



**ΕΘΝΙΚΟ ΚΑΙ ΚΑΠΟΔΙΣΤΡΙΑΚΟ**

**ΠΑΝΕΠΙΣΤΗΜΙΟ ΑΘΗΝΩΝ**

**ΣΧΟΛΗ ΘΕΤΙΚΩΝ ΕΠΙΣΤΗΜΩΝ**

**ΤΜΗΜΑ ΓΕΩΛΟΓΙΑΣ ΚΑΙ ΓΕΩΠΕΡΙΒΑΛΛΟΝΤΟΣ**

Τομέας Ιστορικής Γεωλογίας - Παλαιοντολογίας

**ΒΙΟΣΤΡΩΜΑΤΟΓΡΑΦΙΚΗ  
ΚΑΙ ΠΑΛΑΙΟΚΛΙΜΑΤΙΚΗ  
ΑΝΑΛΥΣΗ ΣΤΟΝ  
ΑΝΑΤΟΛΙΚΟ ΑΤΛΑΝΤΙΚΟ  
ΩΚΕΑΝΟ**

ΠΟΛΙΑΝΚΟΥ-ΖΑΝΝΑΚΗ ΕΙΡΗΝΗ

ΑΜ: 1114201200078

Επιβλέπων: Καθηγήτρια Αντωνάκου Ασημίνα  
ΑΘΗΝΑ 2020

## ΠΕΡΙΕΧΟΜΕΝΑ

Λίστα Εικόνων.....	ii
ΠΡΟΛΟΓΟΣ.....	iii
1 ΕΙΣΑΓΩΓΗ.....	- 1 -
1.1 ΣΚΟΠΟΣ.....	- 1 -
2 ΤΡΗΜΑΤΟΦΟΡΑ.....	- 1 -
2.1 ΓΕΝΙΚΑ ΣΤΟΙΧΕΙΑ.....	- 1 -
2.2 ΦΥΣΙΟΛΟΓΙΑ ΚΑΙ ΜΟΡΦΟΛΟΓΙΑ.....	- 2 -
2.3 ΠΛΑΓΚΤΟΝΙΚΑ ΤΡΗΜΑΤΟΦΟΡΑ.....	- 4 -
2.4 ΕΡΕΥΝΗΤΙΚΟ ΙΣΤΟΡΙΚΟ.....	- 9 -
3 ΠΕΡΙΟΧΗ ΜΕΛΕΤΗΣ.....	- 10 -
3.1 ΕΙΣΑΓΩΓΗ.....	- 10 -
3.2 ΓΕΩΛΟΓΙΑ ΠΕΡΙΟΧΗΣ.....	- 12 -
3.2.1 ΧΕΡΣΑΙΑ ΓΕΩΛΟΓΙΑ (ONSHORE GEOLOGY).....	- 12 -
3.2.2 ΥΠΕΡΑΚΤΙΑ ΓΕΩΛΟΓΙΑ (OFFSHORE GEOLOGY).....	- 15 -
3.3 ΩΚΕΑΝΟΓΡΑΦΙΑ ΠΕΡΙΟΧΗΣ.....	- 16 -
3.4 ΚΛΙΜΑΤΟΛΟΓΙΑ ΠΕΡΙΟΧΗΣ.....	- 19 -
4 ΥΛΙΚΟ ΚΑΙ ΜΕΘΟΔΟΛΟΓΙΑ.....	- 23 -
4.1 ΕΠΕΞΕΡΓΑΣΙΑ ΔΕΙΓΜΑΤΩΝ.....	- 23 -
4.2 ΠΟΙΟΤΙΚΗ ΚΑΙ ΠΟΣΟΣΤΙΚΗ ΑΝΑΛΥΣΗ ΤΗΣ ΠΑΝΙΔΑΣ ΤΩΝ ΤΡΗΜΑΤΟΦΟΡΩΝ.....	- 24 -
5 ΒΙΟΣΤΡΩΜΑΤΟΓΡΑΦΙΑ ΚΑΙ ΠΑΛΑΙΟΚΛΙΜΑΤΙΚΗ ΑΝΑΛΥΣΗ.....	- 25 -
5.1 ΣΤΡΩΜΑΤΟΓΡΑΦΙΚΗ ΚΑΤΑΝΟΜΗ ΠΛΑΓΚΤΟΝΙΚΩΝ ΤΡΗΜΑΤΟΦΟΡΩΝ..	- 25 -
5.2 ΠΑΛΑΙΟΚΛΙΜΑΤΟΛΟΓΙΚΗ ΚΑΜΠΥΛΗ.....	- 27 -
5.3 ΚΛΙΜΑΤΙΚΕΣ ΜΕΤΑΒΟΛΕΣ.....	- 28 -
6 ΓΕΝΙΚΑ ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ.....	- 30 -
7 ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ.....	- 31 -

## Λίστα Εικόνων

Εικόνα 1: Ταξινόμηση μοντέρνων πλαγκτονικών τρηματοφόρων. Οι πάνω εικόνες δείχνουν χαρακτηριστικά είδη της κάθε υπεροικογένειας και των επιφανειακών δομών του κελύφους. Οι 7 οικογένειες και τα 19 γένη των μοντέρνων πλαγκτονικών τρηματοφόρων κατηγοριοποιούνται σε κάθε υπεροικογένεια (Kucera, 2007).....	- 4 -
Εικόνα 2: Κύριες πανιδικές περιοχές ζώντων πλαγκτονικών τρηματοφόρων. Οι περιοχές είναι οριζόντια καταναμημένες σε γραμμές γεωγραφικού πλάτους και συμμετρικές και στα δύο ημισφαίρια. (1) πολικές, (2) υποπολικές, (3) μεταβατικές, (4) υποτροπικές, (5) τροπικές. -	6 -
Εικόνα 3: Εικόνες ηλεκτρονικού μικροσκοπίου (SEM) μοντέρνων πλαγκτονικών τρηματοφόρων: (a, b) <i>Globigerinoides ruber</i> ; (c, d) <i>Globigerinoides sacculifer</i> ; (e, f) <i>Globigerinoides conglobatus</i> ; (g, h) <i>Globigerinoides tenellus</i> ; (i, j) <i>Globigerina rubescens</i> ; (k, l) <i>Globigerina falconensis</i> ; (m, n) <i>Globigerina bulloides</i> ; (o, p) <i>Orbulina universa</i> ; (q, r) <i>Globigerinella siphonifera</i> ; (s, t) <i>Globigerinella calida</i> (scale bars: 100 μm for Fig. 7.1e–n, q; 200 μm for Fig. 7.1a–d, o–t).....	- 8 -
Εικόνα 4: Θέση της περιοχής δειγματοληψίας.....	- 10 -
Εικόνα 5: Γεωτεκτονικός χάρτης περιοχής μελέτης.....	- 12 -
Εικόνα 6: Γεωλογικός χάρτης Μαυριτανίας (British Geological Survey, 2015).....	- 14 -
Εικόνα 7: Τομή Α–Β όπου απεικονίζονται οι υποθαλάσσιοι σχηματισμοί της περιοχής μελέτης.....	- 15 -
Εικόνα 8: Λεπτομερής τομή ΒΔ–ΝΑ διεύθυνσης με τις υποθαλάσσιες λιθολογίες της περιοχής μελέτης και εμφανή την επικλυσιογενή επιφάνεια μεταξύ των δύο στρωματογραφικών φάσεων (διακεκομμένη κόκκινη γραμμή). .....	- 16 -
Εικόνα 9: Ωκεανογραφικό καθεστώς ΒΔ Αφρικανικού Περιθωρίου. Τα μαύρα βέλη αναπαριστούν την κίνηση των επιφανειακών ρευμάτων που επικρατούν στην περιοχή μελέτης (CC=Ρεύμα Κανάριων, NEC=Ρεύμα Βορείου Ισημερινού, NECC=Αντίθετο Ρεύμα Βορείου Ισημερινού). Η μωβ ζώνη οριοθετεί την περιοχή όπου συμβαίνει μόνιμα το φαινόμενο upwelling ενώ η πράσινη ζώνη χαρακτηρίζει την περιοχή όπου συμβαίνει εποχικά το φαινόμενο.....	- 18 -
Εικόνα 10: Εποχική κλιματολογία μελετώμενης περιοχής (Auger et al., 2015).....	- 22 -
Εικόνα 11: Τοποθεσία της θέσης δειγματοληψίας και επιφανειακά ρεύματα. Με την διακεκομμένη κόκκινη γραμμή απεικονίζεται το μετωπικό σύστημα του Πράσινου Ακρωτηρίου. ....	- 23 -
Εικόνα 12: Διάγραμμα κατανομής πλαγκτονικών τρηματοφόρων.....	- 26 -
Εικόνα 13: Παλαιοκλιματική καμπύλη.....	- 29 -

## ΠΡΟΛΟΓΟΣ

Η παρούσα διπλωματική εργασία εκπονήθηκε στα πλαίσια των προπτυχιακών σπουδών του τμήματος Γεωλογίας και Γεωπεριβάλλοντος του Εθνικού και Καποδιστριακού Πανεπιστημίου Αθηνών. Υπεύθυνη στην επίβλεψη της εργασίας είναι η καθηγήτρια Αντωνάκου Ασημίνα. Το εργαστηριακό μέρος της εργασίας πραγματοποιήθηκε στα μικροσκόπια του τομέα Ιστορικής Γεωλογίας και Παλαιοντολογίας του τμήματος. Σκοπός της διπλωματικής εργασίας είναι η μελέτη της κατανομής των πλαγκτονικών τρηματοφόρων Τεταρτογενούς ηλικίας στην περιοχή του Ανατολικού Ατλαντικού.

Ιδιαίτερες ευχαριστίες στην κα. Αντωνάκου για την σωστή καθοδήγηση και βοήθεια καθ' όλη τη διάρκεια εκπόνησης της εργασίας. Θα ήθελα να ευχαριστήσω επίσης τον Γεώργιο Κοντακιώτη και τον Στέργιο Ζαρκογιάννη για τις πολύτιμες πληροφορίες που μου παρέθεσαν.

# 1 ΕΙΣΑΓΩΓΗ

## 1.1 ΣΚΟΠΟΣ

Σκοπός της συγκεκριμένης εργασίας είναι να αντλήσουμε πληροφορίες σχετικές με την βιοστρωματογραφία και την παλαιοοικολογία των ιζημάτων της περιοχής του Ανατολικού Ατλαντικού, εκμεταλλευόμενοι την παρουσία πλαγκτονικών μικροαπολιθωμάτων. Τα πλαγκτονικά τρηματοφόρα, ως βιοστρωματογραφικοί δείκτες μας επιτρέπουν την αναγνώριση κλιματικών αλλαγών του παρελθόντος σε τοπική καθώς και σε παγκόσμια κλίμακα.

# 2 ΤΡΗΜΑΤΟΦΟΡΑ

## 2.1 ΓΕΝΙΚΑ ΣΤΟΙΧΕΙΑ

Τα τρηματοφόρα (foraminifera) είναι μονοκύτταροι, ευκαρυωτικοί οργανισμοί που χαρακτηρίζονται από δίκτυο ψευδοποδίων (κοκκιοδικτυοπόδια), ετεροφασικό κύκλο ζωής και ανθεκτικό κέλυφος από ανθρακικό ασβέστιο ( $\text{CaCO}_3$ ), το οποίο καλύπτει το πρωτόπλασμα του οργανισμού και έχει συνήθως μέγιστη διάμετρο μεταξύ 100-500  $\mu\text{m}$ .

Τα τρηματοφόρα διαβιούν σε όλα τα θαλάσσια οικοσυστήματα, ενώ μερικά είδη προσαρμόζονται σε υφάλμυρα περιβάλλοντα. Ανάλογα με τον τρόπο ζωής τους διακρίνονται σε δύο κατηγορίες: στα βενθονικά και στα πλαγκτονικά τρηματοφόρα. Οι εν λόγω οργανισμοί παρουσιάζουν υψηλή αφθονία ειδών, με γνωστά περίπου 5.000 σύγχρονα και 50.000 απολιθωμένα είδη. Περίπου 40-50 είδη επιλέγουν πλαγκτονικό τρόπο ζωής, ενώ η πλειοψηφία των σύγχρονων ειδών παρουσιάζει βενθονικό τρόπο ζωής. Τα τρηματοφόρα διαδραματίζουν σημαντικό ρόλο στους βιογεωχημικούς κύκλους του άνθρακα και του ασβεστίου των ωκεάνιων συστημάτων και μαζί με τα κοκκολιθοφόρα θεωρούνται ως οι κύριες ομάδες της βιογενούς ανθρακικής ιζηματογένεσης<sup>1</sup> (Loubere and Fariduddin, 1999). Στο γεωλογικό χρόνο συνέβαλαν στον σχηματισμό εκτεταμένων ασβεστολιθικών αποθέσεων

---

<sup>1</sup> Τα βενθονικά και πλαγκτονικά τρηματοφόρα συνεισφέρουν στην απόθεση  $\text{CaCO}_3$  σε ποσοστό περίπου 25% της συνολικής παραγωγής ανθρακικών ιζημάτων (1,4 δις εκ. τόνους/χρόνο).

όπως ο σχηματισμός της κρητίδας του Ανώτερου Κρητιδικού και οι Νουμμουλιτοφόροι ασβεστόλιθοι του Ηωκαίνου (Τριανταφύλλου and Δήμιζα, 2012).

## 2.2 ΦΥΣΙΟΛΟΓΙΑ ΚΑΙ ΜΟΡΦΟΛΟΓΙΑ

Στα σύγχρονα τρηματοφόρα, το μεγαλύτερο μέρος του πρωτοπλάσματος περιορίζεται μέσα στο κέλυφος το οποίο είτε εκκρίνεται από τον ίδιο τον οργανισμό είτε κατασκευάζεται από εξωγενή υλικά. Το κέλυφος των τρηματοφόρων αποτελείται από έναν ή περισσότερους θαλάμους (βασικό δομικό στοιχείο), οι οποίοι συνδέονται μεταξύ τους με ένα ή περισσότερα ανοίγματα (ενδομεσοθαλαμικά ανοίγματα). Η αρχιτεκτονική του κελύφους είναι αυτή που συμβάλλει στην ταξινόμηση των τρηματοφόρων.

Η σύσταση του τοιχώματος του κελύφους μπορεί να είναι οργανική, πυριτική, αραγωνιτική, ασβεστολιθική και συμφυρματοπαγής, με τις δύο τελευταίες συστάσεις να αποτελούν τις πιο συνηθισμένες στα περισσότερα απολιθωμένα τρηματοφόρα. Αναφορικά με τη δομή του τοιχώματος του κελύφους, το συμφυρματοπαγές κέλυφος συνίσταται από ετερογενή στοιχεία που συνδέονται μεταξύ τους με συγκολλητικό υλικό ενώ το ασβεστολιθικό κέλυφος διακρίνεται σε τρεις (3) κύριους τύπους: μικροκοκκώδες (microgranular), πορσελανώδες ή αδιάτρητο (porcelaneous/imperforate) και υαλώδες ή διάτρητο (hyaline/perforate). Πιο αναλυτικά, το μικροκοκκώδες τοίχωμα συνίσταται από ημισφαιρικούς, ισοδιάστατους, μικρόκοκκους κρυσταλλικούς ασβεστίτη, χαμηλής περιεκτικότητας σε μαγνήσιο που διατάσσονται ανομοιόμορφα, το ασβεστολιθικό πορσελανώδες τοίχωμα συνίσταται από μικρού μεγέθους, επιμήκεις κρυστάλλους ασβεστίτη, υψηλής περιεκτικότητας σε μαγνήσιο ενώ τέλος το ασβεστολιθικό υαλώδες τοίχωμα, στις περισσότερες περιπτώσεις δομείται από πληθώρα ρομβοεδρικών ασβεστιτικών κρυστάλλων, χαμηλής περιεκτικότητας σε μαγνήσιο και καλείται και διάτρητο καθώς χαρακτηρίζεται από πληθώρα πόρων. Εξωτερικά, η επιφάνεια του κελύφους μπορεί να παρουσιάσει μεγάλη ποικιλομορφία. Ο στολισμός του κελύφους βοηθά στην άμυνα ενάντια στις επιθέσεις των αρπακτικών οργανισμών, στην πλευστότητα των πλαγκτονικών καθώς και στην προσκόλληση των βενθονικών τρηματοφόρων.

Το σχήμα του κελύφους παρουσιάζει ιδιαίτερη ποικιλομορφία και καθορίζεται από το μοντέλο ανάπτυξής του. Λίγοι αντιπρόσωποι τρηματοφόρων φέρουν μονοθάλαμα κελύφη, ενώ οι περισσότεροι φέρουν πολυθάλαμα. Συνήθως οι θάλαμοι διευθετούνται σε απλές σειρές (ευθυτενές κέλυφος) ή σπειροειδώς (περιελιγμένο κέλυφος). Τα ευθυτενή κελύφη διαμορφώνονται από μία/δύο/τρεις σειρές θαλάμων. Στα περιελιγμένα κελύφη, επιπεδοσπειροειδής περιέλιξη καλείται η διευθέτηση των θαλάμων σε ένα επίπεδο γύρω από έναν άξονα ανάπτυξης, τροχοσπειροειδής περιέλιξη καλείται η διευθέτηση των θαλάμων σε περισσότερα παράλληλα επίπεδα γύρω από τον άξονα ανάπτυξης και στρεπτοσπειροειδής περιέλιξη καλείται η διευθέτηση των θαλάμων σε διαφορετικά επίπεδα. Τα επιπεδοσπειροειδή κελύφη χαρακτηρίζονται από ανειλιγμένη περιέλιξη όταν και στις δύο όψεις όλοι οι ελιγμοί είναι ορατοί, ενώ όταν ο τελευταίος ελιγμός καλύπτει τους προηγούμενους χαρακτηρίζονται από ενειλιγμένη περιέλιξη.

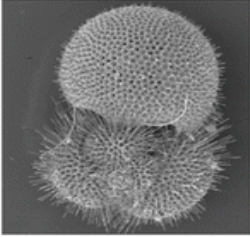
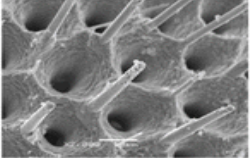
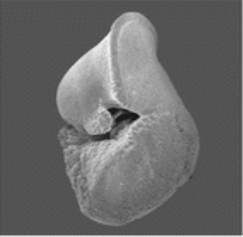
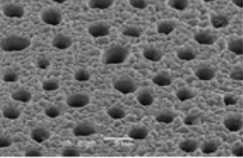

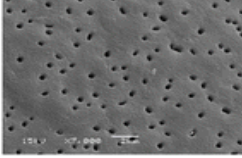
Τα εξωσκελετικά στοιχεία παρατηρούνται στα εσωτερικά πλευρικά τοιχώματα των θαλάμων (πχ. παχύνσεις). Τα ενδοσκελετικά στοιχεία υποδιαιρούν εν μέρει ή εξολοκλήρου την κοιλότητα του θαλάμου σε θαλαμίσκους, και περιλαμβάνουν δευτερεύουσες διαχωριστικές επιφάνειες που καλούνται δευτερεύοντα διαφράγματα αλλά και οι κιονοειδείς προεκτάσεις μεταξύ των διαδοχικών διαφραγμάτων που καλούνται στυλίδια και παρέχουν μηχανική αντοχή στο κέλυφος.

Ιδιαίτερο χαρακτηριστικό γνώρισμα των τρηματοφόρων είναι το δίκτυο ψευδοποδίων που φέρουν. Πρόκειται για λεπτά, νηματοειδή, αναστομωμένα ψευδοπόδια με κοκκώδη σύσταση και αποτελούν τον βασικό μηχανισμό με τον οποίο τα τρηματοφόρα επικοινωνούν και αντιδρούν με το περιβάλλον. Χρησιμεύουν στην προσκόλληση του οργανισμού, την πρόσληψη τροφής, την μετακίνηση καθώς και την κατασκευή του κελύφους.

Σε γενικές γραμμές οι διαγνωστικοί χαρακτήρες της αρχιτεκτονικής του κελύφους αποτελούν το βασικό κριτήριο για την ταξινόμηση τόσο των απολιθωμάτων όσο και των σύγχρονων τρηματοφόρων, και μελετώνται με τη βοήθεια μικροσκοπίου. Παράλληλα, αξιόλογη συνεισφορά στην κατανόηση των σχέσεων μεταξύ των διαφόρων ταξινομικών ομάδων, αναμένεται από την μοριακή φυλογενετική (Τριανταφύλλου and Δήμιζα, 2012).

## 2.3 ΠΛΑΓΚΤΟΝΙΚΑ ΤΡΗΜΑΤΟΦΟΡΑ

Βασικό μορφολογικό κριτήριο για την συστηματική ταξινόμηση σε επίπεδο γένους και είδους, τόσο των απολιθωμένων όσο και των σύγχρονων πλαγκτονικών τρηματοφόρων αποτελεί η υφή της εξωτερικής επιφάνειας του τοιχώματος του κελύφους. Σύμφωνα με (Kucera, 2007), τα πλαγκτονικά τρηματοφόρα διακρίνονται σε 3 υπεριοικογένειες με βάση τα μορφολογικά χαρακτηριστικά του κελύφους: Globigerinoidea, Globorotaloidea, Heterohelicoidea (εικόνα 1).

Globigerinoidea	Globorotaloidea	Heterohelicoidea
 	 	 
Spinose	Nonspinose Macroperforate	Nonspinose Microperforate
<b>Family</b>		
Globigerinidae Hastigerinidae*	Globorotaliidae Pulleniatinidae	Guembertriidae Chiloguemberinidae Candeinidae
<b>Genus</b>		
<i>Globigerina</i> <i>Globigerinoides</i> <i>Globigerinella</i> <i>Orbulina</i> <i>Turborotalita</i> <i>Sphaeroidinella</i> <i>Hastigerina</i> * <i>Hastigerinella</i> *	<i>Globorotalia</i> <i>Globoquadrina</i> <i>Globorotaloides</i> <i>Neogloboquadrina</i> <i>Pulleniatina</i> <i>Berggrenia</i>	<i>Globigerinita</i> <i>Candeina</i> <i>Tenuitella</i> <i>Gallitellia</i> <i>Streptochilus</i>
* monolamellar wall structure		

Εικόνα 1: Ταξινόμηση μοντέρνων πλαγκτονικών τρηματοφόρων. Οι πάνω εικόνες δείχνουν χαρακτηριστικά είδη της κάθε υπεριοικογένειας και των επιφανειακών δομών του κελύφους. Οι 7 οικογένειες και τα 19 γένη των μοντέρνων πλαγκτονικών τρηματοφόρων κατηγοριοποιούνται σε κάθε υπεριοικογένεια (Kucera, 2007).

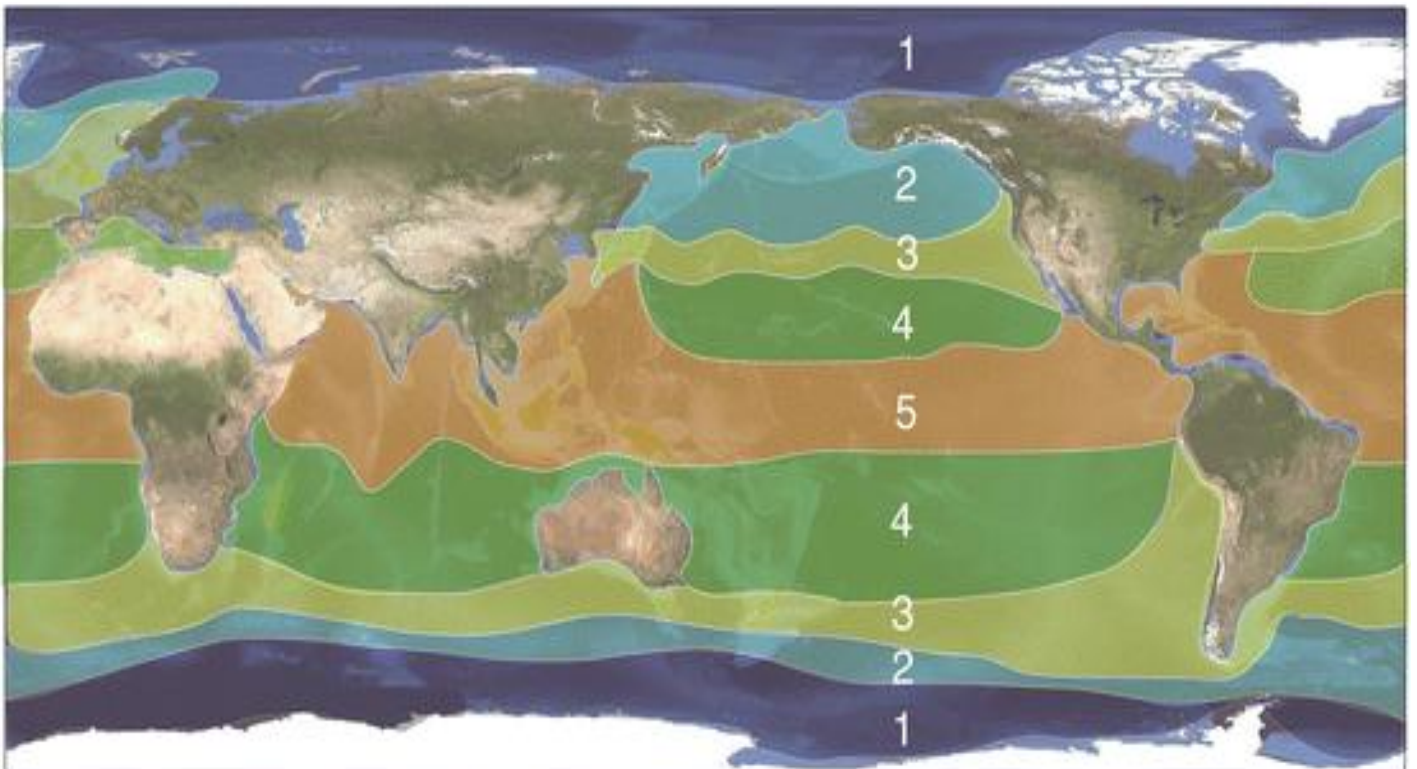


Σε γενικές γραμμές, το τοίχωμα του κελύφους στα πλαγκτονικά τρηματοφόρα, χαρακτηρίζεται από πολυάριθμους πόρους, οι οποίοι καλύπτονται από λεπτές ηθμοειδείς πλάκες ή οργανικό πώμα. Επιπλέον, τα πλαγκτονικά του Καινοζωικού αιώνα ομαδοποιούνται σε ευδιάκριτες μορφολογικές ομάδες με διαφορετικές οικολογικές προσαρμογές, ανάλογα με τον τύπο των άκανθων που φέρουν στην επιφάνεια του τοιχώματος. Τα σύγχρονα είδη με ακανθώδεις κέλυφος, όπως και αυτά του Νεογενούς, χαρακτηρίζονται από μακριές, λεπτές και εύκαμπτες άκανθες που δομούνται από ένα κρύσταλλο ασβεστίτη ο οποίος αναπτύσσεται ως επέκταση του εξωτερικού ελάσματος του τοιχώματος.

Τα πλαγκτονικά τρηματοφόρα παρουσιάζουν μεγάλη ποικιλομορφία ως προς τον αριθμό, το μέγεθος και τη θέση του στοματικού ανοίγματος. Τα σύγχρονα και απολιθωμένα είδη εκτός από το κύριο στοματικό άνοιγμα φέρουν και δευτερεύοντα ή συμπληρωματικά ανοίγματα. Επιπλέον, χαρακτηρίζονται από πολυθάλαμα κελύφη με τους περισσότερους αντιπροσώπους των πλαγκτονικών να διευθετούν τους θαλάμους σε επιπεδοσπειροειδή (πχ. *Globigerinelloides*), τροχοσπειροειδή (πχ. *Globorotalia*, *Neogloboquadrina*, *Globigerina*, *Globigerinoides*) και στρεπτοσπειροειδή περιέλιξη (πχ. *Pulleniatina*).

Τα πλαγκτονικά τρηματοφόρα παρουσιάζουν παγκόσμια γεωγραφική κατανομή και με μικρές εξαιρέσεις κατοικούν σε θαλάσσια περιβάλλοντα κανονικής αλατότητας. Τα μορφολογικά χαρακτηριστικά του κελύφους τους λαμβάνουν σημαντικό ρόλο στον έλεγχο της πλευστότητας του οργανισμού. Το λεπτό τοίχωμα με υψηλό πορώδες μειώνει την πυκνότητα του κελύφους, η αντίσταση της τριβής αυξάνεται με την ανάπτυξη άκανθων μεγάλου μήκους, ενώ το σφαιρικό σχήμα των θαλάμων του κελύφους αυξάνει την αντίσταση στην βύθιση. Η θερμοκρασία αποτελεί ένα σημαντικό ρυθμιστικό παράγοντα στην κατανομή των πλαγκτονικών τρηματοφόρων καθώς επηρεάζει ζωτικής σημασίας λειτουργίες όπως η σίτιση, η αναπαραγωγή και η ανάπτυξη.

Η βιογεωγραφική κατανομή και διασπορά των σύγχρονων πλαγκτονικών τρηματοφόρων παρουσιάζει υψηλή συσχέτιση με την παραγωγικότητα του φυτοπλαγκτού και τα υψηλά επίπεδα των θρεπτικών συστατικών. Σήμερα, υψηλή αφθονία πλαγκτονικών παρατηρείται σε περιοχές ωκεάνιων περιστροφικών και ανοδικών ρευμάτων (upwellings), όπου η ανάμειξη των υδάτων επιτρέπει την αφθονία των θρεπτικών συστατικών σε όλη την υδάτινη στήλη, ενώ αντίθετα χαμηλές περιεκτικότητες σημειώνονται σε ολιγοτροφικές, υψηλής αλατότητας περιοχές. Έτσι συγκεκριμένα είδη τρηματοφόρων συνδέονται με συγκεκριμένα γεωγραφικά πλάτη δημιουργώντας βιοκοινωνίες οι οποίες διακρίνονται σε πολικά (1), υποπολικά (2), μεταβατικά (3), υποτροπικά (4) και τροπικά κλίματα (5) (Εικόνα 2). Από αυτές τις ζώνες, τα τροπικά είδη παρουσιάζουν μεγαλύτερη ποικιλία. (τροποποιημένος χάρτης του (Be and AWH, 1977) από τον (Kimoto, 2015) ).



Εικόνα 2: Κύριες πανιδικές περιοχές ζώντων πλαγκτονικών τρηματοφόρων. Οι περιοχές είναι οριζόντια κατανομημένες σε γραμμές γεωγραφικού πλάτους και συμμετρικές και στα δύο ημισφαίρια. (1) πολικές, (2) υποπολικές, (3) μεταβατικές, (4) υποτροπικές, (5) τροπικές.

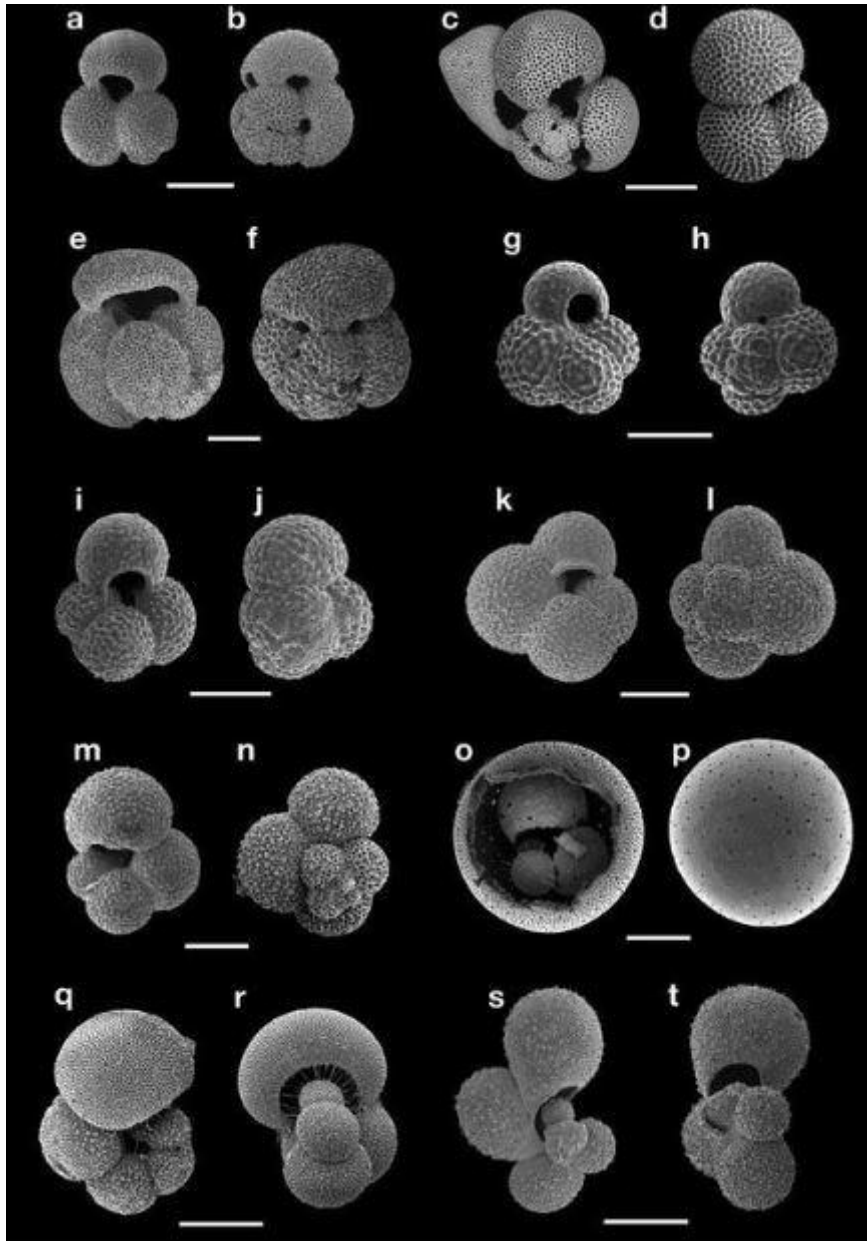
Η διαθεσιμότητα των ανθρακικών αποτελεί ρυθμιστικό παράγοντα για την κατανομή και διασπορά των τρηματοφόρων. Η διάλυση του ανθρακικού ασβεστίου είναι μικρότερη στα θερμά σε σχέση με τα ψυχρά ύδατα γεγονός που οδηγεί ανάπτυξη τρηματοφόρων με

εύρωστα κελύφη στα χαμηλά γεωγραφικά πλάτη. Στην υδάτινη στήλη, το φυσικό όριο βάθους όπου η διάλυση του ανθρακικού ασβεστίου είναι ίση με το ποσοστό απόθεσης καλείται βάθος εξισορρόπησης ανθρακικού ασβεστίου (CCD). Πάνω από αυτό το βάθος (4.200-5.000 m) διαμορφώνεται ανθρακικό ασβέστιο και τα κελύφη των τρηματοφόρων διατηρούνται αμιγή ενώ κάτω από αυτό τα κελύφη διαλύονται ολοσχερώς. Γενικότερα, υψηλές περιεκτικότητες και μεγαλύτερη αφθονία ειδών παρατηρείται στο ανώτερο τμήμα της ευφωτικής ζώνης (10-50 m βάθος), ενώ κάτω από το βάθος αυτό τα πλαγκτονικά παρουσιάζουν εκθετική μείωση της αφθονίας τους. Ως προς την οριζόντια διασπορά στις συναθροίσεις των τρηματοφόρων παρατηρείται μια αύξηση στην αναλογία των πλαγκτονικών/βενθονικών μορφών σε συνάρτηση με την απόσταση από τις παράκτιες περιοχές προς την ανοιχτή θάλασσα.

Αναφορικά με την στρωματογραφική τους εξάπλωση, τα πρώτα πλαγκτονικά τρηματοφόρα εμφανίζονται στο Ιουρασικό. Το Κρητιδικό χαρακτηρίστηκε από σημαντική εξάπλωση των πλαγκτονικών (χαρακτηριστικός αντιπρόσωπος: *Globotrucana*), ωστόσο ελάχιστα είδη επέζησαν από την μαζική εξαφάνιση που συνέβη στο τέλος του Κρητιδικού. Σημαντική ανάκαμψη παρουσίασαν κατά τον Καινοζωικό αιώνα και συγκεκριμένα κατά το Παλαιόκαινο, με χαρακτηριστικά τα γένη *Globigerina* και *Globorotalia*. Στο Μειόκαινο εμφανίζονται, μεταξύ άλλων, τα γένη *Hastigerina*, *Globigerinita*, *Orbulina*, *Neogloboquadrina*, *Sphaeroidinella*.

Η ευδιάκριτη μορφολογία των πλαγκτονικών τρηματοφόρων, η ποικιλομορφία η γρήγορη εξέλιξη, η μεγάλη αφθονία, η παγκόσμια εξάπλωση και η υψηλή δυνατότητα διατήρησης που τα χαρακτηρίζουν, τα καθιστούν εξαιρετικό εργαλείο για τον σχετικό προσδιορισμό της ηλικίας των στρωμάτων στις στρωματογραφικές και λεπτομερείς χρονοστρωματογραφικές μελέτες των Κρητιδικών και Καινοζωικών θαλάσσιων αποθέσεων. Ακόμα, τα πλαγκτονικά αποτελούν σημαντικό εργαλείο για τον προσδιορισμό της κυκλοφορίας των παλαιότερων ωκεάνιων ρευμάτων με στοιχεία για την εκτίμηση παλαιοωκεανογραφικών/παλαιοκλιματικών δεικτών όπως παλαιοθερμοκρασία, παλαιοαλατότητα και παλαιοπαραγωγικότητα (Τριανταφύλλου and Δήμιζα, 2012).

Στη παρακάτω εικόνα 3, απεικονίζονται ενδεικτικά κάποια είδη πλαγκτονικών τρηματοφόρων (Kimoto, 2015).



Εικόνα 3: Εικόνες ηλεκτρονικού μικροσκοπίου (SEM) μοντέρνων πλαγκτονικών τρηματοφόρων: (a, b) *Globigerinoides ruber*; (c, d) *Globigerinoides sacculifer*; (e, f) *Globigerinoides conglobatus*; (g, h) *Globigerinoides tenellus*; (i, j) *Globigerina rubescens*; (k, l) *Globigerina falconensis*; (m, n) *Globigerina bulloides*; (o, p) *Orbulina universa*; (q, r) *Globigerinella siphonifera*; (s, t) *Globigerinella calida* (scale bars: 100  $\mu\text{m}$  for Fig. 7.1e-n, q; 200  $\mu\text{m}$  for Fig. 7.1a-d, o-t)

## 2.4 ΕΡΕΥΝΗΤΙΚΟ ΙΣΤΟΡΙΚΟ

Οι πρώτες καταγραφές πλαγκτονικών τρηματοφόρων δημοσιεύθηκαν από τον (d'Orbigny, 1826; Orbigny, 1839), καθώς και από τον (Owen, 1867), ο οποίος έδωσε μεγαλύτερη σημασία στο τρόπο με τον οποίο ζούσαν τα τρηματοφόρα. Οι (Murray and Renard, 1891) ήταν αυτοί που εισήγαγαν τη σημασία των πλαγκτονικών τρηματοφόρων ως δείκτες, αφότου είχαν παρατηρήσει ότι τα είδη των πλαγκτονικών τρηματοφόρων κατανέμονται σε παγκόσμιες ζώνες, ανάλογα με τις επιφανειακές θερμοκρασίες των υδάτων.

Η πρώτη ποιοτική μελέτη των πλαγκτονικών τρηματοφόρων έγινε από τον (Schott, 1935) στο υλικό που συγκεντρώθηκε από την Meteor Expedition στον Ισημερινό Ατλαντικό ωκεανό (1925-1927). Μέσω της μελέτης αυτής αναγνωρίστηκαν οι τοπικές διαφοροποιήσεις στις συγκεντρώσεις μεμονωμένων ειδών πλαγκτονικών τρηματοφόρων, το εύρος του βάθους της κατανομής τους καθώς και οι ομοιότητες και οι διαφορές στην κατανομή των συγκεντρώσεων ζωής και θανάτου.

Γενικά τα πλαγκτονικά τρηματοφόρα, παρόλο τη μεγάλη τους σημασία ως δείκτες, χρησιμοποιούνταν συμπληρωματικώς καθώς κυρίως η βιοστρωματογραφία των ιζημάτων βασίζονταν στο στρωματογραφικό εύρος των βενθονικών τρηματοφόρων. Ο (Emiliani, 1954, 1955, 1966) εισήγαγε πρώτος τη χρησιμότητα των ισοτόπων οξυγόνου στην οικολογία και παλαιοοικολογία των πλαγκτονικών τρηματοφόρων. Η βιοστρωματογραφία των πλαγκτονικών τρηματοφόρων βελτιώθηκε κατά το 1960 με ένα μεγάλο αριθμό δημοσιεύσεων, συμπεριλαμβανομένων αυτών των (Jenkins, 1960, 1966), (Eames *et al.*, 1962; BANNER and Blow, 1965; Blow, 1969), (Berggren, 1962, 1968, 1969; Phillips *et al.*, 1968), (Bulli, 1965, 1966), (DOUGLAS and RANKIN, 1969), (Lipps, 1967), (Moullade, 1966), (Hornibrook, 1967), (Pessagno Jr, 1967)(Bandy and Rodolfo, 1964; Bandy, 1967), (Luterbacher, 1964), (Ruddiman and Heezen, 1967) και (Crampon and Sigal, 1967). Κατά τη δεκαετία του '70 με τη βοήθεια των Deep Sea Drilling Projects (DSDP) οι βιοστρωματογραφικές μελέτες των πλαγκτονικών τρηματοφόρων εξαπλώθηκαν. Το άφθονο υλικό από τα DSDP έχουν βοηθήσει έκτοτε τις ποιοτικές μελέτες των πλαγκτονικών τρηματοφόρων, οι οποίες είναι εκτενώς εφαρμόσιμες σε έρευνες παλαιοωκεανογραφίας.

### 3 ΠΕΡΙΟΧΗ ΜΕΛΕΤΗΣ

#### 3.1 ΕΙΣΑΓΩΓΗ

Η περιοχή μελέτης βρίσκεται στην παράκτια περιοχή της Μαυριτανίας (Βορειοδυτική Αφρική) και συγκεκριμένα εντοπίζεται περίπου 250 km από το Cape Timiris, στο ηπειρωτικό ανάψωμα (continental rise)<sup>2</sup> της ΒΔ Αφρικής. Η Μαυριτανία συντίθεται βόρεια από την έρημο Σαχάρα (ξηρή ζώνη) και νότια από το Σαχέλ, το οποίο αποτελεί μια στεπική λωρίδα γής (ημίξηρη ζώνη), και λαμβάνει ετησίως 100 mm βροχής. Στην εικόνα 4, απεικονίζεται το γενικότερο γεωγραφικό καθεστώς της περιοχής μελέτης καθώς και η περιοχή δειγματοληψίας του υλικού που μελετήθηκε, ο πυρήνας GeoB 8502-2 (Zarkogiannis, 2012).



Εικόνα 4: Θέση της περιοχής δειγματοληψίας

<sup>2</sup> Το ηπειρωτικό ανάψωμα βρίσκεται στην βάση του υφαλοπρανούς, μέχρι τα 2.500-3.000 m βάθος, πέρα από το οποίο αρχίζει η ωκεάνια άβυσσος. Υφαλοκρηπίδα, υφαλοπρανές και ηπειρωτικό ανάψωμα συναποτελούν το υφαλοπλαίσιο.

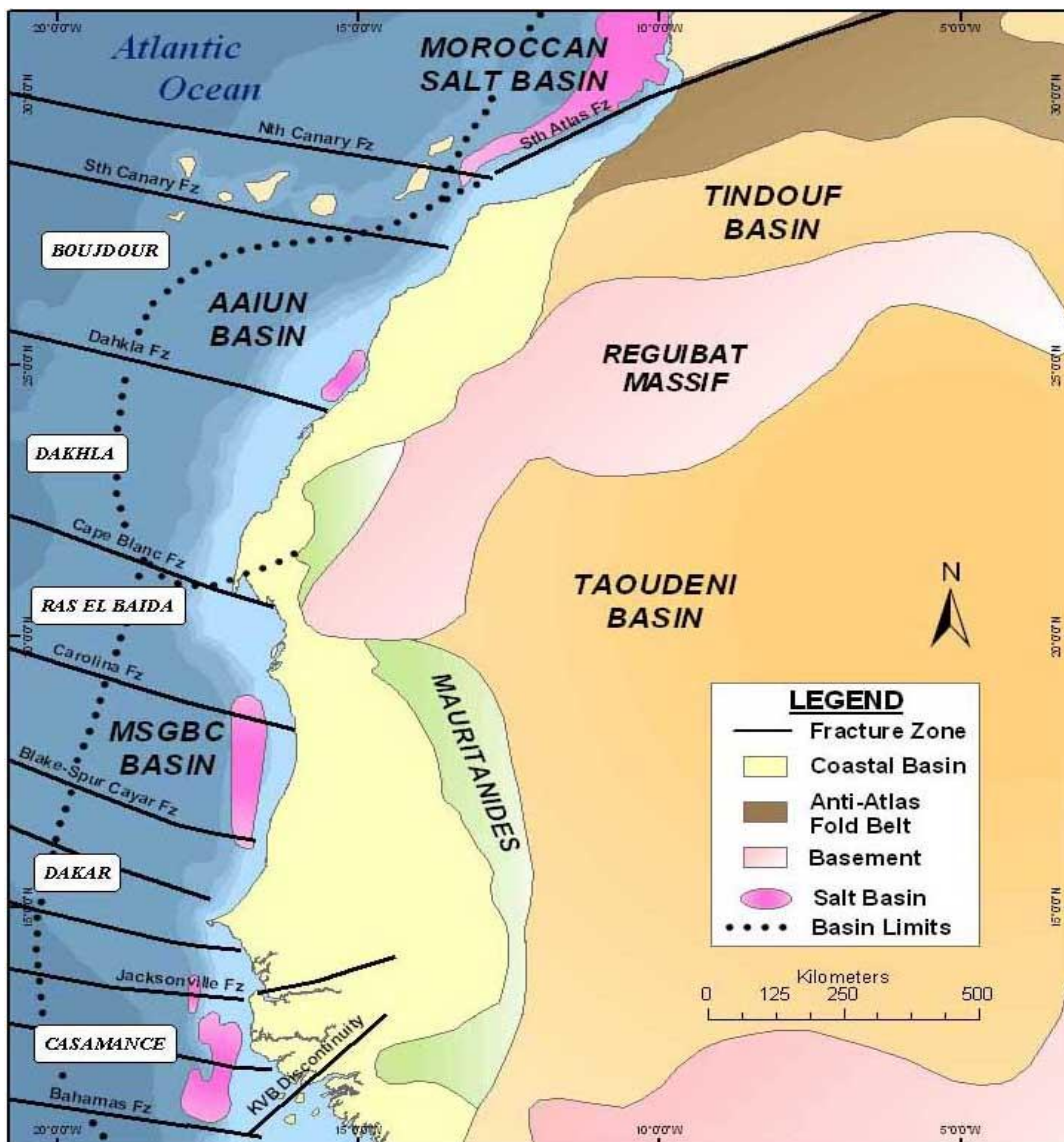
Το κομμάτι της Μαυριτανίας που καλύπτει η έρημος Σαχάρα εκτείνεται από γεωγραφικό πλάτος 17° μέχρι 28° Βόρεια και χαρακτηρίζεται από απουσία φυτικής κάλυψης, λειψυδρία και σποραδικές ατμοσφαιρικές κατακρημνίσεις, ενώ στα νότια σύνορά της τα κατακρημνίσματα είναι σχετικά περισσότερα. Η βροχή τόσο στο Σαχέλ όσο και στην έρημο Σαχάρα προέρχεται από υγρές αέριες μάζες που μεταφέρονται από τον Ατλαντικό ωκεανό και από ισχυρούς εποχικούς ανέμους (μουσώνες). Το Cape Timiris βρίσκεται σχεδόν στη μέση της ακτής της Μαυριτανίας και βρίσκεται ανάμεσα στο Λευκό Ακρωτήρι στα βόρεια και στο Ντακάρ στο νότο. αναφέρθηκε, το υλικό μελέτης συλλέχθηκε από το ηπειρωτικό ανύψωμα της Μαυριτανίας, το οποίο είναι ευρύ και εντοπίζεται σε βάθη 2.500-3.000 m. Νότια, κυριαρχείται από το εκτεταμένο ηπειρωτικό ανύψωμα του Πράσινου Ακρωτηρίου, μια εξέχουσα βαθυμετρική διόγκωση, περίπου 1000 km σε διάμετρο, που διαχωρίζεται από αρκετές ζώνες ρωγμάτωσης ΔΒΔ-ΑΝΑ διευθύνσεως, και σταδιακά ανυψώνεται στην κορυφή των νησιών του Πράσινου Ακρωτηρίου.

Το νότιο τμήμα του ηπειρωτικού περιθωρίου της Μαυριτανίας μέχρι τον Cape Timiris, χαρακτηρίζεται από μια στενή υφαλοκρηπίδα πλάτους 30 έως 40 Km και μέτρια απότομη κλίση από 2,5 ως 3°. Το φαράγγι του Cape Timiris βρίσκεται στο βόρειο όριο της Μεσοζωικής – Καινοζωικής λεκάνης Σενεγάλης –Μαυριτανίας, η οποία έχει τόσο χερσαίες όσο και υπεράκτιες προεκτάσεις και καλύπτει έκταση 350.000 km<sup>2</sup>. Η λεκάνη αυτή είναι μία από τις σειρές περιθωριακών λεκανών που υπάρχουν κατά μήκος του περιθωρίου της ΒΔ Αφρικής λόγω της διάνοιξης του Ατλαντικού ωκεανού στον Μεσοζωικό αιώνα. Η ιζηματογένεση στην περιοχή είναι ημιπελαγική ως πελαγική και η περιθωριακή λεκάνη τροφοδοτείται από μια παχιά ακολουθία Μεσοζωικών – Καινοζωικών ηπειρωτικών ως νηριτικών (ρηχών θαλάσσιων) ιζημάτων (κατά μέσο όρο 1500 m πάχος) τα οποία φτάνουν σε βάθος μεγαλύτερο από 10 km κάτω από το υφαλοπρανές της Μαυριτανίας (Zarkogiannis, 2012).

## 3.2 ΓΕΩΛΟΓΙΑ ΠΕΡΙΟΧΗΣ

### 3.2.1 ΧΕΡΣΑΙΑ ΓΕΩΛΟΓΙΑ (ONSHORE GEOLOGY)

Η γεωλογία της Μαυριτανίας έχει διαμορφωθεί πάνω σε Προ-κάμβριο κρυσταλλικό βραχώδες υπόβαθρο, ηλικίας 2 δις. εκ. ετών. Γεωτεκτονικά, η Μαυριτανία μπορεί να υποδιαιρεθεί σε τέσσερις βασικούς τομείς, όπως φαίνεται και στον παρακάτω χάρτη (Εικόνα 5) (Saharawi Arab Democratic Republic (SADR), 2020):



Εικόνα 5: Γεωτεκτονικός χάρτης περιοχής μελέτης

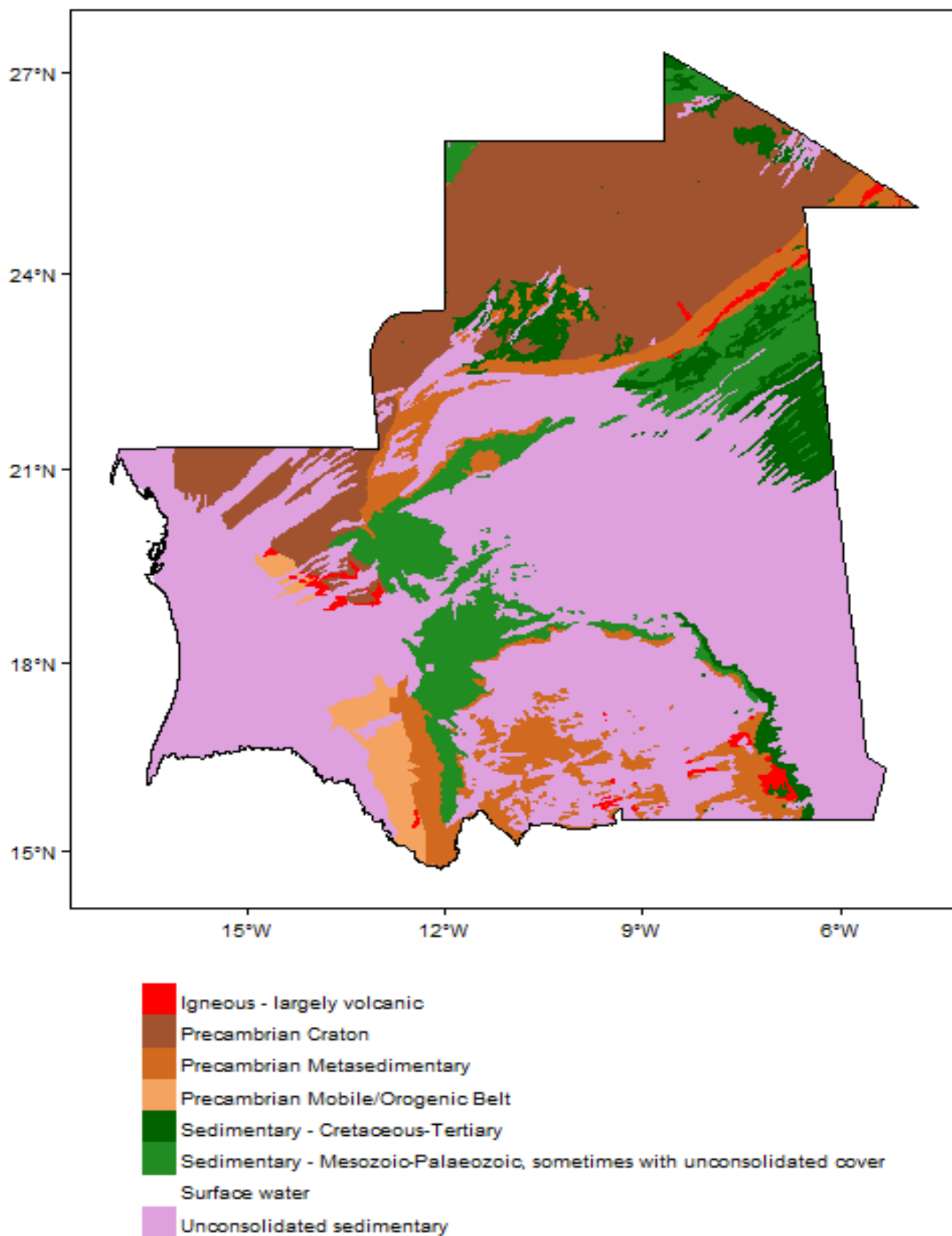


- Αρχαϊκό υπόβαθρο (Archean Reguibat Shield), στο Βόρεια τμήμα της χώρας μέχρι τα σύνορα με την Αλγερία (ροζ χρώμα).
- Τις Μαυριτανίδες, πτυχωμένες και επωθημένες στην διεύθυνση B-N, κατά τη διάρκεια της Βαρίσκειας Ορογένεσης (πράσινο χρώμα).
- Την λεκάνη Ταουδέννι, αποτελούμενη κυρίως από ηπειρωτικά ιζήματα Νεοπροτεροζωϊκής – Φανεροζωϊκής ηλικίας, που καλύπτει και το μεγαλύτερο κομμάτι της κεντρικής και Νότιας Μαυριτανίας (πορτοκαλί χρώμα).
- Η λεκάνη της Σενεγάλης, αποτελούμενη κυρίως από θαλάσσια ιζήματα Ιουρασικής έως Τριτογενούς ηλικίας (κίτρινο χρώμα).

Η μεγάλη λεκάνη του Ταουδέννι σχηματίστηκε και πληρώθηκε με ιζήματα λόγω της Παναφρικής ορογένεσης πριν από 600 εκ. χρόνια, ενώ η επακόλουθη Βαρίσκεια ορογένεση δημιούργησε τις Μαυριτανίδες (Mauritanide Belt). Τα τελευταία 251 εκ. χρόνια, η Μαυριτανία έχει συσσωρεύσει επιπλέον ιζηματογενή πετρώματα κατά τη διάρκεια περιόδων θαλάσσιας υποχώρησης και αλλαγής της στάθμης της θάλασσας. Σε μεγάλο βαθμό η Μαυριτανία είναι μία ξηρή χώρα που καλύπτεται από αμμόλοφους και έχει αρκετά εκτεταμένες εμφανίσεις ορυκτών πρώτων υλών, εκ των οποίων οι σιδηρούχες αποθέσεις είναι αυτές που διαδραματίζουν τον σπουδαιότερο ρόλο στην οικονομία της χώρας.

Παρακάτω παρατίθεται ο γεωλογικός χάρτης της Μαυριτανίας (Εικόνα 6) (British Geological Survey, 2015) όπου απεικονίζονται οι λιθολογίες που δομούν την περιοχή. Συγκεκριμένα, οι λιθολογίες που εντοπίζονται είναι οι εξής:

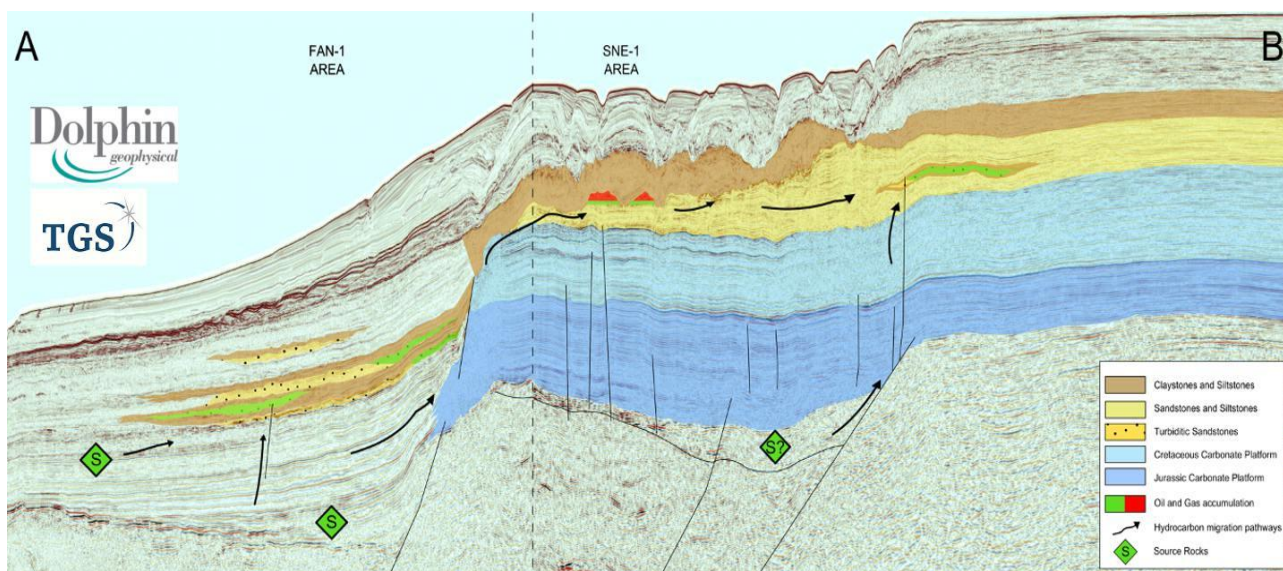
- Μη συνεκτικά ιζηματογενή πετρώματα πχ αμμόλοφοι (στο μεγαλύτερο κομμάτι της χώρας)
- Πρωτεροζωϊκό κρατονικό υπόβαθρο από γνέυσιους, γρανίτες, μαγματίτες
- Προκάβρια μεταϊζηματογενή (πχ. κροκαλοπαγή από κροκάλες μικροσυνίτη και μικρογρανίτη)
- Κρητιδικά – Τριτογενή θαλάσσια ιζηματογενή πετρώματα (χαμηλός βαθμός μεταμόρφωσης)
- Μεσοζωϊκά – Παλαιοζωϊκά ιζηματογενή πετρώματα που κατά θέσεις γίνονται μη συνεκτικά ιζήματα ρηχών υδάτων
- Πυριγενή – ηφαιστειακά πετρώματα



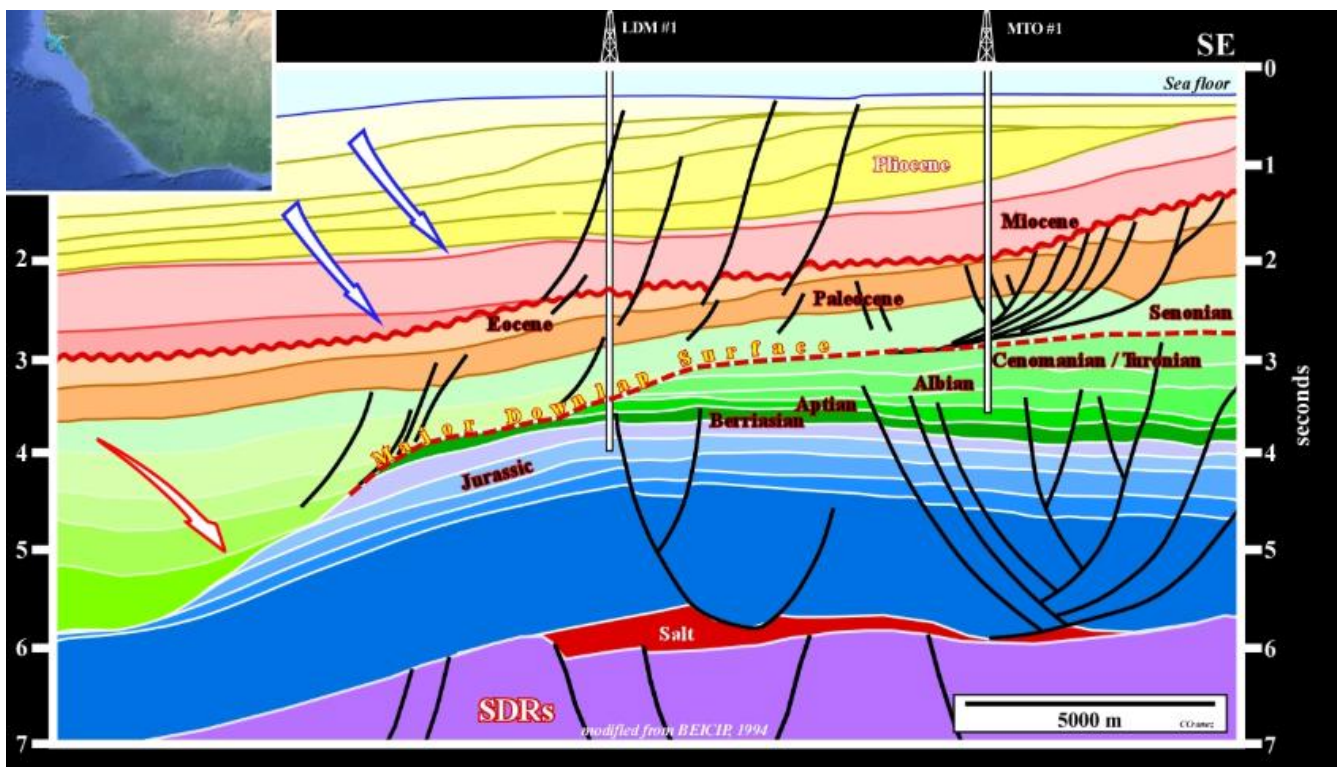
Εικόνα 6: Γεωλογικός χάρτης Μουριτανίας (British Geological Survey, 2015)

### 3.2.2 ΥΠΕΡΑΚΤΙΑ ΓΕΩΛΟΓΙΑ (OFFSHORE GEOLOGY)

Η υπεράκτια γεωλογία της Δυτικής Αφρικής έχει σχηματιστεί από την εξέλιξη του συστήματος διάνοιξης του Ατλαντικού ωκεανού που ξεκίνησε με την αποκοπή των πλακών της Αφρικής, Βορείου και Νοτίου Αμερικής κατά το Ανώτερο Πέρμιο. Η περιοχή υπέστη τρεις (3) κύριες τεκτονικές φάσεις πριν - κατά και μετά τη διάνοιξη. Η πρώτη τεκτονική φάση συνέβη κατά τον Πρωτεροζωικό - Παλαιοζωικό αιώνα, η δεύτερη κατά το Περμοτριάδικό που χαρακτηρίζεται από αποθέσεις εβαποριτών και ηφαιστειακές διεισδύσεις και η τρίτη κατά το Μεσοζωικό - Καινοζωικό και χαρακτηρίζεται από απόθεση μεγάλου πάχους ιζημάτων. Στις Εικόνες 7 και 8 απεικονίζεται η υποθαλάσσια γεωλογία της περιοχής μελέτης. Συγκεκριμένα, πάνω από το παλαιοζωικό υπόβαθρο (ηφαιστειοκλαστικά Περμίου - SDRs) επικάθονται Ιουρασικοί - Κρητιδικοί ανθρακικοί σχηματισμοί (ασβεστολιθική πλατφόρμα), μικρές φακοειδείς εμφανίσεις τουρβιδιτικών άμμων και τέλος ψαμμίτες, πηλίτες και ιλυόλιθοι. Στην εικόνα 8 είναι εμφανής και η επικλυσιογενής επιφάνεια (Major Downlap Surface), Κενομάνιας - Τουρώνιας ηλικίας (91,5 Ma), που διαχωρίζει τα ιζήματα με ανάστροφη γεωμετρία από τα ιζήματα που έχουν κανονική γεωμετρία. Εμφανίσεις υδρογονανθράκων δύναται να υπάρχουν στην περιοχή μελέτης σύμφωνα με τις γεωτρήσεις που έχουν διενεργηθεί και την σεισμική και γεωφυσική έρευνα που έχει διεξαχθεί υποθαλάσσια (Εικόνα 7) (Hand et al., 2015).



Εικόνα 7: Τομή A-B όπου απεικονίζονται οι υποθαλάσσιοι σχηματισμοί της περιοχής μελέτης



Εικόνα 8: Λεπτομερής τομή ΒΔ-ΝΑ διεύθυνσης με τις υποθαλάσσιες λιθολογίες της περιοχής μελέτης και εμφάνιση την επικλυσίγενή επιφάνεια μεταξύ των δύο στρωματογραφικών φάσεων (διακεκομμένη κόκκινη γραμμή).

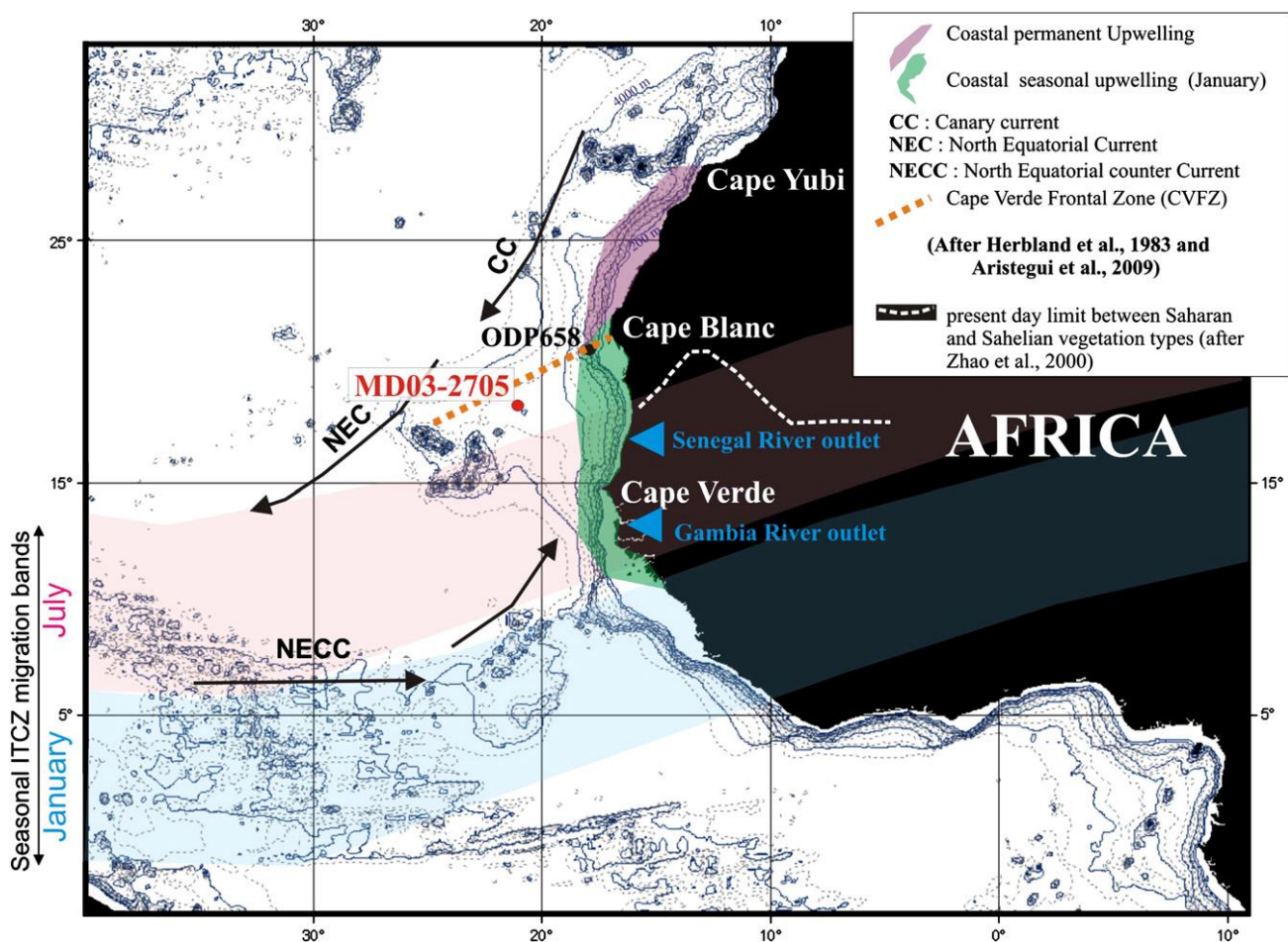
### 3.3 ΩΚΕΑΝΟΓΡΑΦΙΑ ΠΕΡΙΟΧΗΣ

Το ΒΔ Αφρικανικό περιθώριο σαν μέρος του Ανατολικού Οριακού Ρεύματος (EBC) είναι μία από τις κύριες περιοχές του Ατλαντικού Ωκεανού όπου συμβαίνει το φαινόμενο άντλησης ή αλλιώς φαινόμενο upwelling, το οποίο αναφέρεται στην εξαναγκασμένη άνοδο ψυχρών και πλούσιων σε θρεπτικά συστατικά νερών από τα βαθύτερα στρώματα προς την επιφάνεια. Ένας από τους σημαντικότερους παράγοντες που προκαλούν το φαινόμενο αυτό είναι η μεταφορά Ekman. Κατά μήκος του ΒΔ Αφρικανικού περιθωρίου, η δυναμική του φαινομένου της άντλησης ελέγχεται κυρίως από ένταση των αληγών ανέμων, οι οποίοι εξαρτώνται από την εποχική μετανάστευση της Ενδοτροπικής Ζώνης Σύγκλισης (Intertropical Convergence Zone - ITCZ). Ως Ενδοτροπική Ζώνη Σύγκλισης χαρακτηρίζεται η ζώνη των χαμηλών πιέσεων περί τον Ισημερινό (10°). Όταν οι αληγείς άνεμοι είναι ισχυροί, τα παράκτια ρεύματα που συνδέονται με το φαινόμενο upwelling εκτείνονται σε

ολόκληρη την υφαλοκρηπίδα μέχρι και το σημείο όπου ξεκινάει το υφαλοπρανές, ενώ όταν οι αληγείς άνεμοι είναι αδύναμοι, το παράκτιο καθεστώς έχει μεγαλύτερη επίδραση στην υφαλοκρηπίδα. Πρακτικά, οι αληγείς άνεμοι γίνονται πιο θυελλώδεις κατά τις παγετώδεις περιόδους ενώ αποδυναμώνουν κατά το λιώσιμο των πάγων (μεσοπαγετώδεις περίοδοι). Η ένταση του φαινομένου της άντλησης και η παραγωγικότητα στην περιοχή μειώθηκε κατά την αρχή της τελευταίας μεσοπαγετώδους περιόδου (περίπου πριν από 130.000 χρόνια) αλλά και κατά την διάρκεια των παγετώνων, και συγκεκριμένα κατά την τελευταία παγετώδη περίοδο (18.000-20.000 πριν). Η παραγωγικότητα στην περιοχή αυξήθηκε κατά το τέλος της τελευταίας παγετώδους περιόδου και όχι κατά τη διάρκεια του μεγίστου του παγετώνα (Matsuzaki *et al.*, 2011).

Η περιοχή έξω από το Λευκό Ακρωτήριο κυριαρχείται από μόνιμο upwelling (ονομαζόμενο και upwelling της Μαυριτανίας) ενώ η περιοχή λίγο νοτιότερα του Πράσινου Ακρωτηρίου, είναι υπό την επίδραση του εποχιακού upwelling που επικρατεί από το Νοέμβρη ως το Φλεβάρη (Herbland *et al.*, 1983). Παρότι δορυφορικές εικόνες υποδεικνύουν ότι το upwelling και η παραγωγική περιοχή είναι προς το παρόν άνω της υφαλοκρηπίδας (Van Camp *et al.*, 1991), προηγούμενες μελέτες έχουν δείξει ότι ιζήματα αποτεθειμένα για μεγάλο διάστημα στη κατωφέρεια είναι καλοί δείκτες διακύμανσης της παραγωγικότητας.

Η περιοχή μελέτης, όπως αναλυτικά φαίνεται και στην Εικόνα 9, είναι υπό την επίδραση του ρεύματος των Κανάριων (CC), το οποίο ρέει νότια κατά μήκος της ΒΔ Αφρικανικής ακτής μέχρι 15° Βόρεια, όπου και αλλάζει ροή, λόγω αληγών ανέμων, προς τα δυτικά για να σχηματίσει το Ρεύμα του Βορείου Ισημερινού (NEC). Το ρεύμα CC μεταφέρει εύκρατα – υποπολικά νερά κατά μήκος του ΝΔ ευρωπαϊκού περιθωρίου στη Δυτική Αφρικανική Ακτή με μεγάλη εποχική ποικιλότητα. Η μέση ροή του ρεύματος είναι μέγιστη κατά τη διάρκεια του χειμώνα όταν η υποτροπική κυκλική του πορεία εντοπίζεται βορειότερα (29° το χειμώνα και 27° το καλοκαίρι) και πιο μακριά από την ακτή. Ένα ρεύμα αντίθετης κατεύθυνσης του ρεύματος των Κανάριων είναι το Αντίθετο Ρεύμα του Βορείου Ισημερινού (NECC), όπου ρέει διακοπτόμενα στην περιοχή και μεταφέρει νερό χαμηλής αλατότητας και υψηλής συγκέντρωσης θρεπτικών συστατικών κατά μήκος της ακτής της Μαυριτανίας. Το ρεύμα αυτό είναι αρκετά μεταβλητό και εξαφανίζεται από το Νοέμβριο ως το Ιανουάριο.



Εικόνα 9: Ωκεανογραφικό καθεστώς ΒΔ Αφρικανικού Περιθωρίου. Τα μαύρα βέλη αναπαριστούν την κίνηση των επιφανειακών ρευμάτων που επικρατούν στην περιοχή μελέτης (CC=Ρεύμα Καναρίων, NEC=Ρεύμα Βορείου Ισημερινού, NECC=Αντίθετο Ρεύμα Βορείου Ισημερινού). Η μωβ ζώνη οριοθετεί την περιοχή όπου συμβαίνει μόνιμα το φαινόμενο upwelling ενώ η πράσινη ζώνη χαρακτηρίζει την περιοχή όπου συμβαίνει εποχικά το φαινόμενο (Matsuzaki et al., 2011).

Επιφανειακές υδάτινες μάζες, βόρειας ή νότιας προέλευσης, ορίζονται από την Μετωπική Ζώνη του Πράσινου Ακρωτήριου (CVFZ), όπου απεικονίζεται με κόκκινη διακεκομμένη γραμμή στο **Σχήμα 8**. Η ζώνη αυτή τοποθετείται 20°Β της Αφρικής και κατευθύνεται ΝΔ στις 16°Β στον Κεντρικό Τροπικό Ατλαντικό. Το μέτωπο συνδέεται με την σύγκλιση του ρεύματος CC (Ρεύμα Καναρίων) και των υδάτων SACW (Κεντρικά Ύδατα Νότιου Ατλαντικού). Κάτω από την επιφάνεια των υδάτων, η υδάτινη στήλη δομείται από τις εξής υδάτινες μάζες:

- Κάτω από την επιφάνεια μέχρι και 600 μ. ρέουν προς τον Βορρά τα ύδατα SACW (Κεντρικά ύδατα Νότιου Ατλαντικού) με θερμοκρασίες από 9.7–15.2 °C και

αλατότητα από 34.3 – 35.8‰ και αποτελεί την μεγαλύτερη πηγή άντλησης (upwelling) στην περιοχή μελέτης.

- Από τα 600μ. ως τα 1000μ. ρέουν τα Κεντρικά Ύδατα Νότιου Ατλαντικού ή NACW.
- Σε ενδιάμεσα βάθη, κάτω από τα κεντρικά ύδατα μέχρι και τα 1600 μ., υπάρχουν τα ενδιάμεσα ύδατα της Ανταρκτικής (AAIW) τα οποία έρχονται από τον Νότο.
- Μεταξύ 1700 και 4000 μ. εντοπίζονται τα βαθιά ύδατα του Βόρειου Ατλαντικού (NADW) που ρέουν προς τον Νότο και είναι κορεσμένα σε ανθρακικά ( $\text{CO}_3^{2-}$ ) λόγω διάβρωσης του Ανταρκτικού Πυθμένα κάτω από τα 4000 μ, είναι εμπλουτισμένα σε οξυγόνο, χωρίς θρεπτικά συστατικά και με χαμηλή περιεκτικότητα σε  $\text{CO}_2$  (Matsuzaki *et al.*, 2011; Zarkogiannis, 2012)

### 3.4 ΚΛΙΜΑΤΟΛΟΓΙΑ ΠΕΡΙΟΧΗΣ

Κλιματικές διεργασίες που χαρακτηρίζουν τη Βορειοδυτική Αφρική απεικονίζουν την αλληλεπίδραση των ωκεάνιων, ηπειρωτικών και ατμοσφαιρικών ταμιευτηρίων σε διάφορα γεωγραφικά μήκη και πλάτη. Το κλίμα της περιοχής στην πραγματικότητα καθορίζεται από την εποχική μετανάστευση της Ενδοτροπικής Ζώνης Σύγκλισης με τη σύνοδη μετανάστευση ξηρών και έντονων αληγών ανέμων, που υποδηλώνει δραστικές ημειτήσιες αλλαγές στην ήπειρο και στον παρακείμενο ωκεανό. Οι ΝΑ αληγείς άνεμοι που φτάνουν μέχρι το Νότο στις 23° Β τον Αύγουστο και περίπου 4-6° Β τον Ιανουάριο εξαρτώνται όπως είναι σαφές από την μέση θέση της ενδοτροπικής ζώνης σύγκλισης κατά τη διάρκεια του έτους.

Στη Ενδοτροπική ζώνη Σύγκλισης, εξαιτίας της έντονης υπερθέρμανσης, έχουμε ισχυρές ανοδικές κινήσεις του ατμοσφαιρικού αέρα, με όλα τα επακόλουθα μιας έντονης κατακόρυφης αδιαβατικής κίνησης. Αποτέλεσμα αυτής της κατακόρυφης κίνησης είναι η δημιουργία, στην επιφάνεια του εδάφους, σύγκλισης αερίων μαζών από τις γειτονικές περιοχές με υψηλή πίεση. Η κίνηση αυτή δημιουργεί ανέμους που στο χώρο της σύγκλισης η ταχύτητά τους είναι μικρή, με διεύθυνση A-BA στο βόρειο τμήμα της ζώνης και A-NA στο νότιο τμήμα. Έντονες βροχοπτώσεις γενικά συνοδεύουν την μετανάστευση της ζώνης αυτής.

Η ενδοτροπική ζώνη Σύγκλισης κυμαίνεται μεταξύ 5° και 15° Β στο ανατολικό Ατλαντικό και μεταξύ 5° και 10° Β από την ΒΔ Αφρικάνικη ήπειρο. Να σημειωθεί ότι η Ενδοτροπική Ζώνη Σύγκλισης θα πρέπει να διαχωριστεί από την υγρή τροπική ζώνη των βροχοπτώσεων. Σύμφωνα με τον (Nicholson, 2009), οι βροχοπτώσεις στη περιοχή καθορίζονται από χαρακτηριστικά του ανώτερου επιπέδου κυκλοφορίας παρά από χαρακτηριστικά της επιφάνειας.

Σε κλίμακα κλιματολογικών διακυμάνσεων του Τεταρτογενούς, προτείνεται ότι η γενική νότια μετατόπιση της ενδοτροπικής ζώνης σύγκλισης κατά τη διάρκεια των παγετωδών περιόδων και ιδιαίτερα κατά τις εκφορτίσεις παγετώνων σε υψηλά γεωγραφικά πλάτη γνωστά ως συμβάντα Heinrich (HE), μπορεί να έχουν δραστική επίδραση στην ξηρασία της Σαχάρας και της περιοχής Σάχελ της Αφρικής καθώς και στην δυναμική του ανατολικού ορίου του συστήματος άντλησης (upwelling) της ΒΔ Αφρικής. Τα αποτελέσματα των αιολικών ροών άμμου προς τον ωκεανό τροποποιήθηκαν έντονα κατά τη διάρκεια αυτού του μεγάλου εύρους κλιματικών αλλαγών.

Το σύγχρονο κλίμα του ΒΔ Αφρικανικού περιθωρίου κυριαρχείται από μουσώνες και συγκεκριμένα από τους ΒΔ Αφρικανικούς μουσώνες. Οι μουσώνες αυτοί εντοπίζονται πάνω από την Νότια Σαχάρα και την περιοχή Σάχελ κατά τη διάρκεια της άνοιξης και του καλοκαιριού μετά την εποχική κίνηση του ηλίου. Καθώς η ηπειρωτική χώρα θερμαίνεται το καλοκαίρι, δημιουργείται μια περιοχή χαμηλής πίεσης πάνω στην ήπειρο που οδηγεί τους υγρούς ανέμους στην ξηρά και έχει σαν αποτέλεσμα την μέγιστη περιφερειακή βροχόπτωση. Αυτοί οι μουσώνες βρίσκονται νότια της Ενδοτροπικής Ζώνης Σύγκλισης. Η ροή των μουσώνων διακρίνεται από μία σαφή νότια συνιστώσα που σε γενικές γραμμές εξαφανίζεται σε πίεση μεγαλύτερη των 850 hPa, όπου η δυτική συνιστώσα της ροής είναι ισχυρότερη. Οι μουσώνες ελέγχονται από την βαρομετρική πίεση μεταξύ των χαμηλών πιέσεων της Σαχάρας και των ωκεάνιων υψηλών πιέσεων του αντικυκλώνα της Αγία Ελένης, με κέντρο τους 25°N και 15°Δ.

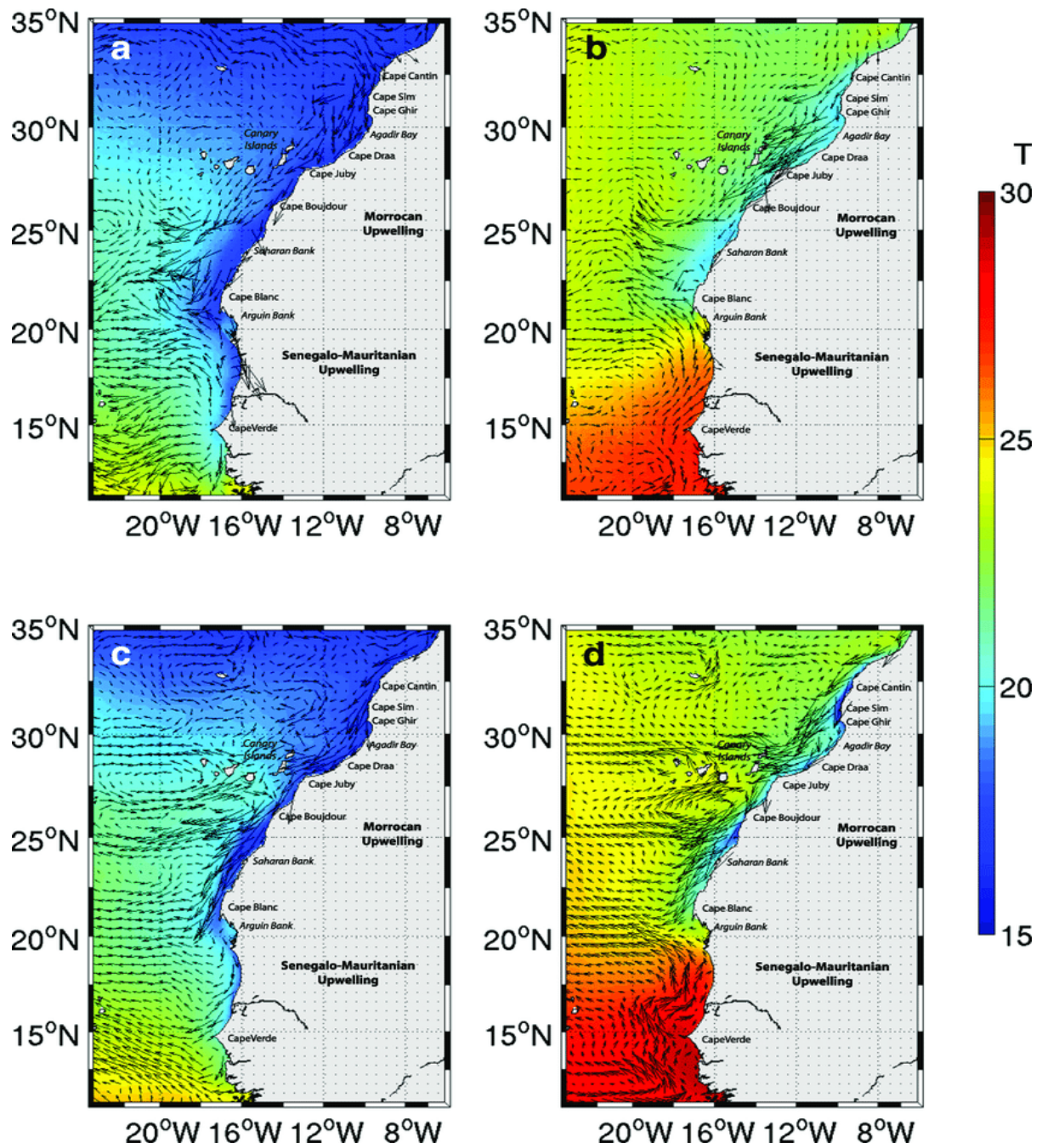
Στα χαμηλότερα στρώματα της ατμόσφαιρας και συγκεκριμένα στην τροπόσφαιρα δημιουργείται το αέριο στρώμα της Σαχάρας (Saharan Air Layer ή SAL) που στην ουσία αποτελεί ένα ξηρό, αδιαβατικό, καλά αναμεμειγμένο στρώμα αέρα που δημιουργείται και εκτείνεται από τα 1.5-6 km στην τροπόσφαιρα (~800-550 hPa) πάνω από την έρημο Σαχάρα και τις περιοχές Σάχελ στις ακτές της Βόρειας Αφρικής κατά τη διάρκεια της άνοιξης του



καλοκαιριού και του φθινοπώρου και κινείται Δυτικά. Από τις 20° Β - 35° Δ το αέριο στρώμα παίρνει Νότια κατεύθυνση. Το αέριο στρώμα της Σαχάρας είναι αποτέλεσμα της ισχυρής επιφανειακής θέρμανσης του κινούμενου προς τα δυτικά αέρα πάνω από την κεντρική έρημο Σαχάρα, που οδηγεί στην δημιουργία ενός βαρομετρικού χαμηλού. Αυτό το χαμηλό σε συνδυασμό με την τοπογραφία της ΒΔ Αφρικής είναι υπεύθυνα για την μετατόπιση της Ενδοτροπικής ζώνης σύγκλισης.

Πάνω από τον ωκεανό, η θερμοκρασία της επιφάνειας της θάλασσας και η θέση της Ενδοτροπικής ζώνης σύγκλισης συνδέονται στενά με τις μέγιστες βροχοπτώσεις οι οποίες συμβαίνουν στις περιοχές με τις μέγιστες επιφανειακές θερμοκρασίες. Επιπλέον, οι βροχοπτώσεις της περιοχής μελέτης ελέγχονται από την προσκόλληση της υγρασία που προέρχεται από τον κόλπο της Γουινέας στα χαμηλά στρώματα της ατμόσφαιρας, ενώ τουλάχιστον το 90% της βροχής είναι ατμοί νερού που εξατμίζονται από την ήπειρο παρά απευθείας από τον Ατλαντικό Ωκεανό. Η θερμική δομή στην ακτή του κόλπου της Γουινέας εξαρτάται κυρίως από την ένταση του ρεύματος της Γουινέα, ενώ το φαινόμενο άντλησης στον κόλπο είναι αποτέλεσμα κυρίως τα ανατολικής συνιστώσας του ΝΔ μουσώνα (Matsuzaki *et al.*, 2011; Zarkogiannis, 2012).

Στην εικόνα 10 (Auger *et al.*, 2015), απεικονίζεται η εποχική κλιματολογία της περιοχής μελέτης. Συγκεκριμένα, εμφανίζονται οι μετρήσεις της θερμοκρασίας της επιφάνειας της θάλασσας (SST) καθώς και τα επιφανειακά ρεύματα όπως έχουν ληφθεί από δορυφορικά δεδομένα από 1985–2009 τόσο κατά τον χειμώνα όσο και κατά το καλοκαίρι.



Εικόνα 10: Εποχική κλιματολογία μελετώμενης περιοχής (Auger et al., 2015)

## 4 ΥΛΙΚΟ ΚΑΙ ΜΕΘΟΔΟΛΟΓΙΑ

Για τη συγκεκριμένη μελέτη, συλλέχθηκαν 26 δείγματα από τον πυρήνα της γεώτρησης Geob 8502\_2 σε ένα στρωματογραφικό διάστημα 2,6m. Στα δείγματα αυτά πραγματοποιήθηκε ποιοτική και ποσοτική ανάλυση της μικροπανίδας σύμφωνα με τα πλαγκτονικά τρηματοφόρα.



Εικόνα 11: Τοποθεσία της θέσης δειγματοληψίας και επιφανειακά ρεύματα. Με την διακεκομμένη κόκκινη γραμμή απεικονίζεται το μετωπικό σύστημα του Πράσινου Ακρωτηρίου.

### 4.1 ΕΠΕΞΕΡΓΑΣΙΑ ΔΕΙΓΜΑΤΩΝ

Το υλικό που συλλέχθηκε από το κάθε δείγμα, ζυγίστηκε σε ζυγαριά ακριβείας και στη συνέχεια πλύθηκε με νερό χρησιμοποιώντας κόσκινα 125  $\mu\text{m}$ . Το υλικό που απέμεινε στο κόσκινο, τοποθετήθηκε σε δισκία (ένα για το κάθε δείγμα) και ξηράνθηκε σε χαμηλή θερμοκρασία. Το αποξηραμένο υλικό υπέστη τη διαδικασία του σπλιταρίσματος, ούτως ώστε

να υπάρξει ισοκατανομή των απολιθωμάτων των οποίων περιείχε. Εν συνεχεία, το σπλιταρισμένο πλέον υλικό, τοποθετήθηκε στην επιφάνεια ειδικού δίσκου με τετραγωνισμένο πυθμένα, από όπου και πραγματοποιήθηκε και η συλλογή των απολιθωμένων τρηματοφόρων με τη χρήση μικροσκοπίου Leitz. Από τα περισσότερα δείγματα συλλέχθηκε μεγάλος αριθμός ατόμων περίπου στα 300 άτομα. Τα άτομα κάθε δείγματος προσδιορίστηκαν σε επίπεδο είδους. Στα δείγματα αυτά πραγματοποιήθηκε ποιοτική και ποσοτική μικροπαλαιοντολογική ανάλυση.

#### 4.2 ΠΟΙΟΤΙΚΗ ΚΑΙ ΠΟΣΟΣΤΙΚΗ ΑΝΑΛΥΣΗ ΤΗΣ ΠΑΝΙΔΑΣ ΤΩΝ ΤΡΗΜΑΤΟΦΟΡΩΝ

Η ποιοτική και ποσοτική ανάλυση των πλαγκτονικών Τρηματοφόρων έγινε σε επίπεδο είδους. Ο προσδιορισμός των πλαγκτονικών Τρηματοφόρων πραγματοποιήθηκε σε αντιστοιχία με τους (Kennet, 1983; Iaccarino, 1985; Hemleben, Spindler and Anderson, 2012).

Η ποιοτική και ποσοτική ανάλυση των πλαγκτονικών Τρηματοφόρων επέτρεψε την αναγνώριση 22 ειδών, τα οποία ενσωματώθηκαν σε 16 κατηγορίες: *Globigerinoides ruber* group, *Globigerinoides sacculifer* group, *Globigerina bulloides*, *Globoturborotalita rubescens*, *Turborotalita quinqueloba*, *Globorotalia inflata*, *Globorotalia menardii*, *Orbulina universa*, *Globigerinita glutinata*, *Neogloboquadrina pachyderma*, *Globorotalia crassaformis*, *Globogerinella aequilateralis* group, *Globorotalia scitula*, *Globorotalia truncatulinoides*, *Neogloboquadrina dutertrei*, *Globorotalia tumida*.

Η ομάδα του *Globigerinoides ruber* group περιλαμβάνει και τις δύο ποικιλίες του είδους άσπρο (alba) και ροζ (rosea). Οι ποικιλίες αυτές αναγνωρίστηκαν και μετρήθηκαν ξεχωριστά και απεικονίζονται στα ποσοστιαία διαγράμματα (Εικ.12). Τα άτομα της ομάδας *Neogloboquadrina dutertrei* dextral και sinistral ενσωματώθηκαν στην ομάδα *Neogloboquadrina dutertrei*. Τα άτομα της ομάδας *Neogloboquadrina pachyderma* dextral και sinistral ενσωματώθηκαν στην ομάδα *Neogloboquadrina pachyderma*.

Οι ομάδες καθορίστηκαν σύμφωνα με τα μορφολογικά χαρακτηριστικά των ειδών που συμμετέχουν καθώς και την παρόμοια βιοστρωματογραφική εξάπλωση και παλαιοπεριβαλλοντική ερμηνεία των οικολογικών τους χαρακτηριστικών. Η ομαδοποίηση αυτή πραγματοποιήθηκε με σκοπό τη διατηρηθεί μιας σταθερή ταξινομική διάρθρωση καθ' όλη την επεξεργασία των δειγμάτων, ακόμα και κάτω από συνθήκες κακής διατήρησης ορισμένων δειγμάτων, ώστε να υπάρχει μια αξιόπιστη ποσοτική ανάλυση καθώς και δυνατότητα συσχέτισμού με άλλες τομές, οι οποίες έχουν μελετηθεί.

## 5 ΒΙΟΣΤΡΩΜΑΤΟΓΡΑΦΙΑ ΚΑΙ ΠΑΛΑΙΟΚΛΙΜΑΤΙΚΗ ΑΝΑΛΥΣΗ

### 5.1 ΣΤΡΩΜΑΤΟΓΡΑΦΙΚΗ ΚΑΤΑΝΟΜΗ ΠΛΑΓΚΤΟΝΙΚΩΝ ΤΡΗΜΑΤΟΦΟΡΩΝ

Τα πλαγκτονικά τρηματοφόρα είναι άφθονα και στην πλειονότητά τους καλά διατηρημένα στα δείγματα που μελετήθηκαν. Η στρωματογραφική κατανομή της σχετικής εμφάνισης των κυριότερων ειδών και ομάδων ειδών στα δείγματα, συγκριτικά με το πέρας του γεωλογικού χρόνου παρουσιάζεται στην εικόνα 12.

Αναλυτικά, το είδος *Globigerinoides ruber alba* εμφανίζει μικρά ποσοστά αφθονίας (0,1 έως 3 %), έχει όμως συνεχή σχεδόν εμφάνιση κατά το πέρας του γεωλογικού χρόνου, με μέγιστη αφθονία στο διάστημα 132-125ka. Το είδος *Globigerinoides ruber rosea* παρουσιάζει ακόμη πιο μικρά ποσοστά αφθονίας (0 έως 1%) χωρίς να έχει όμως συνεχή εμφάνιση. Εμφανίζεται με μέγιστη αφθονία στα 138-126ka.

Το είδος *Globigerinoides sacculifer* εμφανίζει και αυτό μικρά σχετικά ποσοστά (1 έως 4%) με συνεχή σχεδόν εμφάνιση στο γεωλογικό χρόνο και μέγιστο αφθονίας στο διάστημα 133-127ka.

Το είδος *Globigerina bulloides* είναι το πιο άφθονο είδος όλων των δειγμάτων και αποτελεί το 40-60% της περιεχόμενης μικροπανίδας. Από τα περίπου 140 έως και τα 93ka εμφανίζει

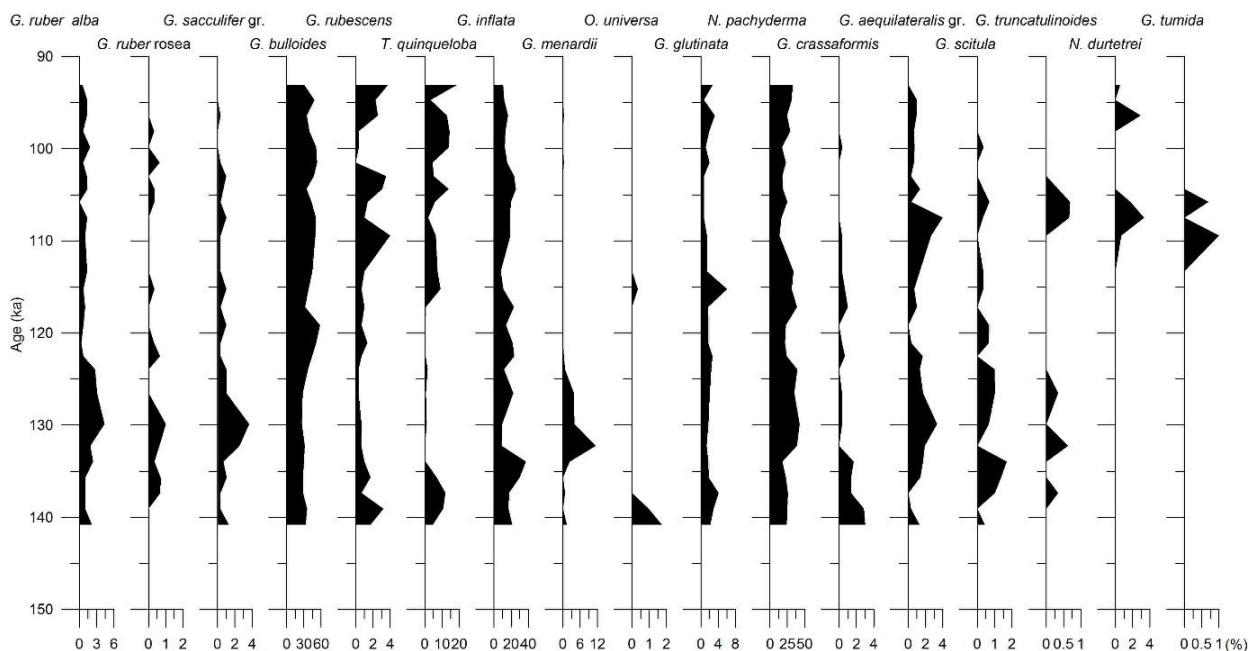
μια προς τα πάνω αύξηση σε αφθονία με το πρώτο μέγιστο να είναι κάπου στα 120ka και τα αμέσως επόμενα περίπου στα 107 και 100ka.

Το είδος *Globoturborotalita rubescens* έχει μικρά ποσοστά εμφάνισης, παρουσιάζει όμως πέντε μέγιστα αφθονίας (139ka, 110ka, 102ka, 96ka και 93ka) καθώς και συνεχή παρουσία στο πέρας του γεωλογικού χρόνου.

Το είδος *Turborotalita quinqueloba* φτάνει το μέγιστο ποσοστό εμφάνισης (20%) στα 93ka περίπου. Δεν έχει συνεχή εμφάνιση όμως κατά βάση τα ποσοστά του κυμαίνονται στο 10 με 20%.

Το είδος *Globorotalia inflata* εμφανίζει σχετικά μεγάλα ποσοστά αφθονίας, με ελάχιστη τιμή το 10% και μέγιστη το 40% στα 135ka. Από το 140 έως το 93ka έχει συνεχή εμφάνιση.

Τα είδη *Globorotalia menardii* και *Orbulina universa* εμφανίζουν πολύ μικρά ποσοστά διάσπαρτων εμφανίσεων. Το πρώτο είδος εμφανίζεται από το 140ka έως το 124ka με μέγιστο αφθονίας (12%) στα 132ka. Το δεύτερο είδος εμφανίζει ένα μέγιστο (2%) στα 140ka και συνεχίζει να υφίσταται μέχρι και το 137ka και έπειτα κάνει την επανεμφάνιση του με ποσοστό 0,5% από το 116ka έως το 114ka.



Εικόνα 12: Διάγραμμα κατανομής πλαγκτονικών τριματοφόρων

Το είδος *Globigerinita glutinata* με μικρά ποσοστά εμφάνισης ( από 1 έως 8%) έχει συνεχή εμφάνιση μέσα στον γεωλογικό χρόνο και το μέγιστο του είναι στα 115ka.

Μεγάλα ποσοστά εμφάνισης έχει το είδος *Neogloboquadrina pachyderma*. Το είδος αυτό χωρίζεται σε δεξιόστροφες και αριστερόστροφες μορφές αλλά στο διάγραμμα απεικονίζονται μαζί με το γενικό όνομα του είδους. Έχει συνεχή εμφάνιση και εμφανίζει μέγιστο αφθονίας στα 130ka.

Το είδος *Globorotalia crassaformis* έχει μικρά ποσοστά ασυνεχούς εμφάνισης και παρουσιάζει ένα μόνο μέγιστο της τάξης του 3% στα 140ka περίπου.

Τα είδη *Globogerinella aequilateralis* και *Globorotalia scitula* είναι τα τελευταία είδη, από τα δείγματα μας, που εμφανίζουν συνεχή κατανομή στον γεωλογικό χρόνο. Τα ποσοστά εμφάνισης τους είναι πολύ μικρά με τα μέγιστα να είναι της τάξης του 4% και 1,5% αντίστοιχα. Η *Globogerinella aequilateralis* εμφανίζει το μέγιστό της στα 107ka ενώ η *Globorotalia scitula* στα 135ka περίπου.

Τα είδη *Globorotalia truncatulinoides*, *Neogloboquadrina dutertrei* και *Globorotalia tumida* παρουσιάζουν διάσπαρτη εμφάνιση με πολύ μικρά ποσοστά (από 0,5 έως και 3%). Το πρώτο είδος εμφανίζει δύο μέγιστα αφθονίας, στα 132ka και στο διάστημα 108-106ka, το δεύτερο παρουσιάζει ένα μέγιστο στα 108ka και το τρίτο έχει ένα μέγιστο αφθονίας στα 110ka.

## 5.2 ΠΑΛΑΙΟΚΛΙΜΑΤΟΛΟΓΙΚΗ ΚΑΜΠΥΛΗ

Από τις συγκεντρώσεις των πλαγκτονικών τρηματοφόρων που παρατηρήθηκαν μας δίνεται η δυνατότητα να αντλήσουμε πληροφορίες για το παλαιοκλίμα στο διάστημα μελέτης. Αρχικά πρέπει να καθοριστούν τα είδη που συνεχώς και εμφανώς αντικατοπτρίζουν τις μεγάλες μεταβολές της παλαιοθερμοκρασίας που καταγράφονται κατά τις παγετώδης και μεσοπαγετώδης περιόδους.

Σύμφωνα λοιπόν με αυτά τα στοιχεία καθώς και με την γνώση των λοιπών ειδών που απαρτίζουν τον πυρήνα κατασκευάστηκε η παλαιοκλιματική καμπύλη (εικόνα 13) που δείχνει εναλλαγές στις σχετικές θαλάσσιες επιφανειακές θερμοκρασίες. Η παλαιοκλιματική καμπύλη, η οποία εξάγεται

από το αλγεβρικό άθροισμα της σχετικής αφθονίας, εκφρασμένη σε ποσοστό επί τοις εκατό, των ειδών-δεικτών θερμών (θεωρείται ως θετικό) και ψυχρών υδάτων (θεωρείται ως αρνητικό).

Για τη δημιουργία της καμπύλης τα είδη διαχωρίζονται σε δυο κατηγορίες σύμφωνα με τα οικολογικά χαρακτηριστικά των ειδών (Berggren, 1969; Emiliani, 1969)(Ruddiman, 1971; Kennett, Elmstrom and Penrose, 1985; Antonarakou, 2009):

Είδη Θερμών υδάτων: Η ομάδα αυτή περιλαμβάνει τα άτομα της ομάδας *G. menardii*, *Orbulina universa*, *G. Sacculifer*, *G. ruber*, *G. rubescens*, *G. siphonifera* και *G.tunida*.

Είδη Ψυχρών υδάτων: Η ομάδα αυτή περιλαμβάνει τα είδη *G. glutinata*, *G. Truncatulinooides*, *G. Scitula*, *G. Crassaformis*.

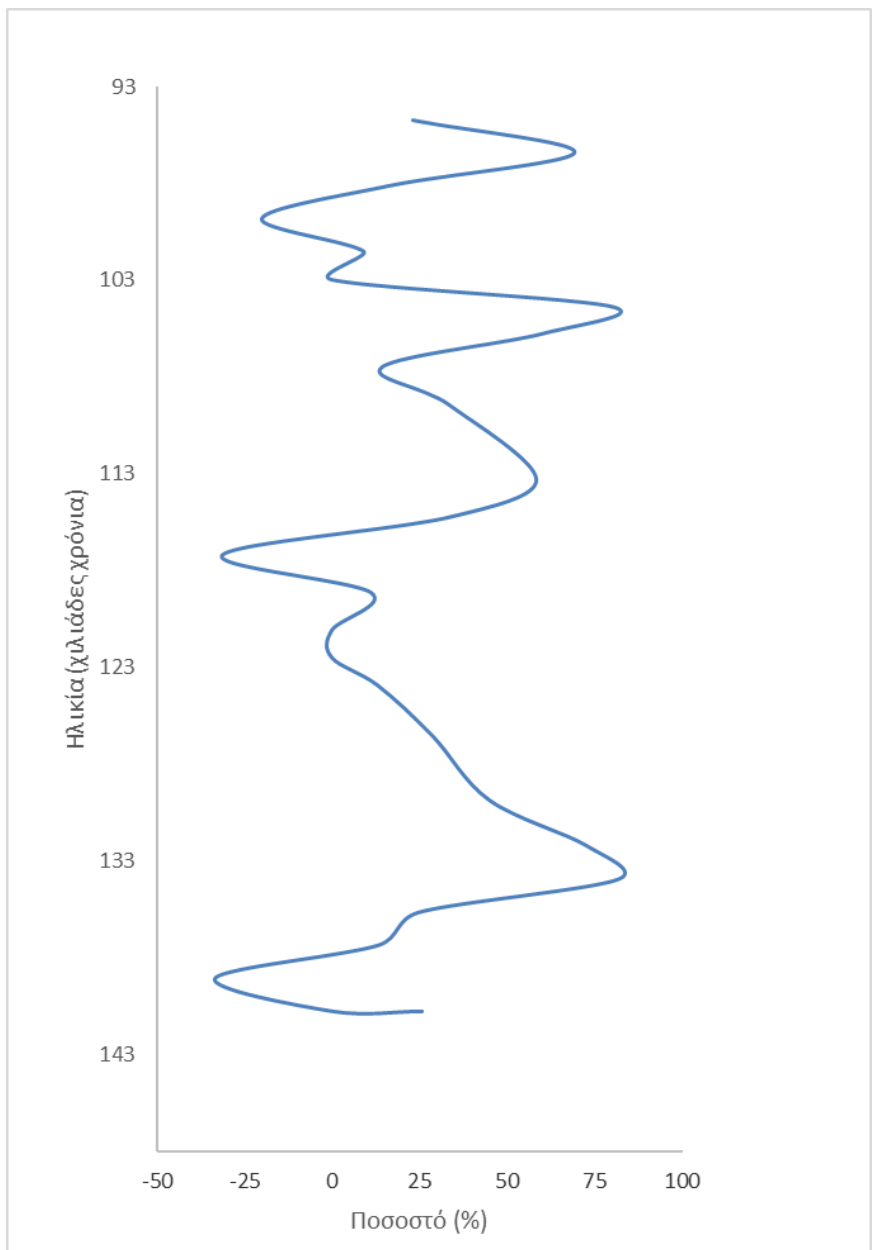
### 5.3 ΚΛΙΜΑΤΙΚΕΣ ΜΕΤΑΒΟΛΕΣ

Η παλαιοκλιματική καμπύλη που κατασκευάστηκε, λαμβάνοντας υπόψη τα χαρακτηριστικά των ειδών που προαναφέρθηκαν (Εικόνα 13), δείχνει ότι οι συνθήκες που επικρατούσαν κατά την απόθεση των ιζημάτων του πυρήνα είναι γενικά θερμές με ορισμένες βέβαια εξαιρέσεις όπου εμφανίζονται εναλλαγές ψυχρών-θερμών γεγονότων.

Η γενικότερη τάση του διαγράμματος δείχνει τροπικές συνθήκες χωρίς όμως να εμφανίζονται οι μέγιστες τιμές για τον συγκεκριμένο τύπο κλίματος. Από τα 875cm βάθος και ανεβαίνοντας προς την επιφάνεια παρατηρούνται ορισμένες αρνητικές τιμές οι οποίες είναι πολύ πιθανό να οφείλονται στα ωκεάνια ανοδικά και περιστροφικά ρεύματα (upwelling) που κυριαρχούν στην περιοχή μελέτης.

Οι παραπάνω παρατηρήσεις, για τις συνθήκες που επικρατούν στην περιοχή, επιβεβαιώνονται και από την επικράτηση του είδους *G.bulloides* σε όλη την πορεία της δειγματοληψίας, από τα 875cm έως τα 615cm.





Εικόνα 13: Παλαιοκλιματική καμπύλη

## 6 ΓΕΝΙΚΑ ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ

Ο πυρήνας Geo-b 8502 ηλικίας Τεταρτογενούς περιέχει κατά βάση πλαγκτονικά τρηματοφόρα. Οι συγκεντρώσεις τους μελετήθηκαν με σκοπό την ανασύσταση του κλιματικού καθεστώτος κατά τη διάρκεια απόθεσης των ιζημάτων. Η παλαιοκλιματική καμπύλη, η οποία κατασκευάστηκε με βάση την πανίδα θερμών-ψυχρών ειδών, απεικονίζει την επικράτηση τροπικών κλιματικών συνθηκών με την ιδιαιτερότητα του φαινομένου upwelling η οποία μας αιτιολογεί και την εμφάνιση αρνητικών τιμών στο διάγραμμα (Εικόνα 13).

Η περιοχή μελέτης μας, χαρακτηρίζεται από ένα μόνιμο upwelling (της Μαυριτανίας) καθώς και ένα εποχιακό με διάρκεια τεσσάρων μηνών (Νοέμβριος-Φεβρουάριος). Οι συγκεκριμένες συνθήκες μας βοηθούν να καταλάβουμε ότι οι διακυμάνσεις στις θερμοκρασίες δεν οφείλονται στην επίδραση της ηλιακής ακτινοβολίας στα επιφανειακά ύδατα αλλά στην δράση των ωκεάνιων ανοδικών και περιστροφικών ρευμάτων.

Τα τροπικά κλίματα είναι γενικά περιβάλλοντα όπου οι φυσικοχημικοί παράγοντες επικράτησης ενός είδους δεν τείνουν να υποστούν μεγάλες διακυμάνσεις με την πάροδο του χρόνου. Κατά κύριο λόγο, στην ευρύτερη περιοχή γύρω από τον πυρήνα μας επικρατούν τροπικές-υποτροπικές συνθήκες με τιμές 16-17°C και μέγιστο τους 25°C. Αυτές οι τιμές είναι πιθανό να διαφοροποιηθούν ελαφρώς κατά τις παγετώδεις περιόδους. Από την άλλη πλευρά, στην περιοχή του upwelling το εύρος των τιμών σε όλες τις περιόδους παρουσιάζει μια διαφορά θερμοκρασιών τουλάχιστον 6°C και αυτό οφείλεται κυρίως στην αλλαγή της έντασης των ωκεάνιων ρευμάτων. [(Zarkogiannis, Antonarakou and Fernandez (2020))

## 7 ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ

- Antonarakou, A. (2009) *Biostratigraphic and Paleoenvironmental Interpretation of Miocene Sediments of Eastern Mediterranean:(Gavdos Island)*. Departement of Geology & Geoenvironment.
- Auger, P. A. *et al.* (2015) ‘Comparative study of potential transfer of natural and anthropogenic cadmium to plankton communities in the North-West African upwelling’, *Science of the Total Environment*. Elsevier, 505, pp. 870–888.
- Bandy, O. L. (1967) ‘Cretaceous planktonic foraminiferal zonation’, *Micropaleontology*. Micropaleontology Project, 13(1), pp. 1–31.
- Bandy, O. L. and Rodolfo, K. S. (1964) ‘Distribution of foraminifera and sediments, Peru-Chile Trench area’, in *Deep Sea Research and Oceanographic Abstracts*. Elsevier, pp. 817–837.
- BANNER, F. T. and Blow, W. H. (1965) ‘Progress in the Planktonic Foraminiferal Biostratigraphy of the Neocene’, *Nature*. Springer, 208(5016), pp. 1164–1166.
- Be, A. W. H. and AWH, B. E. (1977) ‘An ecological, zoogeographic and taxonomic review of recent planktonic foraminifera.’
- Berggren, W. A. (1962) *Some planktonic Foraminifera from the Maestrichtian and type Danian stages of southern Scandinavia*. Almqvist & Wiksell.
- Berggren, W. A. (1968) ‘Phylogenetic and taxonomic problems of some Tertiary planktonic foraminiferal lineages’, *Tulane Studies in Geology and Paleontology*, 6(1).
- Berggren, W. A. (1969) ‘Rates of evolution in some Cenozoic planktonic foraminifera’, *Micropaleontology*. Micropaleontology Project, 15(3), pp. 351–365.
- Blow, W. H. (1969) ‘Late Middle Eocene to Recent planktonic foraminiferal biostratigraphy’, in *Proceedings of the first international conference on planktonic microfossils*. EJ Brill Leiden, pp. 199–422.
- Bolli, H. M. (1965) ‘Zonation based on planktonic foraminifera of Middle Miocene to Pliocene warm-water sediments’, *Boletín Informativo Asociación Venezolana de Geología Minera y Petróleo*, 8, pp. 119–149.
- Bolli, H. M. (1966) ‘Zonation of Cretaceous to Pliocene marine sediments based on planktonic foraminifera.’, *Asoc. Venezolana Geología, Minería y Petróleo, Bol. Inf.*, 9, pp. 3–32.
- British Geological Survey (2015) *Mauritania Geology*.
- Van Camp, L. *et al.* (1991) ‘Upwelling and boundary circulation off Northwest Africa as depicted by infrared and visible satellite observations’, *Progress in Oceanography*. Elsevier, 26(4), pp. 357–402.
- Crampon, N. and Sigal, J. (1967) ‘Stratigraphie du Cretace terminal et de l’Eocene en bordure des Mogods (Tunisie septentrionale)’, *Bulletin de la Société Géologique de France*. Societe Geologique de France Paris, France, 7(1), pp. 129–140.
- d’Orbigny, A. D. (1826) ‘Tableau méthodique de la classe des Céphalopodes’, in *Annales des Sciences Naturelles. Series*, pp. 96–314.
- DOUGLAS, R. G. and RANKIN, C. (1969) ‘Cretaceous planktonic foraminifera from Bornholm and their zoogeographic significance’, *Lethaia*. Wiley Online Library, 2(3), pp. 185–217.
- Eames, F. E. *et al.* (1962) ‘Morphology, taxonomy, and stratigraphic occurrence of the

- Lepidocyclininae', *Micropaleontology*. Micropaleontology Project, 8(3), pp. 289–322.
- Emiliani, C. (1954) 'Depth habitats of some species of pelagic foraminifera as indicated by oxygen isotope ratios', *American Journal of Science*. American Journal of Science, 252(3), pp. 149–158.
- Emiliani, C. (1955) 'Pleistocene temperatures', *The Journal of Geology*. University of Chicago Press, 63(6), pp. 538–578.
- Emiliani, C. (1966) 'Paleotemperature analysis of Caribbean cores P6304-8 and P6304-9 and a generalized temperature curve for the past 425,000 years', *The Journal of Geology*. University of Chicago Press, 74(2), pp. 109–124.
- Emiliani, C. (1969) 'A new paleontology', *Micropaleontology*. Micropaleontology Project, 15(3), pp. 265–278.
- Hand, N. *et al.* (2015) 'Offshore Mauritania and Senegal'. GEO ExPro Magazine.
- Hemleben, C., Spindler, M. and Anderson, O. R. (2012) *Modern planktonic foraminifera*. Springer Science & Business Media.
- Herbland, A. *et al.* (1983) 'Structure hydrologique et production primaire dans l'Atlantique tropical oriental', *Océanographie tropicale*, 18(2), pp. 249–293.
- Hornibrook, N. de B. (1967) 'New Zealand Tertiary microfossil zonation, correlation and climate', in *Tertiary correlations and climatic changes in the Pacific*. Sasaki Sendai, pp. 20–39.
- Iaccarino, S. (1985) 'Mediterranean Miocene and Pliocene planktic foraminifera', *Plankton stratigraphy*. Cambridge University Press Cambridge, 1, pp. 283–314.
- Jenkins, D. G. (1960) 'Planktonic foraminifera from the Lakes Entrance oil shaft, Victoria, Australia', *Micropaleontology*. Micropaleontology Project, 6(4), pp. 345–371.
- Jenkins, D. G. (1966) 'Planktonic foraminifera from the type Aquitanian-Burdigalian of France', *Contributions from the Cushman Foundation for Foraminiferal Research*, 17, pp. 1–15.
- Kennet, J. P. (1983) 'Neogene planktonic foraminifera. A phylogenetic atlas', *Hutchinson Ross Pub. Co.* Hutchinson Ross Pub. Co., 265.
- Kennett, J. P., Elmstrom, K. and Penrose, N. (1985) 'The last deglaciation in Orca Basin, Gulf of Mexico: high-resolution planktonic foraminiferal changes', *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. Elsevier, 50(1), pp. 189–216.
- Kimoto, K. (2015) 'Planktic foraminifera', in *Marine Protists*. Springer, pp. 129–178.
- Kucera, M. (2007) 'Chapter six planktonic foraminifera as tracers of past oceanic environments', *Developments in marine geology*. Elsevier, 1, pp. 213–262.
- Lipps, J. H. (1967) 'Planktonic Foraminifera, intercontinental correlation and age of California mid-Cenozoic microfaunal stages', *Journal of Paleontology*. JSTOR, pp. 994–999.
- Loubere, P. and Fariduddin, M. (1999) 'Benthic foraminifera and the flux of organic carbon to the seabed', in *Modern foraminifera*. Springer, pp. 181–199.
- Luterbacher, H. (1964) *Studies in Some Globorotalia from the Paleocene and Lower Eocene of the Central Apennines. Inaugural-dissertation, Etc.[With Illustrations and with Summaries in Italian and Russian.]*. Buchdruckerei Birkhäuser.
- Matsuzaki, K. M. R. *et al.* (2011) 'Paleoceanography of the Mauritanian margin during the last two climatic cycles: from planktonic foraminifera to African climate dynamics', *Marine*

*Micropaleontology*. Elsevier, 79(3–4), pp. 67–79.

Moullade, M. (1966) 'Etude stratigraphique et micropaléontologique du Crétacé inférieur de la "fosse vocontienne"'.

Murray, J. and Renard, A. F. (1891) 'Report on deep-sea deposits based on the specimens collected during the voyage of HM S', *Challenger in the years 1872–1876. Challenger Rep.*, p. 525.

Nicholson, S. E. (2009) 'A revised picture of the structure of the "monsoon" and land ITCZ over West Africa', *Climate Dynamics*. Springer, 32(7–8), pp. 1155–1171.

Orbigny, A. D. (1839) 'A., 1839. Foraminifères', *Sagra, R., de la (Editeur), Histoire physique, politique et.*

Owen, S. R. I. (1867) 'On the surface-fauna of mid-ocean', *Journal of the Linnean Society of London, Zoology*. Oxford University Press, 9(35), pp. 147–157.

Pessagno Jr, E. A. (1967) 'Upper Cretaceous planktonic foraminifera from the western Gulf Coastal Plain.', *Palaeontographica americana*, 5, pp. 245–445.

Phillips, J. D. *et al.* (1968) 'Paleomagnetic stratigraphy and micropaleontology of three deep sea cores from the central North Atlantic Ocean', *Earth and Planetary Science Letters*. Elsevier, 4(2), pp. 118–130.

Ruddiman, W. F. (1971) 'Pleistocene sedimentation in the equatorial Atlantic: stratigraphy and faunal paleoclimatology', *Geological Society of America Bulletin*. Geological Society of America, 82(2), pp. 283–302.

Ruddiman, W. F. and Heezen, B. C. (1967) 'Differential solution of planktonic foraminifera', in *Deep Sea Research and Oceanographic Abstracts*. Elsevier, pp. 801–808.

Saharawi Arab Democratic Republic (SADR) (2020) *Geological Summary*.

Schott, W. (1935) 'Die Foraminiferen in dem äquatorialen Teil des atlantischen Ozeans', *Deutsche Atlantische Expedition*, 6, pp. 411–616.

Zarkogiannis, S. D. (2012) *Pelagic Carbonate Budgets and Preservation Records: Evaluation of proxies and paleoceanographic case studies*. Bremen.

Zarkogiannis, S. D., Antonarakou, A. and Fernandez, V. (2020) 'Evidence of Stable Foraminifera Biomineralization during the Last Two Climate Cycles in the Tropical Atlantic Ocean'.

Τριανταφύλλου, Μ. and Δήμιζα, Μ. (2012) *Μικροπαλαιοντολογία και Γεωπεριβάλλον*. Αθήνα: Εκδόσεις ΙΩΝ.