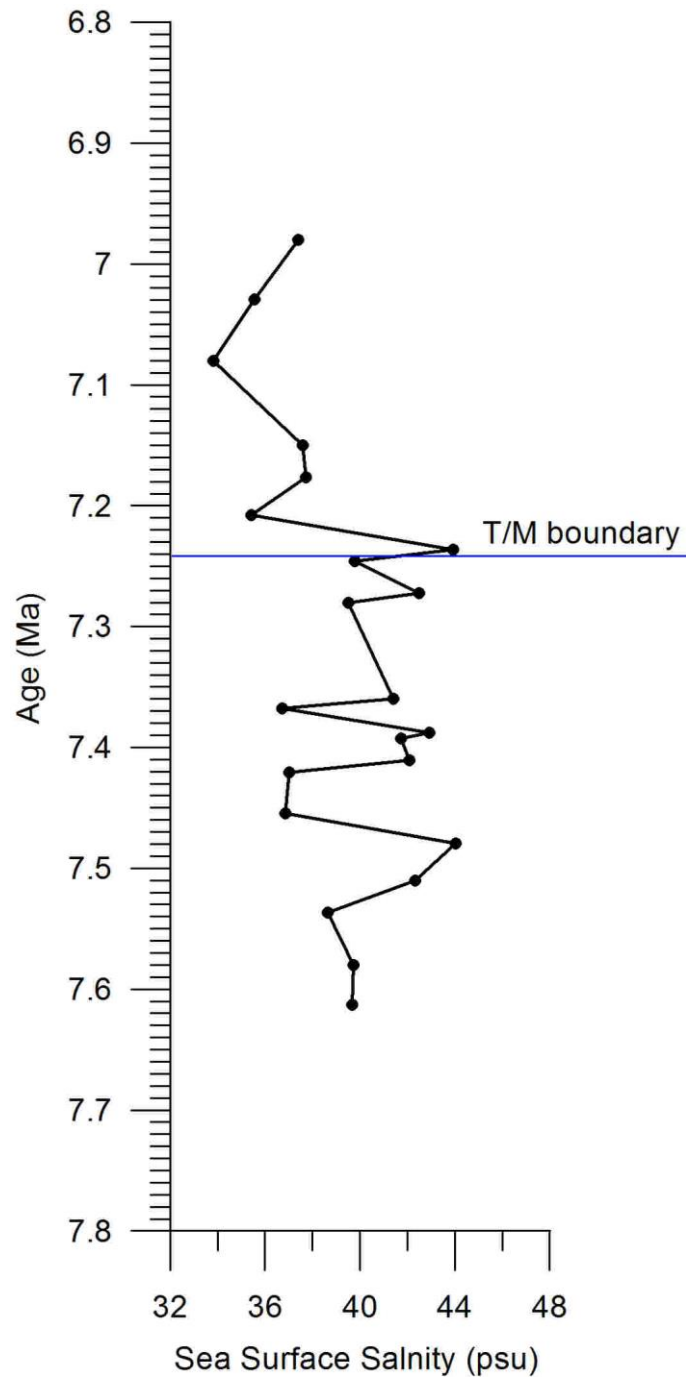
Η παλαιοπεριβαλλοντική εξέλιξη της Μεσογείου κατά την περίοδο του Ανωτέρου Μειοκαίνου παρουσιάζει μεταβολές που μπορεί να έχουν προκύψει σε συνάρτηση των περιβαλλοντικών παραμέτρων, όπως η θερμοκρασία, η ξηρότητα και το CO₂. Τα δεδομένα της παλαιοθερμοκρασίας δίνουν την δυνατότητα για ερμηνεία των μεταβολών της θερμοκρασίας της Μεσογείου. Έτσι προκύπτει ότι, η περίοδος από τα 8-6,7 εκ. χρ. χαρακτηρίζεται από χαμηλότερες τιμές θαλάσσιας επιφανειακής θερμοκρασίας σε σύγκριση με τον μέσο όρο των τιμών που επικρατούν την περίοδο από τα 12,9-8 εκ. χρ. (Tzanova et al., 2015). Επιπλέον, σε αυτό το διάστημα οι μεταβολές της θερμοκρασίας αυξάνουν, με διαφορά 4-5 βαθμών, συγκρίνοντας με τα ~8 εκ. χρ. που η αντίστοιχη διαφορά είναι 1-2 βαθμούς (Tzanova et al., 2015). Συγκεκριμένα, το όριο Τορτόνιο-Μεσσήνιο (7,2 εκ. χρ.) σηματοδοτείται από ψυχρό γεγονός που τελειώνει με ανάκαμψη της θερμοκρασίας την περίοδο πριν την Κρίση Αλμυρότητας του Μεσσηνίου. Μάλιστα, οι τιμές που

υπολογίστηκαν φτάνουν σε επίπεδα παρόμοια με τα σημερινά (~19°C) (NOAA, 2005) Το ψυχρό αυτό γεγονός σηματοδοτείται επίσης από την πρώτη εμφάνιση του είδους *Globorotalia conomiozea* στην Μεσόγειο, και συνδέεται με την είσοδο του ψυχρού ρεύματος από τον Ατλαντικό στην λεκάνη (Hodell et al., 1989; Krijgsman et al., 1997; Montanari et al., 1997). Η εισροή των ψυχρών υδάτων του Ατλαντικού επηρέασε ολόκληρη τη Μεσόγειο και το γεγονός αυτό είναι γνωστό στη διεθνή βιβλιογραφία με τον όρο «siphon event» (van Assen et al., 2006; Ivanovic et al., 2013). Η γενικότερη πτωτική τάση της θερμοκρασίας ξεκίνησε περίπου στα 7.4 εκ. χρόνια, με το μέγιστό της να παρατηρείται στο όριο Τορτονίου-Μεσσηνίου, ενώ από τα 7.0 εκ. χρόνια παρατηρείται μία επαναφορά του κλιματικού συστήματος σε μέσες τιμές του Τορτονίου.

5.4. Εκτίμηση της θαλάσσιας επιφανειακής αλατότητας στο Ανώτερο Μειόκαινο

Οι τιμές της θαλάσσιας επιφανειακής αλατότητας που υπολογίστηκαν παρουσιάζουν ένα εύρος από 33,82 έως 44,03 psu (Εικ. 14), και συμφωνούν με τις αντίστοιχες τιμές που έχουν υπολογιστεί (Tzanova, 2015; Brachert et al., 2015) ή προβλεφτεί μέσω μοντέλων για την προ-εβαποριτική φάση του ανωτέρου Μειοκαίνου στη Μεσόγειο (Simon et al., 2017). Συνολικά, οι μελέτες δείχνουν μία υπεράλμυρη υδάτινη στήλη με τιμές αλατότητας που φτάνουν ή ακόμα ξεπερνούν τα 40 psu. Σε αυτό το μεταβατικό χρονικό διάστημα μεταξύ των γεγονότων της κρίσης αλμυρότητας του Μεσσηνίου (MSC) και του Τορτονίου (TSC), η ακολουθία από τρεις φάσεις απομόνωσης, μεταβλητής διάρκειας και έκτασης είναι διακριτές. Οι παραπάνω φάσεις στο σύνολό τους φανερώνουν την ανάπτυξη συνθηκών

περιβαλλοντικού στρες (μαρτυράται επίσης από τα βενθονικά τρηματοφόρα και τα γεωχημικά δεδομένα στην υπό μελέτη τομή; Kouwenhoven et al., 2003; Kouwenhoven & van der Zwaan, 2006) που καταλήγουν στην κρίση αλμυρότητας του Μεσσηνίου. Η πρώτη φάση συμβαίνει αμέσως μετά το τέλος της μέγιστης φάσης απομόνωσης του Τορτονίου (TSC) (7,8-7,6 εκ. χρόνια; Krijgsman et al., 2000) γύρω στα 7,51- 7,48 εκ. χρόνια, παράγοντας υφάλμυρα ύδατα με τιμές αλατότητας από 42,32 έως 44,03 psu.



Εικ. 14 : Απεικόνιση των μεταβολών της θαλάσσιας επιφανειακής αλατότητας κατά την μετάβαση από το Τορτόνιο στο Μεσσήνιο.

Το δεύτερο γεγονός τοποθετείται στα 7,41-7,39 εκ. χρόνια, είναι εξίσου σύντομο και παρουσιάζει περίπου το ίδιο εύρος τιμών (41,72-42,92 psu) με το πρώτο. Και τα δύο αυτά γεγονότα φαίνεται να διαχωρίζονται μεταξύ τους από σύντομες παύσεις

(ενδεικτικές συνθηκών μειωμένης αλατότητας) που χρονολογούνται στα 7,54, 7,45-7,42 και 7,37 εκ. χρόνια αντίστοιχα. Αυτή η ανασύσταση του παλαιοπεριβάλλοντος δείχνει ότι η αυξητική τάση της αλατότητας στην υδάτινη στήλη δεν ήταν μονότονη κατά την διάρκεια αυτής της περιόδου, αφού συχνά διακοπτόταν από επεισόδια μειωμένης αλατότητας. Το συμπέρασμα αυτό ενισχύεται από τα δεδομένα των Kouwenhoven et al. (2003), που έδειξαν ότι οι συνθήκες αυξημένου στρες (ελλιπής οξυγόνωση και αυξημένη αλατότητα) στην υδάτινη στήλη ήταν περισσότερο εμφανής σε βαθύτερα περιβάλλοντα (π.χ. τομές Monte del Casino, Monte Gibliscemi, και Μετόχια). Η επιστροφή σε υψηλότερες τιμές αλατότητας (39,79-43,92 psu) και την περίοδο που καταγράφονται οι πιο αλμυρές συνθήκες απαντά στα 7,36-7,24 εκ. χρόνια, διάστημα που αντιπροσωπεύει τη μεγαλύτερη και πιο έντονη παροξισμική φάση. Η τελευταία μπορεί να συσχετιστεί με το ψυχρό και υφάλμυρο γεγονός κοντά στο όριο του Τορτονίου - Μεσσηνίου στην Μεσόγειο και στις παραμεθόριες περιοχές (Hodell et al., 1989,1994; Benson et al., 1991; Tzanova et al., 2015). Ακολουθώντας αυτό το υφάλμυρο διάστημα, παρατηρούμε μία τάση μείωσης της θαλάσσιας επιφανειακής αλατότητας της τάξεως των 5 psu κατά μέσο όρο, με τις σημαντικότερες διακυμάνσεις να χαρακτηρίζονται από ελάχιστες (33,82-35,42 psu) και μέγιστες (37,39-37,72 psu) τιμές αντιστοίχως.

6. Σύνθεση-Συμπεράσματα

Το Μειόκαινο αποτελεί μία περίοδο κατά την οποία η Μεσόγειος υπέστη αξιοσημείωτες παλαιοπεριβαλλοντικές και παλιωκεανογραφικές μεταβολές. Τα τεκτονικά συμβάντα που έλαβαν χώρα στο χώρο της Μεσογείου διαφοροποίησαν την σύνδεση της με τον Ατλαντικό ωκεανό, αποκόβοντας την επικοινωνία μεταξύ τους. Οι αλλαγές αυτές επιφέραν μεταβολές και στην κυκλοφορία των υδάτων. Η μελέτη επικεντρώθηκε στην τομή Φανερωμένη, της νήσου Κρήτης. Στο Ανώτερο Τορτόνιο, από τα 7,61-7,24 εκ. χρόνια επικρατούσε μία θερμή υδάτινη στήλη με θερμοκρασίες μεγαλύτερες των 25⁰C και η αλατότητα ξεπερνούσε τους 40‰. Στο χρονικό αυτό διάστημα παρατηρούνται επίσης δύο ψυχρά και σχεδόν ισόχρονα συμβάντα στα 7,45-7,42 και 7,38-7,36 εκ. χρόνια όπου η θαλάσσια επιφανειακή θερμοκρασία καταγράφει ελάχιστες τιμές της τάξεως των 22 και 20⁰C αντιστοίχως. Παράλληλα, παρατηρείται επιστροφή σε συνθήκες ανοιχτής θάλασσας με μείωση των τιμών αλατότητας της τάξεως των 4‰. Στα 7,2 εκ. χρόνια παρατηρείται σημαντική πτώση τόσο της θερμοκρασίας (19-23⁰C) όσο και της αλατότητας (35-38‰) με μείωση κοντά στις 10 μονάδες και στις δύο περιπτώσεις η οποία αντιστοιχεί στο γνωστό από τη βιβλιογραφία “siphon event”. Οι παραπάνω συνθήκες που χαρακτηρίζουν το όριο Τορτονίου/Μεσσηνίου συνεχίζονται μέχρι τα 6,9 εκ. χρόνια.

Η ποιοτική και ποσοτική ανάλυση που έγινε στα πλαγκτονικά τρηματοφόρα, καθώς και οι ιζηματολογικές, γεωχημικές και ορυκτολογικές αναλύσεις οδήγησαν στα ακόλουθα συμπεράσματα:

- Το προ-εβαποριτικό τμήμα της τομής Φανερωμένη αντιστοιχεί στο χρονικό διάστημα από 7,6 έως 6,7 εκ. χρ. και προηγείται της Κρίσης Αλμυρότητας του Μεσσηνίου.
- Η μελέτη της ταφονομίας και της διατήρησης των πλαγκτονικών τρηματοφόρων είναι αντιπροσωπευτική τριών διαγενετικών σταδίων, με αύξηση του βαθμού διαγενετικής μεταβολής από το Τορτόνιο στο Ανώτερο Μεσσήνιο.
- Ο συνδυασμός των γεωχημικών αναλύσεων και του ηλεκτρονικού μικροσκοπίου σάρωσης αποτελεί οδηγό για τη σωστή εφαρμογή της παλαιοθερμοκρασιακής μεθόδου Sr/Ca στα πλαγκτονικά τρηματοφόρα σε Νεογενείς ιζηματογενείς ακολουθίες.
- Η παλαιοπεριβαλλοντική ανασύσταση που πραγματοποιήθηκε κατέδειξε την ύπαρξη ιδιαιτέρως θερμών και υφάλμυρων συνθηκών, οι οποίες διακόπτονται από μικρής κλίμακας περιόδους, όπου επικρατούσαν κανονικές θαλάσσιες συνθήκες.
- Μετά το όριο Τορτονίου/Μεσσηνίου παρατηρείται μεταβολή των περιβαλλοντικών συνθηκών λόγω της εισροής ψυχρών υδάτων από τον Ατλαντικό ωκεανό.
- Κατά τη διάρκεια του Μεσσηνίου, η υδάτινη στήλη παραμένει ψυχρή με ταυτόχρονη ανάπτυξη συνθηκών περιβαλλοντικού στρες λόγω της μειωμένης αλατότητας.
- Η συσχέτιση της προεβαποριτικής ακολουθίας της τομής Φανερωμένη και της τομής Monte dei Corvi στην Ιταλία, τόσο από λιθολογικής, όσο και από γεωχημικής απόψεως, παρουσιάζουν ομοιότητες, δεικνύοντας όμοιες παλαιοπεριβαλλοντικές συνθήκες σε όλη την έκταση της ανατολικής Μεσογείου.

7. Βιβλιογραφία

- Adams, G.C., Gentry, A.W., Whybrow, P.J., 1983. Dating the terminal Tethyan event. *Utr. Micr. Bull.*, 30, 273-298.
- Agiadi, K., Antonarakou, A., Kontakiotis, G., Kafousia, N., Moissette, P., Cornée, J.J., Manoutsoglou, E., Karakitsios, V., 2017. Connectivity controls on the late Miocene eastern Mediterranean fish fauna. *Int. J. Earth Sci.* 106, 1147–1159.
- Ahm, A.S.C., Bjerrum, C.J., Blättler, C.L., Swart, P.K. Higgins, J.A., 2018. Quantifying early marine diagenesis in shallow-water carbonate sediments. *Geochim. Cosmochim. Acta*.
- Anastasakis, G.C., Dermitzakis, M.D., 1986. Upper Cenozoic Connections of the Aegean to the Eastern Mediterranean: Marine Geological Evidence as compared to the fossil mammals of the region, *Rapports et process-verbeaux des reunions*, vol. 30, Fasc. 2, p. 70, Commission International pour l'Exploration Scientifique de la mer Méditerranée, Monaco.
- Angelier, J., 1977. Sur les mouvements égeens depuis le Miocene Superieur: l' évolution recente de la courbure sud-hellenique. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 284, 1037-1040.
- Angelier, J., 1979. Recent Quaternary tectonics in the Hellenic Arc: examples of geological observations on land. *Tectonophysics*, 52, 267-275.
- Angelier, J., Dumont, J.F., Karamanderesi, H., Poisson, A., Simsek, S., Uysal, S., 1981. Analyses of fault mechanisms and expansion of southwestern Anatolia since the Late Miocene. *Tectonophysics*, 75, T1-T9
- Angelier, J., Lyberis, N., LE Pichon, X., Barrier, E., Huchon, P., 1982. The tectonic development of the Hellenic Arc and the Sea of Crete: a synthesis, In: X. Le Pichon, S.S. Augoustithis and J. Mascle (Eds), *Geodynamics of the Hellenic Arc and Trench*. *Tectonophysics*, 86, 159-196.

- Antonarakou, A., 2001. Biostratigraphic and paleoenvironmental implications on Miocene sediments of Eastern Mediterranean (Gavdos Island). PhD Thesis, *Gaia*, 20, 1-250.
- Αντωναρακου, Α., Ντρινια, Χ., Δερμιτζακης, Μ.Δ., 1999. Αστρονομικοί κύκλοι και ιζηματογενείς ακολουθίες. Παλαιοκλιματικές εφαρμογές, Πρακτικά 5ου Πανελληνίου Γεωγραφικού Συνεδρίου, Νοέμβριος 1999, Αθήνα, 610-619.
- Antonarakou, A., Drinia, H., Tsaparas, N., Dermitzakis, M.D., 2007. Micropaleontological parameters as proxies of Late Miocene surface water properties and paleoclimate in Gavdos Island, Eastern Mediterranean, *Geodiversitas*, 29, 379–399.
- Antonarakou, A., Kontakiotis, G., Triantaphyllou, M.V., Mortyn, P.G., Martínez-Botí, M.À., 2012. *Globigerinoides ruber*: Key-species of carbonate diagenesis for Mg/Ca paleothermometry in high salinity settings. Proceedings of the 10th Symposium Oceanography and Fisheries, p. 1-10.
- Antonarakou, A., Kontakiotis, G., Mortyn, P.G., Drinia, H., Sprovieri, M., Besiou, E., Tripsanas, E., 2015. Biotic and geochemical ($\delta^{18}\text{O}$, $\delta^{13}\text{C}$, Mg/Ca, Ba/Ca) responses of *Globigerinoides ruber* morphotypes to upper water column variations during the last deglaciation, Gulf of Mexico. *Geochim. Cosmochim. Acta* 170, 69-93. doi: 10.1016/j.gca.2015.08.003.
- Antonarakou, A., Kontakiotis, G., Vasilatos, C., Besiou, E., Zarkogiannis, S., Drinia, H., Mortyn, P.G., Tsaparas, N., Makri, P., Karakitsios, V., 2018a. Evaluating the effect of marine diagenesis on Late Miocene pre-evaporitic sedimentary successions of eastern Mediterranean Sea. 4th World Multidisciplinary Earth Sciences Symposium WMESS 2018, IOP: *Earth & Environmental Sciences*.

- Antonarakou, A., Kontakiotis, G., Zarkogiannis, S., Mortyn, P.G., Drinia, H., Koskeridou, E., Anastasakis, G., 2018b. Planktonic foraminiferal abnormalities in coastal and open marine eastern Mediterranean environments: A natural stress monitoring approach in recent and early Holocene marine systems, *J. Mar. Syst.*, 181, 63-78, <https://doi.org/10.1016/j.jmarsys.2018.02.004>.
- Aubouin, J., 1971. Reflexion sur la tectonique de faille plio-quadernaire. *Geol. Rdsch.*, 60, 833-848
- Aubouin, J., Dercourt, J., 1965. Sur la geologie de l' Egee: regard sur la Crete (Grece). *Bull. Soc. Geol. France*, (7), t. VII, 787-821
- Baker, P. A., Gieskes, J. M., Elderfield, H. (1982). Diagenesis of carbonates in deep-sea sediments; evidence from Sr/Ca ratios and interstitial dissolved Sr²⁺ data. *J. Sed. Res.*, 52(1), 71-82.
- Barron, J.A., Keller, G., 1982. Widespread Miocene deep-sea hiatuses. Coincidence with periods of global cooling. *Geology*, 10, 577-581.
- Baumann, A., Best, G., Gwosdz, W., Wachendorf, H., 1976. The nappe pile of eastern Crete. *Tectonophysics*, 30, 33–40.
- Bé, A.W.H., Tolderlund, D.S., 1971. Distribution and ecology of living planktonic foraminifera in surface waters of the Atlantic and Indian Oceans, In: B.M. Funnel and W.R. Riedel (Ed.), *The micropaleontology of Oceans*, 105-149.
- Bé, A.W.H., Hutson, W.H., 1977. Ecology of planktonic foraminifera and biogeographic patterns of life and fossil assemblages in the Indian Ocean. *Micropaleontology*, 23, 369-414.
- Bellanca, A., Caruso, A., Ferruzza, G., Neri, R., Rouchy, J.M., Sprovieri, M., Blanc-Valleron, M.M., 2001. Transition from marine to hypersaline conditions in the Messinian Tripoli

- Formation from the marginal areas of the central Sicilian basin. *Sediment. Geol.*, 140 (1–2), 87–105.
- Beltran, C., Flores, J.A., Sicre, M.A., Baudin, F., Renard, M., de Rafelis, M., 2011. Long chain alkenones in the Early Pliocene Sicilian sediments (Trubi Formation - Punta di Maiata section): Implications for the alkenone paleothermometry. *Paleogeogr. Paleoclimatol. Paleoecol.*, 308, 253-263.
- Bemis B. E., Spero H. J., Bijma J., Lea, D. W., 1998. Reevaluation of the oxygen isotopic composition of planktonic foraminifera: experimental results and revised paleotemperature equations. *Paleoceanography* 13(2), 150–160. <http://dx.doi.org/10.1029/98PA00070>.
- Benson, R.H., Rakic-EL-Bied, K., 1991. The Messinian parastratotype at Cuevas del Almanzora, Vera Basin, SE Spain: Refutation of the deep-basin, shallow-water hypothesis? *Micropaleontology*, 37, 289-302.
- Benson, R.H., Rakic-El Bied, K., Bonaduce, G., 1991. An important current reversal (influx) in the Rifian Corridor (Morocco) at the Tortonian-Messinian boundary: The end of the Tethys Ocean. *Paleoceanography*, 6, 164-192.
- Benson, R.H., Hayek, L.A., Modell, D.A., Rakic-El-Bied, K., 1995. Extending the climate precision curve back into the late Miocene by signature template comparison. *Paleoceanography*, 19, 5-20.
- Bergametti, G., Gomes, L., Coude-Gaussen, G., Rognon, P., Le Costumer, M.N., 1989. African dust observed over Canary Islands: source-regions identification and transport pattern for some summer situations. *J. Geophys. Res.*, 94, 14855–14864.
- Berggren, W.A., 1982. Role of ocean gateways in climatic changes, *Studies in Geophysics, Climate in Earth History*, National Academy of Sciences Press, Washington, D.C., 43-54.

- Bertini, A., Londeix, L., Maniscalco, R., Di Stefano, A., Suc, J.P., Clauzon, G., Gautier, F., Grasso, M., 1998. Paleobiological evidence of depositional conditions in the salt Member, Gessoso-Solfifera Formation (Messinian, Upper Miocene) of Sicily. *Micropaleontology*, 44/4, 413-433.
- Bickert, T., Haug, G. H., Tiedemann, R., 2004. Late Neogene benthic stable isotope record of Ocean Drilling Program Site 999: Implications for Caribbean paleoceanography, organic carbon burial, and the Messinian Salinity Crisis. *Paleoceanography*, 19(1).
- Blanc-Valleron, M.-M., Pierrel, C., Caulet, J.P., Caruso, A., Rouchy, J.M., Cespuglio, G., Sprovieri, S., Pestrea, S, Di Stefano, E., 2002. Sedimentary, stable isotope and micropaleontological records of paleoceanographic change in the Messinian Tripoli Formation (Sicily, Italy). *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, 185, 255-286.
- Bohme, M., Ilg, A., Winklhofer, M., 2008. Late Miocene "washhouse" climate in Europe. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 275, 393-401.
- Bohme, M., Winklhofer, M., Ilg, A., 2011. Miocene precipitation in Europe: Temporal trends and spatial gradients. *Paleogeogr. Palaeoclimatol. Paleoecol.*, 304, 212-218.
- Bonneau, M., 1984. Correlation of the Hellenide nappes in the south-east Aegean and their tectonic reconstruction. In: Dixon J.E. & Robertson A.H.F. "the geological evolution of the eastern Mediterranean", Geological Society, Blackwell scientific publications Ltd edit., Oxford, London, Edimbourg, Boston, Palo Alto, Caarlton, Sp. Publ. no 17, 517-527.
- Boussetta, S., Bassinot, F., Sabbatini, A., Caillon, N., Nouet, J., Kallel, N., Rebaubier, H., Klinkhammer, G., Labeyrie, L., 2011. Diagenetic Mg-rich calcite in Mediterranean sediments:

- quantification and impact on foraminiferal Mg/Ca thermometry. *Mar. Geol.*, 280, 195–204.
- Brachert T.C., Reuter M., Kroeger K.F., Lough J., 2006. Coral growth bands: a new and easy to use paleothermometer in paleoenvironment analysis and paleoceanography (late Miocene, Greece). *Paleoceanography* 21, PA4217.
- Brachert, T.C., Bornemann, A., Reuter, M., Galer, S.J., Grimm, I., Fassoulas, C., 2015. Upwelling history of the Mediterranean Sea revealed by stunted growth in the planktic foraminifera *Orbulina universa* (early Messinian, Crete, Greece), *Int. J. Earth Sci.*, 104, 263, <https://doi.org/10.1007/s00531-014-1076-8>.
- Brolsma, M.J., 1978. Quantitative foraminiferal analysis and environmental interpretation of the Pliocene and topmost Miocene on the south coast of Sicily. *Utr. Micr. Bull.* 18, p. 159.
- Calieri, R., 1996. Planktonic foraminiferal biostratigraphy and cyclostratigraphy of the Tortonian-Messinian boundary: preliminary results from the Faneromeni section (Crete). *Palaeopelagos*, 6, 329-338.
- Calieri, R., 1997. Biostratigrafia e cicli paleoclimatologici del Messiniano inferiore (confronta tra I sedimenti del versante Adriatico e guelli del Mediterraneo orientale), *Ph.D. Thesis*, Univ. Bologna.
- Caputo R., Catalano S., Monaco C., Romagnoli G., Tortorici G., Tortorici L., 2010. Active faulting on the island of Crete (Greece). *Geophys J Int* 183:111–126.
- Carminati, E., Wortel, M.J.R., Spakman, W, Sabadani, R., 1998. The role of slab detachment processes in the opening of the western-central Mediterranean basins: some geological and geophysical evidence. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 160, 651–665.

- Castradori, D., 1993. Calcareous nannofossils and the origin of eastern Mediterranean sapropels. *Paleoceanography*, 8, 459-471.
- Cita, M.B., 1976. Biodynamic effects of the Messinian Salinity Crisis on the evolution of planktonic foraminifers in the Mediterranean. *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, 20, 23-42.
- Cita, M.B., 1981. Distribution of evaporates in the Neogene of the Mediterranean, the Paratethys and the Middle East. Background and motivation. *Ann. Geol. des Pays Hellen.*, 4, 219-231.
- Cita, M.B., 1991. Anoxic basins of the eastern Mediterranean: An overview. *Paleoceanography*, 6, 133-141.
- Cleaveland, L.C., Herbert, T.D., 2009. Preservation of the alkenone paleotemperature proxy in uplifted marine sequences: A test from the Vrica outcrop, Crotona, Italy. *Geology*, 37, 179-182.
- Colalongo, M.L., Pasini G., Sartoni, S., 1981. Remarks on the Neogene/Quaternary boundary and the Vrica Section (Calabria, Italy). *Boll. Soc. Pal. Ital.*, 20, 99-120.
- Craig, H., Gordon, L.I., 1965. Deuterium and oxygen-18 variations in the ocean and marine atmosphere, in *Stable Isotopes in Oceanographic Studies and Paleotemperatures*, edited by E. Tongiorgi, pp. 9 – 130, Lab. Geol. Nucl., Pisa, Italy.
- Crudeli, D., Young, J.R., Erba, E., de Lange, G.J., Henriksen, K., Kinkel, H., Slomp, C.P., Ziveri, P., 2004. Abnormal carbonate diagenesis in Holocene–Late Pleistocene sapropel-associated sediments from Eastern Mediterranean; evidence from *Emiliana huxleyi* coccolith morphology. In: Villa, G., Lees, J.A., Bown, P.R. (Eds.), *Calcareous Nannofossil Palaeoecology and*

- Palaeocenographic Reconstructions, *Mar. Micropaleontol.* vol. 52/1-4, pp. 217– 240.
- De Visser J.P., Ebbing J.H.J., Gudjonsson L., Hilgen F.J., Jorissen F.J., Verhallen P.J.J.M. Zevenboom, D., 1989. The origin of rhythmic bedding in the Pliocene Trubi Formation of Sicily, southern Italy. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, 69, 45-66.
- Dercourt, J., Ricou, L.E., Vrielynck, B., 1993. Atlas Tethys Palaeoenvironmental Maps. *Gauthier Villars, Paris*, p. 307.
- Dermitzakis, M.D., 1969. Geological researches of the Neogene deposits of the Hierapetra province in Crete, *Ann. geol. des Pays Hell.*, Athens, ser. 1, t. XXI, 342-484.
- Δερμιτζακης, Μ.Δ., 1978. Στρωματογραφία και ιστορία ιζηματογένεσως του Μειοκαίνου της νήσου Ζακύνθου. *Ann. Geol. des Pays Hellen.*, 29, 47-186.
- Dermitzakis, M.D., 1979. Biostratigraphic observations of the Upper Miocene deposits in Armyri Panayia section (Heraklion province-Central Crete). *Bull. Geol. Soc. Greece*, A, 3, 1321-1331.
- Δερμιτζακης, Μ.Δ., 1991. Στρωματογραφικά συμβάντα και γεωλογική εξέλιξη της Κρήτης κατά τον Ανώτερο Καινοζωικό αιώνα. Πεπραγμένα ΣΤ΄ Διεθνούς Κρητολογικού Συνεδρίου, τομ. Β΄, 215-252.
- Dermitzakis, M.D., Papanikolaou, D., 1980. The molasses of Paros Island, Aegean Sea. *Ann. Naturhist. Mus. Wien*, 83, 59-71.
- Dermitzakis, M.D., Georgiades-Dikeouli, E., 1979. Macrofauna and Planktonic Foraminifera of the Armenopetra section in Keratokambos-Viannou area (E. Crete), *Ann. Geol. des Pays Hellen.*, Tome hors serie, fasc. I., 309-314, Viith Int. Congress on Medit. Neogene, Athens 1979.

- Dermitzakis, M.D., Georgiades-Dikeoulia, E., 1980. Biostratigraphic observations of the Late Cenozoic Invertebrate fauna from the Aegean region, Abstr., 26e Intern. *Congres Geolog.*, 224, Paris
- Dermitzakis, M.D., Papanikolaou, D., 1981. Paleogeography and Geodynamics in the Aegean region during Neogene, VIIth. Int. Congress on Medit. Neogene, Athens 1979, *Ann. Géol. des Pays Hellén.*, IV, 245-289.
- Dermitzakis, M.D., Georgiades-Dikeoulia, E., 1982. Pliocene faunal assemblages in Atsipades section at Heraklion Province (E. Crete, Greece), Rap. et proces-verbaux des Reunions, 27, Symp. Geod. region Medit. CIESM, Cannes, December 2-11.
- Dermitzakis, M.D., Georgiades-Dikeoulia, E., 1984. Paleoecological aspects on foraminifera assemblages of the section Armenopetra (Viannou are, Crete island), *Geologicky Zbornik, Geologica carpathica*, Bratislava, 35, 2, 223-229.
- Dermitzakis, M.D., Georgiades-Dikeoulia, E., 1987. Biozonation of the Neogene invertebrate Megafauna of the Hellenic area, Proc. VIIIth. Int. Neogene Congress Budapest 1985, *Ann. Hungarian Geol. Institut*, 70, 125-136.
- Dermitzakis, M.D., Triantaphyllou, M.V., 1990. Ecostratigraphical observations at the eastern part of Corinthiakos Gulf, *Ann. Geol. des Pays Hellen.*, XXXIV, 127-161.
- Di Stefano, A., Verducci, M., Lirer, F., Ferraro, L., Iaccarino, S.M., Hüsing, S.K., Hilgen, F.J., 2010. Paleoenvironmental conditions preceding the Messinian Salinity Crisis in the Central Mediterranean: Integrated data from the Upper Miocene Trave section (Italy), *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, 297, 37-53.
- Drinia, H., Antonarakou, A., 2003. Late Miocene paleoclimatic variations in the Eastern Mediterranean. An ecostratigraphical

- approach, *Neues Jahrbuch fur Geologie und Palaontologie*, 10, 603-616.
- Drinia, H., Antonarakou, A., 2012. Palaeoceanography of the Miocene (Tortonian) deposits of the Pre-Apulian zone, western Greece, as recorded by foraminifer and stable isotope records. *Int. J. Earth Sci.*, 101, 521–534, doi:10.1007/s00531-011-0684-9.
- Drinia, H., Antonarakou, A., Dermitzakis, M.D., Doukas, C., 2004. Foraminiferal Sequence Biostratigraphy of the Middle Miocene Potamos Section from Gavdos Island, Greece. *Cour. Forsch. –Inst. Seckenberg*, 249, 29-43.
- Drinia, H., Koskeridou, E., Antonarakou, A., 2005. Late Pliocene benthic foraminifera and mollusks from the Atsipades Section, Central Crete; Palaeoecological distribution and use in palaeoenvironmental assessment. *Geobios*, 38, 3, 315-324, <https://doi.org/10.1016/j.geobios.2003.11.008>.
- Drinia, H., Koskeridou, E., Antonarakou, A., 2006. Benthic foraminifera assemblages from the Late Pliocene Iraklion Basin in Central Crete, Greece. *Neues Jahrbuch fur Geologie und Palaontologie – Abhandlungen*, 239, 3, 341-366.
- Drinia, H., Antonarakou, A., Tsaparas, N., Kontakiotis, G., 2007. Palaeoenvironmental conditions preceding the Messinian Salinity Crisis: A case study from Gavdos Island. *Geobios*, 40, 251–265.
- Drinia, H., Antonarakou, A., Kontakiotis, G., 2008. On the occurrence of Early Pliocene marine deposits in Ierapetra basin, E. Crete. *Bull. Geosci.*, 83, 63–78.
- Drooger, C.W., Meulenkamp, J.E., 1973. Stratigraphic contributions to geodynamics in the Mediterranean area: Crete as a case history. *Bull. Geol. Soc. Greece*, 10, 193-200.

- Edgar, K.M., Pälike, H., Wilson, P.A., 2013. Testing the impact of diagenesis on the $\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^{13}\text{C}$ of benthic foraminiferal calcite from a sediment burial depth transect in the equatorial Pacific. *Paleoceanography*, 28, 468-480.
- Edgar, K.M., Anagnostou, E., Pearson, P.N., Foster, G.L., 2015. Assessing the impact of diagenesis on $\delta^{11}\text{B}$, $\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{18}\text{O}$, Sr/Ca and B/Ca values in fossil planktic foraminiferal calcite. *Geochim.Cosmochim. Acta*, 166, 189-209.
- Elderfield, H., Ganssen, G., 2000. Past temperature and $\delta^{18}\text{O}$ of surface ocean waters inferred from foraminiferal Mg/Ca ratios. *Nature*, 405, 442-445.
- Elderfield, H., Cooper, M., Ganssen, G., 2000. Sr/Ca in multiple species of planktonic foraminifera: implications for reconstructions of seawater Sr/Ca. *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 1, 1999GC00031.
- 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, *Palaeogeogr.Palaeoclimatol.Palaeoecol.*, 158, 259-280.
- Fabry, V.J., Deuser, W.G., 1991. Aragonite and magnesian calcite fluxes to the deep Sargasso Sea. *Deep-Sea Res.*, 38, 713-728.
- Fassoulas, C., 2001. The tectonic development of a Neogene basin at the leading edge of the active European margin: the Heraklion basin, Crete, Greece. *J. Geodyn.* 31, 49–70.
- Fassoulas, C., Kiliadis, A. and Mountrakis, D., 1994. Postnappe stacking extension and exhumation of high-pressure/low temperature rocks in the island of Crete, Greece. *Tectonics*, 13, 127–138.

- Ferguson, J.E., Henderson, G.M., Kucera, M., Rickaby, R.E.M., 2008. Systematic change of foraminiferal Mg/Ca ratios across a strong salinity gradient. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 265, 153–166.
- Ferretti, S., Terzi, C., 1995. Late Miocene isotope stratigraphy and astronomical calibration of the Monte del Casino section (northern Apennines, Italy). *G. Geol., Ser 3a*, 57, 12, 99-112.
- Flecker, R., Ellam, R.M., 1999. Distinguishing climatic and tectonic signals in the sedimentary successions of marginal basins using Sr isotopes: an example from the Messinian salinity crisis, Eastern Mediterranean. *J. Geol. Soc. London*, 156, 847-854.
- Flecker, R., Ellam, R.M., 2006. Identifying Late Miocene episodes of connection and isolation in the Mediterranean–Paratethyan realm using Sr isotopes. *Sediment. Geol.*, 188–189, 189–203.
- Flecker, R., De Villiers, S., Ellam, R.M., 2002. Modelling the effect of evaporation on the salinity– $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ relationship in modern and ancient marginalmarine systems: the Mediterranean Messinian Salinity Crisis. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 203(1), 221-233.
- Flecker, R., Krijgsman, W., Capella, W., de Castro Martíns, C., Dmitrieva, E., Mayser, J.P., Marzocchi, A., Modestu, S., Ochoa, D., Simon, D., Tulbure, M., van den Berg, B., van der Schee, M., de Lange, G., Ellam, R., Govers, R., Gutjahr, M., Hilgen, F., Kouwenhoven, T., Lofi, J., Meijer, P., Sierro, F.J., Bachiri, N., Barhoun, N., Alami, A.C., Chacon, B., Flores, J.A., Gregory, J., Howard, J., Lunt, D., Ochoa, M., Pancost, R., Vincent, S., Yousfi, M.Z., 2015. Evolution of the Late Miocene Mediterranean–Atlantic gateways and their impact on regional and global environmental change. *Earth-Sci. Rew.*, 150, 365–392.

- Flores, J.A., Sierro, F.J., Filippelli, G.M., Bárcena, M.A., Pérezfolgado, M., Vázquez, A., Utrilla, R., 2005. Surface water dynamics and phytoplankton communities during deposition of cyclic late Messinian sapropel sequences in the western Mediterranean. *Mar. Micropaleontol.*, 56, 50-79.
- Fortuin, A.R., 1977. Stratigraphy and sedimentary history of the Neogene deposits in the Ierapetra region, Eastern Crete. *GUA Pap Geol* 1(8), 164.
- Fortuin, A.R., 1978. Late Cenozoic history of eastern Crete and implications for the geology and geodynamics of the southern Aegean area. *Geologie en Mijnbouw, Haarlem*, 57, 451-464.
- Fraile, I., Mulitza, S., Schulz, M., 2009. Modeling planktonic foraminiferal seasonality: Implications for sea-surface temperature reconstructions. *Mar. Micropaleontol.*, 72(1-2), 1-9, doi:10.1016/j.marmicro.2009.01.003.
- Gautier, F., Clauzon, G., Suc, J.P., Cravatte, J., D. Violanti, 1994. Age et durée de la crise de salinité messinienne. *C.R. Acad. Sci. Paris*, 318, 1103-1109.
- Gennari, R., Lozar, F., Turco, E., Dela, Pierre F., Lugli, S., Manzi, V., Natalicchio, M., Roveri, M., Schreiber, B.C., Taviani, M., 2018. Integrated stratigraphy and paleoceanographic evolution of the pre-evaporitic phase of the Messinian salinity crisis in the Eastern Mediterranean as recorded in the Tokhni section (Cyprus Island). *Newslett. Stratigr.*, 51/1, 33–55.
- Glacon, G., Vernaud Grazzini, C., Iaccarino, S., J.-P., Rehault, Randrianasolo, A., Sierro, F.J., Weaver, P., Channell, J.E.T., Torii, M., Hawthorne, T., 1990. Planktonic foraminiferal events and stable isotopes records in the upper Miocene, Site 654. *Proc. ODP Sci Results*, 107, 415-428.
- Greaves, M., Caillon, N., Rebaubier, H., Bartoli, G., Bohaty, S., Cacho, I., Clarke, L., Cooper, M., Daunt, C., Delaney, M.,

- deMenocal, P., Dutton, A., Eggins, S., Elderfield, H., Garbeschoenberg, D., Goddard, E., Green, D., Groeneveld, J., Hastings, D., Harthone, D., Kimoto, K., Klinkhammer, G., Labeyrie, L., Lea, D.W., Marchitto, T., Martínez-Botí, M.A., Mortyn, P.G., Ni, Y., Nuernberg, D., Paradis, G., Pena, L., Quinn, T., Rosenthal, Y., Russell, A., Sagawa, T., Sosdian, S., Stott, L., Tachikawa, K., Tappa, E., Thunell, R. & P.A. Wilson, 2008. Interlaboratory comparison study of calibration standards for foraminiferal Mg/Ca thermometry. *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 9(8), Q08010, doi:10.1029/2008GC001974.
- Guernet, C., 1978. L'évolution paleogeographique et tectonique de la Grece au Miocene: un essai de synthese, *Revue de geographie physique et de geologie dynamique*, Masson edit., Paris, New York, Barcelone, Milan, ser 2, Vol. XX, fasc. 1, 95-106.
- Haq, B.U., Worsey, T.R., Burckle, L.H., Douglas, R.G., Keigwein, Jr., Opdyke, N.D., Savin, S.M., Sommer, M.A., Vincent, E., Woodruff, I., 1980. Late Miocene marine carbon-isotopic shift and synchronicity of some phytoplanktonic biostratigraphic events. *Geology*, 8, 427-431
- Hemleben, C., Olsson, Ch.K., R, 2006. Wall textures of Eocene planktonic foraminifera. *Atlas of Eocene planktonic Foraminifera*. P. N. Pearson, R. K. Olsson, B. T. Huber, C. Hemleben and W. A. Berggren: 47-66.
- Hemleben, C., Spindler M., Anderson, O.R., 1989. *Modern Planktic Foraminifera*, Springer, New York, 1-363.
- Herbert, T., Ng, G., Peterson, L.C., 2015. Evolution of Mediterranean sea surface temperatures 3.5–1.5 Ma: Regional and hemispheric influences. *Earth Planet. Sci. Lett.* 409, 307-318.

- Higgins, J. A., Blättler, C. L., Lundstrom, E. A., Santiago-Ramos, D. P., Akhtar, A. A., Crüger Ahm, A. S., Bialik, O., Holmden, C., Bradbury, H., Murray, S. T., Swart, P. K., 2018. Mineralogy, early marine diagenesis, and the chemistry of shallow-water carbonate sediments, *Geochim.Cosmochim.Acta*, 220, 512-534.
- Hilgen, F.J., 1987. Sedimentary Rhythms And High-Resolution Chronostratigraphic Correlations In The Mediterranean Pliocene. *Newslett. Stratigr.*, 17, 109-127.
- Hilgen, F.J., 1991. Astronomical calibration of Gauss to Matuyama sapropels in the Mediterranean and implication for the Geomagnetic Polarity Time Scale. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 104, 2226-2244.
- Hilgen, F.J., Krijgsman, W., 1999. Cyclostratigraphy and astrochronology of the Tripoli diatomite Formation (pre-evaporite Messinian, Sicily, Italy). *Terra Nova*, 11, 16-22.
- Hilgen, F.J., Krijgsman, W., Langereis, C.G., Lourens, L.J., Santarelli, A., Zachariasse, W.J., 1995. Extending the astronomical (polarity) time scale into the Miocene. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 136, 495-510.
- Hilgen, F.J., Krijgsman, W., Wijbrans, J.R., 1997. Direct comparison of astronomical $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ages of ash beds: Potential implications for the age of mineral dating standards. *Geophys. Res.Lett.*, 24, 16, 2043-2046.
- Hodell, D.A., Benson, R.H., Kennett, J.P., Rakic-El Bied, K., 1989. Stable isotope stratigraphy of latest miocene sequences in northwest Morocco: the Bou Regreg section. *Paleoceanography*, 4, 467-482.
- Hodell, D.A., Benson, R.H., Kent, D.V., Boersma, A., Rakic-El-Bied, K., 1994. Magnetostratigraphic, biostratigraphic, and stable isotope stratigraphy of an Upper Miocene drill core from the

- Salé Briqueterie (northwest Morocco): A high-resolution chronology for the Messinian stage. *Paleoceanography*, 9, 835-855.
- Hoogakker, B.A.A., Klinkhammer, G., Elderfield, H., Rohling, E.J., Hayward, C., 2009. Mg/Ca paleothermometry in high salinity environments. *Earth Planet. Sci. Lett.* 284, 583–589.
- Hover, V.C., Walter, L.M., Peacor, D.R., 2001. Early marine diagenesis of biogenic aragonite and Mg-calcite: new constraints from high-resolution STEM and AEM analyses of modern platform carbonates. *Chem. Geol.*, 175, 221-248, PII: S0009-2541(00)00326-0.
- Howell M.W., Rio D., Thunell, R.C., 1990. Laminated sediments from the Vrica Section (Calabria, S. Italy): Evidence for Plio-Pleistocene climatic change in the Mediterranean region. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, 78, 195-216.
- Hsü, K.J., Bernoulli, D., 1978. Genesis of the Tethys and the Mediterranean, In: R. B. Kidd, P. J. Worstell et al., Init. Repts. DSDP, 42, 943-949. U. S. Govt. Printing Office, Washington, 943-949.
- Hsü, K.J., Montadert, L., Bernoulli, D., Cita, M.B., Erickson, A., Garisson, R.E., Kidd, R.B., Melieres, F., Muller, C., Wright, R., 1977. History of the Mediterranean salinity crisis. *Nature*, 267, 399-403.
- Hüsing, S.K., Kuiper, K.F., Link, W., Hilgen, F.J., Krijgsman, W., 2009. The upper Tortonian-lower Messinian at Monte dei Corvi (Northern Apennines, Italy): Completing a Mediterranean reference section for the Tortonian Stage. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 282, 140-157.
- Iaccarino, S., 2002. Integrated Stratigraphy and Paleooceanography of the Mediterranean Middle Miocene, Foreword. *Riv. Ital. Pal. Strat.*, 108, 175-178.

- Ivanovic, R.F., Flecker, R., Gutjahr, M., Valdes, P.J., 2013. First Nd isotope record of Mediterranean–Atlantic water exchange through the Moroccan Rifian Corridor during the Messinian Salinity Crisis. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 368, 163-174.
- Jolivet, L., Goffe´ e, B., Monie´, P. et al., 1996. Miocene detachment in Crete an exhumation P-T-t paths of high-pressure metamorphic rocks. *Tectonics*, 15, 1129–1153.
- Kallel, N., Paterne, M., Labeyrie, L., Duplessy, J.C., Arnold, M., 1997a. Temperature and salinity records of the Tyrrhenian Sea during the last 18,000 years. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, 135, 97-108.
- Kallel, N., Paterne, M., Duplessy, J.C., Vergnaud-Grazzini, C., Pujol, C., Labeyrie, L., Arnold, M., Fontugne, M., Pierre, C., 1997b. Enhanced rainfall in the Mediterranean region during the last sapropel event. *Oceanol. Acta*, 20, 697-712.
- Καρακίτσιος, Β., 1989. Αλπική παραμόρφωση της σειράς Τριπόλεως s. l. στην Πελοπόννησο και Κρήτη (Ελλάδα) και δυναμική της ερμηνεία. *Annales Geologiques des pays Helleniques*, Ανάτυπον εκ των «Γεωλογικών Χρονικών των Ελληνικών Χωρών», 34/1, 1989, 21-30.
- Karakitsios, V., Roveri, M., Lugli, S., Manzi, V., Gennari, G., Antonarakou, A., Triantaphyllou, M., Agiadi, K., Kontakiotis, G., Kafousia, N., de Rafelis, M., 2017a. A record of the Messinian salinity crisis in the eastern Ionian tectonically active domain (Greece, eastern Mediterranean). *Bas. Res.*, 203–233.
- Karakitsios, V., Cornée, J.-J., Tsourou, T., Moissette, P., Kontakiotis, G., Agiadi, K., Manoutsoglou, E., Triantaphyllou, M., Koskeridou, E., Drinia, H., Roussos, D., 2017b. Messinian salinity crisis record under strong freshwater input in marginal, intermediate, and deep environments: The case of

- the North Aegean, *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, 485, 316–335.
- Kastens, K.A., 1992. Did glacio-eustatic sealevel drop trigger the Messinian salinity crisis? New evidence from Ocean Drilling Program site 654 in the Tyrrhenian Sea. *Paleoceanography*, 7, 333-356.
- Kiefer, T., 1998. Productivity and Temperatures in the Sutropical North Atlantic: Cyclic and Abrupt Changes during the Late Quaternary, University Kiel, Kiel, 127 pp.
- Kisakürek, B., Eisenhauer, A., Böhm, F., Garbe-Schönberg, D., Erez, J., 2008. Controls on shell Mg/Ca and Sr/Ca in cultured planktonic foraminifera *Globigerinoides ruber* (white). *Earth Planet. Sci. Lett.*, 273 (3–4), 260–269.
- Köhler, C.M., Heslop, D., Dekkers, M.J. et al., 2008. Tracking provenance changes during the late Miocene in the Eastern Mediterranean Metochia section using geochemical and environmental magnetic proxies. *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 9, Q12018. Doi: 10.1029/ 2008GC002127.
- Köhler, C.M., Heslop, D., Krijgsman, W., Dekkers, M.J., 2010a. Late Miocene paleoenvironmental changes in North Africa and the Mediterranean recorded by geochemical proxies (Monte Gibliscemi section, Sicily). *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, 285, 66-73.
- Köhler, C.M., Krijgsman, W., van Hinsbergen, D.J.J., Heslop, D., Dupont-Nivet, G., 2010b. Concurrent tectonic and climatic changes recorded in upper Tortonian sediments from the Eastern Mediterranean, *Terra Nova* 22, 52-63.
- Kojumdgieva, E., 1983. Palaeogeographic environment during the desiccation of the Black Sea. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, 43, 195-204.

- Kontakiotis, G., 2012. Palaeoceanographic and palaeoclimatic study of Eastern Mediterranean during Late Quaternary, based on planktonic foraminiferal assemblages. *PhD Thesis*, National & Kapodistrian University of Athens, Greece, pp. 1–247 (in Greek, with English extended abstract).
- Kontakiotis, G., 2016. Late Quaternary paleoenvironmental reconstruction and paleoclimatic implications of the Aegean Sea (eastern Mediterranean) based on paleoceanographic indexes and stable isotopes. *Quater. Internat.*, 401, 28–42, doi:10.1016/j.quaint.2015.07.039.
- Kontakiotis, G., Mortyn, P.G., Antonarakou, A., Martínez-Botí, M.À., Triantaphyllou, M.V., 2011. Field-based validation of a diagenetic effect on *G. ruber* Mg/Ca paleothermometry: core top results from the Aegean Sea (eastern Mediterranean). *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 12 (9), Q09004. <http://dx.doi.org/10.1029/2011GC003692>.
- Kontakiotis, G., Antonarakou, A., Triantaphyllou, M.V., Mortyn, P.G., Dermitzakis, M.D., Martínez-Botí, M.À., 2012. Using planktonic foraminiferal Mg/Ca ratios to detect a double temperature-salinity influence in the Aegean Sea. *Medit. Mar. Sci.*
- Kontakiotis, G., Karakitsios, V., Mortyn, P.G., Antonarakou, A., Drinia, H., Anastasakis, G., Agiadi, K., Kafousia, N., De Rafelis, M., 2016a. New insights into the early Pliocene hydrographic dynamics and their relationship to the climatic evolution of the Mediterranean Sea. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, 459, 348–364.
- Kontakiotis, G., Mortyn, P.G., Antonarakou, A., Drinia, H., 2016b. Assessing the reliability of foraminiferal Mg/Ca thermometry by comparing field-samples and culture experiments: A review. *Geol. Quart.*, doi: 10.7306/gq.1272.

- Kontakiotis, G., Antonarakou, A., Mortyn, P.G., Drinia, H., Anastasakis, G., Zarkogiannis, S., Möbius, J., 2017. Morphological recognition of *Globigerinoides ruber* morphotypes and their susceptibility to diagenetic alteration in the eastern Mediterranean Sea. *J. Mar. Syst.* 174, 12–24, <https://doi.org/10.1016/j.jmarsys.2017.05.005>.
- Kouwenhoven, T.J., van der Zwaan, G.J., 2006. A reconstruction of late Miocene Mediterranean circulation patterns using benthic foraminifera. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, 238, 373–385.
- Kouwenhoven, T.J., Seidenkrantz, M.S., Van Der Zwaan, G.J., 1999. Deep-water changes: The near-synchronous disappearance of a group of benthic foraminifera from the late Miocene Mediterranean. *Paleogeogr. Paleoclimatol. Paleoecol.*, 152, 259–281.
- Kouwenhoven, T.J., Hilgen, F.J., Van Der Zwaan, G.J., 2003. Late Tortonian-early Messinian stepwise disruption of the Mediterranean-Atlantic connections: constraints from benthic foraminiferal and geochemical data. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, 198, 303–319.
- Kouwenhoven, T.J., Morigi, C., Negri, A., Giunta, S., Krijgsman, W., Rouchy, J.M., 2006. Paleoenvironmental evolution of the eastern Mediterranean during the Messinian: Constraints from integrated microfossil data of the Pissouri Basin (Cyprus). *Mar. Micropaleontol.*, 60, 17–44.
- Krijgsman, W., Langereis, C.G., 2000. Magnetostratigraphy of the Zobzit and Koudiat Zarga sections (Taza-Guercif basin, Morocco): implications for the evolution of the Rifan Corridor. *Mar. Petrol. Geol.*, 17, 359–371.

- Krijgsman, W., Hilgen, F.J., Langereis, C.J., Zachariasse, W.J., 1994. The age of the Tortonian/Messinian Boundary. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 121, 533–547.
- Krijgsman, W., Hilgen, F. J., Langereis, C. G., Santarelli, A., Zachariasse, W. J., 1995. Late Miocene magnetostratigraphy, biostratigraphy and cyclostratigraphy in the Mediterranean. *Earth Planet Sci. Lett.*, 136, 475–494, doi:10.1016/0012-821X(95)00206-R.
- Krijgsman, W., Hilgen, F.J., Negri, A., Wijbrans, J.R., Zachariasse, W.J., 1997. The Monte del Casino section (Northern Apennines, Italy): a potential Tortonian/Messinian boundary stratotype? *Paleogeogr. Paleoclimatol. Paleoecol.*, 133, 27-47.
- Krijgsman, W., Hilgen, F.J., Marabini, S., Vai, G.B., 1999. New paleomagnetic and cyclostratigraphic age constraints on the Messinian of the Northern Apennines (Vera del Gesso Basin, Italy). *Mem. Soc. Geol. It.*, 54, 25-33.
- Krijgsman, W., Garcés, M., Agustí, J., Raffi, I., Taberner, C., Zachariasse, W.J., 2000. The “Tortonian salinity crisis” of the eastern Betics (Spain). *Earth Planet. Sci. Lett.*, 181 (4), 497–511.
- Krijgsman, W., Blanc-Valleron, M.M., Flecker, R., Hilgen, F.J., Kouwenhoven, T.J., Merle, D., Orszag-Sperber, F., Rouchy, J.M., 2002. The onset of the Messinian salinity crisis in the Eastern Mediterranean (Pissouri Basin, Cyprus). *Earth Planet. Sci. Lett.*, 194, 299-310.
- Kucera, M., 2007. Planktonic Foraminifera as tracers of past oceanic environments. In: Hillaire-Marcel, C., De Vernal, A. (Eds.), *Developments in Marine Geology*, Vol 1. Elsevier, 213–262. Proxies in late Cenozoic paleoceanography.
- Kuiper, K.F., Hilgen, F.J., Steenbrink, J., Wijbrans, J.R., 2004. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ages of tephras intercalated in astronomically tuned

- Neogene sedimentary sequences in the eastern Mediterranean. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 222(2), 583-597.
- Langereis, C.G., 1984. Late Miocene magnetostratigraphy in the Mediterranean, 180 pp, *Ph.D. Thesis*, Univ. Utrecht, Geol. Ultraiectina 34.
- Langereis C.G., Hilgen, F.J., 1991. The Rossello composite: A Mediterranean and global reference Section for the Early to early Late Pliocene. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 104, 211-225.
- Larrasoña, J.C., Roberts, A.P., Rohling, E.J. et al., 2003. Three million years of monsoon variability over the northern Sahara. *Clim. Dyn.*, 21, 689–698.
- Le Pichon, X., Angelier, J., 1979. The Hellenic Arc and Trench System: a key to the neotectonic evolution of the Eastern Mediterranean. *Tectonophysics*, 60, 1-42.
- Le Pichon, X., Lyberis, N., Alvares, F., 1984. Subsidence history of the North Aegean Trough, In: Dixon, J.E., Robertson, A.H.F. (Eds.), *The Geological Evolution of the eastern Mediterranean. Spec. Publi. Geol. Soc. London*, 17, 727-741.
- Lea, D.W., Mashiotta, T., Spero, H., 1999. Controls on magnesium and strontium uptake in planktonic foraminifera determined by live culturing. *Geochim.Cosmochim. Acta*, 63 (16), 2369–2379.
- Leroux E, Aslanian D, Rabineau M, Pellen R, Moulin M., 2018. The late Messinian event: A worldwide tectonic revolution. *Terra Nova*. 00, 1–8, <https://doi.org/10.1111/ter.12327>.
- Lourens, L.J., 1994. Astronomical forcing of Mediterranean climate during the last 5.3 Million years. Tesis Utrecht University, p. 247.
- 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. *Mar. Micropal.*, 19, 49-78
- Lourens, L. J., R. Wehausen, Brumsack, H.-J., 2001. Geological constraints on tidal dissipation and dynamical ellipticity of the Earth over the past three million years. *Nature*, 409, 1029–1033, doi:10.1038/35059062.
- Lozar, F., Violanti, D., Bernardi, E., Dela Pierre, F., Natalicchio, M., 2018. Identifying the onset of the Messinian salinity crisis: a reassessment of the biochronostratigraphic tools (Piedmont Basin, NW Italy). *Newslett.Stratigr.*, Vol. 51/1 (2018), 11–31.
- Makris, J., Stobbe, C., 1984. Physical properties and state of the upper mantle of the Eastern Mediterranean deduced from Geophysical data, In: Morelli, C., ed., Geological and Geodynamical aspects of the Mediterranean. *Mar. Geol.*,55, 347-363.
- Μαρκοπούλου-Διακαντώνη, Α., Μίρκου, Μ.Ρ., Λόγος, Ε., Ανδρεάδου, Α., Ζέρη, Σ., 1993. Νέα δεδομένα στη στρωματογραφία του Νεογενούς στο Νεοτεκτονικό βύθισμα Σητείας (α. Κρήτη). *Δελτ. Ελλην. Γεωλ. Εταιρ.*, XXIX, 17-31.
- Manzi, V., Gennari, R., Hilgen, F., Krijgsman, W., Lugli, S., Roveri, M., Sierro, F.J., 2013. Age refinement of the Messinian salinity crisis onset in the Mediterranean. *Terra Nova*, 25, 315–322.
- Manzi, V., Lugli, S., Roveri, M., Dela, Pierre F., Gennari, R., Lozar, F., Natalicchio, M., Schreiber, B.C., Taviani, M., Turco, E., 2016. The Messinian salinity crisis in Cyprus: A further step towards a new stratigraphic framework for Eastern Mediterranean, *Bas. Res.*,28, 207–236.
- Manzi, V., Gennari, R., Lugli, S., Persico, D., Reghizzi, M., Roveri, M., Schreiber, B.C., Calvo, R., Gavriel, I., Gvirtzman, Z., 2018. The onset of the Messinian salinity crisis in the deep Eastern

- Mediterranean basin. *Terra Nova*, 30, 189–198, <https://doi.org/10.1111/ter.12325198>.
- Masclé, J., Martin, L., 1990. Shallow structure and recent evolution of the Aegean Sea: a synthesis based on continuous reflection profiles. *Mar. Geol.*, 94, 271-299.
- Mckenzie, D.P., 1972. Active tectonics of the Mediterranean region. *Geophys. J. R. Astron. Soc.*, 30, 109-185.
- Mckenzie, D.P., 1978. Some remarks on the development of sedimentary basins. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 40, 23-32.
- Mckenzie, J.A., Jenkyns, H.C., Bennet, G.G., 1979. Stable isotope study of the cyclic diatomite-claystone from the Tripoli Formation, Sicily: a prelude to the Messinian salinity crisis. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, 29, 125-141.
- Meilijson, A., Steinberg, J., Hilgen, F., Bialik, O.M., Waldmann, N.D., Makowsky, Y., 2018. Deep-basin evidence resolves a 50-year-old debate and demonstrates synchronous onset of Messinian evaporite deposition in a non-desiccated Mediterranean. *Geology*, <http://dx.doi.org/10.1130/G39868.1>.
- Mercier, J.L., Sorel, D., Simeakis, K., 1987. Changes in the state of stress in the overriding plate of a subduction zone: the Aegean arc from the Pliocene to the present. *Ann. Tect.*, 1, 20-39.
- Mercier, J.L., Sorel, D., Vergely, P., Simeakis, K., 1989. Extensional tectonic regimes in the Aegean basins during the Cenozoic. Basin Research, Blackwell scientific publications edit., Oxford, Londres, Edimbourg, Boston, Palo Alto, Melbourne, 2, 49-71.
- Mertz-Kraus, R., Brachert, T.C., Jochum, K.P., Reuter, M., Stoll, B., 2009a. LA-ICP-MS analyses on coral growth increments

- reveal heavy winter rain in the Eastern Mediterranean at 9 Ma. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, 273, 25–40.
- Mertz-Kraus, R., Brachert, T.C., Reuter, M., Galer, S.J.G., Fassoulas, C., Iliopoulos, G., 2009b. Late Miocene sea surface salinity variability and paleoclimate conditions in the Eastern Mediterranean inferred from coral aragonite $\delta^{18}\text{O}$. *Chem. Geol.*, 262(3-4), 202-216.
- Meulenkamp, J.E., 1971. The Neogene in the Southern Aegean Area, In: A. Strid (Ed), *Evolution in the Aegean. Opera Botanica*, 30, 5-12.
- Meulenkamp, J.E., 1979. Lithostratigraphy and relative chronostratigraphic position of the section Apostoli and Potamidha 1 and 2. *Utr. Micr. Bull.*, 21, Utrecht.
- Meulenkamp, J.E., 1985. Aspects of the Late Cenozoic evolution of the Aegean region, In: D.J. Stanley & F.C. Wezel (Eds), "Geological Evolution of the Mediterranean Basin", *Springer, New York*, 307-321.
- Meulenkamp, J.E., 1986. Aspects of the Late Cenozoic Evolution of the Aegean region, In: Stanley, D.J. & F.C. Wezel (Eds.), *Geological Evolution of the Mediterranean Basin, Springer-Verlag*, 307-321.
- Meulenkamp, J.E., Zachariasse, W.J., 1973. Stratigraphic and structural framework of the Messinian deposits on Crete, In: C.W. Drooger (Ed.), "Messinian events in the Mediterranean", North Holland (Amsterdam), 202-205
- Meulenkamp, J.E., Hilgen, F.J., 1986. Event stratigraphy, basin evolution and tectonics of the Hellenic and Calabro-Sicilian arcs, In: Wezel, F.C. (Ed), "The Origin of Arcs", Elsevier, Amsterdam, 327-350.
- Meulenkamp JE, Sissingh W., 2003. Tertiary palaeogeography and tectonostratigraphic evolution of the Northern and

- Southern Peri- Tethys platforms and the intermediate domains of the African–Eurasian convergent plate boundary zone. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, 196:209–228.
- Meulenkamp, J.E., Jonkers, A., Spaak, P., 1977a. Late Miocene to Early Pliocene development of Crete. *Proceed. VI. Colloq. Geol. Aegean Region*, 137-149.
- Meulenkamp, J.E., Theodoropoulos, D., Tsapralis, V., 1977b. Remarks on the Neogene of Kythira, Greece. *Proceed. VI. Colloq. Geol. Aegean Region, Athens 1977*, 1, 355-362
- Meulenkamp, J.E., Schmidt, R.R., Tsapralis, V., Van Der Zwaan, A.J., 1978. An empirical approach to paleoenvironmental analysis 1. Foraminifera, calcareous nannoplankton and ostracodes from the Pliocene of the section Prassa, Crete, Greece. *Proc. Kon. Ned. Ak. Wet., ser.B.*, 81, 3, 339-363, Amsterdam.
- Meulenkamp JE, Dermitzakis M, Georgiadou-Dikeoulia E, Jonkers HA, Böger H., 1979. Field guide to the Neogene of Crete. Publications of the Department of Geology and Palaeontology, *University of Athens*, Athens 32.
- Meulenkamp, J. E., Van der Zwaan, W. A., Van Wamel, W. A., 1994. On Late Miocene to Recent vertical motions in the Cretan segment of the Hellenic arc. *Tectonophysics*, 234, 53–72, doi:10.1016/0040-1951(94)90204-6.
- Meulenkamp, J.E., Wortel, M.J.R., Van Wamel, W.A., Spakman, W., Hoogerduyn Strating, E., 1988. On the Hellenic subduction zone and the geodynamic evolution of Crete since the late Middle Miocene. *Tectonophysics*, 146, 1-13.
- Miller, K.G., Mountain, G.S., Wright, J.D., Browning, J.V., 2011. A 180-Million-Year Record of Sea Level and Ice Volume Variations from Continental Margin and Deep-Sea Isotopic Records. *Oceanography*, 24, 40-53.

- Moissette, P., Cornée, J.-J., Antonarakou, A., Kontakiotis, G., Drinia, H., Koskeridou, E., Tsourou, T., Agiadi, K. and Karakitsios, V., 2018. Palaeoenvironmental changes at the Tortonian/Messinian boundary: A deep-sea sedimentary record of the eastern Mediterranean Sea. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, 505, 217-233.
- Montanari, A., Odin, G.S., Coccioni, R., 1997. Miocene stratigraphy an integrated approach, *Elsevier science, the netherlands*.
- Montenat, C., 1977. Les bassins néogènes du Levant d'Alicante et de Murcia, Stratigraphie, paléogéographie et evolution dynamique. *Doc. Lab. Géol. Fac. Sci. Lyon*, 69, 345pp.
- Morse, J.W., Gledhill, D.K., Millero, F.J., 2003. CaCO₃ precipitation kinetics in waters from the Great Bahamas Bank: Implications for the relationship between Bank hydrochemistry and whiting. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 67, 2819-2826, doi:10.1016/S0016-7037(03)00103-0.
- Mortyn, P.G., Elderfield, H., Anand, P., Greaves, M., 2005. An evaluation of controls on planktonic foraminiferal Sr/Ca: comparison of water column and core-top data from a North Atlantic transect. *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 6. doi:10.1029/2005GC001047.
- Mucci, A., 1987. Influence of temperature on the composition of magnesian calcite overgrowths precipitated from seawater. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 51, 1977–1984
- Mulitza, S., Durkoop, A., Hale, W., Wefer, G., Niebler, H.S., 1997. Planktonic foraminifera as recorders of past surface-water stratification. *Geology*, 25, 335-338.
- Muller, P.J., Kirst, G., Ruhland, G., vonStorch, I., Rosell-Mele, A., 1998. Calibration of the alkenone paleotemperature index U-³⁷(_K) based on core-tops from the eastern South Atlantic and

- the global ocean (60°N–60°S). *Geochim. Cosmochim. Acta*, 62, 1757–1772.
- Murray, J., 1897. On the distribution of the pelagic foraminifera at the surface and on the floor of the oceans. *Nat. Sci.*, 11, 17-27.
- Myers, P.G., Haines, K., Rohling, E.J., 1998. Modeling the paleocirculation of the Mediterranean: The last glacial maximum and the Holocene with emphasis on the formation of sapropel S-1. *Paleoceanography*, 13, 586-606.
- Negri, A., Villa, G., 2000. Calcareous nannofossil biostratigraphy, biochronology and paleoecology at the Tortonian/Messinian boundary of the Faneromeni section (Crete). *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, 156(3), 195-209.
- Nijenhuis, I.A., Schenau, S.J., Van Der Weijden, C.H., Hilgen, F.J., Lourens, L.J., Zachariasse, W.J., 1996. On the origin of upper Miocene sapropelites: A case study from the Faneromeni Section, Crete (Greece). *Paleoceanography*, 11, 633-645.
- NOAA, 2005. World Ocean Atlas.
- Norris, R.D., Wilson, P.A., 1998. Low-latitude sea-surface temperatures for the mid-Cretaceous and the evolution of planktic foraminifera. *Geology*, 26(9), 823-826.
- Nouet, J., Bassinot, F., 2007. Dissolution effects on the crystallography and Mg/Ca content of planktonic foraminifera *Globorotalia tumida* (*Rotaliina*) revealed by X-ray diffractometry. *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 8(10).
- Ohneiser, C., Florindo, F., Stocchi, P., Roberts, A. P., DeConto, R. M., Pollard, D., 2015. Antarctic glacio-eustatic contributions to late Miocene Mediterranean desiccation and reflooding. *Nat. Communicat.*, 6, 8765.

- Pearson, P.N., Palmer, M.R., 2000. Estimating Paleogene atmospheric pCO₂ using boron isotope analysis of foraminifera. *GFF*, 122, 127-128.
- Pearson, P.N., Burgess, C.E., 2008. Foraminifer test preservation and diagenesis: Comparison of high latitude Eocene sites. *Geol. Soc. Spec. Publ.*, 303, 59–72.
- Pearson, P.N., Ditchfield, P.W., Singano, J., Harcourt-Brown, K.G., Nicholas, C.J., Olsson, R.K., Shackleton, N.J., Hall, M.A., 2001. Warm tropical sea surface temperatures in the Late Cretaceous and Eocene epochs. *Nature*, 413, 481–487.
- Pérez-Folgado, M., Sierro, F.J., Bárcena, M.A., Flores, J.A., Vázquez, A., Utrilla, R., Hilgen, F.J., Krijgsman, W., Filipelli G.M., 2003. Western versus eastern Mediterranean paleoceanographic response to astronomical forcing: a high-resolution microplankton study of precession-controlled sedimentary cycles during the Messinian. *Paleogeogr. Paleoclimatol. Paleoecol.*, 190, 317-334.
- Peters, J.M., 1985. Neogene and Quaternary vertical tectonics in the south Hellenic Arc and their effect on concurrent sedimentation processes. *Gua paper of Geology, Amsterdam, Series 1, No 23*, p. 230.
- Peters, J.M., Troelstra, S.R., Van Harten D., 1985. Late Neogene and Quaternary vertical movements in eastern Crete and their regional significance. *J. Geol. Soc. London*, 142, 3, 501-513.
- Pflaumann, U., Duprat, J., Pujol, C., Labeyrie, L.D., 1996. SIMMAX: a modern analog technique to deduce Atlantic sea surface temperatures from planktonic foraminifera in deep-sea sediments. *Paleoceanography*, 11, 15-35.
- Pierre, C., 1999. The oxygen and carbon isotope distribution in the Mediterranean water masses. *Mar. Geol.* 153, 41-55.

- Pierre, C., Vangriesheim, A., Laube-Lenfant, E., 1994. Variability of water masses and of organic production–regeneration systems as related to eutrophic, mesotrophic and oligotrophic conditions in the northeast Atlantic ocean. *J. Mar. Syst.*, 5, 159–170.
- Postma, G., Drinia, H., 1993. Architecture and sedimentary facies evolution of a marine, expanding outer-arc halfgraben (Crete, Late Miocene). *Bas. Res.*, 5, 103–124.
- Postma G., Hilgen F.J., Zachariasse, W.J, 1993a. Precession-punctuated growth of a late Miocene submarine-fan lobe on Gavdos (Greece). *Terra Nova*, 5, 438-444.
- Rahl, J.M., Anderson, K.M., Brandon, M.T., Fassoulas, C., 2005. Raman spectroscopic carbonaceous material thermometry of low-grade metamorphic rocks: calibration and application to tectonic exhumation in Crete, Greece. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 240, 339–354.
- Raitzsch, M., Duenas-Bohórquez, A., Reichart, G.J., de Nooijer, L.J., Bickert, T., 2010. Incorporation of Mg and Sr in calcite of cultured benthic foraminifera: impact of calcium concentration and associated calcite saturation state. *Biogeosciences*, 7, 869-881.
- Regenberg, M., Nürnberg, D., Garbe-Schönfeld, J., Reichart, G.J., 2007. Early diagenetic overprint in Caribbean sediment cores and its effect on the geochemical composition of planktonic foraminifera. *Biogeosciences* 4, 957–973.
- Reghizzi, M., Gennari, R., Douville, E., Lugli, S., Manzi, V., Montagna, P, Roveri, M., Sierro, F. J., Taviani, M., 2017. Isotope stratigraphy ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, $\delta^{18}\text{O}$, $\delta^{13}\text{C}$) of the Sorbas basin (Betic Cordillera, Spain): paleoceanographic evolution across the onset of the Messinian salinity crisis. *Palaeogeogr.*

Palaeoclimatol. Palaeoecol., 469, 60-73,
<http://dx.doi.org/10.1016/j.palaeo.2016.12.039>.

- Reuter M, Brachert TC, Kroeger K.F., 2006. Shallow-marine carbonates of the tropical-temperate transition zone: effects of hinterland climate and basin physiography (Late Miocene, Crete/Greece), In: Pedley HM, Carannante S (eds) Cool-water carbonates. *Geol.Soc.London*, 157–178.
- Rivera, T.A., Storey, M., Zeeden, C., Hilgen, F.J. Kuiper, K., 2011. A refined astronomically calibrated $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ age for Fish Canyon sanidine. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 311(3), 420-426.
- Robertson, A.H.F., Dixon, J.E., 1984. Introduction: aspects of the geological evolution of the Eastern Mediterranean, In: J.E. Dixon & A.H.F. Robertson (Eds), "The Geological Evolution of the Eastern Mediterranean". *Geol. Soc. Spec. Publ.*, 17, 1-74.
- Rogerson, M., Rohling, E.J., Bigg, G.R., Ramirez, J., 2012. Paleoceanography of the Atlantic-Mediterranean exchange: overview and first quantitative assessment of climatic forcing. *Rev. Geophys.*, 50.
- Rögl, F., Steininger, F., 1983. Vom Zerfall der Tethys zu Mediterran und Paratethys. *Ann. Naturhist. Mus. Wien*, 85 A., 135-163.
- Rohling, E.J., 2007. Progress in paleosalinity: Overview and presentation of a new approach. *Paleoceanography*, 22, PA3215, doi:10.1029/2007PA001437.
- Rohling, E.J., Sprovieri, M., Cane, T., Casford, J.S.L., Cooke, S., Bouloubassi, I., Emeis, K.C., Schiebel, R., Rogerson, M., Hayes, A., Jorissen, F.J., Kroon, D., 2004. Reconstructing past planktic foraminiferal habitats using stable isotope data: a case history for Mediterranean sapropel S5. *Mar. Micropaleontol.*, 50, 89-123.

- Rouchy, J.M., 1980. La genese des evaporates messiniennes de Méditerranée: un bilan. *Bull. Centre Res. Explor. Prod. Elf-Aquitaine*, 4, 511-545.
- Rouchy, J.M., 1982. La genèse des évaporites messiniennes de Méditerranée. *Mem. Mus. Nat. Hist. Nat., Paris*.
- Rouchy, J.M., Caruso, A., 2006. The Messinian salinity crisis in the Mediterranean basin: a reassessment of the data and an integrated scenario. *Sed. Geol.*, 188, 35-67.
- Roveri, M., Flecker, R., Krijgsman, W., Lofi, J., Lugli, S., Manzi, V., Sierro, F.J., Bertini, A., Carnerlenghi, A., De Lange, G., Govers, R., Hilgen, F.J., Hubscher, C., Meijer, P.T., Stoica, M., 2014. The Messinian Salinity Crisis: Past and future of a great challenge for marine sciences. *Mar. Geol.*, 352, 25-58.
- Rudnicki, M. D., Wilson, P. A., Anderson, W. T., 2010. Numerical models of diagenesis, sediment properties, and pore fluid chemistry on a paleoceanographic transect: Blake Nose, Ocean Drilling Program Leg 171B. *Paleoceanography*, 16(6), 563-575.
- Sabbatini, A., Bassinot, F., Boussetta, S., Negri, A., Rebaubier, H., Dewilde, F., Nouet, J., Caillon, N., Morigi, C., 2011. Further constraints on the diagenetic influences and salinity effect on *Globigerinoides ruber* (white) Mg/Ca thermometry: Implications in the Mediterranean Sea. *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 12 (10), Q10005.
- Salé, S.O., Gennari, R., Lugli, S., Manzi, V., Roveri, M., 2012. Tectonic and climatic control on the Late Messinian sedimentary evolution of the Nijar Basin (Betic Cordillera, Southern Spain). *Bas. Res.*, 24, 314–337, doi: 10.1111/j.1365-2117.2011.00527.x.
- Santarelli, A., Brinkhuis, H., Hilgen, F.J., Lourens, F.J., Versteegh, G.J.M., 1998. Orbital signatures in a late Miocene

- dinoflagellate record from Crete (Greece). *Mar. Micropal.*, 33, 273-297.
- Schenau, S.J., Antonarakou, A., Hilgen, F.J., Lourens, L.J., Nijenhuis, I.A., Van Der Weijden, C.H., Zachariasse, J.W., 1999. Organic rich layers in the Metichia section (Gavdos, Greece): Evidence for a single sapropel formation mechanism in the eastern Mediterranean during the last 10 myr. *Paleoceanography*, 153, 117-135.
- Schlanger, S. O., Douglas, R. G., 2009. The Pelagic Ooze-Chalk-Limestone Transition and its Implications for Marine Stratigraphy, *Pelagic Sediments: On Land and under the Sea*. K. J. Hsü and H. C. Jenkyns, 117-148.
- Schmidt, G.A., 1999. Error analysis of paleosalinity calculation. *Paleoceanography*, 14, 422– 429.
- Schmidt, M.W., Lynch-Stieglitz, J., 2011. Florida Straits deglacial temperature and salinity change: implications for tropical hydrologic cycle variability during the Younger Dryas. *Paleoceanography*, 26, PA4205, doi:10.1029/21011PA002157.
- Schrag D. P., Adkins J. F., McIntyre K., Alexander J. L., Hodell D. A., Charles C. D., McManus J. F., 2002. The oxygen isotopic composition of seawater during the Last Glacial Maximum. *Quat. Sci. Rev.*, 21, 331–342. [http://dx.doi.org/10.1016/S0277-3791\(01\)00110-X](http://dx.doi.org/10.1016/S0277-3791(01)00110-X).
- Sexton, P., Wilson, P., Pearson, P., 2006. Microstructural and geochemical perspectives on planktic foraminiferal preservation: “glassy” versus “frosty”. *Geochem.Geophys.Geosyst.*, 7 (12), Q12P19. doi:10.1029/2006GC001291.
- Sierro, F.J., Flores, J.A., Civis, J., Gonzales Delgado, J.A., Frances, G., 1993. Late Miocene globorotaliid event-stratigraphy and

- biogeography in the NE-Atlantic and Mediterranean. *Mar. Micropal.*, 21, 143-168.
- Sierro, F.J., Hilgen, F.J., Krijgsman, J.A., Flores, J.A., 2001. The Abad composite (SE Spain): A Messinian reference section for the Mediterranean and the APTS, *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, 168, 141-169.
- Simon, D., Meijer, P.Th., 2017. Salinity stratification of the Mediterranean Sea during the Messinian crisis: A first model analysis. *Earth Planet. Sci. Lett.* 479, 366-376, <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2017.09.045>.
- Simon, D., Marzocchi, A., Flecker, R., Lunt, D. J., Hilgen, F. J., Meijer, P. T., 2017. Quantifying the Mediterranean freshwater budget throughout the late Miocene: New implications for sapropel formation and the Messinian Salinity Crisis. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 472: 25-37.
- Spaak, P., 1983. Accuracy in correlation and ecological aspects of the planktonic foraminiferal zonation of the Mediterranean Pliocene. *Utr. Micr. Bull.*, 28, 1-160.
- Spero, H.J., Eggins, S.M., Russell, A.D., Vetter, L., Kilburn, M.R., Hönisch B., 2015. Timing and mechanism for intratest Mg/Ca variability in a living planktic foraminifer. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 409, 32-42.
- Sprovieri, R., Di Stefano, E., Sprovieri, M., 1996. High resolution chronology for Late Miocene Mediterranean stratigraphic events. *Riv. Ital. Pal.*, 102, 77-104.
- Sprovieri, R., Di Stefano, E., Incarbona, A., Gargano, M.E., 2003. A high-resolution record of the last deglaciation in the Sicily Channel based on foraminifera and calcareous nannofossil quantitative distribution. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, 202, 119-142.

- Sprovieri, R., Sprovieri, M., Caruso, A., Pelosi, N., Bonomo, S., Ferraro, L., 2006. Astronomic forcing on the planktonic foraminifera assemblage in the Piacenzian Punta Piccola section (southern Italy). *Paleoceanography*, 21, PA4204, doi:10.1029/2006PA001268.
- Sprovieri, M., d'Alcala, M. R., Manta, D. S., Bellanca, A., Neri, R., Lirer, F., Taberner, C., Pueyo, J. J., Sammartino, S., 2008. Ba/Ca evolution in water masses of the Mediterranean late Neogene. *Paleoceanography*, 23, PA3205, doi:10.1029/2007PA001469.
- Suc, J.P., Violanti, D., Londeix, L., Poumot, C., Robert, C., Clauzon, G., Gautier, F., Turon, J.L., Ferrier, J., Chikhi, H., Gambon, G., 1995. Evolution of the Messinian Mediterranean environments: the Tripoli Formation at Capodarso (Sicily, Italy). *Rev. Palaeobot. Palynol.*, 87, 51-79.
- ten Veen, J.H., Postma, G., 1999. Neogene tectonics and basin fill patterns in the Hellenic outer-arc (Crete, Greece). *Bas. Res.*, 11, 223–241.
- Thomson, J., Crudeli, D., de Lange, G.J., Slomp, C.P., Erba, E., Corselli, C., Calvert, S.E., 2004. *Florisphaera profunda* and the origin and diagenesis of carbonate phases in eastern Mediterranean sapropel units. *Paleoceanography*, 19, PA3003, doi:10.1029/2003PA000976.
- Thomson, S.N., Stöckhert, B., Brix, M.R., 1998. Thermochronology of the high-pressure metamorphic rocks of Crete, Greece: implications for the speed of tectonic processes. *Geology*, 26, 259–262.
- Thunell, R.C., Reynolds, L.A., 1984. Sedimentation of planktonic foraminifera: Seasonal changes in species flux in the Panama Basin. *Micropaleontology*, 30, 243-262.

- Thunell, R.C., Williams, D.F., 1989. Glacial-Holocene salinity changes in the Mediterranean Sea - hydrographic and depositional effects. *Nature* 338, 493-496.
- Tzanova, A., 2015. Linking late Miocene-Pliocene sea surface temperatures, terrestrial biome transitions and intensification of glaciation using alkenone paleothermometry. *PhD Thesis*, Providence, Rhode Island.
- Tzanova, A., Herbert, T. D., Peterson, L., 2015. Cooling Mediterranean Sea surface temperatures during the Late Miocene provide a climate context for evolutionary transitions in Africa and Eurasia. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 419, 71-80.
- Van Couvering, J.A., Berggren, W.A., Drake, R.E., Aguirre, E., Curtis, G.H., 1976. The terminal Miocene event. *Mar. Micropal.*, 1, 263-286.
- van der Laan, E., Gaboardi, S., Hilgen, F. J., Lourens, L. J., 2005. Regional climate and glacial control on high-resolution oxygen isotope records from Ain el Beida (latest Miocene, northwest Morocco): A cyclostratigraphic analysis in the depth and time domain. *Paleoceanography* 20(1).
- van der Laan, E., Hilgen, F.J., Lourens, L.J., de Kaenel, E., Gaboardi, S., Iaccarino, S., 2012. Astronomical forcing of Northwest African climate and glacial history during the late Messinian (6.5-5.5 Ma). *Paleogeogr. Paleoclimatol. Paleoecol.*, 313, 107-126.
- van Der Zwaan, G.J., Thomas, E., 1980. Late Miocene environmental evolution in the Mediterranean area: stable isotopes of planktonic and benthic foraminifera from Crete. *Proc. K. Ned. Acad. Wetensch. Ser. B.*, 83, 3, 327-343.
- van Der Zwaan, G.J., 1982. Paleoecology of the Late Miocene Mediterranean foraminifera. *Utr. Micr. Bull.*, p. 25.

- van Der Zwaan, G.J., Gudjonsson, L., 1986. Middle Miocene-Pliocene stable isotope stratigraphy and paleoceanography of the Mediterranean. *Mar. Micropal.*, 10, 71-90.
- van Raden, U.J., Groeneveld, J., Raitzsch, M., Kucera, M., 2011. Mg/Ca in the planktonic foraminifera *Globorotalia inflata* and *Globigerinoides bulloides* from Western Mediterranean plankton tow and core top samples. *Mar. Micropaleontol.* 78. <http://dx.doi.org/10.1016/j.marmicro.2010.11.002>.
- Vasilatos, C., Economou-Eliopoulos, M., 2018. Fossilized Bacteria in Fe-Mn-Mineralization: Evidence from the Legrena Valley, W. Lavrion Mine (Greece). *Minerals*, 8(3): 107.
- Vasiliev, I., Mezger, E.M., Lugli, S., Reichart, G.J., Manzi, V., Roveri, M., 2017. How dry was the Mediterranean during the Messinian Salinity Crisis? *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, doi: 10.1016/j.palaeo.2017.01.032.
- Vazquez, A., Utrilla, R., Zamarreno, I., Sierro, F.J., Flores, J.A., Frances, G., Barcena, M.A., 2000. Precession-related sapropelites of the Messinian Sorbas Basin (South Spain): paleoenvironmental significance. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, 158, 353-370.
- Vergnaud-Grazzini, C., 1978. Miocene and Pliocene oxygen and carbon isotopic changes at DSDP Sites 372, 374, and 375: Implications for the pre-Messinian History of the Mediterranean. *Init. Rep. DSDP 42A*, 829-836.
- Vergnaud-Grazzini, C., 1983. Reconstruction of Mediterranean Late Cenozoic hydrography by means of carbon isotope analysis. *Utrecht Micropaleontol. Bull.*, 30, 25-47.
- Vergnaud-Grazzini, C., Ryan, W.B.F., Cita, M.B., 1977. Stable isotope fractionation, climate change and episodic stagnation in the eastern Mediterranean Sea. *Sediment. Geol.*, 28, 81-93.

- Versteegh, G.J.M., 1994. Recognition of cyclic and non-cyclic environmental changes in the Mediterranean Pliocene: A palynological approach. *Mar. Micropal.*, 23, 147-183.
- Vrielynck, B., Odin, G.S., Dercourt, J., 1997. Miocene paleoceanography of the Tethys Ocean: Potential global correlations in the Mediterranean. In: A. Montanari et al. (Eds), Miocene stratigraphy: An intergrated approach. Development in Paleontology and Stratigraphy, *Elsevier Science*, Amsterdam, 157-165.
- Wehausen, R., Brumsack, H.J., 1998. The formation of Pliocene Mediterranean sapropels: constraints from highresolution major and minor element studies. In: Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results (A.H.F. Robertson, K.-C. Emeis and A. Camerlenghi, eds), pp. 207–217. Ocean Drilling Program, College Station, TX.
- Williams, M., Haywood, A.M., Taylor, S.P., Valdes, P.J., Sellwood, B.W., Hillenbrand, C.D., 2005. Evaluating the efficacy of planktonic foraminifer calcite delta O-18 data for sea surface temperature reconstruction for the Late Miocene. *Geobios*, 38, 843-863.
- Wortel, M.J.R., Spakman, W., 2000. Subduction and slab detachment in the Mediterranean-Carpathian region. *Science*, 290, 1910–1917.
- Zachariasse, W.J., 1975. Planktonic foraminiferal biostratigraphy of the Late Neogene of Crete (Greece). *Utr. Micr. Bull.*, 11, 171p.
- Zachariasse, W.J., Spaak, P., 1983. Middle Miocene to Pliocene paleoenvironmental reconstruction of the Mediterranean and adjacent Atlantic ocean: planktonic foraminiferal record of southern Italy. *Utr. Micr. Bull.*, 30, 91-110.

- Zachariasse, W.J., van Hinsbergen, D.J.J., Fortuin, A.R., 2008. Mass wasting and uplift on Crete and Karpathos during the early Pliocene related to initiation of south Aegean left-lateral, strike-slip tectonics. *GSA Bulletin* 120, 976–993.
- Zachariasse, W.J., van Hinsbergen, D.J.J., Fortuin, A.R., 2011. Formation and fragmentation of a late Miocene supradetachment basin in central Crete: implications for exhumation mechanisms of high-pressure rocks in the Aegean forearc. *Bas. Res.*, 23, 678–701.
- Zachos, J., Pagani, M., Sloan, L., Thomas, E., Billups, K., 2001. Trends, rhythms, and aberrations in global climate 65 Ma to present. *Science* 292(5517), 686-693.
- Zelilidis, A., Tserolas, P., Chamilaki, E., Pasadakis, N., Kostopoulou, S., Maravelis, A.G., 2016. Hydrocarbon prospectivity in the Hellenic trench system: organic geochemistry and source rock potential of upper Miocene–lower Pliocene successions in the eastern Crete Island, Greece. *Int J Earth Sci*, 105, 1859–1878, DOI 10.1007/s00531-015-1278-8.
- Zidianakis G., Mohr B., Fassoulas C. 2004. The late-Miocene flora of Vrysses, western Crete. A contribution to the climate and vegetation history, in Chatzipetros A. A. & Pavildes S. B. (eds), 5th International Symposium on Eastern Mediterranean Geology, Proceedings Vol. 1. Thessaloniki, Greece: 515-518.