



HAL
open science

Les environnements du détroit Siculo-Tunisien et paléohydrologie de la Méditerranée pendant le Quaternaire Supérieur

Sonda Zouari

► **To cite this version:**

Sonda Zouari. Les environnements du détroit Siculo-Tunisien et paléohydrologie de la Méditerranée pendant le Quaternaire Supérieur. Climatologie. Université Paris-Saclay; Université de Sfax (Tunisie), 2021. Français. NNT : 2021UPASJ010 . tel-03327645

HAL Id: tel-03327645

<https://theses.hal.science/tel-03327645>

Submitted on 27 Aug 2021

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.

Les environnements du détroit Siculo-Tunisien et paléohydrologie de la Méditerranée pendant le Quaternaire Supérieur

Thèse de doctorat de l'université Paris-Saclay et de l'Université de Sfax

École doctorale n° 579 : Sciences mécaniques et énergétiques, matériaux et
géosciences (SMEMAG)

École doctorale Sciences Fondamentales de la Faculté des Sciences de Sfax Laboratoire
Géoressources, Matériaux, Environnements et Changements Globaux « GEOGLOB »

Spécialité de doctorat : terre solide : géodynamique des enveloppes
supérieures, paléobiosphère/ Sciences géologiques

Unités de recherche : Université Paris-Saclay, CNRS, GEOPS, 91405, Orsay, France
Géoressources, Matériaux, Environnements et Changements
Globaux (GEOGLOB), Sfax, Tunisie

Référents : Faculté des sciences d'Orsay

Faculté des sciences de Sfax

Thèse présentée et soutenue à Sfax, le 06/07/2021, par

Sonda ZOUARI

Composition du Jury

Fekri KAMOUN Professeur, FSS	Président
Kamel ZOUARI Professeur, ENIS	Rapporteur
Mary ELLIOT Professeur, Université de Nantes	Rapporteuse
Christophe COLIN Professeur, Université Paris Sud	Examineur

Direction de la thèse

Giuseppe SIANI Professeur, Université Paris Sud	Directeur de thèse
Nejib KALLEL Professeur, FSS	Directeur de thèse
Soumaya Boussetta Maître assistante, FSS	Invitée

Titre : Les environnements du détroit Siculo-Tunisien et paléohydrologie de la Méditerranée pendant le Quaternaire Supérieur

Mots clés : détroit Siculo-Tunisien, foraminifères planctoniques, carbone-14, bio-événements, biozone, temps de résidence.

Résumé : Les objectifs de cette thèse se focalisent sur la restitution de l'hydrologie des masses d'eaux intermédiaires et profondes au cours des derniers 24 ka en mer Méditerranée dans le détroit Siculo-Tunisien. Nous avons généré, dans un premier temps, des enregistrements biochronologiques à haute résolution s'étendant depuis la dernière période glaciaire. Ces enregistrements sont basés sur des analyses isotopiques de l'oxygène, micropaléontologiques (foraminifères planctoniques) et de température des eaux de surface (SST) effectuée le long de 4 carottes de sédiments mains profonds prélevées dans le détroit Siculo-Tunisien, en mer Tyrrhénienne, en mer Ionienne et dans le bassin Levantin respectivement. Les modèles de distribution quantitatifs des foraminifères planctoniques ont permis d'identifier sept biozones en se basant sur l'apparition et/ou la disparition des principaux taxons ou de leurs pics d'abondance. Les enregistrements d'abondance montrent que les changements majeurs dans les assemblages de foraminifères planctoniques présentent sont similaires principalement dans les bassins central et occidental.

3 bio-événements ont été reconnus au cours des derniers 24 ka i) le pic majeur de *T. quinqueloba* observé $\approx 18,3$ ka ii) la première apparition postglaciaire de *G. inflata* datée $\approx 15,4$ ka et iii) la réapparition de *G. truncatulinoides* r.c enregistrée à $\approx 5,6$ dans les bassins central et occidental. Ces bio-événements peuvent être utilisé comme marqueurs de référence pour établir ou améliorer la chronologie des carottes de sédiments marines du bassin méditerranéen. Dans un deuxième temps, et dans le cadre de la restitution des éventuelles variations du temps de résidence des masses d'eaux plus profondes depuis la dernière période glaciaire, nos résultats basés sur les mesures de la différence d'âge ^{14}C entre des espèces monospécifiques de foraminifères benthiques et planctoniques (B-P) prélevées dans des carottes marines baignées par des masses d'eaux intermédiaires et profondes (KET80-37 et REC13-53), respectivement démontrent que le dépôt du dernier sapropel S1 ne nécessite pas une phase de préconditionnement, longtemps évoquée par les modèles climatiques pour expliquer le décalage entre le début de l'augmentation du débit du Nil et l'amorce de la mise en place de S1.

Title : The environments of the Siculo-Tunisian strait and paleohydrology of the Mediterranean during the Late Quaternary

Keywords : Siculo-Tunisian strait, planktonic foraminifera, carbon-14, bio-events, biozone, residence time.

Abstract : The aim of this thesis focus on the restitution of the hydrology of intermediate and deep-water masses during the last 24 ka in the Mediterranean Sea in the Siculo-Tunisian Strait.

We firstly generated high-resolution biochronological records extending from the last glacial period. These records are based on oxygen isotopic analyses, micropaleontology (planktonic foraminifera) and surface water temperature (SST) carried out along 4 deep-sea sediment cores collected in the Siculo-Tunisian Strait, in the Tyrrhenian Sea, in the Ionian Sea and in the Levantine basin respectively. The quantitative distribution of planktonic foraminifers allowed to identify seven biozones based on the appearance and / or disappearance of the main taxa or their peaks of abundance. The abundance records show that the major changes in the planktonic foraminifera assemblages are similar in the central and western basins.

3 bio-events have been recognized during the last 24 ka i) the major peak of *T. quinqueloba* observed at ≈ 18.3 ka ii) the first postglacial appearance of *G. inflata* dated at ≈ 15.4 ka and iii) the reappearance of *G. truncatulinoides* r.c recorded at ≈ 5.6 in the central and western basins. These bio-events can be used as reference markers to establish or improve the chronology of marine sediment cores from the Mediterranean basin. Successively, we have reconstructed changes in the residence time of the intermediate and deep-water masses since the last glacial period by measuring the ^{14}C age difference between monospecific species of benthic and planktonic foraminifera (BP) recovered from deep seas cores bathed by intermediate and deep-water masses (KET80-37 and REC13-53). The results show that the deposition of the last Sapropel S1 does not require a period of preconditioning, often evoked by climate models to explain the time lag between the beginning of the increase in the Nile River flow and the start of the establishment of S1.

Remerciements

Avant d'entamer la présentation de cette thèse, c'est avec autant de plaisir qu'un devoir que je désire présenter mes vifs remerciements à tous ceux, qui, de près ou de loin, ont participé à son élaboration et achèvement.

Je tiens à exprimer ma profonde gratitude à mon directeur de recherche du côté tunisien Monsieur **Néjib KALLEL**, professeur à la Faculté des Sciences de Sfax et directeur du laboratoire **GEOGLOB**, pour m'avoir donné l'opportunité de relever le défi de ce sujet de thèse si passionnant. C'est grâce à lui que je dois la passion et la volonté au monde de la paléoclimatologie et l'océanographie et aussi de la recherche. Malgré ses lourdes tâches et ses nombreuses préoccupations, il n'a cessé de montrer sa grande disponibilité à mon égard.

Je lui réitère ma sincère reconnaissance pour sa patience, ses conseils judicieux et pour l'intérêt bienveillant et le soutien humainement si chaleureux qu'il a accordé à mon travail.

Il m'est agréable aussi de rendre hommage à mon second directeur de thèse, de l'autre côté de la Méditerranée, Giuseppe **SIANI**, professeur à l'Université Paris Saclay (**Géosciences Paris Saclay, GEOPS**), qui m'a prêté main forte et conseils au cours de mes années de thèse. Son soutien scientifique et moral et ses critiques fructueuses m'ont été d'un grand apport et m'ont poussé à aller au bout de mes idées. Aussi, je lui témoigne toute ma gratitude pour son investissement sans faille et toute l'attention qu'il a portée à mon travail du début jusqu'à la fin. Merci pour la convivialité, le dynamisme et la bonne humeur que tu insuffles à toute l'équipe et d'avoir accepté de partager mon encadrement au sein du laboratoire GEOPS. Qu'il trouve à travers ces lignes les expressions de ma sincère reconnaissance.

Entreprendre une thèse avec eux, permet de se retrouver dans un équilibre parfait ; une balance constante entre l'optimisme et le réalisme. J'ai eu beaucoup de chance de travailler sous leur tutelle durant cette thèse.

Je souhaite exprimer toute ma reconnaissance à Madame **Soumaya BOUSSETTA**, maitre assistante à Faculté des Sciences de Sfax, pour ses explications, sa gentillesse, ses encouragements et surtout de m'avoir initié à l'étude des foraminifères planctoniques depuis mon master au sein du laboratoire **GEOGLOB** ainsi que sa grande qualité d'écoute et la rigueur de ses conseils dans l'examen de mon manuscrit. Qu'elle trouve à travers ces lignes l'expression de ma profonde gratitude.

Mes remerciements s'adressent également aux membres du Jury d'avoir accepté de juger ce travail. Je tiens ainsi, à exprimer mes sincères remerciements au Monsieur **Kamel ZOUARI**,

professeur à l'École Nationale d'Ingénieurs de Sfax, et à Madame **Mary ELLIOT**, professeur à l'Université de Nantes, pour avoir accepté d'être les rapporteurs de cette thèse. Je les remercie vivement pour le temps qu'ils ont consacré à la lecture de ce manuscrit ainsi que pour les précieuses critiques et suggestions qu'ils ont pu y apporter.

Je remercie vivement Monsieur **Fekri KAMOUN**, Professeur à la faculté des Sciences de Sfax, toujours infiniment bienveillant et enthousiaste à l'égard des jeunes chercheurs, d'avoir accepté la présidence de mon jury et l'examen de mon travail. Qu'il trouve ici en même temps que mes profonds remerciements, l'expression de ma respectueuse gratitude.

Je tiens à remercier vivement Monsieur **Christophe COLIN**, Professeur à l'Université Paris Saclay en France, **d'avoir** accepté la lourde mission d'examineur. Ses suggestions et son intérêt pour mes travaux de thèse m'ont permis d'avancer dans ma réflexion et dans l'amélioration de ce manuscrit. Si impliqué dans mon domaine de recherche, je le remercie énormément pour ses qualités humaines, sa gentillesse et sa bonne humeur lors de nos discussions pendant mes séjours à Orsay.

Comment pourrais-je oublier la chance que j'ai eu d'avoir disposé du temps précieux de **Gulay ISGUDER** ingénieur au Laboratoire des Sciences du Climat et de l'Environnement (LSCE) à Gif-Sur-Yvette pour travailler et discuter sur les isotopes.

Je souhaite aussi remercier **François GUICHARD** et sa femme **Monique** (paix à son âme) de leurs accueils si chaleureux lors de mon premier séjour à Orsay.

J'adresse bien évidemment toutes mes amitiés aux chercheurs, thésards et aux étudiants de master du **GEOGLOB** et **GEOPS** qui ont croisé ma route durant ces années et en particulier **Emna GACEUR** (y a plus de mots pour te remercier), **Consuelo MARTINEZ** pour son humour et ses bons gâteaux, **Elisabeth TECA** pour sa compagnie et sa gentillesse, **Farah JARRAYA**, **Balkis KOHILA**, **Aida AFFOURI**, **Wiem HAMZAOUI** et sans oublier notre secrétaire de laboratoire **Salma BELLASSOUED**, et tous ceux que j'aurais oublié. Veuillez trouver ici, l'expression de mes sincères remerciements pour les fous-rires, les moments partagés et les encouragements qu'ils savent prodiguer mieux que personne.

Sans oublier, je tiens à remercier mon oncle **Sofien** et sa femme pour mon accueil et mon hébergement quand je n'avais pas encore de logement en France.

Merci à ma meilleure amie **Besma**, pour ne s'être jamais lassé de m'entendre parler de mes doutes, de mes interrogations et de mon travail.

Les amis et les personnes rencontrées dans le cadre des loisirs ont également leurs places dans ces remerciements : **Rim, Mohamed, Seif, Said, Souhaib, Basile...**

Enfin, j'adresse de très sincères remerciements à ma famille, et en particulier à mes parents sans qui je n'aurais jamais pu faire ces études. Ils n'ont jamais cessé de m'encourager pour que j'aille au bout de mon parcours malgré leur peine à me voir installé si loin de chez eux lors de mes séjours à Orsay. Merci à eux, ainsi qu'à mes deux frères pour leurs soutiens inconditionnels. C'est grâce à vous que j'ai pu tenir jusqu'au bout et je vous en remercie du fond du cœur.

DEDICACES

C'est notamment très touchant à dire mais les mots peuvent plus s'exprimer...

Je dédie cette thèse :

*A mon cher papa **Mohamed**,
pour ta présence en toute circonstance m'a maintes fois rappelé le sens de la
responsabilité, tes patiences et encouragements.*

*A ma chère Maman **Hedia**,*

*Je voie la maman parfaite, toujours prête à sacrifier pour le bonheur des ces
enfants.*

*Merci tous les deux, de m'avoir doté d'une éducation digne, votre grand amour a
fait de moi ce que je suis aujourd'hui
Que Dieu vous garde et vous protège.*

*A mes chers frères : **Ahmed** et **Yessine** pour vos affections et encouragement et
pour toute l'aide et le soutien moral que vous m'avez accordé.*

*A l'âme de mon grand-père **Ahmed**, que Dieu te bénisse et t'accorde son vaste
paradis.*

*Merci pour m'avoir toujours supporté dans mes décisions. Merci pour tout votre
amour et votre confiance, pour votre énorme support pendant ces années de
doctorat !*

Je vous aime beaucoup

*A tous mes amis et amies qui m'ont soutenu d'une manière ou d'une
autre.*

Et à tous ceux qui m'aiment.

ZOUARI Sonda

Table des matières

<i>Remerciements</i>	0
<i>DEDICACES</i>	0
Liste des figures.....	0
Liste de Tableaux.....	0
Liste des acronymes.....	0
Introduction générale.....	1
Partie I : Etat des connaissances	8
Chapitre I : Variabilité climatique	8
I. Les principaux évènements climatiques du Quaternaire Supérieur	10
I.1. La variabilité climatique rapide	10
I.1.1. Les évènements d’Heinrich.....	10
I.1.2. Le dernier Maximum Glaciaire (LGM)	12
I.1.3. La déglaciation.....	12
I.1.4. L’Holocène	14
Chapitre II : Contexte générale et présentation de la zone d’étude.....	16
II. La mer Méditerranée :.....	16
II.1. Géographie physique de la Méditerranée	16
II.2. La circulation atmosphérique en Méditerranée	17
II.2.1. Influences climatiques directes	17
II.2.2. Influences climatiques indirectes	18
II.3. Caractéristiques des eaux de surface en Méditerranée.....	19
II.3.1. Les températures des eaux de surface en Méditerranée : saisonnalité et gradient entre les sous bassins	19
II.3.2. La salinité des eaux de surface en Méditerranée : gradient Nord-Sud et Est-Ouest	20
II.4. La circulation thermohaline en Méditerranée.....	21
II.4.1. La circulation des eaux de surface.....	22
II.4.2. La circulation des eaux intermédiaires	24
II.4.3. La circulation des eaux profondes.....	25
II.4.3.1. Les eaux profondes de la Méditerranée occidentale.....	26
II.4.3.2. Les eaux profondes de la Méditerranée orientale	27
II.5. Variabilité interannuelle de la circulation thermohaline en mer Méditerranée	27
II.5.1. Eastern Mediterranean Transient (EMT)	28
II.5.2. Western Mediterranean Transient (WMT).....	28

II.6. Productivité de la Méditerranée	29
II.7. Mise en place des sapropèles	30
II.8. Le détroit Siculo-Tunisien	32
II.8.1. Circulation atmosphérique.....	33
II.8.2. La circulation d'eau dans le détroit de Siculo-Tunisien	33
Chapitre III : Matériel et méthodes : Présentation des différents traceurs géochimiques $\delta^{18}\text{O}$, ^{14}C et micropaléontologique (foraminifères planctoniques)	36
III. Introduction.....	36
III.1. Les foraminifères	36
III.1.1. Généralités sur les foraminifères planctoniques	37
III.1.1.1. Distribution verticale des foraminifères planctoniques vivants	37
III.1.1.2. Distribution saisonnière des foraminifères planctoniques vivants	39
III.1.1.3. Distribution et division biogéographique des assemblages vivants	40
III.1.1.4. Facteurs influençant la conservation des assemblages fossiles de foraminifères planctoniques	43
III.2. Matériel et Méthodologie	43
III.2.1. Les carottes étudiées.....	43
III.2.1.1. Le détroit Siculo-Tunisien.....	44
III.2.1.1.1. La carotte REC 13-53.....	44
III.2.1.1.2. La carotte KET80-37.....	45
III.2.1.2. La mer Ionienne : La carotte MD90-918	45
III.2.1.3. La mer Tyrrhénienne : La carotte KET80-19.....	46
III.2.1.4. Le bassin Levantin : La carotte MD84-641	46
III.2.2. Les analyses micropaléontologiques	47
III.2.2.1. Préparation des échantillons.....	47
III.2.2.2. Identification et comptage.....	48
III.2.3. Les analyses isotopiques de l'oxygène.....	49
III.2.4. La datation par le radiocarbone (^{14}C)	50
III.3. Estimation des paléotempératures	52
III.3.1. La technique des analogues modernes (MAT).....	53
III.3.1.1. Avantages et limites de la méthode des analogues actuels	55
III.4. Estimation des paléosalinités	56
Partie II : Restitution de la Paléohydrologie des eaux de surface dans le détroit Siculo-Tunisien : approche microfaunistique et géochimique	58
Chapitre IV. Chronostratigraphie, étude isotopique et micropaléontologique	58

IV. Introduction	58
IV.1. Chronostratigraphie	58
IV.1.1. La carotte REC13-53	58
IV.1.2. La carotte MD90-918	60
IV.2. Etude isotopique	61
IV.2.1. Variation de la composition isotopique de <i>G. bulloides</i> dans le détroit Siculo-Tunisien : carotte RECORD 13-53	61
IV.2.2. Variation de la composition isotopique de <i>G. ruber</i> au nord de la mer Ionienne : carotte MD90-918	62
IV.3. Etude micropaléontologique : les foraminifères planctoniques	63
IV.3.1. Abondance des foraminifères planctoniques dans la carotte REC13-53 : détroit Siculo-Tunisien : zone d'échange entre les deux bassins de la Méditerranée	63
IV.3.2. Abondance des foraminifères planctoniques dans la carotte MD90-918 : la Mer Ionienne	68
IV.3.3. Abondance des foraminifères planctoniques dans la carotte KET80-19 : la Mer Tyrrhénienne	71
IV.3.4. Abondance des foraminifères planctoniques dans la carotte MD84-641 : le bassin Levantin	75
IV.4. Reconstitution des paléotempératures des eaux de surface	78
IV.4.1. Estimation des paléotempératures dans le détroit Siculo-Tunisien	78
IV.4.2. Estimation des paléotempératures en mer Ionienne	80
IV.4.3. Estimation des paléotempératures en mer Tyrrhénienne	81
IV.4.4. Estimation des paléotempératures dans le bassin Levantin	82
IV.4.5. Comparaison avec l'enregistrement cryosphérique NGRIP en Atlantique Nord ..	84
Chapitre V : Evolution microfaunistique et évènements biochronologiques en Méditerranée au cours des derniers 24 ka	87
V.1. Comparaison avec d'autres études antérieures en Méditerranée	87
V.2. Les facteurs qui contrôlent les évènements biochronologiques en mer Méditerranée	97
V.3. Evènements biochronologiques en Méditerranée	102
V.4. Restitution des paléosalinités des eaux de surface en mer Méditerranée	103
V.4.1. Variation de l'anomalie de $\delta^{18}\text{Ow}$ locale au niveau du détroit Siculo-Tunisien (REC13-53)	104
V.4.2. Variation de l'anomalie de $\delta^{18}\text{Ow}$ locale dans la mer Ionienne (MD90-918)	104
V.4.3. Variation de l'anomalie de $\delta^{18}\text{Ow}$ locale de mer dans la mer Tyrrhénienne (KET80-19)	105
V.4.4. Variation de l'anomalie de $\delta^{18}\text{Ow}$ locale dans le bassin Levantin (MD84-641)	106
V.4.5. Synthèse	107

Conclusion de la Partie II	111
Partie III : Restitution du temps de ventilation des eaux intermédiaires et profondes au niveau du détroit Siculo-Tunisien durant les derniers 24 ka	112
Chapitre VI : Variations hydrologiques passées des masses d'eau intermédiaires et profondes en Méditerranée depuis la dernière période glaciaire : le dernier sapropèle S1.	112
VI.1. Estimation du temps de ventilation ¹⁴C des masses d'eau intermédiaires et profondes depuis la dernière période glaciaire	113
VI.1.1. Mesures de la différence d'âge entre les foraminifères benthiques-planctoniques (B-P) dans la REC13-53	115
VI.1.2. Mesures de la différence d'âge entre les foraminifères benthiques-planctoniques (B-P) dans la KET80-37	117
VI.2. Les isotopes du carbone ($\delta^{13}\text{C}$) : traceur de ventilation des eaux profondes	118
VI.2.1. Les variations de la composition isotopique du carbone ($\delta^{13}\text{C}$) dans le détroit Siculo-Tunisien	119
VI.3. Changement de la circulation à partir des mesures de la différence B-P et les isotopes de carbone depuis la dernière période glaciaire	120
VI.4. Changements hydrologiques pendant les derniers 24 ka	129
Conclusion de la Partie III	132
Conclusion générale	134
Perspectives	137
Références Bibliographiques	139

Liste des figures

Figure I. 1 : Variabilité climatique enregistrée dans les carottes glaciaires du Groenland (NGRIP) et de l'Antarctique (EDML, Byrd et EDC) au cours du dernier cycle glaciaire (EPICA, 2006). La courbe isotopique ($\delta^{18}\text{O}$) NGRIP met en évidence plusieurs épisodes chauds qui correspondent aux interstades de Dansgaard-Oeschger (D/O, numérotés de 12 à 1) en alternance avec des périodes froides, dont les plus marqués correspondent aux événements de Heinrich (H, numérotés de 5 à 1).....	9
Figure I. 2 : Modèle d'extension des calottes glaciaires dans l'Hémisphère Nord entre le LGM et l'actuel (Duplessy, 2002)	12
Figure I. 3 : Les grandes tendances du climat pendant les derniers 50 ka : Variations du $\delta^{18}\text{O}$ de NGRIP (Groenland). La dernière période glaciaire et l'Holocène sont illustrés, ainsi que les changements climatiques abrupts de la dernière période glaciaire : les événements d'Heinrich (HEs), le Bölling-Allerød (B/A), le Younger Dryas (YD), et l'événement 8.2 ka. TI : Terminaison I.....	13
Figure II. 1 : Carte topographie de la Méditerranée et des continents adjacents montrant les différents sous bassins méditerranéens, les fleuves (en bleu) et les détroits (diamant rouge). WMS= Western Mediterranean Sea, EMS= Eastern Mediterranean Sea. La figure a été créée avec le logiciel ODV (Schlitzer, 2015).....	17
Figure II. 2 : Mode de circulation atmosphérique pendant l'été en hémisphère Nord. Les vents dominants sont indiqués par des flèches. ITCZ : zone de convergence intertropicale (d'après Rohling et al. (2009)	18
Figure II. 3 : Distribution spatiale des SSTs moyennes annuelles en Méditerranée (Locarnini et al., 2019)	20
Figure II. 4 : Distribution spatiale des SSSs moyennes annuelles en Méditerranée (Zweng et al., 2019).....	21
Figure II. 5 : Circulation des eaux en Méditerranée. Les détroits cités précédemment dans le texte sont indiqués en étoile rouge. Modifié d'après Pinardi et al. (2015).....	22
Figure II. 6 : Circulation des eaux de surface en Méditerranée. Les traits épais retracent la circulation principale alors que les traits fins la circulation secondaire (modifiée d'après Pinardi et al., 2015).....	23
Figure II. 7 : Circulation des eaux intermédiaires en Méditerranée. Les zones ovales représentent les zones de formation d'eaux intermédiaires (blanc) et profondes (bleu). Les vents dominants sont représentés en rouge, d'après Bout-Roumazeilles et al. (2013). (D'après Millot and Taupier-Letage (2005)).	24
Figure II. 8 : Circulation des eaux profondes en Méditerranée. Les zones ovales représentent les zones de formation d'eaux intermédiaires (blanc) et profondes (bleu). (D'après Millot and Taupier-Letage (2005)).	26
Figure II. 9 : Concentration en Nitrates et en phosphates des eaux Méditerranéennes selon un transect Ouest-Est. Ce transect a été créé avec le logiciel ODV (Schlitzer, 2015).....	29
Figure II. 10 : Corrélation entre les événements de sapropèles et l'insolation d'été à 65°N et les cycles glaciaires/interglaciaires représentés par les enregistrements $\delta^{18}\text{O}$ normalisés (Emeis et al., 2003).....	31
Figure II. 11: Les schémas des principaux courants de circulation (D'après Sorgente et al. (2011) et modifié d'après Jouini et al., 2016). Les acronymes sont indiqués dans le tableau II.1.	34
Figure III. 1 : Distribution verticale des foraminifères planctoniques vivants	38
Figure III. 2 : Distribution saisonnière des foraminifères planctoniques vivants	40
Figure III. 3 : Distribution des foraminifères planctoniques vivants selon la température.....	42
Figure III. 4 : Photo prise pour la carotte RECORD 13-53	45
Figure III. 5 : Carte des températures moyennes annuelles (SSTs) de la Méditerranée (°C, 1955-2012) à partir de Word Ocean Atlas 2013 (http://odv.awi.de/de/data/ocean/world_ocean_atlas_2013/) présentant la localisation des différentes carottes étudiées	47
Figure III. 6 : Photos de splitter (a) et d'une loupe binoculaire (b) utilisés dans cette étude.....	49
Figure III. 7 : Exemple de calibration d'une datation ^{14}C à l'aide Oxcal 4.4 (Bronk-Ramsey, 2009; Bronk-Ramsey and Lee, 2013) et la courbe de calibration INTCAL20 (Reimer et al., 2020)	51
Figure III. 8 : Spectromètre de masse couplé à un accélérateur : « ARTEMIS ».....	52

Figure III. 9 : Localisation des sommets des carottes en Méditerranée et en océan Atlantique de la base de données de référence (Siccha and Kucera, 2017) utilisées dans cette étude.....	55
Figure III. 10 : Localisation des sommets des carottes exclus de la base de données de référence (Siccha and Kucera, 2017).....	55
Figure IV. 1 : Modèle d'âge (âge-profondeur) et vitesse de sédimentation de la carotte REC13-53 basé sur une interpolation linéaire des 13 datations ¹⁴ C.....	59
Figure IV. 2 : Modèle d'âge (âge-profondeur) et vitesse de sédimentation de la carotte MD90-918 basé sur une interpolation linéaire des 6 datations ¹⁴ C (Caron et al., 2012) et 7 corrélations avec la courbe isotopique de <i>G. ruber</i> de la carotte MD90-917 (Siani et al., 2010).....	61
Figure IV. 3 : Variation du $\delta^{18}\text{O}$ (exprimée en ‰ PDB) de <i>G. bulloides</i> de la carotte REC13-53 (déroit Siculo Tunisien) en fonction de l'âge.....	62
Figure IV. 4 : Variation du $\delta^{18}\text{O}$ (exprimée en ‰ PDB) de <i>G. ruber</i> de la carotte MD90-918 (mer Ionienne) en fonction de l'âge.....	63
Figure IV. 5 : Distribution des principales espèces de foraminifères planctoniques le long de la carotte REC 13-53 en fonction de l'âge.....	67
Figure IV. 6 : Distribution des principales espèces de foraminifères planctoniques le long de la carotte MD90-918 en fonction de l'âge.....	71
Figure IV. 7 : Distribution des principales espèces de foraminifères planctoniques le long de la carotte KET80-19 en fonction de l'âge.....	74
Figure IV. 8 : Distribution des principales espèces de foraminifères planctoniques le long de la carotte MD84-641 en fonction de l'âge.....	77
Figure IV. 9 : Reconstitution des paléotempératures de printemps (Avril-Mai) obtenues par la méthode des analogues actuels (°C) dans le détroit Siculo-Tunisien. La température actuelle à l'emplacement de la carotte est désignée par le cercle rouge.....	79
Figure IV. 10 : Reconstitution des paléotempératures d'automne (Octobre-Novembre) obtenues par la méthode des analogues actuels (°C) dans la mer Ionienne. La température actuelle à l'emplacement de la carotte est désignée par le cercle rouge.....	81
Figure IV. 11 : Reconstitution des paléotempératures de printemps (Avril-Mai) obtenues par la méthode des analogues actuels (°C) dans la mer Tyrrhénienne. La température actuelle à l'emplacement de la carotte est désignée par le cercle rouge.....	82
Figure IV. 12 : Reconstitution des paléotempératures d'automne (Octobre-Novembre) obtenues par la méthode des analogues actuels (°C) dans le bassin Levantin. La température actuelle à l'emplacement de la carotte est désignée par le cercle rouge.....	83
Figure IV. 13 : Comparaison des enregistrements paléoclimatiques de la carotte REC13-53 et de la carotte glaciaire du Groenland au cours des 24 derniers kyr BP. (a) Enregistrement des isotopes de l'oxygène à partir du protocole de stratigraphie des carottes glaciaires et des événements du NGRIP recommandé par le groupe INTIMATE (GS-2, Groenland stadial 2 (GS-2a-c sont des sous-stades); GI-1, Groenland Interstadial 1 (GI-1a-e sont des sous-interstades); GS-1, Groenland Stadial 1; Lowe et al., 2008) et les principales transitions climatiques correspondantes (sensu Mangerud et al., 1974). (b) Fluctuations SST générées par la technique analogique moderne.....	85
Figure V. 1 : Abondances relatives des assemblages de foraminifères planctoniques en fonction de l'âge (Ka) dans les carottes REC13-53, MD90-918, KET80-19 et MD84-641 marquées par a, b, c et d, respectivement. .	94
Figure V. 2 : SST d'Avril-Mai (°C) par la MAT dans la carotte REC13-53 (a), KET80-19 (e) et d'Octobre-Novembre MD90-918 (c), MD84-641 (g). Coefficient de dissimilarité dans la carotte REC13-53 (b), MD90-918 (d), KET80-19 (f) et MD84-641 (h).....	95
Figure V. 3 : Comparaison entre les biozones identifiées dans cette étude avec les reconstructions précédentes dans les bassins adjacents (Sprovieri et al., 2003; Saffi et al., 2001, 2004; Geraga et al., 2005, 2008; Di Donato et al., 2008, 2019; Triantaphyllou et al., 2009).....	96

Figure V. 4 : Courbe de variation de l'anomalie de $\delta^{18}\text{Ow}$ locale en fonction de l'âge (ka) le long de la carotte REC13-53.....	104
Figure V. 5: Courbe de variation de l'anomalie de $\delta^{18}\text{Ow}$ locale en fonction de l'âge (ka) le long de la carotte MD90-918.....	105
Figure V. 6 : Courbe de variation de l'Anomalie de $\delta^{18}\text{Ow}$ locale en fonction de l'âge (ka) le long de la carotte KET80-19.....	106
Figure V. 7 : Courbe de variation de l'anomalie de $\delta^{18}\text{Ow}$ locale en fonction de l'âge (ka) le long de la carotte MD84-641.....	107
Figure V. 8 : Anomalies $\delta^{18}\text{Ow}$ locale mesurées dans le détroit Siculo-Tunisien (REC13-35), la mer Ionienne (MD90-918), la mer Tyrrhénienne (KET80-19), le bassin Levantin (MD84-641 (e)) et l'océan Atlantique Nord (SU81-18).....	110
Figure VI. 1 : Différence d'âge entre les foraminifères planctoniques - benthiques (B-P) dans la carotte REC13-53 en fonction de l'âge (ka).....	116
Figure VI. 2 : Différence d'âge entre les foraminifères benthiques et planctoniques (B-P) dans la carotte KET80-37 en fonction de l'âge (ka).....	117
Figure VI. 3 : Enregistrement de la composition isotopique du carbone ($\delta^{13}\text{C}$) mesuré sur le foraminifère benthiques <i>C. pachydermus</i> dans la carotte KET80-37.....	119
Figure VI. 4 : Différence d'âge (B-P) dans les deux carottes REC13-53 et KET80-37 (a), enregistrement $\delta^{13}\text{C}$ de foraminifères benthiques <i>C. pachydermus</i> du détroit Siculo-Tunisien (b) et de la mer Adriatique (c), <i>P. ariminensis</i> du S-E de la mer Egée (d), <i>C. wuellerstorfi</i> de l'Est du bassin Levantin (e) et de <i>C. pachydermus</i> de mer des Baléares (f).....	121
Figure VI. 5 : a) carte représentant la localisation des carottes utilisées dans le cadre de cette étude ainsi que dans la littérature ; b) transect de salinité indiquant la position des archives sédimentaires utilisés et les relatives masses d'eaux. La figure a été créée avec le logiciel ODV (Schlitzer, 2015).....	123
Figure VI. 6 : Différence d'âge (B-P) dans les deux carottes REC13-53 et KET80-37 (a), valeurs de ϵNd de foraminifères planctoniques de la mer des Baléares (b), des mers Tyrrhénienne et Adriatique (c), du détroit Siculo-Tunisien (d) et de la mer Levantine (e) et enregistrement $\delta^{13}\text{C}$ de foraminifères benthiques <i>C. pachydermus</i> du détroit Siculo-Tunisien, de la mer Adriatique et de la mer des Baléares, <i>P. ariminensis</i> du S-E de la mer Egée et <i>C. wuellerstorfi</i> de l'Est du bassin Levantin(f).....	128
Figure VI. 7 : a) Localisation des différentes carottes utilisées dans le cadre de cette étude (REC13-53 et KET80-37) ainsi que les différentes carottes utilisées dans la comparaison entre les différents bassins méditerranéens et Atlantique (MD04-2797, MD90-917, SU92-33 et SU81-18); La figure été créé avec le logiciel ODV (Schlitzer, 2015).....	130
Figure VI. 8 : (a) Différence d'âge (B-P) dans les deux carottes REC13-53 et KET80-37, (b) Variations de salinité dans le détroit siculo-tunisien et la mer Adriatique et l'Atlantique Nord, (c) Enregistrements de $\delta^{18}\text{O}$ de <i>C. pachydermus</i> dans les 3 sites: le détroit siculo-tunisien, la mer adriatique et les Baléares et (d) les enregistrements $\delta^{13}\text{C}$ de foraminifères benthiques <i>C. pachydermus</i> du détroit Siculo-Tunisien, de la mer Adriatique et de la mer des Baléares, <i>P. ariminensis</i> du S-E de la mer Egée et <i>C. wuellerstorfi</i> de l'Est du bassin Levantin. B/ S1a, S1b et S1 int se réfèrent au dépôt de sapropèle S1 en deux étapes et l'interruption S1 respectivement.....	131

Liste de Tableaux

Tableau II. 1 : les acronymes utilisés dans la figure II.11 (Omrani et al., 2016).....	34
Tableau III. 1 : Localisation des différentes carottes utilisées dans cette étude	44
Tableau IV. 1 : Les datations carbones 14 de la carotte REC13-53. Les âges ^{14}C sont corrigés avec un âge réservoir (400/600 ans) et convertis en âges calendaires (Siani et al., 2000, 2001).	59
Tableau IV. 2 : Modèle d'âge de la carotte MD90-918 basé sur 6 datations ^{14}C AMS (Caron et al., 2012) calibrées en utilisant INTCAL20 (Reimer et al., 2020) et le logiciel de calibration ^{14}C Oxcal 4.4 et 7 corrélations avec la courbe isotopique de <i>G. ruber</i> avec celle de la carotte MD90-917.	60
Tableau VI. 1 : Mesures des différences d'âges ^{14}C entre les foraminifères benthiques-planctoniques dans la carotte REC13-53.	115
Tableau VI. 2 : Mesures des différences d'âges ^{14}C entre les foraminifères benthiques-planctoniques dans la carotte KET80-37.	117

Liste des acronymes

AW : Eaux Atlantiques

AdDW : Eaux profondes Adriatique

AeDW : Eaux profondes Egéennes

AIS : Courant Ionien de l'Atlantique

ATC : Courant Atlantique Tunisien

B/A : Bölling/Allerød

CCD : Carbonate Compensation Depth

14C : Carbone 14

DO : Dansgaard- Oeschger

DWF : Formation d'Eau Dense

EMDW : Eaux profondes Est méditerranéennes

EMT : Eastern Mediterranean Transient

EMS : Mer Méditerranée Orientale

GES : gaz à effet de serre

HE : Evènements d'Heinrich

IRD : Ice Rafted Debris

ITCZ : Zone de Convergence Intertropicale

LGM : Last Glacial Maximum

LIW : Eaux Levantines Intermédiaires

LSW : Eau de Surface Levantine

MAT : Technique des Analogues Modernes

MAW : Eaux Atlantiques Modifiées

MDW : Eaux Profondes Méditerranéennes

MIW : Eaux Intermédiaires Méditerranéennes

MMC : Circulation Méridionale Méditerranéenne

MMJ : Mid-Mediterranean Jet

MO : Oscillation Méditerranéenne

MTHC : Circulation thermohaline méditerranéenne globale

NADW : Eaux Profondes Nord Atlantique

NAO : Oscillation Nord Atlantique

ORL : dépôts riches en matière organique

OD: Oldest Dryas

SST : Température des eaux de surface

TDW : Eaux Profondes Tyrrhéniennes

THC : Circulation Thermohaline

WMDW : Eaux profondes de la Méditerranée occidentale

WMS: Mer Méditerranée occidentale

WMT : Western Mediterranean Transient

YD : Younger Dryas

Introduction générale

En se basant sur les scénarios des changements climatiques, la Méditerranée a été identifiée comme un « hot-spot », c'est-à-dire une des régions les plus sensibles aux changements du climat réagissant à l'échelle globale (Giorgi, 2006; Ruti et al., 2016). En effet, les projections montrent que cette région sera considérablement affectée par une augmentation des températures moyennes de l'air et une baisse importante des précipitations à l'horizon de l'année 2100 aboutissant à un climat plus chaud et plus sec (IPCC, 2014). A la lueur de ces changements futurs, il s'avère donc indispensable d'apercevoir l'évolution des conditions climatiques passées afin de caractériser les scénarii d'évolution des conditions environnementales en région méditerranéenne.

En raison de sa position géographique à l'interface entre les vents tempérés d'Ouest européens et les hautes pressions subtropicales africaines (Boucher, 1975; Lolis et al., 2002), la région méditerranéenne a été très sensible aux changements paléoclimatiques et paléocéanographiques agissant à différentes échelles de temps au cours du Quaternaire Supérieur (Cacho et al., 1999, 2000; Sierro et al., 2005; Di Donato et al., 2008, 2019; Melki et al., 2009; Sprovieri et al., 2012; Gàmiz et al., 2014 et leurs références).

Aujourd'hui, le climat méditerranéen est caractérisé par une forte saisonnalité des précipitations et des températures avec des hivers doux et humides et des étés chauds et secs (Quézel and Médail, 2003; Lionello et al., 2006; Bout-Roumazelles et al., 2013). Les régions marines situées au Nord se caractérisent par des températures des eaux de surface (SST) moyennes annuelles les plus faibles. Les valeurs enregistrées sont de l'ordre de 17,3°C dans le Golfe du Lion et 17,1°C dans le nord de la mer Adriatique. Dans le détroit Siculo-Tunisien, la moyenne annuelle de surface est de 19°C (Locarnini et al., 2019) tandis que le bassin Levantin constitue la région la plus chaude avec des valeurs annuelles d'environ 21,6°C. La Méditerranée se caractérise par un bilan hydrologique de surface négatif avec des apports d'eau douce faibles (environ 300 mm/an de précipitation et 200 mm/an d'écoulement continental) et une forte évaporation toute l'année (environ 1500 mm/an). La Méditerranée est considérée parmi l'un des bassins océaniques les plus salées avec des salinités de surface qui varient entre 36,15 et 39 psu selon un gradient Est-Ouest. Étant donnée son caractère semi fermé, le bassin méditerranéen possède sa propre circulation thermohaline gouvernée aussi bien par la formation des masses d'eau intermédiaires au nord du bassin Levantin, ainsi que la formation des masses

d'eau profondes au niveau des mers Egée et Adriatique en Méditerranée orientale et dans le Golfe de Lion dans le bassin occidental (Millot and Taupier-Letage, 2005).

Le détroit Siculo-Tunisien joue un rôle important dans la circulation thermohaline méditerranéenne globale (MTHC ; Di Lorenzo et al., 2018) car il contrôle les échanges entre les deux bassins majeurs de la Méditerranée (Béthoux, 1979; Astraldi et al., 1999; Würtz, 2010 ; Di Lorenzo et al., 2018). Un seuil d'environ 400 m de profondeur permet la recirculation des masses d'eau intermédiaires, qui se sont formées dans le bassin oriental, vers le bassin occidental. Etudier cette zone et la caractériser d'un point de vue paléocéanographique et paléoclimatique s'avère ainsi un objectif important afin de mieux comprendre les mécanismes physiques responsables des changements du climat dans cette région.

Par ailleurs, la circulation thermohaline pourrait être également impactée par les changements climatiques globaux, comme l'atteste le basculement de la zone de formation d'eaux profondes en bassin oriental de la mer Adriatique vers la mer Egée dans les années 1990 (Theocharis et al., 1999; Roether et al., 2007; Tanhua et al., 2013). Cet événement appelé « Eastern Mediterranean Transient » (EMT), a été probablement causé par l'accumulation des eaux très salées dans le bassin Levantin et une augmentation de la perte de chaleur dans la mer Egée, associé à un rafraichissement des eaux de surface au niveau du détroit Siculo-Tunisien, entraînant ainsi la formation des eaux très denses dans la mer Egée. Ainsi, au cours des cinq derniers siècles, 4 épisodes de rafraichissement des eaux de surface et de formation d'eau profonde ont été produits d'une manière récurrente dans la mer Egée et exprimés en année CE (Common Era) à 1910 ± 12 , 1812 ± 18 , 1725 ± 25 et 1580 ± 30 ans (Incarbona et al., 2016).

Dans les études des variations climatiques passées en Méditerranée, plusieurs types d'archives ont été utilisés tels que les spéléothèmes (Bar-Matthews and Ayalon, 2011; Zanchetta et al., 2016), les sédiments lacustres (Peyron et al., 2011), et les carottes de sédiments marins (Essallami et al., 2007; Rouis-Zargouni et al., 2010; Siani et al., 2013). En domaine marin, les études se sont basées sur différents traceurs (isotope stable, nannoplancton calcaire, foraminifères benthiques et planctoniques, dinoflagellés...etc.) pour définir au cours du Quaternaire Supérieur des événements biologiques ou des biozones (Pujol and Vergnaud Grazzini, 1989; Capotondi and Morigi, 1996; Capotondi et al., 1999; Asioli et al., 2001; Sprovieri et al., 2003; Scaffi et al., 2001, 2004; Geraga et al., 2005; Di Donato et al., 2008, 2019; Dormoy et al., 2009; Triantaphyllou et al., 2009; Siani et al., 2010; Boussetta et al., 2012; Lirer et al., 2013). Les foraminifères planctoniques, que nous avons analysé dans le présent

travail, ont l'avantage d'être largement abondants dans les sédiments marins et de reproduire fidèlement les conditions hydrologiques dans laquelle ils se sont développés tels que la température des eaux de surface (SST) (Pujol and Vergnaud-Grazzini, 1995; Kucera, 2007; Hernández-almeida et al., 2011; Rigual-Hernández et al., 2012; Mallo et al., 2017; Schiebel and Hemleben, 2017).

La combinaison entre les températures de surface de la Méditerranées et la composition isotopique de l'oxygène des foraminifères planctoniques ($\delta^{18}\text{O}$) avait permis de reconstituer l'évolution des paléosalinités de surface de la Méditerranée au Quaternaire Supérieur (Kallel et al., 1997a, 1997b, 2000, 2004). Des changements importants ont été ainsi observés dans l'ensemble de la Méditerranée. Ils avaient eu un impact majeur sur la circulation thermohaline de cette mer marginale. Des diminutions de salinités ont été observées entre 10 et 6 ka et qui sont synchrones à l'épisode de dépôt du Sapropèle S1 en Méditerranée orientale (daté entre 10.8 et 6.2 ka, Fontugne et al., 1994; Mercone et al., 2000; De Lange et al., 2008). C'est ainsi que la mise en place des sapropèles, dépôts centimétriques riches en matière organique intercalés dans les sédiments habituels de la Méditerranée orientale, semblent avoir été contrôlée par des modifications de la circulation thermohaline méditerranéenne.

L'origine des sapropèles, depuis leur découverte en 1947 lors de la mission océanographique suédoise « Albatross », a fait couler beaucoup d'encre (Kullenberg, 1952; Olausson, 1961). Plusieurs hypothèses ont été avancées pour expliquer les mécanismes conduisant à l'anoxie des eaux profondes et par conséquent à la préservation de la matière organique et la mise en place des sapropèles. Rossignol-Strick et al. (1982, 1985) ont attribué ce dépôt à l'intensification de la mousson africaine modulée par l'indice de précession terrestre affectant principalement la Méditerranée orientale via les apports intenses du Nil. Ces apports d'eaux douces avaient ainsi entraîné une diminution de la salinité des eaux de surface de la Méditerranée orientale (Kallel et al., 1997b; Emeis et al., 2000), une réduction de l'advection des eaux intermédiaires et profondes au niveau de leurs centres de production (Rossignol-Strick et al., 1982; Kuhnt et al., 2008; Rohling et al., 2015) ainsi qu'une diminution de la ventilation des eaux du fond (Siani et al., 2013; Rohling et al., 2015; Tachikawa et al., 2015) créant ainsi des conditions favorables au développement des événements anoxiques.

D'autres études démontrent que le Nil à lui seul ne peut expliquer les changements observés au moment de la formation du dernier sapropèle. Par exemple, il a été démontré que les salinités de surface avaient baissé non seulement en Méditerranée orientale mais plutôt sur l'ensemble

de la Méditerranée et que les valeurs étaient partout du même ordre de grandeur (Kallel et al., 1997a). De plus, les conditions humides se sont installées aussi sur l'ensemble des continents bordant la Méditerranée (Lézine and Casanova, 1991; Petit-Maire et al., 1991; Callot and Fontugne, 1992; Kallel et al., 1997, 2000; Bar-Matthews et al., 2000, 2003; Zanchetta et al., 2007; Kotthoff et al., 2008; Toucanne et al., 2015; Filippidi et al., 2016).

Par ailleurs, Revel et al. (2010), avaient daté à 14 ka le début de la dernière phase pluviale (Nabtian pluvial period) qui avait engendré l'intensification du débit du Nil. Or l'installation du dernier sapropèle n'a eu lieu que vers 10 ka (Fontugne et al., 1994; Mercone et al., 2000; De Lange et al., 2008).

Pour expliquer le décalage entre le moment d'augmentation du débit du Nil vers 14 ka et le début de la formation des sapropèles vers 10 ka, certains auteurs parlent d'une phase de pré conditionnement (i.e. Grimm et al., 2012, 2015). Cette hypothèse est aussi confortée par le fait que les modèles couplés océan-atmosphère ne parviennent pas à reproduire l'anoxie en Méditerranée orientale pendant les périodes de sapropèle sans cette phase de pré conditionnement (Adloff et al., 2011; Grimm et al., 2012, 2015; Vadsaria et al., 2017, 2019).

Dans ce cadre, afin de vérifier ces différentes hypothèses, et de mieux contraindre les mécanismes à l'origine des modifications hydrologiques de la Méditerranée à l'échelle glaciaire-interglaciaire et leur éventuel impact sur la mise en place des sapropèles, notamment le sapropèle S1, il s'avère nécessaire de restituer les variations hydrologiques de surface en Méditerranée centrale. Il serait aussi, essentiel d'estimer les changements passés du temps de résidence des masses d'eaux intermédiaires et profondes du bassin méditerranéen par le traceur radiocarbone. Actuellement, le temps de résidence des eaux dans cette mer marginale est estimé à environ 100 ans (Broecker and Gerard, 1969; Stuiver & Östlund, 1983).

Ainsi, les objectifs de cette thèse se résument donc en deux défis majeurs :

- (i) Étudier la relation entre l'évolution des assemblages de foraminifères planctoniques le long des carottes sélectionnées dans quatre bassins méditerranéens au cours des derniers 24 000 ans et les changements des conditions hydrologiques tels que la température de surface, le mélange vertical et la stratification de la colonne d'eau et ce pour définir des événements biochronologiques. Ces événements pourraient être utilisés par la suite pour établir ou améliorer la chronologie des carottes de sédiments profonds recueillies en Méditerranée.

- (ii) Restituer les éventuelles variations du temps de résidence des masses d'eaux profondes en mesurant la différence d'âge ^{14}C entre des échantillons mono spécifiques de foraminifères benthiques et planctoniques (B-P) prélevés dans les carottes méditerranéennes faisant objet de cette étude. Ces travaux fourniront une première estimation du temps de résidence des masses d'eaux intermédiaires et profondes en mer Méditerranée depuis la dernière période glaciaire et permettront de tester si la mise en place des dépôts riches en matière organique (i.e. ORL, sapropèles) nécessite réellement une période de pré conditionnement s'étendant sur plusieurs milliers d'années (4000 à 6000 ans).

Stratégie scientifique

Le détroit Siculo-Tunisien a été identifiée comme un hotspot c'est-à-dire l'une des zones de la région méditerranéenne les plus sensibles aux changements climatiques. Il constitue une zone stratégique connectant les bassins occidentale et levantin par la circulation des eaux de surface intermédiaires et profondes. En surface, les eaux se déplacent de l'ouest à l'est alors qu'en profondeur elles circulent dans le sens contraire.

Plusieurs études ont montré un changement drastique du climat et de l'hydrologie de la région méditerranéenne. Dans ce cadre, et afin de restituer la paléohydrologie et d'examiner l'impact des changements de température et d'hydrologie sur l'assemblage de foraminifères, de température et de salinité des eaux de surface, deux carottes de sédiments marins profonds ont été sélectionnées : la carotte REC13-53 située dans le détroit Siculo-Tunisien et la carotte MD90-918 située au nord de la mer Ionienne. Deux autres carottes ont été également utilisées la carotte KET80-19 située dans la mer Tyrrhénienne et la carotte MD84-641 prélevée au niveau du bassin Levantin pour comparaison entre les différents bassins. Ces deux dernières carottes présentent l'avantage d'avoir été précédemment étudiées, de présenter un modèle d'âge robuste et de fournir des indicateurs géochimiques et micropaléontologiques complémentaire à notre étude ([Kallel et al., 1997b](#); [Melki et al., 2010](#)).

Les variations de la circulation de surface ont pu aussi avoir eu un impact sur la circulation profonde. Dans ce cadre, nous avons analysé les changements de transfert d'eau entre les deux bassins majeurs dans cette zone clé et cela à travers une nouvelle approche basée sur le traceur carbone-14. Pour se faire, deux carottes de sédiments marins profonds ont été sélectionnées dans le même endroit mais à des profondeurs d'eau différente afin d'établir pour la première fois un enregistrement des différences d'âge ^{14}C entre les espèces de foraminifères benthiques et planctoniques depuis la dernière période glaciaire. En effet, combinée aux enregistrements

des isotopes du carbone ($\delta^{13}\text{C}$) déjà disponible sur les foraminifères benthiques (lorsqu'ils sont présents) et publiées (Cornuault et al., 2018), cette approche permettra d'estimer les variations passées des temps de ventilation des masses d'eau intermédiaires et profondes en Méditerranée. Par ailleurs, le modèle d'âge de la carotte REC13-53 a été établi durant ce travail à partir des datations radiocarbone effectuées sur les foraminifères planctoniques monospécifiques alors que pour ceux des autres carottes étudiés, nous avons juste mis à jour les modèles d'âge précédents en recalibrant les âges radiocarbone publiés (Fontugne and Calvert, 1992; Kallel et al., 1997b; Melki et al., 2010; Caron et al., 2012) en utilisant IntCal 20.

Ce manuscrit de thèse s'organise alors, en trois parties et 6 chapitres :

La première partie consiste en une synthèse bibliographique et s'organise en trois chapitres.

Le chapitre I retrace l'état des connaissances actuelles sur la variabilité climatique pendant le Quaternaire Supérieur, à savoir celle associée aux événements de Dansgaard/Oeschger, événements d'Heinrich, LGM, l'Oldest Dryas, le Bolling/Allerod, le Younger Dryas et l'Holocène.

Le chapitre II décrit les caractéristiques hydrologiques actuelles (température et salinité) ainsi que le modèle de circulation des différentes masses d'eaux méditerranéennes.

Le chapitre III présente d'abord l'état des connaissances sur l'écologie des foraminifères planctoniques et leur utilisation dans la reconstitution des paléotempératures et des paléoenvironnements. Nous décrivons par la suite l'ensemble des outils et méthodes utilisés dans le cadre de cette étude (approche géochimique : $\delta^{18}\text{O}$, ^{14}C et micropaléontologique) et leur potentiel en tant que traceurs des masses d'eaux.

La seconde partie du manuscrit comporte deux chapitres IV et V :

Le chapitre IV présente les différents résultats chronostratigraphiques, isotopiques, et micropaléontologiques obtenus pour les différentes carottes sédimentaires sélectionnées pour cette étude dans le bassin méditerranéen.

Le chapitre V aborde l'évolution microfaunistique et les événements biochronologiques (bioévénements) en Méditerranée au cours des derniers 24 ka. Les résultats faisant partie de ce chapitre ont fait l'objet d'un article publié dans la revue Marine Micropaleontology.

La troisième partie inclut le dernier **chapitre VI** qui est consacrée à la reconstitution des temps de ventilation des masses d'eaux intermédiaires et profondes à partir des mesures de la différence d'âge ^{14}C (B-P) entre les espèces de foraminifères benthiques et planctoniques des mêmes niveaux sédimentaires.

Le manuscrit se termine par les conclusions générales ainsi que les perspectives de recherche déterminées à la lumière des résultats obtenus.

Partie I : Etat des connaissances

Chapitre I : Variabilité climatique

Le terme Quaternaire a été défini pour la première fois en 1829 par le géologue Jules Desnoyers pour désigner les sédiments marins couvrant les sédiments de l'ère tertiaire du bassin de la Seine (Gibbard et al., 2005). Il a été officiellement ratifié en 2009 par l'Union Internationale des Sciences Géologiques (UISG) et est considéré comme étant le système/période le plus moderne de l'échelle stratigraphique et dont sa limite inférieure correspond au stade isotopique marin 103 daté à 2,58 Ma (millions d'années). Cette limite a été définie par un point de référence approprié sur la base de GSSP (Global Stratotype Sections and Points) de Monte San Nicola, Sicile en Italie (Gibbard et al., 2010).

De point de vue climatique, le Quaternaire est caractérisé par des variations climatiques importantes oscillant entre des périodes froides « glaciaires » et des périodes chaudes « interglaciaires ». Ces cycles glaciaires/interglaciaires se produisent selon une cyclicité de longue durée de l'ordre de 100 000 ans (Johnsen et al., 1992; Petit et al., 1999; EPICA, 2004). Pendant les périodes interglaciaires, les concentrations de gaz à effets de serre (CO₂, CH₄) sont maximales alors qu'elles diminuent pendant les périodes glaciaires (Fig.I.1). Sur cette variabilité à grande échelle, viennent se superposer des événements climatiques abrupts avec des périodes de récurrence plus courtes d'échelles millénaires (Dansgaard et al., 1993; Heinrich, 1988). Cette cyclicité de périodes glaciaires/interglaciaires est modulée par les variations des paramètres orbitaux (excentricité, obliquité et la précession des équinoxes) (Milankovitch, 1941; Berger, 1977; Berger and Loutre, 1991) qui varient avec des périodes d'environ 20, 40 et 100 ka, respectivement. Au cours de la dernière période glaciaire, la région de l'Atlantique Nord a connu plusieurs changements climatiques abruptes connus sous le nom d'événements Heinrich (HE) dans les sédiments marins (Heinrich, 1988; Bond et al., 1992, 1993; Broecker et al., 1992) et événements de Dansgaard-Oeschger (D/O) dans les carottes marines et de glace (Dansgaard et al., 1993; Bond and Lotti, 1995; Rasmussen et al., 1996). Ces événements ont eu des conséquences majeures sur le climat à l'échelle du globe (Heinrich, 1988; Bond et al., 1992; Bond and Lotti, 1995; Hemming, 2004). En Antarctique, ces épisodes froids sont associés à des événements chauds assez intenses appelés Maximum isotopique de l'Antarctique (en anglais, Antarctic Isotopic Maximum, AIM) (EPICA, 2006). Cet antiphase résulte d'une diminution de chaleur entre l'hémisphère nord et l'hémisphère sud (effet bipolaire see-saw, Broecker, 1998; Stocker, 1998).

En effet, les cycles de Dansgaard-Oeschger sont constitués par une succession de périodes froides dites « stadiales » (GS) et de périodes chaudes dénommées « interstadiales » (Dansgaard et al., 1993) qui se produisent selon une cyclicité qui varie entre ~1500 et ~ (3000 et 4500) ans (NGRIP Members, 2004). Chaque évènement de DO résulte fréquemment d'une augmentation brusque de température d'environ 8 à 16°C qui se produit en quelques années à quelques décennies (Huber et al., 2006; Capron et al., 2010). Ces cycles sont régulièrement bouleversés par l'occurrence des épisodes de refroidissement sévères connus sous le nom d'évènements Heinrich (Heinrich, 1988).

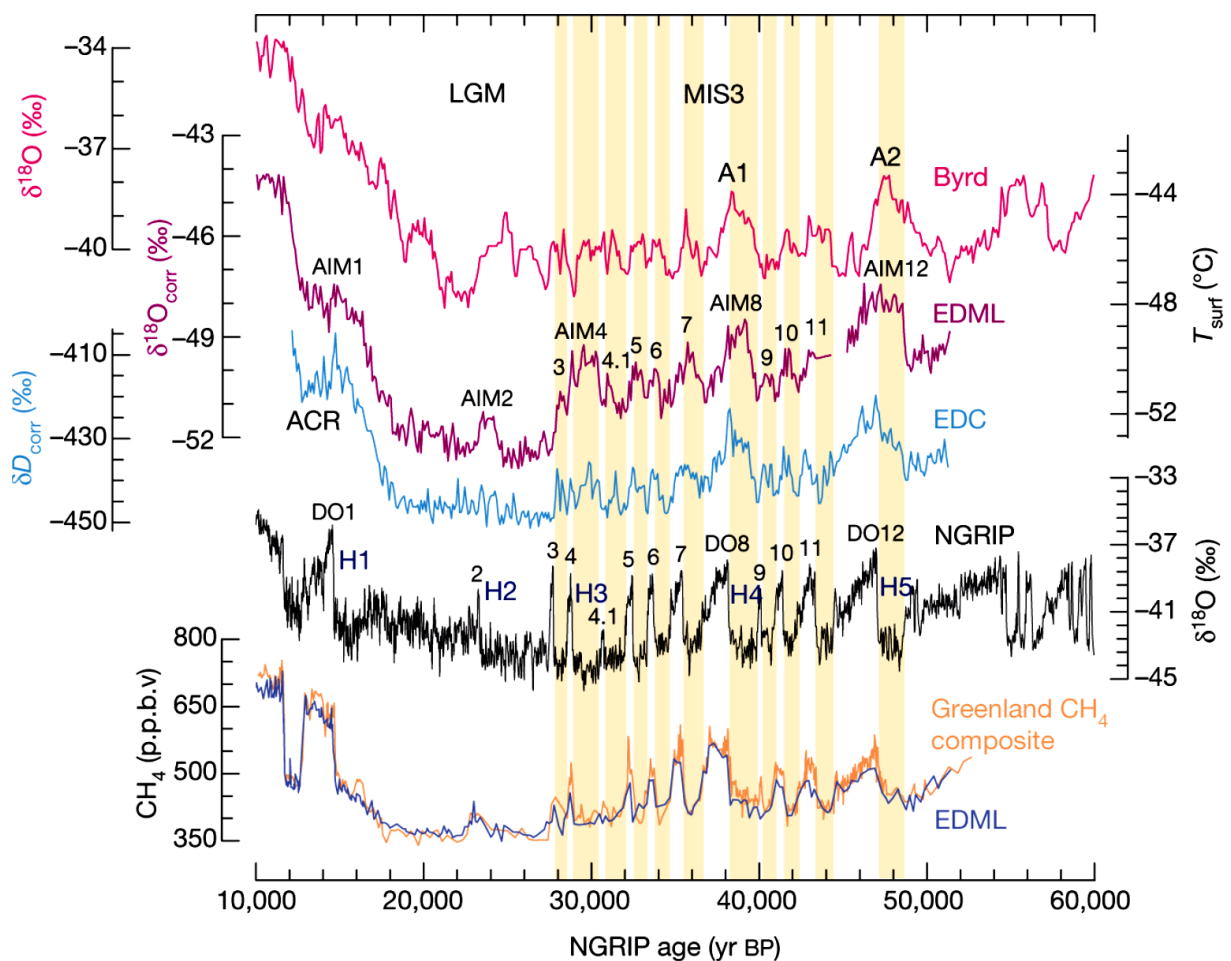


Figure I. 1 : Variabilité climatique enregistrée dans les carottes glaciaires du Groenland (NGRIP) et de l'Antarctique (EDML, Byrd et EDC) au cours du dernier cycle glaciaire (EPICA, 2006). La courbe isotopique ($\delta^{18}\text{O}$) NGRIP met en évidence plusieurs épisodes chauds qui correspondent aux interstades de Dansgaard-Oeschger (D/O, numérotés de 12 à 1) en alternance avec des périodes froides, dont les plus marqués correspondent aux évènements de Heinrich (H, numérotés de 5 à 1).

L'océan Atlantique Nord a été toujours considéré comme étant une zone clé de l'océan mondial qui gouverne en grande partie la circulation thermohaline globale (THC), initiée plus particulièrement par la formation des eaux profondes nord atlantique (NADW) dans les régions des hautes latitudes (Broecker et al., 1990). Il est admis aujourd'hui que le climat de

l'Atlantique nord et de son pourtour est contrôlé par la circulation de retournement méridienne de l'Atlantique (en anglais Atlantic Meridional Overturning Circulation - AMOC) (Broecker et al., 1990). L'AMOC joue un rôle clé sur le climat global à travers ses transports de chaleur et d'eau douce (EPICA, 2006; Delworth and Zeng, 2008; Jackson et al., 2015). La branche de surface de l'AMOC transporte les eaux de surface salées chaudes des zones tropicales vers les régions nordiques de l'Atlantique Nord, où elles se refroidissent, coulent et reviennent vers le sud en profondeur, ce qui contribue à maintenir un climat européen du nord-ouest relativement chaud (Jackson et al., 2015). Sur des échelles du temps paléoclimatiques, les données d'observations et de modélisation soutiennent l'hypothèse selon laquelle la transition du dernier maximum glaciaire à l'Holocène a été liée à une réorganisation majeure de l'AMOC (Sarnthein et al., 1994; Seidov and Haupt, 1997). Les reconstitutions de proxy basées sur les rapports sédimentaires $^{231}\text{Pa}/^{230}\text{Th}$ et la différence entre les âges radiocarbone de surface et d'eau profonde, indiquent qu'au cours de la dernière période glaciaire une réduction de la circulation méridienne pendant les périodes de refroidissements à l'échelle millénaire (Robinson et al., 2005; Lynch-Stieglitz et al., 2007).

I. Les principaux évènements climatiques du Quaternaire Supérieur

I.1. La variabilité climatique rapide

I.1.1. Les évènements d'Heinrich

Les évènements d'Heinrich (HE) correspondent à l'injection d'une grande quantité d'eau douce dans l'Atlantique Nord engendré par un relargage massif d'icebergs issu des calottes polaires de l'Hémisphère Nord (Laurentide et Fennoscandienne). En effet, Ruddiman (1977) a constaté la présence de dépôts présentant des gros grains détritiques dans les carottes de sédiments marins, en particulier dans l'océan Atlantique Nord, entre 40 et 60°N, au sein d'une bande latitudinale appelée « ceinture de Ruddiman ». Le transport de ces dépôts de matériel détritique grossier ($>150\ \mu\text{m}$) est entraîné principalement par les glaces et constituent les IRD [Ice Rafted Debris] (Ruddiman, 1977).

En 1988, le géologue allemand Hartmut Heinrich, baptise ces dépôts grossiers « les évènements Heinrich » qui portent désormais son nom. Ces évènements riches en IRD sont caractérisés par une diminution de la salinité des eaux de surface et de la concentration de foraminifères planctoniques excepte *N. pachyderma* senestre (Elliot et al., 1998). Dès lors, les évènements climatiques froids HE sont non seulement déterminés par des concentrations élevées en IRD,

mais aussi par de forts pourcentages de l'espèce polaire de foraminifère planctonique *Neogloboquadrina pachyderma* (s).

À l'échelle de la dernière période glaciaire, les événements d'Heinrich ont une durée d'environ un à deux millénaires (Elliot et al., 1998) et une fréquence estimés tous les 5 à 7 ka. Ils correspondent aux effondrements de la Laurentide et d'autres calottes glaciaires de l'Hémisphère Nord (Bond and Lotti, 1995; Andrews and Tedesco, 1992; Hemming et al., 1998). On peut compter 6 événements de Heinrich dans les carottes marines de l'Atlantique Nord numéroté de H6 (le plus ancien) à H1 (le plus récent) (Heinrich, 1988; Bond et al., 1992; Broecker et al., 1992): l'évènement H6 (~ 55 ka), H5 (~ 44 ka), H4 (~ 35 ka), H3 (~ 27 ka), H2 (~ 21 ka) et H1 (~ 14.5 ka) (Fig.I.1). Le dernier H1, présente la particularité de se produire au début de la déglaciation qui a suivi le Dernier Maximum Glaciaire (LGM) il y a 21 ka.

Par ailleurs, la signature de ces événements a été identifiée dans les enregistrements de température de surface et de salinité des carottes marines de l'Atlantique Nord (Heinrich, 1988; Bond et al., 1992; Broecker et al., 1992; Grousset et al., 1993). La fonte des calottes glaciaires Laurentide et Fennoscandienne libère de grande quantité d'icebergs et d'eau douce dans l'océan Atlantique Nord (Bond et al., 1993; McManus et al., 2004; Denton et al., 2010; Fletcher et al., 2010; Lambeck et al., 2014; Toucanne et al., 2015). Cet apport massive d'icebergs entraine un refroidissement des eaux de surface de l'Atlantique Nord, une diminution de la salinité, ainsi que la composition isotopique des eaux de surface, qui ont pour conséquence la perturbation de l'AMOC en ralentissant la formation des Eaux Profondes Nord Atlantique (NADW) (Oppo and Lehman, 1995; Elliot et al., 2002; McManus et al., 2004; Gherardi et al., 2005; Keigwin and Boyle, 2008; Thornalley et al., 2010; Ritz et al., 2013; Mojtahid et al., 2015).

Pendant les périodes glaciaires, il a été démontré que la circulation thermohaline méditerranéenne répond d'une manière synchrone à ces changements climatiques abruptes de l'Atlantique Nord (Cacho et al., 1999, 2001). En effet, plusieurs études ont montré l'occurrence des événements Heinrich dans les enregistrements sédimentaires marins méditerranéens à travers des baisses simultanées des températures des eaux de surface (Pérez-Folgado et al., 2003; Essallami et al., 2007; Melki et al., 2009; Castañeda et al., 2010), de salinités des eaux de surface ainsi que de $\delta^{13}\text{C}$ de foraminifères benthiques (Sierro et al., 2005). Ces faibles salinités des eaux de surface ont entraîné un ralentissement de la formation des eaux profondes méditerranéennes au cours de ces événements (Sierro et al., 2005; Rogerson et al., 2008).

I.1.2. Le dernier Maximum Glaciaire (LGM)

Le terme « Dernier Maximum Glaciaire, en anglais Last Glacial Maximum (LGM)» a été introduit pour la première fois par les membres du projet CLIMAP (1976) dans les simulations du climat à la surface de la terre lorsque le volume des calottes glaciaires continentales atteint son extension maximale au cours du dernier cycle glaciaire il y a environ 21 ka (Yokoyama et al., 2000; Mix et al., 2001; Clark and Mix, 2002; Hughes et al., 2013). Cet évènement qui s'étend approximativement entre 23-19 ka correspond à des valeurs les plus élevés dans l'enregistrement isotopique de l'oxygène marin (Martinson et al., 1987; Hughes et al., 2013) et à une diminution du niveau marin d'environ 120 m par rapport au niveau actuel (Fairbanks, 1989; Siddall et al., 2003). Lors du LGM, la calotte Laurentide (calotte nord-américaine) qui représente environ 12.5 millions de km² s'étendait jusqu'à la ville de New York alors que la calotte Fennoscandienne (calotte européenne) qui présente une surface d'environ 4.5 millions de km² envahissait l'Ecosse et le Danemark (Fig.I.2). Au cours de la dernière période glaciaire, des évènements abrupts de réchauffement de plusieurs degrés en quelques décennies suivis d'un refroidissement plus lent ont été détectés dans les carottes de glace de Groenland (NGRIP Members, 2004). Cependant, les reconstitutions de proxy de surface de la mer, des températures de l'air ainsi que les modèles climatiques globales montrent un ralentissement de l'AMOC à cette époque (Keigwin and Boyle, 2008; Ritz et al., 2013).

Il y a 21 000 ans



Aujourd'hui



Figure I. 2 : Modèle d'extension des calottes glaciaires dans l'Hémisphère Nord entre le LGM et l'actuel (Duplessy, 2002)

I.1.3. La déglaciation

À partir de 18 ka, les calottes glaciaires et plus particulièrement la carotte Laurentienne commencent à s'effondrer sous l'effet de l'insolation estivale élevée. La dernière déglaciation

(18 – 10 ka) n'est pas régulière et se caractérise par deux événements courts et rapides d'élévation du niveau marin : le « meltwater pulse 1A » ou « MWP-1A » enregistré vers 14 ka et le « meltwater pulse 1B » ou « MWP-1B » vers 11.3 ka (Bard et al., 1996). Cependant, deux événements de retour aux conditions glaciaires entrecoupent cette période. Le premier événement de refroidissement, défini comme Oldest Dryas (OD), et qui a été mis en évidence entre 18 et 14.7 ka. Le second refroidissement est celui du Younger Dryas (YD) entre 12.9 et 11.7 ka (Alley and Clark, 1999). Cet événement est caractérisé par une réduction voire même un arrêt complet de l'AMOC en raison des décharges d'eau de fonte (Meissner, 2007; Keigwin and Boyle, 2008; Ritz et al., 2013; Renssen et al., 2015) et par une réduction de transport de chaleur vers le nord. Ces deux épisodes de refroidissement sont entrecoupés par le Bölling/Allerød, période de réchauffement brutal qui se produit entre 14.7 ka et 12.9 ka (Alley and Clark, 1999). Cette période de réchauffement a été associée à une augmentation de l'insolation estivale et à une reprise de l'AMOC (McManus et al., 2004; Rodrigues et al., 2010). Ces événements climatiques (OD, B/A, YD) ont été également observés en Méditerranée par plusieurs proxies de type palynologiques (Combourieu Nebout et al., 2009; Dormoy et al., 2009; Fletcher et al., 2010), micropaléontologiques (Sbaffi et al., 2001, 2004; Essallami et al., 2007; Rouis-Zargouni et al., 2010; Siani et al., 2010) et géochimiques (Castañeda et al., 2010; Boussetta et al., 2012; Gàmiz et al., 2014).

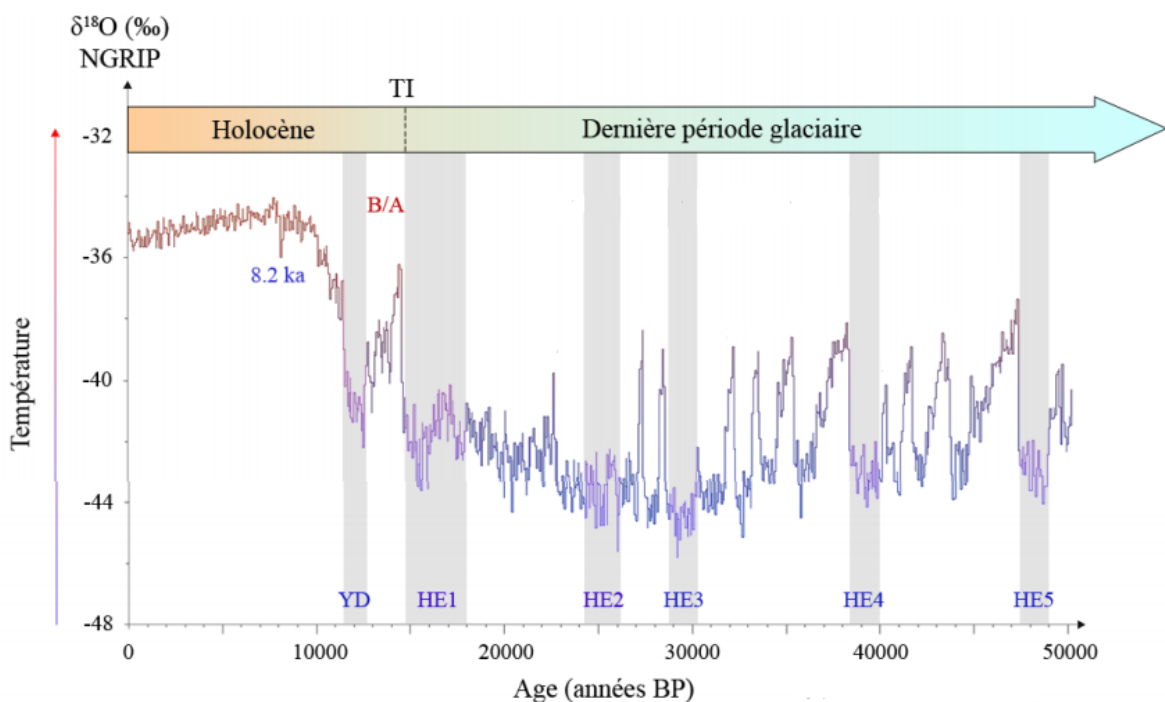


Figure I. 3 : Les grandes tendances du climat pendant les derniers 50 ka : Variations du $\delta^{18}\text{O}$ de NGRIP (Groenland). La dernière période glaciaire et l'Holocène sont illustrés, ainsi que les changements

climatiques abrupts de la dernière période glaciaire : les événements d'Heinrich (HEs), le Bölling-Alleröd (B/A), le Younger Dryas (YD), et l'événement 8.2 ka. TI : Terminaison I.

I.1.4. L'Holocène

Contrairement à la dernière période glaciaire qui est marquée par des changements climatiques abrupts, l'Holocène est généralement considérée comme une période interglaciaire relativement stable qui a débuté il y a 11.7 ka (Walker et al., 2009, 2019).

Marcott et al. (2013) ont montrés des anomalies de températures à l'échelle régionale et globale pendant les derniers 11.3 ka à partir d'une compilation de 73 enregistrements paléoclimatiques et de traceurs de température. Ces auteurs montrent un réchauffement d'environ 0.6°C depuis le début de l'Holocène (11.3 ka) jusqu'à la période qui s'étend entre 9.5 et 5.5 ka suivi d'un refroidissement d'environ 0.7°C de 5.5 ka à 0.1 ka (1850 AD). Au niveau des basses latitudes des deux hémisphères (30°N à 30°S), les températures reflètent une légère augmentation d'environ 0.4°C entre 11 ka et 5 ka et qui se stabilisent jusqu'à aujourd'hui. Toutefois, au niveau de l'hémisphère Nord extratropical et en particulier dans le secteur de l'Atlantique Nord, les températures ont diminué de 2°C à partir de 7 ka et jusqu'à 0.1 ka (Marcott et al., 2013; Wanner et al., 2014). Cette tendance au refroidissement plus prononcée en région extratropicale de l'hémisphère Nord est également enregistrée dans l'hémisphère Sud extratropical où les températures diminuent d'environ 0.4°C entre 11 ka et 7 ka, restent stable jusqu'à 5 ka puis suivi d'une forte variabilité multi centenaire et de réchauffement actuel (Marcott et al., 2013; Wanner et al., 2014). Toutefois pendant cette période, les simulations de modélisation montrent une légère tendance d'affaiblissement d'AMOC (Ritz et al., 2013).

L'analyse isotopique des carottes de glace du Groenland montre que le climat de l'Holocène était relativement stable à l'exception d'un court refroidissement qui a été détecté vers 8.2 ka, nommé évènement 8.2 ka. Plusieurs études ont montré que le mécanisme responsable de ce court évènement climatique froid est le même que celui qui a donnée naissance à l'évènement froid de Younger Dryas (Alley et al., 1997; Kim et al., 2007; Young et al., 2012). En effet vers la fin de la dernière période glaciaire, les eaux de fonte provenant de la calotte Laurentienne de l'Amérique du Nord alimentent les lacs proglaciaires et dont le plus gigantesque est celui de Agassiz- Ojibway. L'injection d'une importante quantité d'eau froide et douce dans l'Atlantique Nord a entraîné une modification de la circulation océanique conduisant ainsi à un net ralentissement de la circulation thermohaline, situation similaire à celle observée pendant les évènements HEs mais avec de moins grande ampleur. Ceci a entraîné un refroidissement du climat à l'échelle global comme l'attestent les carottes de glace ainsi que plusieurs proxies

paléocéanographiques de température de surface tels que les assemblages de foraminifères planctoniques, les alcénones ou encore les isotopes stables de l'oxygène (exemple le 8.2 ; [Alley et al., 1997](#); [Alley and Ágústsdóttir, 2005](#); [Rohling and Pälike, 2005](#); [Hillaire-Marcel et al., 2007](#); [Kim et al., 2007](#)). Ce dernier évènement (8.2 ka) qui est marqué par une diminution importante de température au niveau du Groenland de $6\pm 2^{\circ}\text{C}$ ([Alley et al., 1997](#)), a été également enregistré dans plusieurs régions de la Méditerranée à savoir : la mer d'Alboran ([Cacho et al., 2001](#); [Pérez-Folgado et al., 2003](#); [Combourieu Nebout et al., 2009](#)), la mer Tyrrhénienne ([Cacho et al., 2001](#)), la mer Adriatique ([Siani et al., 2013](#)) et la mer Egée ([Kotthoff et al., 2008](#)).

Chapitre II : Contexte générale et présentation de la zone d'étude

II. La mer Méditerranée :

II.1. Géographie physique de la Méditerranée

La Méditerranée est une mer marginale semi fermée, enserrée entre les masses continentales montagneuses du Sud de l'Europe, de l'Ouest de l'Asie et du Nord de l'Afrique. Elle se situe à des latitudes comprises entre 30° et 45°N où elle s'étend sur 1600 km de largeur et entre 6°W et 36°E où elle couvre une longueur de 3860 km avec une superficie d'environ 2 500 000 km² (Rohling et al., 2009). Cette mer communique avec l'océan Atlantique par le détroit de Gibraltar qui mesure 14 km de largeur avec un seuil de 284 m de profondeur (Bryden and Kinder, 1991), le canal du Suez et le détroit du Bosphore relie la Méditerranée à la mer Rouge et à la mer Noire respectivement. La Méditerranée est subdivisée en deux bassins : oriental et occidental séparés par le détroit Siculo-Tunisien (Tomczak and Godfrey, 1994), chacun de ces bassins est lui-même subdivisé en plusieurs sous bassins :

- La Méditerranée occidentale constitué par la mer d'Alboran, le bassin Tyrrhénien et le bassin algéro-provençal. Elle est délimitée à l'Est par le détroit Siculo-Tunisien et à l'Ouest par le détroit de Gibraltar.
- La Méditerranée orientale formée par le bassin Levantin, la mer Ionienne, la mer Adriatique et la mer Egée. Elle communique avec la mer Rouge par le canal de Suez et la mer Noire par la mer de Marmara.

La mer Méditerranée est alimentée par ailleurs par plusieurs fleuves dont principalement le Nil en Égypte, le Rhône en France, l'Èbre en Espagne et le Po en Italie (Fig.II.1). L'apport d'eau douce issue de ces fleuves affecte la salinité des eaux de surface méditerranéenne et par conséquent le processus de formation des eaux profondes représenté ci-après.

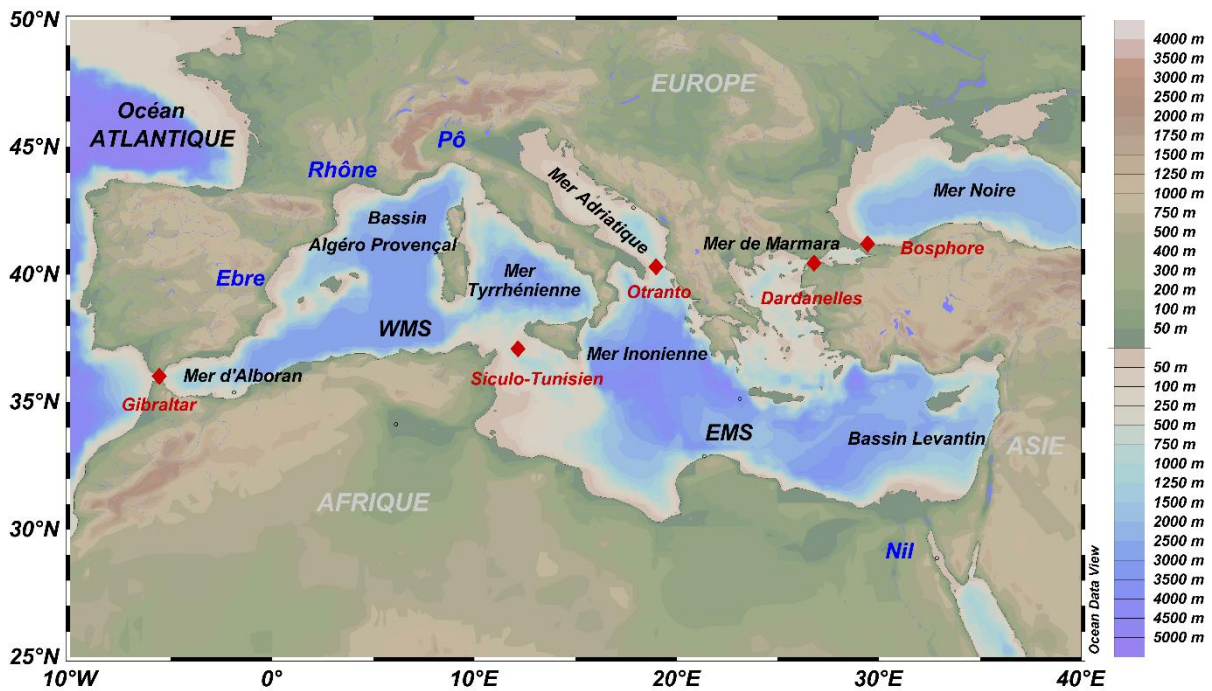


Figure II. 1 : Carte topographie de la Méditerranée et des continents adjacents montrant les différents sous bassins méditerranéens, les fleuves (en bleu) et les détroits (diamant rouge). WMS= Western Mediterranean Sea, EMS= Eastern Mediterranean Sea. La figure a été créée avec le logiciel ODV (Schlitzer, 2015).

II.2. La circulation atmosphérique en Méditerranée

II.2.1. Influences climatiques directes

Vu sa position dans la zone de transition entre l'anticyclone subtropical (localisé sur l'Afrique du Nord) et les vents d'Ouest « westerlies » tempérés (situé sur l'Europe centrale et du Nord), la Méditerranée est caractérisée par des étés chauds et secs (Lolis et al., 2002) et par des hivers doux et humides résultant principalement de l'influence de l'Oscillation Nord Atlantique « NAO » (Hurrell, 1995; Trigo et al., 2004). Pendant l'été, le déplacement vers le Nord de l'anticyclone subtropical provoque une aridité en Méditerranée, surtout dans le secteur Sud-Est (Fig.II.2). Cependant, pendant l'hiver, le déplacement vers le Sud de cet anticyclone expose la Méditerranée (en particulier le secteur Nord) sous l'influence des vents tempérés. En hivers et au printemps, de puissant flux d'air secs et froids affectent le Golfe de Lion ('Mistral'), l'Adriatique ('Bora') et la mer Egée ('Vardar') entraînant ainsi une forte évaporation et un refroidissement intense des eaux de surface (Bérenger, 1955; Leaman and Schott, 1991; Saaroni et al., 1996; Poulos et al., 1997; Maheras et al., 1999; Casford et al., 2003).

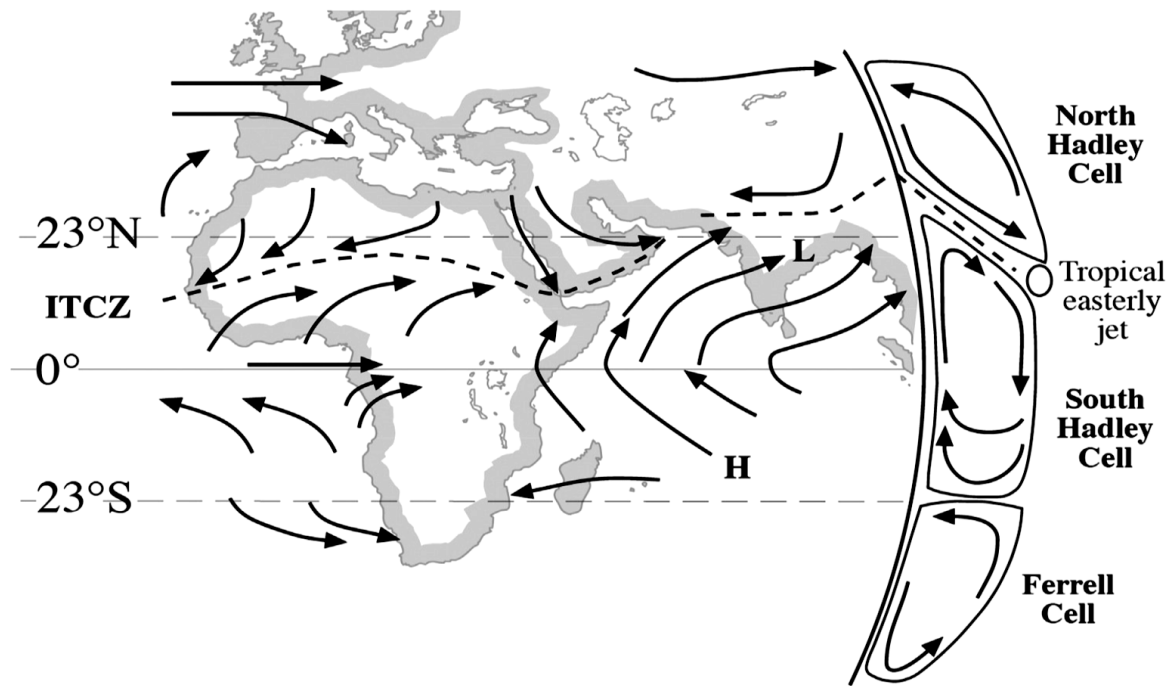


Figure II. 2 : Mode de circulation atmosphérique pendant l'été en hémisphère Nord. Les vents dominants sont indiqués par des flèches. ITCZ : zone de convergence intertropicale (d'après [Rohling et al. \(2009\)](#))

Deux principaux modes peuvent contrôler la variabilité climatique en Méditerranée à savoir l'Oscillation Méditerranéenne (MO) et la Circulation Méridionale Méditerranéenne (MMC). Les précipitations moyennes annuelles sur la région Méditerranéenne varient de 125 mm au Nord de l'Afrique à plus de 2000 mm le long des côtes des Alpes Dinariques de l'Adriatique orientale et au Sud Est de la Turquie ([Naval Oceanography Command, 1987](#)). En outre, l'évaporation augmente généralement du bassin occidental vers le bassin oriental jusqu'à atteindre des valeurs entre 1.36 et 1.47 m/ an. D'importants taux d'évaporation se produisent dans les zones influencés par l'action du vent puissant à savoir le Golfe de Lion, la mer Ligure, les mers de Crète et Egée et la partie sud de la côte de la Turquie ainsi que le Bassin Levantin et le sud de la mer Ionienne soumises à l'action des vents Sirocco et Khamsin liés à l'anticyclone subtropical ([MEDOC Group, 1970](#); [Pinardi and Masetti, 2000](#); [Josey et al., 2011](#); [Pinardi et al., 2015](#)).

II.2.2. Influences climatiques indirectes

D'autre part, la mer Méditerranée est sous l'influence climatique indirecte de la mousson africaine à travers la décharge du Nil dans le bassin Levantin. En effet, le Nil se compose de 2 branches majeures distinctes: une pérenne (le Nil blanc) qui prend sa naissance dans les plateaux équatoriaux de l'Uganda et les draine de manière régulière, et l'autre saisonnière (le Nil bleu et

la rivière Atbara) prend sa source dans les terrains du haut plateau Ethiopien où ils reçoivent des précipitations importantes durant la mousson (Williams et al., 2000; Blanchet et al., 2013; Garzanti et al., 2015). Avant la construction du barrage Aswan High en 1964, la décharge massive du Nil en Méditerranée causé par la mousson africaine était de l'ordre de 8.4×10^{10} m³/an (Rohling et al., 2015). Depuis les derniers 40-50 ans, la construction du barrage du Nil combiné à celle d'autres rivières majeures dans la mer Egée via la mer Noire a joué un rôle important dans l'augmentation considérable de la salinité couplée aux modifications des processus de formation des eaux profondes en Méditerranée orientale (Rohling and Bryden, 1992; Skliris and Lascaratos, 2004; Skliris et al., 2007).

II.3. Caractéristiques des eaux de surface en Méditerranée

II.3.1. Les températures des eaux de surface en Méditerranée : saisonnalité et gradient entre les sous bassins

La mer Méditerranée est caractérisée par une forte variabilité spatio-temporelle des températures de surface (SSTs). Divers processus physiques tels que les vents locaux, la circulation océanique de surface et la circulation atmosphérique à grande échelle sont à l'origine de cette variabilité. Les SSTs moyennes annuelles sont plus faibles dans les régions situées au nord de la Méditerranée que celles des autres sous-bassins. Les plus faibles valeurs sont enregistrées au niveau du Golfe de Lion (16.9°C), au nord de la mer Adriatique (17.1°C) et aussi au nord-est de la mer Egée (17.6°C) (Fig.II.3). En effet, l'action des vents froids (à savoir le Mistral, le Bora et le Vardar) qui est plus intense en hiver et au printemps, constitue un facteur prépondérant de ce refroidissement. En contrepartie, le bassin Levantin constitue la région la plus chaude de la mer Méditerranée avec des températures moyennes annuelles d'environ 21.6°C (Locarnini et al., 2019).

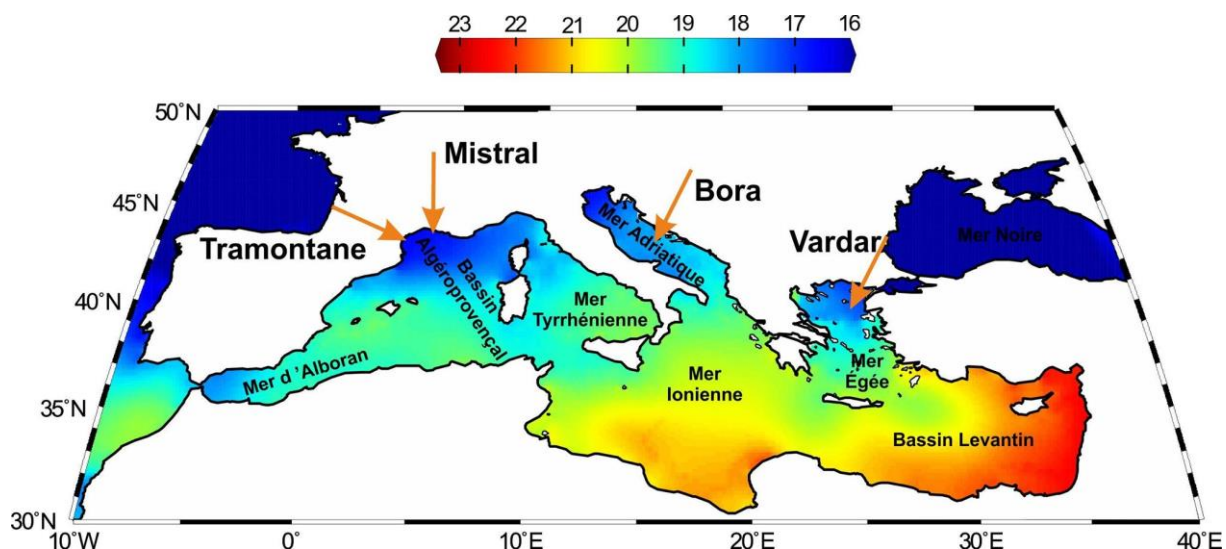


Figure II. 3 : Distribution spatiale des SSTs moyennes annuelles en Méditerranée (Locarnini et al., 2019)

II.3.2. La salinité des eaux de surface en Méditerranée : gradient Nord-Sud et Est-Ouest

La mer Méditerranée fut parmi les bassins océaniques les plus salés avec une gamme de salinité de surface d'un bassin à un autre allant de 35 à 39 psu (Zweng et al., 2019). Plusieurs facteurs peuvent influencer cette variation de salinité à savoir les apports d'eaux douces par les fleuves, le taux d'évaporation et les échanges avec l'océan Atlantique et la mer Noire. Les valeurs de salinité les plus faibles sont enregistrées au nord de la mer Egée (35.56 psu), à l'extrême nord de l'Adriatique (35.99 psu) et à l'ouest de la mer d'Alboran tout près du détroit de Gibraltar (36.5 psu) en raison des échanges avec la mer Noire, des apports d'eaux douces provenant du Pô et des échanges avec l'Atlantique, respectivement (Fig.II.4). Il existe également un gradient est-ouest où les eaux moins salées de la mer d'Alboran atteignent 37.3 psu au niveau détroit Siculo-Tunisien et deviennent de plus en plus salées à l'est du bassin Levantin (39.29 psu).

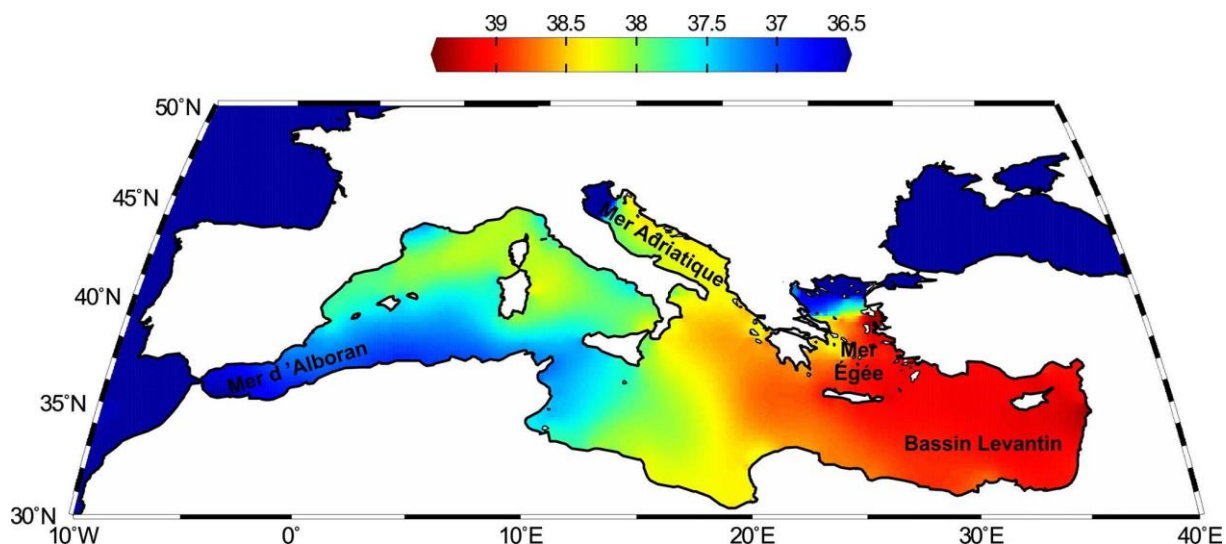


Figure II. 4 : Distribution spatiale des SSSs moyennes annuelles en Méditerranée (Zweng et al., 2019)

II.4. La circulation thermohaline en Méditerranée

La mer Méditerranée est une mer semi-fermée caractérisée par des salinités, des températures et des densités élevées. Elle fonctionne comme un bassin de concentration avec un taux d'évaporation (E) très élevé dépassant de loin les apports d'eau douce par les précipitations (P) et le ruissellement continental (R) ($E > P + R$). Ce déficit en eau a été estimé à ~ 1.0 m/an (Bethoux and Pierre, 1999), 0.56-0.66 m/an (Bryden and Kinder, 1991) ou entre 0.42 et 1.23 m/an (Criado-Aldeanueva et al., 2012). Cet excès d'évaporation est relativement faible dans les régions du Nord tel que le Golfe de Lion, la mer Adriatique et la mer Egée en raison de l'apport important d'eau douce issue des rivières du Rhône et Ebro, du Pô et de la mer Noire respectivement. Les régions plus au sud montrent des valeurs élevées d'évaporation, en particulier en Méditerranée orientale (Bethoux and Gentili, 1994).

Afin d'équilibrer le bilan hydrologique, des échanges s'établissent entre l'océan Atlantique Nord et la Méditerranée via le détroit de Gibraltar. En effet, la Méditerranée peut être considérée comme une machine qui transforme les eaux du type Atlantique en eaux de type méditerranéen. En fait, les eaux atlantiques chaudes et moins salées (North Atlantic Deep Water « NADW » ; $T=15^{\circ}\text{C}$ et $S=36,3$ psu) entrent en Méditerranée alors que les eaux profondes méditerranéennes, froides et plus salées (Mediterranean Deep Waters « MDW » ; $T= 12,79^{\circ}\text{C}$ et $S= 38,39$ psu), se déversent dans l'océan Atlantique jusqu'à influencer le circuit du Gulf Stream vers le Nord (Fig.II.5).

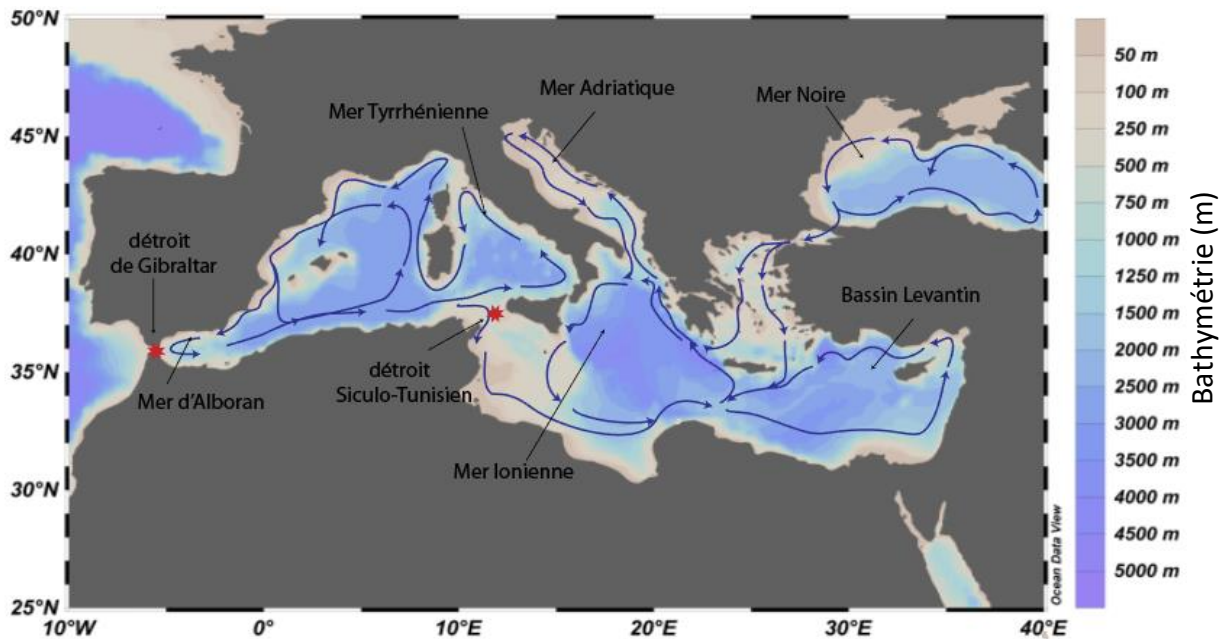


Figure II. 5 : Circulation des eaux en Méditerranée. Les détroits cités précédemment dans le texte sont indiqués en étoile rouge. Modifié d’après [Pinardi et al. \(2015\)](#)

En se basant sur la distribution des masses d’eaux méditerranéenne, on peut identifier 3 couches : les eaux Atlantiques (AW) qui occupent les 300 m de profondeur, les eaux intermédiaires constituées principalement par les eaux levantines intermédiaires (LIW) et formées entre 300 et 1000 m et les eaux profondes identifiés au-delà de 1000 m de profondeur.

II.4.1. La circulation des eaux de surface

La circulation des eaux de surface en mer Méditerranée résulte de l’effet combiné de l’action des vents et du forçage thermohaline ([POEM group, 1992](#)). Le flux de AW est estimé à 0.92 Sv ([Bryden and Kinder, 1991](#)), ~ 0.8 Sv ([Béranger et al., 2005](#)) et 0.82 ± 0.05 Sv ([Criado-Aldeanueva et al., 2012](#)), avec ($1 \text{ Sv} = 1 \cdot 10^6 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$). Au niveau du détroit du Gibraltar, les AW montrent une salinité de ~ 36 psu et une température de 16°C ([Bryden and Kinder, 1991](#); [Béranger et al., 2005](#)). Après leur passage vers le bassin oriental à travers le détroit Siculo-Tunisien, la salinité des eaux de surface augmente en raison de l’excès d’évaporation par rapport aux précipitations et au ruissellement. Ceci génère un gradient de salinité entre le bassin oriental et occidental ([Tachikawa et al., 2015](#); [Cornuault et al., 2016](#)). Le mélange de AW avec les eaux intermédiaires méditerranéennes qui remontent en surface (MIW) donne naissance aux eaux atlantiques modifiées (Modified Atlantic Water, MAW ci-après) avec une salinité de 36.5‰ ([La Violette, 1986](#); [Tintoré et al., 1988](#); [Arnone et al., 1990](#); [Heburn and La Violette, 1990](#)).

En mer d'Alboran, les MAW longent les côtes d'Espagne et génèrent deux gyres anticyclonique (Heburn and La Violette, 1990). À la sortie de mer d'Alboran, la veine de MAW se bifurque en deux branches, l'une se dirige vers l'Est et longe les cotes de l'Afrique du Nord en passant à la Méditerranée orientale à travers le détroit Siculo-Tunisien alors que l'autre se dirige vers le Nord vers les îles Baléares (Milot and Taupier-Letage, 2005; Pinardi et al., 2015) (Fig.II.6).

Au niveau du détroit Siculo-Tunisien, la salinité de MAW varie et augmente de 37 à 38.2 psu (Stansfield et al., 2003). Cette augmentation de salinité par rapport à AW traduit l'effet continu de l'évaporation le long de leur progression vers l'Est. Les MAW se subdivisent en deux veines dont la première rentre dans la mer Tyrrhénienne alors que la deuxième continue vers le bassin oriental en longeant les côtes africaines (Lacombe and Tchernia, 1972). La branche Nord-Ouest de MAW longe les côtes italiennes, françaises et espagnoles donnant naissance au courant du Nord (MEDOC Group, 1970; Leaman and Schott, 1991; Send et al., 1999; Pinardi and Masetti, 2000; Smith et al., 2008; Pinardi et al., 2015). Dans le bassin oriental, le MAW rejoint la Mid-Mediterranean Jet (MMJ) et le courant ionien au niveau du bassin Levantin et la mer Ionienne, respectivement (POEM group, 1992). La salinité de MAW augmente progressivement de 39 à 39.6 psu en allant de l'Ouest en Est (Wüst, 1961; Malanotte-Rizzoli and Hecht, 1988; Hecht and Gertman, 2001; Theocharis, 2009).

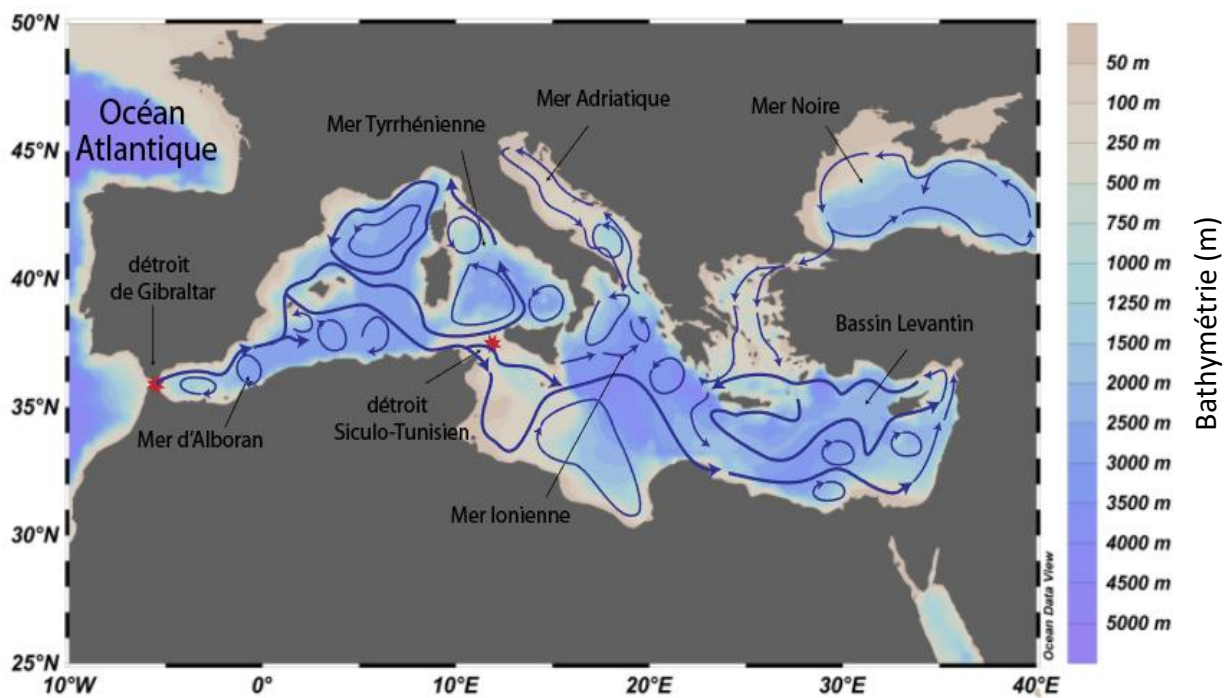


Figure II. 6 : Circulation des eaux de surface en Méditerranée. Les traits épais retracent la circulation principale alors que les traits fins la circulation secondaire (modifiée d'après Pinardi et al., 2015)

II.4.2. La circulation des eaux intermédiaires

Les eaux intermédiaires prennent naissance principalement dans le bassin Levantin. En effet, sous l'action de l'aridité du climat, du réchauffement et de l'évaporation pendant l'été dans le bassin Levantin, l'eau atlantique se transforme en eau levantine de surface (Levantine Surface Water ; LSW) chaude et salée. Pendant l'hiver, la LSW subisse une évaporation et une convection verticale importante sous l'effet des vents froids et secs associées aux masses d'air polaires (Özsoy, 1981), principalement à proximité des îles de Rhodes et de Chypre. Cela conduit à des températures d'eau de surface faibles (15-16°C) et à des fortes salinités (39-39.2 psu) (Wüst, 1960; Malanotte-Rizzoli et al., 1999; Hecht and Gertman, 2001; Painter and Tsimplis, 2003; Béranger et al., 2010) qui favorisent la convection verticale et la formation de la LIW, et en outre éventuellement la formation des eaux profondes Levantines (Theocharis, 2009; Pinardi et al., 2015) (Fig.II.7).

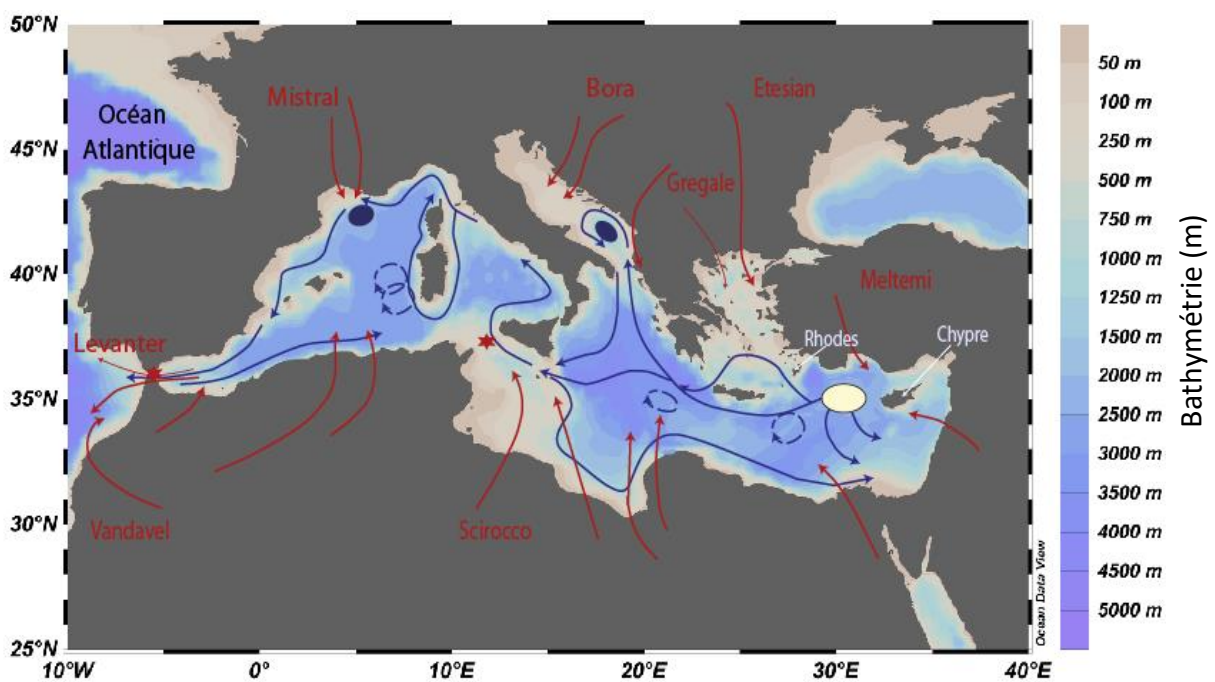


Figure II. 7 : Circulation des eaux intermédiaires en Méditerranée. Les zones ovales représentent les zones de formation d'eaux intermédiaires (blanc) et profondes (bleu). Les vents dominants sont représentés en rouge, d'après Bout-Roumazeilles et al. (2013). (D'après Millot and Taupier-Letage (2005)).

En Méditerranée orientale, les LIW occupent la gamme de profondeur allant d'environ ~150 et ~600 m et se séparent du MAW par le halocline (gradient de salinité). Lors de leur déplacement vers l'ouest, une partie ré-circule dans le bassin oriental, où elles pré-conditionnent la formation

des eaux profondes (Wu and Haines, 1996), alors que la partie restante continue vers la Méditerranée occidentale. Au niveau du détroit Siculo-Tunisien, la température (14-13°C) et la salinité (38.73-38.78 psu) de la LIW est réduite en raison de l'interaction avec les autres masses d'eau le long de son trajet (Garzoli and Maillard, 1979; Malanotte-Rizzoli et al., 1997; Stansfield et al., 2003). Environ 1 Sv de LIW sort du détroit Siculo-Tunisien à une vitesse moyenne de ~ 0.2 m/s (Stansfield et al., 2003; Béranger et al., 2004, 2005). À l'entrée en Méditerranée occidentale, le mélange de l'eau profonde de la Méditerranée orientale avec la LIW cascade à des profondeurs qui dépassent 2000 m dans la mer Tyrrhénienne. Leur mélange avec les eaux profondes de la Méditerranée occidentale (WMDW) donne naissance aux eaux profondes tyrrhéniennes (TDW) (Astraldi et al., 1999, 2001; Béranger et al., 2005; Gasparini et al., 2005; García Lafuente et al., 2007; Millot et al., 2006; Millot, 1999, 2009). La TDW occupe une profondeur allant de 1800 à 2000 m, entre la LIW et la WMDW (Send et al., 1999; Millot et al., 2006).

La LIW s'installe à des profondeurs entre ~ 200 et ~ 700 m et se répartissent dans toute la Méditerranée occidentale jusqu'à leur sortie vers l'Atlantique Nord à travers le détroit de Gibraltar (Wüst, 1960; Send et al., 1999; Pinardi and Masetti, 2000; Pinardi et al., 2015). Dans la mer d'Alboran, la LIW réside entre ~ 200 et ~ 600 m de profondeur avec une température de l'ordre de 13.1-13.2°C et une salinité d'environ ~ 38.5 psu. Ces eaux progressent vers le détroit de Gibraltar avec une vitesse de 1 à 2 cm/s (Parrilla et al., 1986; Richez and Gascard, 1986; Kinder and Parilla, 1987).

II.4.3. La circulation des eaux profondes

La LIW joue un rôle important dans le préconditionnement de la formation des masses d'eau profondes dans chacun des deux bassins orientale et occidentale. Les eaux profondes Est méditerranéennes (EMDW) se forment en mer Adriatique et épisodiquement en mer Egée, alors que les eaux profondes Ouest méditerranéennes prennent naissance dans la partie Nord du bassin, notamment dans le Golfe de Lion (Fig.II.8). La ventilation des eaux profondes méditerranéennes permette une meilleure oxygénation avec des concentrations en oxygène qui varient de 4 à 4.7 ml/l soit 180 à 210 $\mu\text{mol/kg}$ (Wüst, 1960; McGill, 1961; Miller et al., 1970; Bethoux, 1989; Schlitzer et al., 1991; Roether and Well, 2001). Dans chacun des deux bassins, le taux de formation des eaux profondes sont similaires (~0.3 Sv) et sont inférieures à ceux de la LIW (1 à 1.5 Sv) (Lascaratos, 1993; Theocharis, 2009). Le temps de résidence de ces eaux profondes est estimé à environ 100 ± 20 ans (Theocharis, 2009).

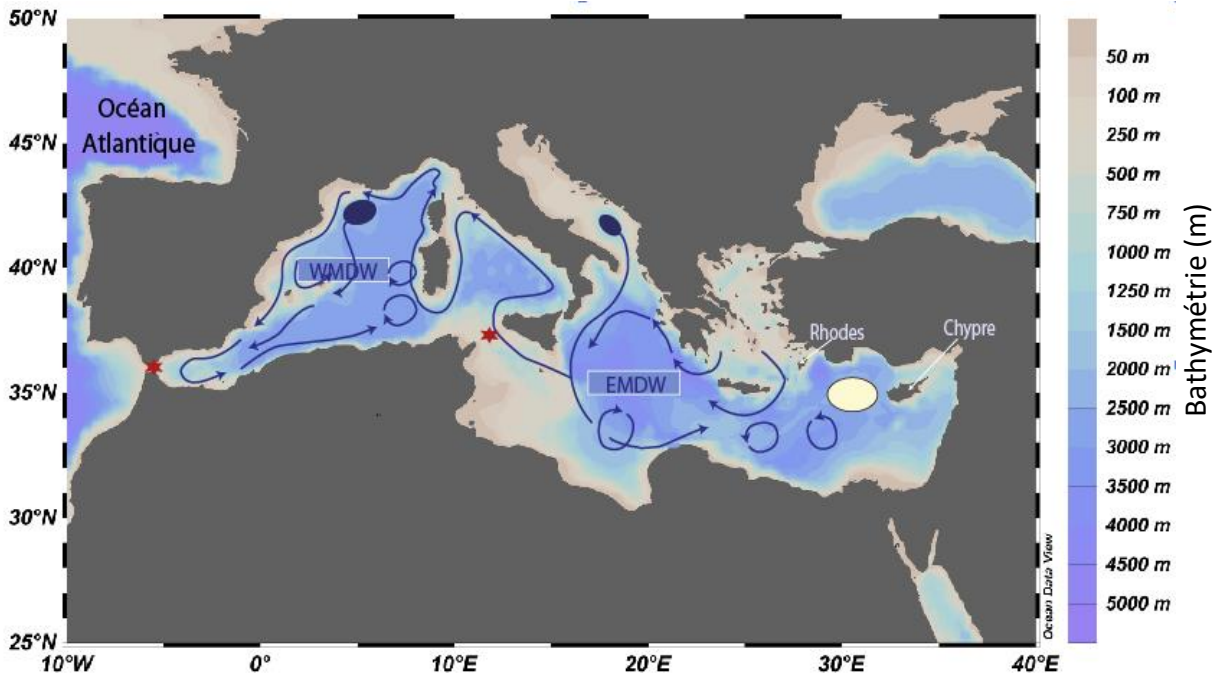


Figure II. 8 : Circulation des eaux profondes en Méditerranée. Les zones ovales représentent les zones de formation d’eaux intermédiaires (blanc) et profondes (bleu). (D’après [Millot and Taupier-Letage, \(2005\)](#))

II.4.3.1. Les eaux profondes de la Méditerranée occidentale

Les eaux profondes Ouest méditerranéennes (WMDW) prennent naissance dans le Golfe de Lion pendant l’hiver, où la convection et l’action des vents froids et relativement secs (Mistral et Tramontane) sont importantes. Généralement, 3 phases peuvent être distinguées dans la formation de la WMDW : le préconditionnement, le mélange vertical et la restratification « spreading » ([MEDOC Group, 1970](#); [Send et al., 1999](#); [Smith et al., 2008](#)).

La phase de **préconditionnement** consiste en une réduction de la stabilité de la colonne d’eau due au refroidissement hivernal, produisant ainsi des eaux de surface de faibles températures de ~ 10 à 12°C avec des salinités de l’ordre de ~ 38.40 psu ([Wüst, 1961](#); [MEDOC Group, 1970](#); [Leaman and Schott, 1991](#)). Le vent Mistral entraîne l’intensification de la circulation cyclonique ([MEDOC Group, 1970](#); [Smith et al., 2008](#)) et par conséquent le déplacement de la pynocline de 200-250 m ([Perkins and Pistek, 1990](#)) à <1000 m de profondeur ([Rohling et al., 1995](#)).

La phase de **mélange vertical** au cours de laquelle le refroidissement et l’évaporation intense pendant le mois de Février (2 cm/ jour ; [MEDOC Group, 1970](#)) élimine le gradient entre les eaux de surface et intermédiaires. Cela permet l’établissement des conditions favorables pour

le développement de ‘cheminées’ de mélange convective, qui atteignent des profondeurs jusqu’à plus de 2000 m (MEDOC Group, 1970; Leaman and Schott, 1991; Smith et al., 2008).

La dernière phase commence quand la période de forte tempête cesse. Elle est marquée par une **restratification** rapide de l’eau mélangée pour former WMDW, qui se propage horizontalement entre ~ 1500 et ~ 3000 m dans le bassin Baléare et la mer Tyrrhénienne, avec une teneur en oxygène relativement élevée de 4.4-4.7 ml/l (Wüst, 1961; Bethoux, 1989).

II.4.3.2. Les eaux profondes de la Méditerranée orientale

La mer Adriatique constitue le principal site de formation des eaux profondes en Méditerranée orientale (Pollak, 1951; Wüst, 1961; Malanotte-Rizzoli and Hecht, 1988; POEM group, 1992; Theocharis, 2009). Les vents froids et secs du Nord-Est (Bora) provoquent une forte évaporation et un refroidissement des eaux au Nord de l’Adriatique qui sont de faibles salinités en raison de la dilution causée par la décharge de Po (Özsoy, 1981). Arrivant au Sud de l’Adriatique, ces eaux froides se mélangent avec les eaux levantines intermédiaires plus chaudes et plus salées, entrantes par le détroit d’Otrante, engendrant par conséquent la formation des eaux profondes Adriatiques (AdDW). Ces eaux denses, de faible température (entre 13-16.6°C) et salinité (<38.7 psu) plongent jusqu’à des profondeurs >2000 m en Méditerranée orientale et constituent la composante majeure de la EMDW. Celle-ci alimente en profondeur les bassins Levantin et Ionien avec un flux estimé à 0.29 Sv et un temps de renouvellement d’environ 129 ans (POEM group, 1992). En outre, la mer Egée peut également contribuer à la formation de la EMDW. En effet, comme on a déjà mentionné dans le cas de la formation d’AdDW, la formation de l’eau profonde en mer Egée (AeDW) est également influencée par la LIW qui est plus salées et plus chaudes que la LIW en mer Adriatique (Millot and Taupier-Letage, 2005). En mer Egée, une circulation cyclonique prédomine, contrôlée principalement par le climat régional, les apports locaux de rivières telle qu’Axios et le flux d’eau depuis la mer Noire qui augmente en été (Poulos et al., 1997). L’AeDW est plus chaude et salée que la AdDW avec des températures qui varient de 13 °C en hiver à plus de 24 °C en été et des salinités qui vont de 31 à 39 psu (Poulos et al., 1997).

II.5. Variabilité interannuelle de la circulation thermohaline en mer Méditerranée

Le modèle classique de la circulation thermohaline en mer Méditerranée, comme il a été présenté auparavant, a fait l’objet de plusieurs modifications afin d’intégrer la variabilité de la formation de ses masses d’eaux profondes. En effet, deux perturbations ont été reconnues : le

Eastern Mediterranean Transient (EMT, [Roether et al., 1996](#); [Incarbona et al., 2016](#)) et le Western Mediterranean Transient (WMT, [Schroeder et al., 2008](#)). Plusieurs hypothèses ont été avancées pour expliquer ces évènements ainsi que leurs causes de déclenchement.

II.5.1. Eastern Mediterranean Transient (EMT)

Au début des années 1990, la mer Egée est devenue la principale zone de formation d'eau profonde, générant un évènement connu sous le nom d'Eastern Mediterranean Transient (EMT). Cet évènement a été observé pour la première fois au cours du programme POEM-BC (Physical Oceanography of the Eastern Mediterranean-Biology and Chemistry) au début des années 90 ([Malanotte-Rizzoli et al., 1997, 1999](#)). Le EMT a marqué un déplacement de l'origine de la EMDW de la mer Adriatique (lieu de formation historique de l'AdDW) vers la mer Egée, caractérisée par la formation massive d'eaux denses (Dense Water Formation, DWF) ([Roether et al., 1996](#); [Klein et al., 1999](#)). Il est déclenché par une forte perte de chaleur en surface due à l'hiver extrêmement froid de 1992-1993 ([Roether et al., 2007](#)) et à la salinité élevée des sous bassins Levantin et Egée ([Velaoras et al., 2017](#)). En effet, le taux de DWF estimée dans la mer Egée pour la période 1989-1995 était 3 fois plus élevé que celui de la mer Adriatique ([Lascaratos et al., 1999](#)). L'eau très dense de la mer Egée a occupé la Méditerranée orientale et a bloqué l'intrusion de l'eau d'origine adriatique dans le bassin Levantin ([Akpınar et al., 2016](#)). Cependant, en 1999, l'eau d'origine Egéenne n'était pas assez dense pour atteindre le fond des sous bassins Ionien et Levantin adjacents, mais permettant la ventilation de la couche entre 1500 à 2500 m ([Theocharis et al., 2002](#)). Entre 1999 et 2002, un renversement de la source dominante de la DWF en Méditerranée orientale a eu lieu, lorsque la formation des eaux profondes Adriatiques a redémarré et la mer Adriatique est devenue à nouveau la principale région source de la Méditerranée orientale ([Klein et al., 2000](#); [Hainbucher et al., 2006](#); [Rubino and Hainbucher, 2007](#); [Cardin et al., 2015](#)). En 2012, l'Hiver extrêmement froid a déclenché une autre formation d'eau profonde dans la mer Adriatique ([Gačić et al., 2014](#)).

II.5.2. Western Mediterranean Transient (WMT)

Dans la Méditerranée occidentale, les WMDW se forment dans le Nord-ouest de la Méditerranée principalement dans le Golfe de Lion. La convection profonde, combinée à la cascade d'eau dense occasionnelle du plateau est le principal contributeur à la circulation et la ventilation thermohaline dans les régions sources ([Durrieu De Madron et al., 2013](#); [Houpert et al., 2016](#); [Testor et al., 2018](#)). De plus, le EMT a influencé les processus de DWF dans le Golfe de Lion en hiver ([Schröder et al., 2006](#)). Le DWF extensif a commencé de 2004 à 2006 et est

connu sous le nom de WMT (Schroeder et al., 2008, 2010). Cet évènement semble être déclenché par le forçage atmosphérique dans la Méditerranée occidentale et l'advection latérale de LIW anormalement salée et chaude en raison de l'augmentation de chaleur et de l'évaporation en Méditerranée orientale (Marshall and Schott, 1999; Schroeder et al., 2010, 2016).

II.6. Productivité de la Méditerranée

La mer Méditerranée étant considérée comme un bassin oligotrophe caractérisée par de faibles teneurs en éléments nutritifs du fait des apports par les fleuves. La productivité biologique (concentration en nitrate et en phosphate) est pratiquement deux fois plus importante dans le bassin occidental (environ 35 g/ Cm²/an) que dans le bassin oriental (12 g/ Cm²/an) (Fig.II.9) (Bethoux, 1989).

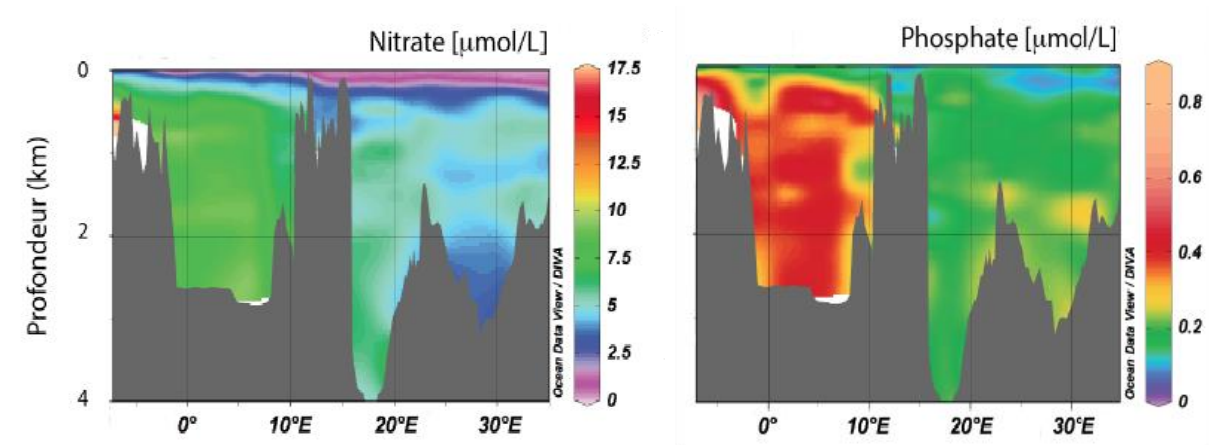


Figure II. 9 : Concentration en Nitrates et en phosphates des eaux Méditerranéennes selon un transect Ouest-Est. Ce transect a été créé avec le logiciel ODV (Schlitzer, 2015).

Généralement il existe deux régimes trophiques saisonniers différents en Méditerranée :

- un niveau de production primaire élevé (régime mésotrophique) s'étendant de la fin d'hiver au printemps résultant de la convection hivernale apportant ainsi les nutriments à la zone photique.

- un niveau de production beaucoup plus faible pendant l'été (régime oligotrophique) caractérisé par une stratification de la colonne d'eau (Klein and Coste, 1984; Krom et al., 1992; Crispi et al., 1999; Allen et al., 2002).

Les faibles concentrations de nutriments principalement le Nitrate (N) et le Phosphate (P) se présentent en Méditerranée selon un gradient décroissant ouest-est. Au niveau du détroit de Gibraltar, les eaux Atlantiques entrent en surface avec des concentrations en nutriment très

faibles (1 à 4 μM pour le N et 0.05 à 0.20 μM pour le P) (Coste et al., 1988). En traversant du bassin occidental au bassin oriental, ces eaux se modifient progressivement (MAW) en décrivant des gyres cycloniques. En effet, tout au long de leur trajet, les eaux ne cessent pas de s'appauvrir du fait de la faible consommation des nutriments par les organismes marins (Crise et al., 1999; Crispi et al., 2001). Au niveau du détroit Siculo-Tunisien, il est estimé que le MAW s'est complètement appauvri en P et N (Crise et al., 1999).

Pendant la saison hivernale, les conditions climatiques ont contribué dans la modification de la MAW en la rendant suffisamment dense pour qu'elle puisse entraîner le processus de convection responsable à la plongée des eaux de surface principalement au sud-ouest de Rhodes et au nord du bassin Levantin. Les eaux ainsi formées (LIW) participent en hiver à la formation des eaux profondes denses méditerranéennes (MDW). Ces eaux vont s'enrichir en nutriment le long de leur parcours de l'est en ouest. En traversant le détroit de Gibraltar, une grande partie de la LIW exporte des quantités notables de nutriments vers l'océan Atlantique.

II.7. Mise en place des sapropèles

Le mot "sapropel" a été introduit pour la première fois en littérature par Potonié en 1904. Dans les carottes de sédiments marins, les sapropèles (Kullenberg, 1952; Olausson, 1961; Vergnaud-Grazzini et al., 1977; Calvert, 1983; Vergnaud-Grazzini, 1985; Murat and Got, 1987) sont connus depuis longtemps comme étant des couches de dépôts sédimentaires riches en matière organique (MO), qui n'a pas été reminéralisée (en grec sapros : putride ; pelos : le sol). Ces dépôts riches en MO sont identifiables dans les carottes sédimentaires marines par des niveaux de couleur sombre allant du gris foncé au vert-olive (Kullenberg, 1952; Olausson, 1961; Murat and Got, 1987) (Fig.II.10). Ils présentent un taux de matière organique qui varie entre 1 et 10 % (Emeis et al., 1998; Möbius et al., 2010).

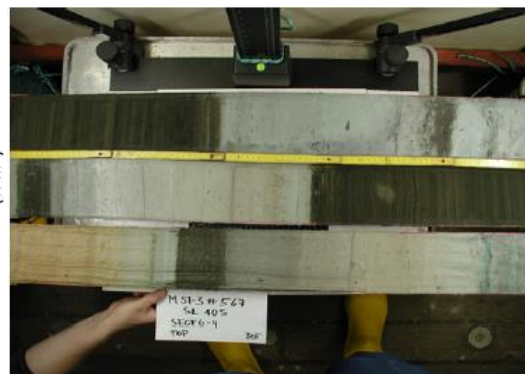
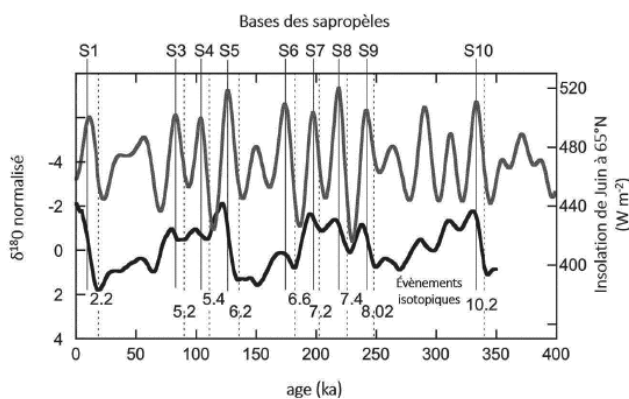


Figure II. 10 : Corrélation entre les événements de sapropèles et l'insolation d'été à 65°N et les cycles glaciaires/interglaciaires représentés par les enregistrements $\delta^{18}\text{O}$ normalisés (Emeis et al., 2003).

Les sapropèles sont plus répandues en Méditerranée orientale (à l'est du détroit Siculo-Tunisien) qu'en Méditerranée occidentale, où elles sont connues sous le nom des couches riches en Matière Organique (ORLs) (Emeis et al., 1991; Rogerson et al., 2008).

Les enregistrements des isotopes stables de l'oxygène ($\delta^{18}\text{O}$) mesurés sur les tests carbonatés de foraminifères planctoniques indiquent des valeurs négatives au moment de dépôt de sapropèles (Vergnaud-Grazzini et al., 1977; Emeis et al., 2000, 2003; Rohling et al., 2002; Essallami et al., 2007; Melki et al., 2010; Cornuault et al., 2016; Tesi et al., 2017). Ces derniers font preuves d'un apport important d'eau douce provenant principalement du Nil conduisant ainsi au ralentissement de la circulation des eaux de surface et par conséquent à l'anoxie des eaux de fond pendant les périodes de maximum d'insolation (Hilgen, 1991a, 1991b; Rossignol-Strick et al., 1982; Rossignol-Strick, 1985).

L'origine des dépôts de sapropèles, et plus précisément les sources d'eau douce, de nutriment et de matière organique continentale a été débattue depuis longtemps (Rohling et al., 2015). En premier lieu, le ruissellement d'eau de fonte issu de la calotte de glace Fennoscandienne vers la Méditerranée orientale en passant par les mers Egée et Noire a été proposé (Ryan, 1972; Williams et al., 1978). Par la suite, Rossignol-Strick et al. (1982) et Rossignol-Strick, (1985) ont permis d'identifier d'importantes crues estivales du Nil, en raison de l'augmentation des précipitations d'été sur l'Éthiopie attribués à la mousson africaine modulés par l'indice de précession terrestre, comme étant le principal forçage de dépôt de sapropèle. Plus tard, il a été largement admis que les précipitations sur la bordure Nord de la Méditerranée orientale ont pu jouer un rôle important dans le dépôt de sapropèle (Rohling and Hilgen, 1991; Rossignol-Strick, 1987; Kallel et al., 1997a; Emeis et al., 2000; Bar-Matthews et al., 2000, 2003; Toucanne et al., 2015; Filippidi et al., 2016). Une étude détaillée basée sur les flux de sédiments terrigènes, la taille des grains, la composition géochimique des sédiments, les assemblages de foraminifères benthiques et les isotopes stables (oxygène et carbone) de foraminifères planctoniques et benthiques a mis en évidence des événements pluvieux à caractère régional en raison de l'intensification des tempêtes méditerranéennes le long des bordures Nord de la Méditerranée pendant l'automne/hiver, qui coïncident par ailleurs, aux maxima de mousson estivale nord-africaine et aux dépôt de sapropèles au cours des derniers 547 000 ans (Toucanne et al., 2015). Ces événements pluvieux sont probablement issues de mécanismes de cyclogenèse en Méditerranée (Reale et al., 2001; Trigo et al., 1999, 2002), pouvant expliquer une disponibilité

accrue en humidité atmosphérique sur les bordures nord de la Méditerranée orientale au moment des dépôts de sapropèles (Rohling, 1994; Tzedakis, 2007; Roberts et al., 2011; Rohling et al., 2015).

Les modèles climatiques couplé océan-atmosphère sont montrés incapable pour atteindre l'anoxie de la EMDW assez rapidement pour le dépôt de sapropèle S1 avec seulement un débit accru du Nil (Grimm et al., 2015; Vadsaria et al., 2017). En effet, afin d'atteindre l'anoxie, un préconditionnement du bassin méditerranéen d'environ 6 ka qui prend naissance au début du dernier évènement Heinrich H1 (H1, 18-15.5 ka BP) a été alors proposé. Ce préconditionnement correspond bien évidemment à une diminution de la salinité des eaux de surface en Méditerranée en raison de l'apport accru de MAW depuis le bassin occidental. Cet apport d'eau massif semble avoir eu un impact considérable sur la circulation thermohaline de la Méditerranée orientale conduisant ainsi à un long épisode de stagnation qui sera responsable à l'anoxie des eaux profondes et par conséquent à la mise en place du dernier Sapropèle S1.

II.8. Le détroit Siculo-Tunisien

Le détroit Siculo-Tunisien, est caractérisé par deux seuils presque parallèles les unes aux autres, et qui représente une zone importante pour la circulation océanique de la mer Méditerranée.

Le détroit Siculo-Tunisien constitue une zone vaste et dynamique reliant les deux bassins majeurs de la mer Méditerranée, orientale et occidentale (Astraldi et al., 1996; Omrani et al., 2016). Il forme la jonction entre trois sous-bassins : le bassin Algéro-Provençal à l'ouest, la mer Tyrrhénienne au nord et la Méditerranée orientale à l'est (bassin ionien).

Ce détroit sépare la pointe Sud-Ouest de la Sicile de celle du Cap Bon situé au Nord-Est de la Tunisie. Il présente une largeur minimale d'environ 150 km, une longueur d'environ 600 km, et un seuil peu profond d'environ 400 m de profondeur (Omrani et al., 2016).

Le détroit Siculo-Tunisien possède une bathymétrie de fond assez particulière qui lui confère une configuration unique dans la mer Méditerranée. Sa bathymétrie est caractérisée par un large plateau continental tunisien au sud-ouest d'environ 360 m de profondeur et par un plateau sicilien plus profond d'environ 430 m au nord-est (Astraldi et al., 1996; Omrani et al., 2016). Ces deux plateaux sont séparés par un creux axial, avec un relief sous-marin autour de l'île de Pantelleria (Astraldi et al., 1996; Omrani et al., 2016).

II.8.1. Circulation atmosphérique

Le détroit Siculo-Tunisien représente une zone dynamique caractérisée par une variabilité saisonnière importante couvrant un large spectre d'échelles temporelles et spatiales (Robinson et al., 2001; Sorgente et al., 2011, 2003). En raison de sa position géographique, la région du détroit Siculo-Tunisien est soumise à divers vents méditerranéens à savoir: les vents du nord-nord-ouest le Mistral et la Tramontane, le vent du nord-est le Bora et le vent du sud le Sirocco (Burlando, 2009).

II.8.2. La circulation d'eau dans le détroit de Siculo-Tunisien

La circulation des masses d'eau dans le détroit Siculo-Tunisien joue un rôle important dans la circulation thermohaline méditerranéenne globale (MTHC) (Di Lorenzo et al., 2018). Elle est caractérisée par un système hautement dynamique qui permet les échanges des masses d'eau entre les sous-bassins est et ouest (Béthoux, 1979; Astraldi et al., 1999; Würtz, 2010).

Généralement, la circulation dans le détroit Siculo-Tunisien peut être décrite comme un système d'échange en deux couches d'eau, une entrante de faible densité dans la partie supérieure et une sortante de densité plus élevée dans la couche inférieure. Les eaux de faible densité en provenance de la Méditerranée occidentale occupent la couche de surface supérieure de 150 m et elles sont principalement composées d'Eau Atlantique (AW). Les eaux de densité les plus élevées provenant de la Méditerranée orientale occupent la zone de profondeur 150–400 m et sont principalement composées d'eau circulant à des profondeurs intermédiaires en Méditerranée orientale, en particulier les Eaux Intermédiaires Levantines (LIW) (Jouini et al., 2016). Le transport de ces deux principaux flux d'eau est très variable à des échelles saisonnières et interannuelles (Astraldi et al., 2002; Béranger et al., 2005).

La circulation de la couche de surface dans le détroit Siculo-Tunisien a été synthétisée à partir de données de nombreuses campagnes océanographiques et par des études de modélisation ; elle peut être schématisée comme suit (Fig. II.11 et tableau II.1).

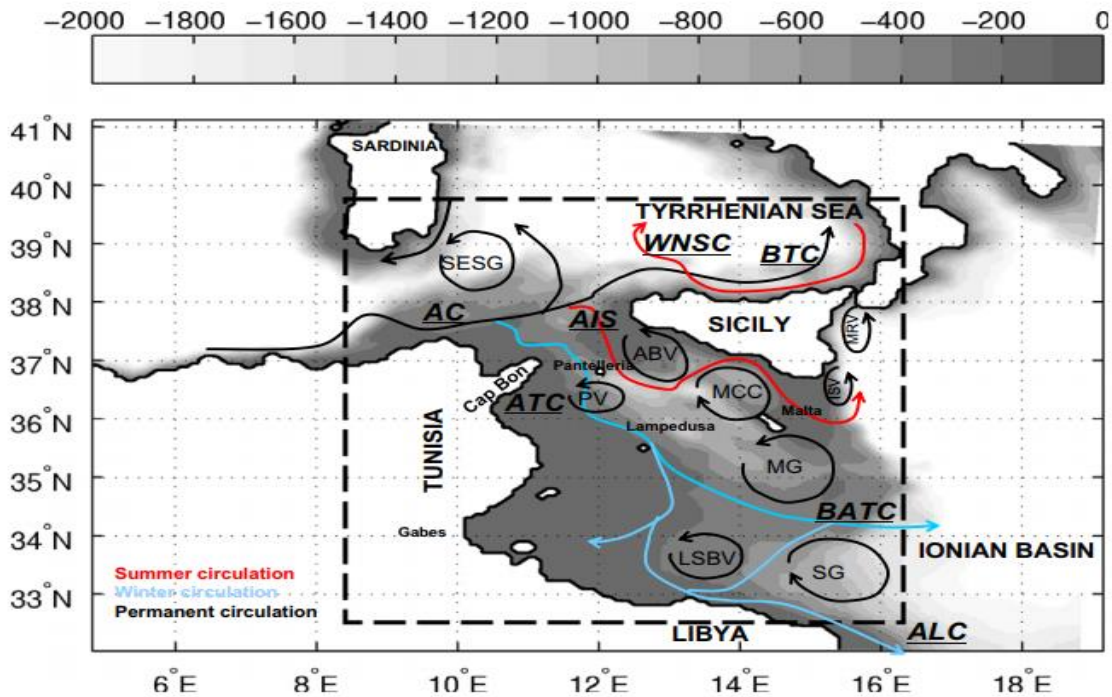


Figure II. 11: Les schémas des principaux courants de circulation (D'après [Sorgente et al. \(2011\)](#) et modifié d'après [Jouini et al., 2016](#)). Les acronymes sont indiqués dans le tableau II.1.

Tableau II. 2 : les acronymes utilisés dans la figure II.11 ([Omrani et al., 2016](#))

ABV	Adventure Bank Vortex
AC	Algerian Current
AIS	Atlantic Ionian Stream
ALC	Atlantic Libyan Current
ATC	Atlantic Tunisian Current
AW	Atlantic Water
BATC	Bifurcation Atlantic Tunisian Current
BTC	Bifurcation Tyrrhenian Current
ISV	Ionian Shelf break Vortex
LSBV	Libyan Shelf Break Vortex
MCC	Maltese Channel Crest
MG	Medina Gyre
MRV	Messina Rise Vortex
PV	Pantelleria Vortex
SESG	South Eastern Sardinia Gyre
SG	Sidra Gyre
WNSC	Westward Northern Sicilian Current

Le courant algérien (AC; [Millot, 1985](#)) avance l'AW vers l'Est le long du versant algérien et se divise en deux branches à l'entrée du détroit Siculo-Tunisien, en raison d'un effet topographique provoqué par le seuil de Sicile ([Herbaut et al., 1998](#)). Une première branche du courant AW pénètre dans la mer Tyrrhénienne formant le Courant Tyrrhénien de bifurcation ([Astraldi et al., 1996](#); i.e. BTC, voir [Sorgente et al., 2011](#)), qui coule le long de la côte nord de la Sicile, tandis que la seconde branche traverse le détroit Siculo-Tunisien et se dirige vers le sous bassin de la

Méditerranée orientale. Cette dernière se divise également en deux sous-branches: le Courant Ionien de l'Atlantique (AIS; [Lermusiaux, 1999](#); [Robinson et al., 1999](#)) longeant la cote Sud de la Sicile et le Courant Atlantique Tunisien (ATC; [Poulain, 1998](#); [Sammari et al., 1999](#); [Béranger et al., 2004](#)) ([Karine Béranger et al., 2004](#); [Poulain, 1998](#); [Sammari et al., 1999](#)) longeant la côte tunisienne ([Manzella et al., 1990](#)). Le flux principal associé à l'ATC s'écoule vers le sud-est ou reste confiné au centre du détroit Siculo-Tunisien ([Manzella et al., 1988](#); [1990](#)).

Chapitre III : Matériel et méthodes : Présentation des différents traceurs géochimiques $\delta^{18}\text{O}$, ^{14}C et micropaléontologique (foraminifères planctoniques)

III. Introduction

Ce chapitre porte sur la présentation des différents proxies/traceurs utilisés dans ce travail de thèse et s'organise en deux parties :

Une première partie sera consacrée à la présentation des traceurs micropaléontologiques représentés ici par les foraminifères et plus particulièrement par les espèces planctoniques qui font l'objet de notre étude, leurs préférences écologiques et leurs intérêts en tant que traceurs dans les études paléoclimatique et paléocéanographique en mer Méditerranée.

Dans la seconde partie, après avoir présenté les sites d'études, j'exposerai les traceurs géochimiques par les isotopes stables de l'oxygène et la datation radiocarbone. Enfin je présenterai la méthodologie d'analyse adoptée afin de reconstruire les températures et les salinités de surface de la mer Méditerranée à partir de l'étude des assemblages de foraminifères planctoniques.

III.1. Les foraminifères

Les foraminifères sont des protozoaires amiboïdes (en grec, proto=premier, zoa=animal). Ce sont des eucaryotes unicellulaires (Gooday, 2003) (organismes dont le cytoplasme contient un noyau, des mitochondries, des chloroplastes et des corps de Golgi) et qui présentent un aspect animal. Généralement, les foraminifères secrètent un squelette carbonaté (ou test), qui est divisé en une série de chambres, dont le nombre augmente pendant leurs croissances. En effet, la bonne préservation de leurs tests dans les archives sédimentaires en fait parmi l'un des outils les plus utilisés pour tracer la variabilité climatique et océanographique du passé. En fonction de leur mode de vie, on distingue deux catégories : les benthiques (~10 000 espèces) (Sen Gupta, 1999) et les planctoniques (~47 -50 morpho- espèces) (Sen Gupta, 1999; Kucera, 2007; Darling and Wade, 2008). En effet, les foraminifères benthiques vivent à l'interface sédiment-eau de fond ou encore enfouis à quelques dizaines de centimètres dans le sédiment alors que les foraminifères planctoniques vivent librement dans la colonne d'eau et sont transportés par les courants. D'un point de vue évolutif, les foraminifères apparaissent depuis l'Ordovicien sous forme d'agglutinés benthique et ce n'est qu'à partir de Jurassique inférieur que les foraminifères planctoniques apparaissent issue de l'évolution des formes benthiques (Caron and Homewood, 1983; Hilbrecht and Thierstein, 1996). Dans ce qui suit, je vais m'intéresser plutôt à étudier

plus en détails les foraminifères planctoniques qui sont couramment utilisés dans les reconstitutions paléocéanographiques et paléoclimatiques dans cette présente thèse.

III.1.1. Généralités sur les foraminifères planctoniques

Les foraminifères planctoniques sont parmi les outils les plus utilisés dans les études paléoclimatiques. En effet, de nombreux travaux ont confirmé la bonne qualité de ce matériel, qui enregistre fidèlement les variations climatiques passées. La distribution et l'abondance des différentes espèces de foraminifères planctoniques sont conditionnées par plusieurs facteurs environnementaux (Bé, 1977). L'importance de ces espèces réside dans le fait, qu'ils montrent une bonne corrélation entre leur abondance et les conditions hydrographiques et biologiques des eaux de surface.

Faisant partie au microzooplancton, les foraminifères planctoniques sont considérés comme des organismes unicellulaires appartenant au règne des protistes. En raison de leur immense productivité, ils ont une aptitude à sécréter des tests carbonatés, enroulés et constitués de plusieurs loges. La taxonomie des foraminifères planctoniques est basée essentiellement sur une classification selon la morphologie et la nature de leur test calcaire externe.

Des études au laboratoire et sur le terrain montrent que la durée de vie de chaque individu est en moyenne entre 30 et 70 jours. La répartition de ces organismes dans la colonne d'eau est en relation étroite avec les conditions environnementales (température, salinité, oxygène dissous et phosphate). En outre, la bonne corrélation avec les variations latitudinales des températures de surface et la meilleure préservation de leurs tests dans le sédiment (Bé and Tolderlund, 1971) permet de considérer les foraminifères des très bons indicateurs de paléotempérature. Comme il a été décrit ci-dessus, 50 espèces de foraminifères planctoniques sont actuellement présents dans les océans mais seulement une vingtaine d'entre elles sont utilisées dans les reconstitutions paléoenvironnementales en raison de leur abondance dans les archives sédimentaires (Hemleben et al., 1989; Kucera, 2007).

Les études pionnières faites dans l'océan mondial, ont montré que les foraminifères planctoniques se regroupent en associations, où leur répartition est contrôlée par la variation latitudinale de la température des eaux de surface (Schott, 1935).

III.1.1.1. Distribution verticale des foraminifères planctoniques vivants

La répartition des espèces de foraminifères planctoniques le long de la colonne d'eau est très vaste. La majorité d'entre eux se développent dans la zone euphotique, où ils peuvent se nourrir

du phytoplancton. Les plus fortes concentrations demeurent généralement en dessous de surface, approximativement entre 10 et 50 m de profondeur (Berger, 1971). Seulement quelques espèces descendaient jusqu'à plusieurs centaines de mètres et dont leur densité décroît exponentiellement (Berger, 1971; Bé, 1977) tel que l'espèce *Globorotalia truncatulinoides* qui a été souvent observée vivante en dessous de 2000 m (Schiebel and Hemleben, 2005). Ainsi, en fonction de la profondeur à laquelle se développent les foraminifères, 3 groupes d'espèces peuvent être distingués (Bé and Tolderlund, 1971; Pujol and Vergnaud-Grazzini, 1995) (Fig.III.1).

Les espèces d'eau peu profonde (entre 20 et 100 m de profondeur) englobent principalement les espèces épineuses (*Globigerina bulloides*, *Turborotalia quinqueloba*, *Globigerinella aequilateralis*, *Globigerinoides ruber*, *Globigerinoides trilobus*, *Globigerinoides sacculifer* et *Orbulina universa*).

Les espèces d'eau intermédiaires (entre 100 et 200 m de profondeur) regroupent à la fois les formes épineuses et non épineuses (*Neogloboquadrina incompta*, *Globorotalia truncatulinoides* senestre, *Globorotalia inflata* et *Globigerinita glutinata*)

- Les espèces d'eau profonde (entre 200 et 350 m de profondeur) concerne les espèces non épineuses (*Neogloboquadrina incompta*, *Globorotalia truncatulinoides* senestre et *Globorotalia inflata*).

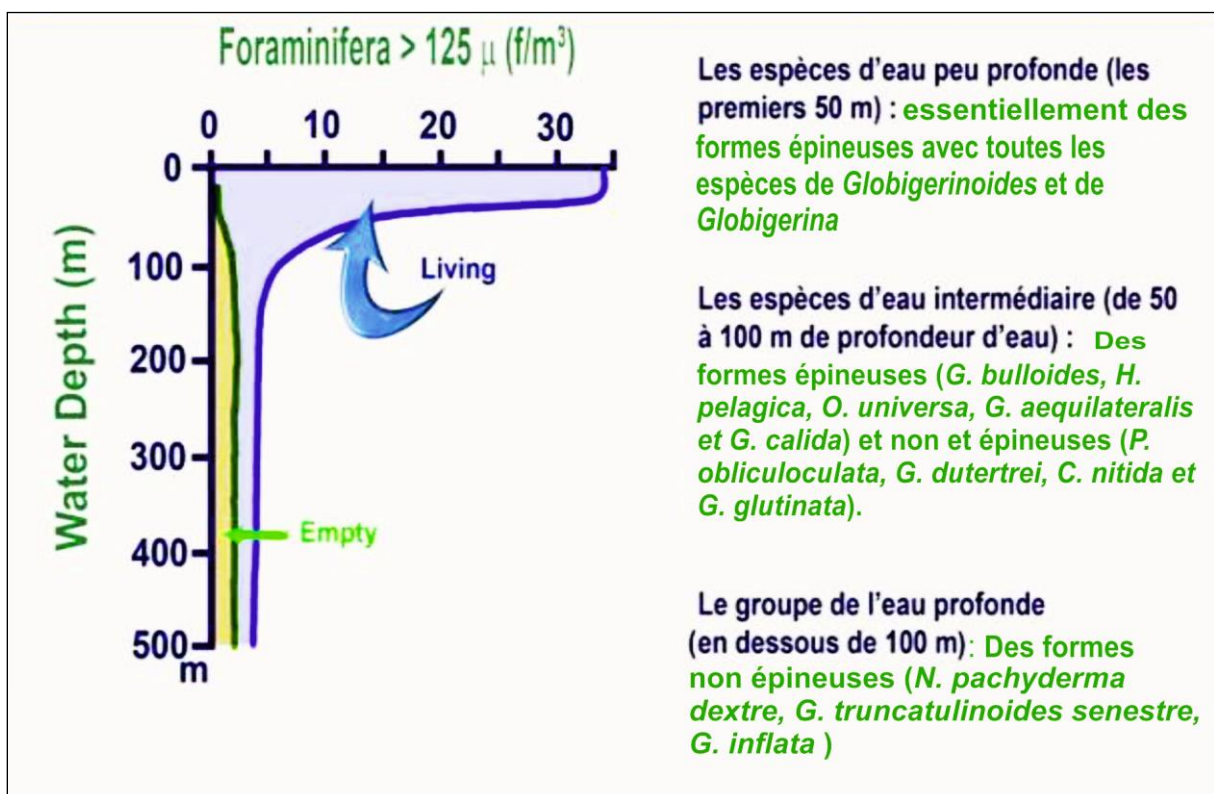


Figure III. 1 : Distribution verticale des foraminifères planctoniques vivants

Cette variation de la distribution verticale des espèces planctoniques est étroitement liée aux caractéristiques physico-chimiques des masses d'eaux, en particulier la température et les teneurs en éléments nutritifs des eaux de surface.

III.1.1.2. Distribution saisonnière des foraminifères planctoniques vivants

En 1960, Bé fut le premier chercheur qui a montré la variation saisonnière des différents assemblages de foraminifères planctoniques. De ce fait, plusieurs facteurs tels que la température, l'intensité lumineuse, la disponibilité en élément nutritifs et salinité contrôlent cette distribution au cours des saisons avec apparition d'espèces froides en hiver et d'espèces chaudes en été.

En fait, le mélange vertical des eaux de surface et des eaux de subsurface pendant l'hiver est responsable de l'enrichissement des eaux de surface en éléments nutritifs conduisant à une augmentation du phytoplancton à différentes périodes de l'année en fonction des latitudes. Ainsi, la floraison du phytoplancton coïncide avec les mois d'hivers dans les mers tropicales alors que ce pic de productivité est reconnu en printemps et en automne dans les latitudes tempérés et subtropicales (Fig.III.2).

Au niveau du Golfe de Lion, le maximum d'abondance des foraminifères planctoniques (3700 individus/1000 m³) est enregistré pendant le printemps, alors qu'elle ne dépasse pas 600 individus/1000 m³ pendant l'été (Pujol and Vergnaud-Grazzini, 1995).

Outre que ces deux distribution verticale et saisonnière, les foraminifères planctoniques montrent une variation spatiale liée aux variations latitudinales de température.

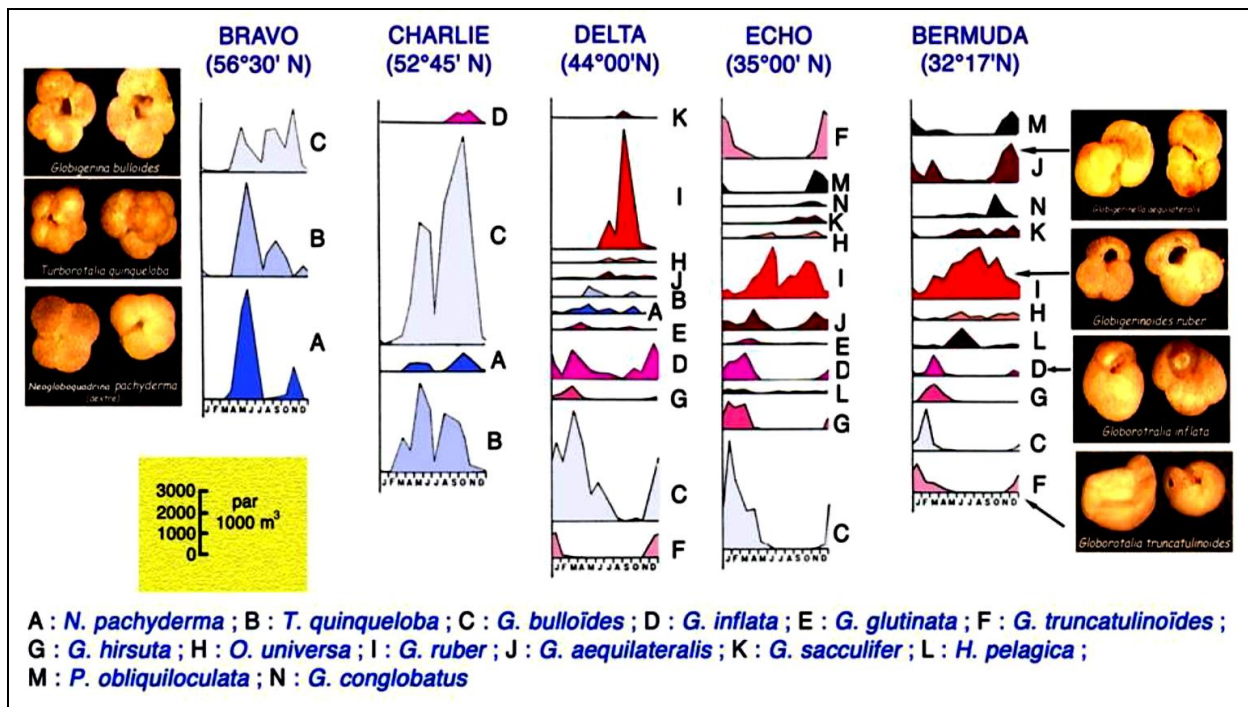


Figure III. 2 : Distribution saisonnière des foraminifères planctoniques vivants

III.1.1.3. Distribution et division biogéographique des assemblages vivants

Depuis la fin du 19^{ème} siècle et le début du 20^{ème} siècle, plusieurs auteurs ont noté la bonne corrélation entre les communautés planctoniques et les régions hydrologiques majeures de l'océan mondial. En effet, en 1897, Murray suggère un provincialisme de la majorité des espèces lié aux climats, et donc aux variations latitudinales de températures de surface océanique. À première approximation, 3 grandes zones biogéographiques peuvent être distinguées : La région d'eau chaude qui comprend deux provinces subtropicales entourant une seule province tropicale, et les régions nord et sud d'eau froide dont ils peuvent être subdivisés en province polaire et subpolaire. Ces provinces de faune correspondent aux régions hydrologiques majeures de l'océan de surface.

D'autre part, le transport par les courants océaniques de surface, d'espèces d'eau chaude vers les régions d'eau froide ou le contraire est responsable d'un mélange de faune de foraminifères avec des tolérances écologiques différentes. Ces zones de mélange sont appelées des zones de transition caractérisées par une grande diversité d'espèces.

En conclusion, 5 provinces faunistiques ont été définies (Bé and Tolderlund, 1971; Bé, 1977) à savoir : polaire, subpolaire, transition, subtropicale et tropicale (Fig.III.3).

-1-l'assemblage caractéristique des zones polaires (*Neogloboquadrina pachyderma*).

- 2-l'assemblage caractéristique des zones subpolaires (*Neogloboquadrina incompta*, *Globigerina bulloides*, *Turborotalia quinqueloba* et *Globigerinita glutinata*).
- 3-l'assemblage des zones de transition (*Globorotalia inflata*).
- 4-l'assemblage caractéristique des zones subtropicales (*Globorotalia truncatulinoides* et *Globigerina calida*).
- 5-l'assemblage caractéristique des zones tropicales (*Globigerinoides ruber*, *Globigerinoides sacculifer*, *Globigerinella aequilateralis* et *Orbulina univerrisa*) (Imbrie and Kipp, 1971; Bé and Tolderlund, 1971).

Abondances des espèces de foraminifères planctoniques dans les cinq provinces de faunes

(Bé and Tolderlund, 1971)

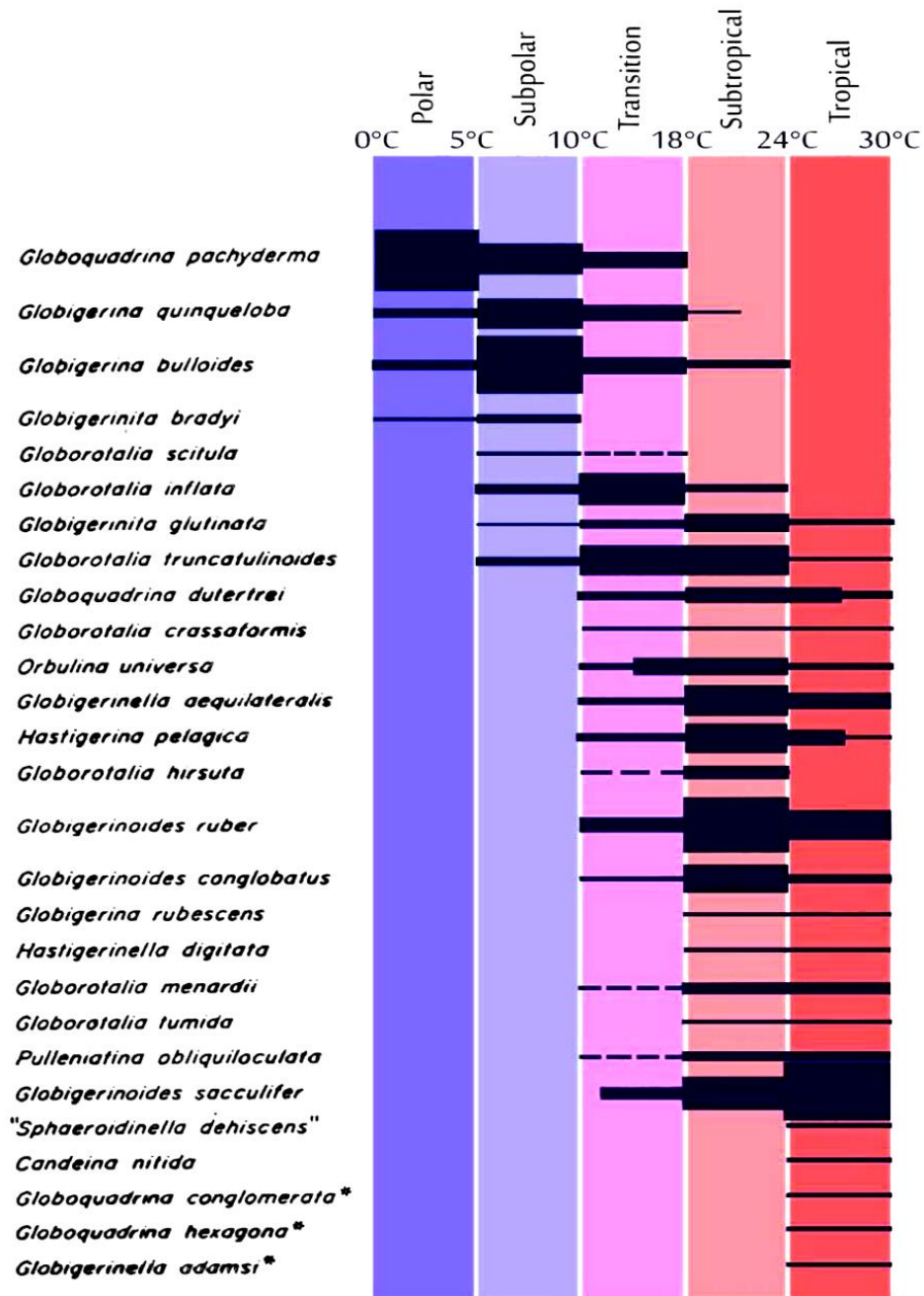


Figure III. 3 : Distribution des foraminifères planctoniques vivants selon la température

III.1.1.4. Facteurs influençant la conservation des assemblages fossiles de foraminifères planctoniques

Après la mort, le foraminifère planctonique entame sa chute vers le fond. La vitesse de cette descente est de 0,3 à 2,3 cm/s en fonction de la taille de foraminifère. Ainsi le temps de descente correspondant à une profondeur océanique de 5000 m sera de 2,5 à 19 jours. La dissolution est un phénomène très important qui peut affecter la composition en espèce des assemblages morts (à la surface du sédiment par rapport aux assemblages vivants dans les eaux de surface océaniques). Cette dissolution des tests calcaires apparaît à des profondeurs en dessous de quelques centaines de mètres dans l'océan pacifique et au-dessous de 1500 m dans l'océan Atlantique car les eaux sont saturées en carbonate de calcium. Le processus de dissolution est sélectif et ceci en fonction des espèces, des tailles de leurs tests, de leur microstructure, de l'épaisseur de la paroi et de la porosité du test. La dissolution sélective a pour effet de changer la composition en espèces des assemblages morts avec l'augmentation de la profondeur. Berger avait défini en 1968 la lysocline comme la profondeur à partir de laquelle la dissolution des tests des foraminifères planctoniques augmente rapidement. La lysocline se place généralement à quelques centaines de mètres au-dessus de la CCD (Carbonate Compensation Depth) qui est défini comme la profondeur au-dessous de laquelle le taux de carbonate de calcium est inférieur à 10%.

III.2. Matériel et Méthodologie

III.2.1. Les carottes étudiées

Au cours de cette thèse, nous avons étudié 5 carottes sédimentaires situées dans les différents bassins de la Méditerranée dont deux d'entre elles sont prélevées au niveau du détroit Siculo-Tunisien (REC13-53 et KET80-37), une au nord de la mer Ionienne (MD90-918), une en mer Tyrrhénienne (KET80-19) et la dernière au niveau du bassin Levantin (MD84-641). L'étude de ces différentes carottes permette de reconstituer des séries temporelles et d'apporter des informations clés sur les conditions climatiques et hydrologiques depuis la dernière période glaciaire.

Tableau III. 3 : Localisation des différentes carottes utilisées dans cette étude

Carotte	Localisation	Long.	Lat.	Profondeur (m)	Référence
REC13-53	Détroit Siculo-Tunisien	12°08'E	36°45'N	1113	Cette étude
KET80-37	Détroit Siculo-Tunisien	11°39'E	36°57'N	740	Cette étude
MD90-918	Mer Ionienne	18°5 0.43 E	39° 35.64 N	695	Cette étude
KET80-19	Mer Tyrrhénienne	13°21'E	40°33'N	1920	Kallel et al. (1997b)
MD84-641	Bassin Levantin	32°38'E	33°02'N	1375	Melki et al. (2010)

III.2.1.1. Le détroit Siculo-Tunisien

III.2.1.1.1. La carotte REC 13-53

La carotte de sédiment RECORD 13-53 a été prélevée dans le détroit Siculo-Tunisien à une profondeur d'eau de 1113 m, à bord du Navire océanographique Italien « URANIA » en 2013. Elle est localisée au large de l'île de Pantelleria (36°45' 33,9" N ;12°08' 27,5" E). Cette carotte qui fait 4,20 mètres de longueur présente un aspect boueux à boueux-silteux avec intercalation de 4 niveaux de cendre volcanique (tephra) à la profondeur de 37 cm, 137 cm, 181 cm et 245 cm respectivement. (Fig.III.4).

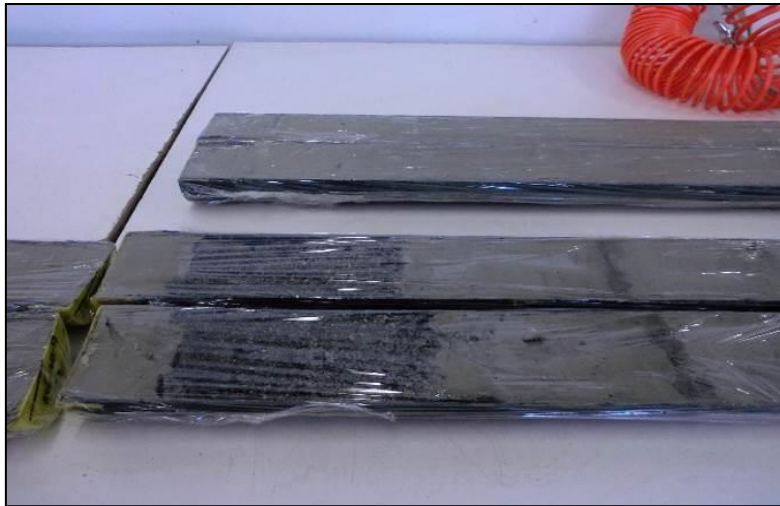


Figure III. 4 : Photo prise pour la carotte RECORD 13-53

Les reconstitutions paléocéanographiques effectuées à partir de cette carotte permettent de renseigner sur les changements de circulation ainsi que sur les échanges entre les différentes masses d'eaux qui se produisent dans cette zone clé de connexion des deux bassins méditerranéens (oriental et occidental).

III.2.1.1.2. La carotte KET80-37

La carotte KET80-37 (36°57'N, 11°39'E, 740 m) a été prélevée dans le détroit siculo-tunisien en 1980 pendant la campagne « ETNA80 » (Fig.III.5).

Nous disposons pour cette carotte de données isotopiques et des reconstitutions des températures par la méthode des analogues actuels appliquée aux associations de foraminifères fossiles (Kallel et al., 1998).

III.2.1.2. La mer Ionienne : La carotte MD90-918

La carotte MD 90-918 a été prélevée au Nord de la mer Ionienne (39° 35.64 N, 18°5 0.43 E ; 14.77 m de longueur) à une profondeur d'eau de 695 m lors de la croisière PROMETE II 1990 à bord du navire océanographique français Marion Dufresne (Fig.III.5). La lithologie de cette carotte est essentiellement constituée de vase hémipélagique gris, à l'exception d'un niveau sableux de 20 cm aux alentours de 992 cm de profondeur qui représente un dépôt de turbidite. Dans la partie supérieure de la carotte (entre 204 et 231 cm de profondeur), on distingue une couche sombre de couleur gris-noir qui correspond au dépôt de sapropèle S1. Elle est marquée par deux niveaux gris-noir séparés par un horizon vaseux hémipélagique blanchâtre entre 210

et 219 cm de profondeur qui correspondent respectivement au dépôt de S1a et S1b et à l'interruption du dernier sapropèle lié à la re-ventilation des eaux profondes (Caron et al., 2012).

III.2.1.3. La mer Tyrrhénienne : La carotte KET80-19

La carotte KET80-19 (40°33'N, 13°21'E, 1920 m) a été prélevée au niveau de la mer Tyrrhénienne pendant la campagne « ETNA80 » à bord du navire océanographique Noroit (Fig.III.5). Cette carotte est constituée de 6 mètres de vase hémipélagique avec plusieurs niveaux centimétriques de cendres volcaniques (tephra) (Kallel et al., 1997b). La chronologie de cette carotte a été établie grâce à 5 niveaux de tephra géochimiquement corrélés aux dépôts volcaniques continentaux datés par le ^{14}C (Paterne et al., 1986, 1988; Kallel et al., 1997b) et à partir de 6 niveaux ^{14}C datés sur les pics d'abondance de foraminifères planctoniques (Kallel et al., 2004). Cette carotte a été sélectionnée pour fournir un enregistrement climatique à haute résolution grâce à son taux de sédimentation élevé. Plusieurs études ont été déjà accomplies sur cette carotte portant sur la composition isotopique de l'oxygène de *G. bulloides* et sur la reconstitution des paléotempératures de surface par la méthode des analogues modernes (Kallel et al., 1997b).

III.2.1.4. Le bassin Levantin : La carotte MD84-641

La carotte MD84-641 (33°02'N, 32°38'E, 1375 m) a été prélevée au niveau du bassin Levantin à l'extrémité nord du cône du Nil au cours de la mission « NOE » à bord du navire océanographique Français Marion Dufresne en Août 1984 (Fig.III.5). Cette carotte présente une longueur de 11.61 m composée de niveaux marneux de couleur variant de crème pâle au brun jaunâtre entre lesquelles s'intercalent 9 niveaux sombres de couleur vert olive constituant des niveaux de sapropèles (Calvert et al., 1992). Dans la présente étude, nous n'avons analysé que le premier mètre de la carotte couvrant les derniers 24 ka cal BP. Cette unité sédimentaire présente une couche noire riche en matière organique entre 24 et 40 cm équivalente au sapropèle S1 (Fontugne et al., 1989). Cette couche a été déposée dans la carotte MD84-641 entre 9 et 7.2 ka au cours de la dernière période de stagnation en Méditerranée orientale (Rossignol-Strick et al., 1982; Rohling, 1994; Fontugne et al., 1994; Kallel et al., 1997a; Mercone et al., 2000).

Nous disposons pour cette carotte d'une chronologie carbone-14 (Fontugne and Calvert, 1992; Fontugne et al., 1994) et de données isotopiques et de températures reconstituées par la méthode des analogues actuels appliquée aux associations de foraminifères fossiles (Kallel et al., 1997b, 2000). Cette carotte a fait l'objet de plusieurs études portant sur la restitution de l'hydrologie de surface par la composition isotopique de l'oxygène de *G. ruber* et la reconstitution des

paléotempératures de surface de la mer par la méthode des analogues modernes (Melki et al., 2010).

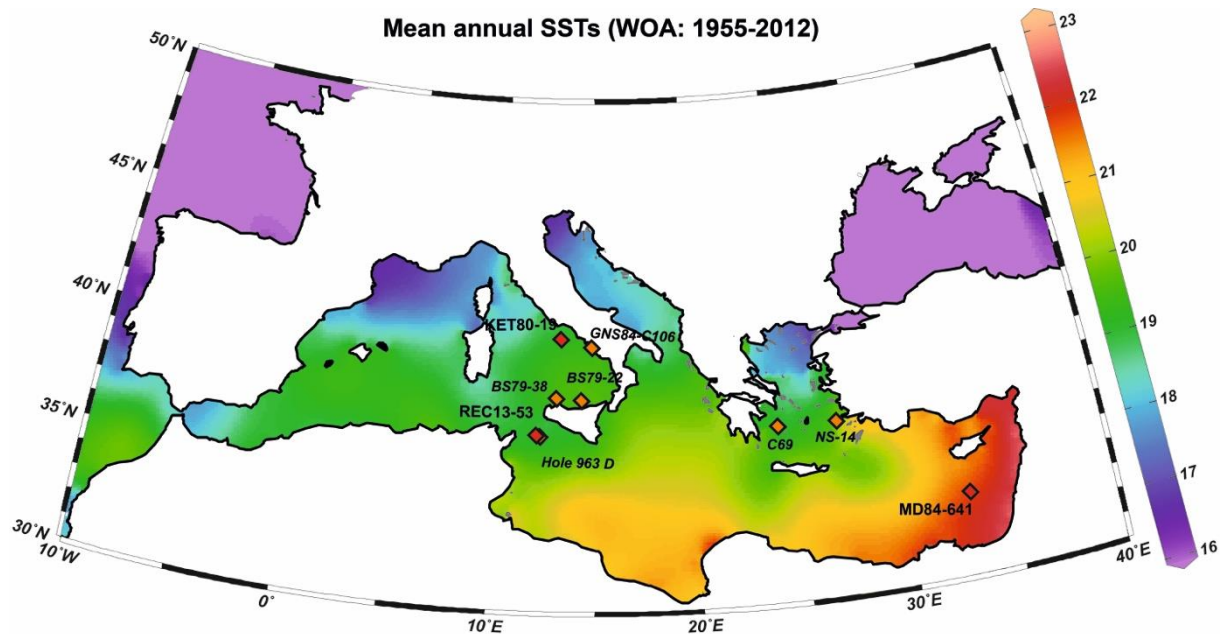


Figure III. 5 : Carte des températures moyennes annuelles (SSTs) de la Méditerranée (°C, 1955-2012) à partir de Word Ocean Atlas 2013 (http://odv.awi.de/de/data/ocean/world_ocean_atlas_2013/) présentant la localisation des différentes carottes étudiées

III.2.2. Les analyses micropaléontologiques

III.2.2.1. Préparation des échantillons

Les carottes de sédiments marins sont très riches en restes de microorganismes dont les plus abondants sont les tests de foraminifères planctoniques. De ce fait, l'analyse de ces organismes nous a permis d'étudier l'évolution des températures passées. L'échantillonnage de la carotte REC13-53 a été réalisé à haute résolution tous les 4 cm alors que celui de la carotte MD90-918 tous les 10 cm.

Au laboratoire, nous avons suivi le protocole expérimental suivant. Après la mesure des poids secs et humides, chaque échantillon prélevé est placé dans un bécher contenant de l'eau distillée pendant 24h. Une fois désagrégé, le sédiment est versé sur un tamis métallique de maille de 150 µm afin de retenir que les formes adultes des tests de foraminifères dont l'identification est plus facile. Le même maillage a été déjà utilisé pour les deux autres carottes KET80-19 (Kallel et al., 1997b) et MD84-641 (Melki et al., 2010). Le tamisage s'effectue sous un filet d'eau en

frottant légèrement sur le tamis, jusqu'à ce que l'eau devienne limpide. Ensuite, on rince abondamment à l'eau distillée à l'aide d'une pissette au revers du fond du tamis afin de recueillir tout le résidu retenu sur la toile. Enfin, ce dernier est entraîné dans un bécher pour être ensuite séché à l'étuve à une température de 50°C.

Après chaque tamisage, le tamis doit être brossé à l'aide d'une brosse à grande eau pour éviter toute contamination par mélange de faune des niveaux différents. Pour l'analyse du $\delta^{18}\text{O}$ de la calcite des tests des foraminifères, une dizaine d'individus de l'espèce *G. ruber* ou de l'espèce *G. bulloides* (250 - 315 μm) sont triés sous une loupe binoculaire. Le choix de ces espèces est lié à leur abondance dans chaque carotte étudiée

III.2.2.2. Identification et comptage

Le comptage se fait sur au moins 300 individus, mais si un échantillon peut contenir un nombre d'individus très élevé. Dans ce cas, on procède à sa division en une ou plusieurs parties à l'aide d'un splitter (Fig.III.6a).

Les analyses sous la loupe binoculaire de la faune de foraminifères planctoniques sont faites sur la fraction sédimentaire supérieure à 150 μm . Par la suite, on a identifié les différentes espèces de foraminifères planctoniques, qui sont réparties uniformément sur un plateau, à fond noir et quadrillé pour faciliter le comptage (Fig.III.6b). Ce quadrillage est destiné au repérage pour faciliter le comptage (Vénec-Peyré, 1973). L'identification et le dénombrement des foraminifères s'effectuent suivant des lignes horizontales dans chaque carreau du plateau. À l'aide d'un fin pinceau à poils de soie que l'on trempe à chaque fois dans l'eau distillée, on effectue l'examen des tests de foraminifères, l'identification et le comptage des individus.

Les résultats de comptages ainsi obtenus sont utilisés par la suite pour déterminer les paléotempératures de surface par la méthode des analogues actuels (Kallel et al., 1997b).

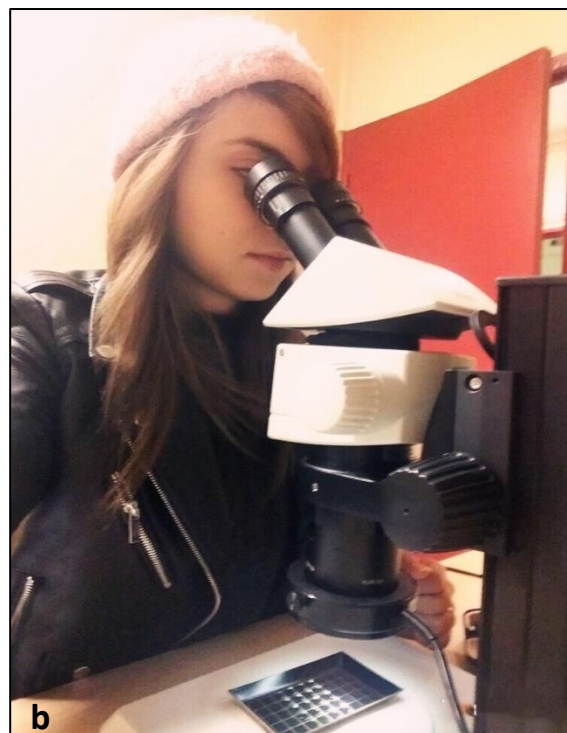
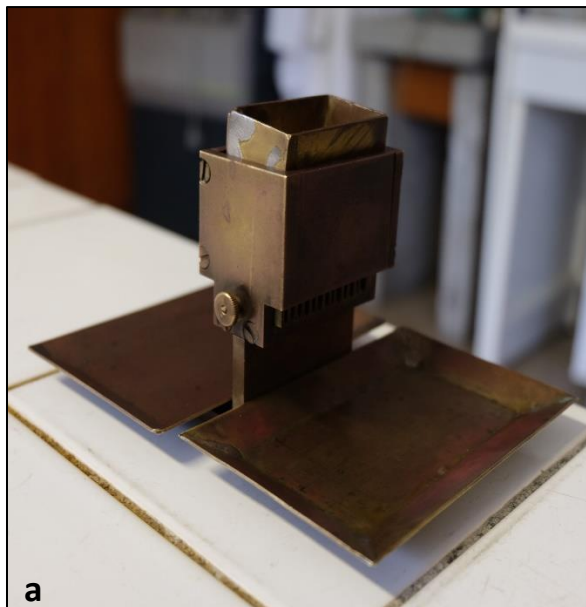


Figure III. 6 : Photos de splitter (a) et d'une loupe binoculaire (b) utilisés dans cette étude

III.2.3. Les analyses isotopiques de l'oxygène

Les analyses de la composition isotopique de l'oxygène ($\delta^{18}\text{O}$) des foraminifères des différentes carottes étudiées ont été réalisées au laboratoire des Sciences du Climat et de l'Environnement (LSCE, Gif-sur-Yvette, France). Le standard utilisé est le PDB qui est un rostre de Bélemnite appartenant à l'espèce *Belemnitella americana* et provenant de Pee Dee-Bee formation du Crétacé de la Caroline du Sud. L'écart type des mesures isotopiques du standard est de 0,07 ‰. Dans la nature, l'oxygène se présente sous forme de trois isotopes stables : ^{16}O (99,763%), ^{17}O (0,037%) et ^{18}O (0,200 ‰). Les teneurs relatives en isotopes de l'oxygène sont conventionnellement définies par l'expression :

$$\delta^{18}\text{O} (\text{‰}) = \left[\frac{(^{18}\text{O}/^{16}\text{O}) \text{ échantillon}}{(^{18}\text{O}/^{16}\text{O}) \text{ standard}} - 1 \right] \times 1000$$

Les standards internationaux utilisés sont :

- le SMOW (Standard Mean Ocean Water) pour l'eau.
- le PDB (valeur isotopique de Bélemnites de la formation Pee Dee du Crétacé, Etats Unis) pour les carbonates.

Pour les analyses de $\delta^{18}\text{O}$ de la calcite des tests des foraminifères, une quinzaine d'individus de l'espèce *G. bulloides* le long de la carotte REC13-53 (250 - 315 μm) sont triés sous une loupe binoculaire. Par contre pour la carotte MD90-918, ces analyses ont été réalisées sur l'espèce *G. ruber* (250 - 315 μm) (Caron et al., 2012). Le choix de ces espèces est lié à leur récurrence le long des carottes étudiées.

III.2.4. La datation par le radiocarbone (^{14}C)

La méthode de datation par le Carbone (^{14}C) ou radiocarbone est parmi les outils les plus utilisés dans l'étude de la préhistoire et l'établissement des cadres chronologiques des archives sédimentaires sur une gamme de temps allant jusqu'à 50000 ans BP (Reimer et al., 2009).

Le carbone 14 est un isotope radioactif présent dans la nature en infime proportion ($1.2 \cdot 10^{-12}$ %) par rapport aux deux autres isotopes stables du carbone ($^{12}\text{C} = 98.89\%$) et ($^{13}\text{C} = 1.108\%$).

Cette datation a été découverte en 1934 par Willard Frank Libby, elle repose sur le principe que tout organisme vivant présente la même quantité de radiocarbone que celle du gaz carbonique atmosphérique (Libby, 1972). Après sa mort, les échanges gazeux cessent et le ^{14}C n'est plus renouvelé. Sa radioactivité décroît alors progressivement à raison de la moitié tous les 5568 ± 30 ans (c'est la période du radiocarbone ou la période de demi-vie) (Stuiver and Braziunas, 1998). Cette décroissance radioactive nous a permis d'estimer alors le temps 't' qui s'est écoulé depuis la mort de l'organisme, à partir de la formule de décroissance radioactive exponentielle : $A_t = A_0 e^{-\lambda t}$

Avec A_t : l'activité carbone de l'échantillon

A_0 : l'activité carbone moderne (échantillon standard de référence)

λ : constante de désintégration $\text{Ln}2/T$ égale à $0.69314/T$

T : est la période de demi-vie du ^{14}C utilisée par convention, soit $T = 5568$ ans.

Il est important de noter que cette méthode est fondée sur l'hypothèse selon laquelle la radioactivité naturelle (taux de production de ^{14}C) est restée constante dans l'atmosphère au moins au cours des derniers millénaires. Toutefois, cette activité n'est pas toujours constante au cours du temps et ceci en raison de fluctuations de la teneur en ^{14}C dans l'atmosphère, entraînant un rajeunissement des datations ^{14}C effectuées, d'autant plus important que l'on remonte dans le temps.

Comme la valeur de la radioactivité d'un ancien échantillon est comparable à celle enregistrée actuellement dans la matière vivante, les âges carbone 14 sont donnés par rapport au temps

présent ou 'before present' (BP), soit l'année 1950 après Jésus-christ a été définie comme année « 0 » des dates BP.

D'autre part, et comme les eaux de surface océanique échangent leur carbone avec l'atmosphère, le CO₂ total dissous doit présenter la même activité ¹⁴C que le gaz carbonique atmosphérique. Cependant, ces eaux se mélangent continuellement avec les eaux profondes plus anciennes entraînant par conséquent un vieillissement des eaux de surface de plusieurs centaines d'années (environ 200 à plus que 1000 ans). Donc, il est indispensable de tenir compte de cet effet, dit effet réservoir dans les datations ¹⁴C des échantillons marins. En Méditerranée, la correction d'âge due à ce phénomène est d'environ 390± 80 ans (Siani et al., 2000) estimée à partir des datations ¹⁴C (SMA) mesurés sur les coquilles de bivalves littoraux. Cependant, une courbe d'étalonnage INTCAL20 réalisée par Reimer et al. (2020) incluant l'âge réservoir global de la Méditerranée est alors représentée (Fig.III.7).

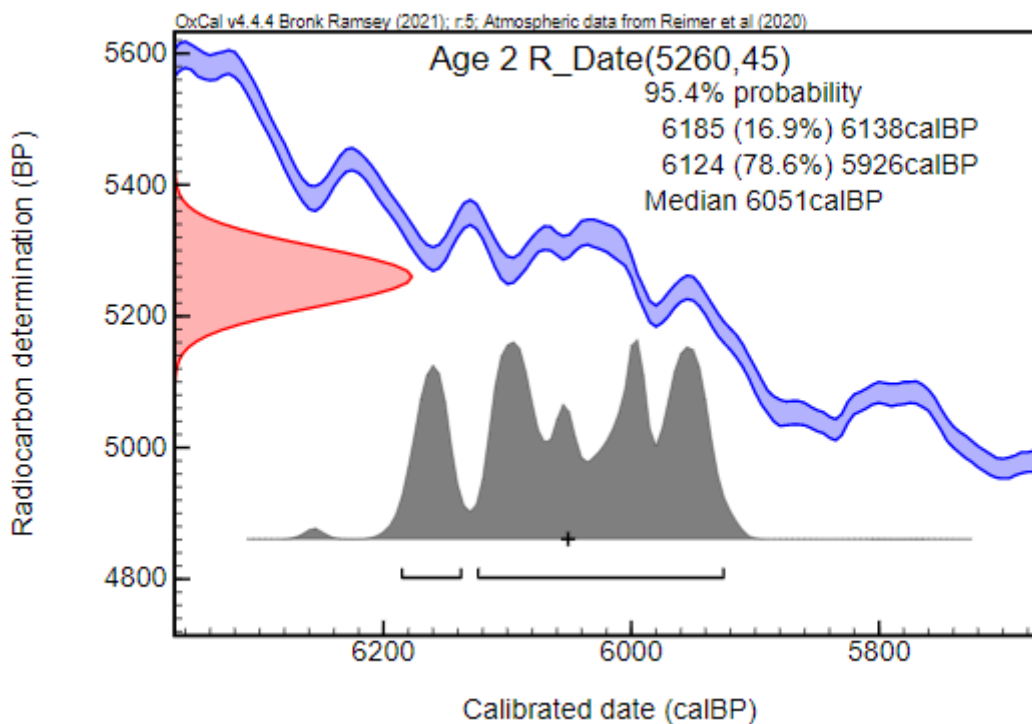


Figure III. 7 : Exemple de calibration d'une datation ¹⁴C à l'aide Oxcal 4.4 (Bronk-Ramsey, 2009; Bronk-Ramsey and Lee, 2013) et la courbe de calibration INTCAL20 (Reimer et al., 2020)

Dans le cadre de la présente thèse, des datations ¹⁴C ont été réalisées au sein de la plateforme PANOPLY (GEOPS-LSCE) et mesurés sur une nouvelle génération de spectromètre de masse par accélérateur appelé EchoMicadas qui permet maintenant de dater des échantillons contenant

jusqu'à 20µg de carbone ouvrant de nouvelles perspectives de dater plus facilement les foraminifères (Bard et al., 2015; Wacker et al., 2013; Tisnérat-Laborde et al., 2015) . Cet instrument est couplé à une interface gas (échantillon) et permet d'injecter directement sous forme de CO₂ l'échantillon ce qui permet de dater des échantillons de l'ordre de quelque microgramme de carbone (20 et 100µg de carbone). D'autres mesures ont été produites sur ARTEMIS Accelerator Mass Spectrometry (Accélérateur pour la Recherche en Sciences de la Terre, Environnement, Muséologie installé à Saclay, France) (Fig.III.8). Des espèces de foraminifères planctoniques sélectionnées à partir des pics d'abondance et benthiques font l'objet de ces datations ¹⁴C.



Figure III. 8 : Spectromètre de masse couplé à un accélérateur : « ARTEMIS »

III.3. Estimation des paléotempératures

La reconstitution des paléo-températures des eaux de surface est fondamentale pour reconstituer la paléo-hydrologie de la mer Méditerranée.

Depuis le travail pionnier de Schott en 1935, les micropaléontologues ont utilisé le plancton fossile dans les carottes de sédiment pour déduire les climats marins du Pléistocène. L'approche générale a été d'associer des espèces clés ou des groupes d'espèces avec des gammes de latitude plus au moins large pour faire des interprétations qualitatives en termes de déplacement de zones climatiques. Ces études paléoécologiques étaient basées sur la supposition fondamentale que l'écosystème pélagique tel qu'il est observé aujourd'hui est resté le même pendant le Quaternaire. Deux méthodes ont été proposées : la méthode d'Imbrie et Kipp (1971) et la méthode des analogues actuels (MAT) qui fait l'objet de nos études.

III.3.1. La technique des analogues modernes (MAT)

La technique des analogues modernes (Prell, 1985) a été proposée comme une alternative aux fonctions de transfert d'Imbrie et Kipp (1971). C'est un traceur micropaléontologique qui permet de déterminer à travers les assemblages de foraminifères planctoniques, les paléotempératures des eaux de surface océaniques. Elle consiste à comparer des échantillons de foraminifères fossiles à une base de données de référence renfermant les comptages de foraminifères planctoniques provenant de sommets de carottes répartis dans les bassins majeurs de l'océan. Pour cela elle utilise des coefficients de dissimilarité pour identifier, pour chaque échantillon fossile de foraminifères planctoniques, les associations actuelles les plus proches (généralement 10). Parmi les différents types de coefficients de dissimilarité, il a été démontré que celui qui utilise des écarts quadratiques de corde ("squared chord distances") donne les meilleures estimations de température avec les écart-types les plus faibles entre les paramètres climatiques observés et estimés (Prell, 1985) et présente l'avantage de donner de l'importance même aux espèces planctoniques à faible pourcentage.

La dissimilarité entre l'échantillon à étudier et les échantillons actuels, est donnée par la formule suivante :

$$d_{ij} = \sqrt{\sum_k (p_{ik} - p_{jk})^2}$$

Avec :

d : la mesure de dissimilarité

i : l'échantillon à étudier

j : l'analogue actuel

k : l'espèce

p : le pourcentage de chaque espèce

Les estimations de températures sont considérées fiables si le coefficient de dissimilarité est inférieur à 0,25 (Kallel et al., 1997a). En effet, une estimation de température avec un coefficient de dissimilarité qui dépasse 0,3 indique que l'échantillon fossile n'a pas d'analogue actuel dans la base de données de référence (Prell, 1985; Kallel et al., 2000) et doit être considérée avec précaution.

La température dans laquelle s'est développée chaque association fossile de foraminifères planctoniques est donnée par la moyenne des températures calculée à partir des 10 analogues les plus proches de la base de données :

$$\text{Paléotempérature de surface} = (T_{\text{analogue1}} + T_{\text{analogue2}} + \dots + T_{\text{analogue10}}) / 10$$

La barre d'erreur (1 sigma) pour les paléotempératures obtenues par cette méthode est généralement comprise entre 0,5 et 2°C.

Ainsi afin de reconstituer les paléotempératures des eaux de surface, nous avons utilisé les comptages de foraminifères planctoniques et la méthode des analogues modernes (Modern Analogue Technique, MAT) avec le logiciel Paleoanalog (Therón et al., 2004).

Afin d'améliorer nos reconstitutions de températures des eaux de surface, nous avons utilisés une base de données récente et bien développée (Siccha and Kucera, 2017). Cette base de données consiste en une synthèse de comptages d'assemblages de foraminifères planctoniques à partir d'échantillons de sédiments de surface qui comprenne 4,205 comptages singuliers provenant des différents sites uniques dans le monde. Cependant dans la présente étude, nous n'avons considéré que les sommets de carottes de la mer Méditerranée (125 échantillons) et 632 sommets de carottes de l'Océan Atlantique Nord (Fig.III.9).

L'intérêt de l'utilisation de cette base de données réside au fait qu'il s'agit de la compilation la plus récente et la plus complète à ce jour. Elle contient plus d'échantillons dans l'océan Atlantique et a passé par le processus de contrôle qualité transparent.

En fait, les échantillons de qualité insuffisante ont été signalés et exclus de cette base de données (III.10).

Enfin, pour chaque échantillon de la base de données de référence, les températures ont été extraites du World Ocean Atlas (WOA, 1998) à une profondeur de 0 m.

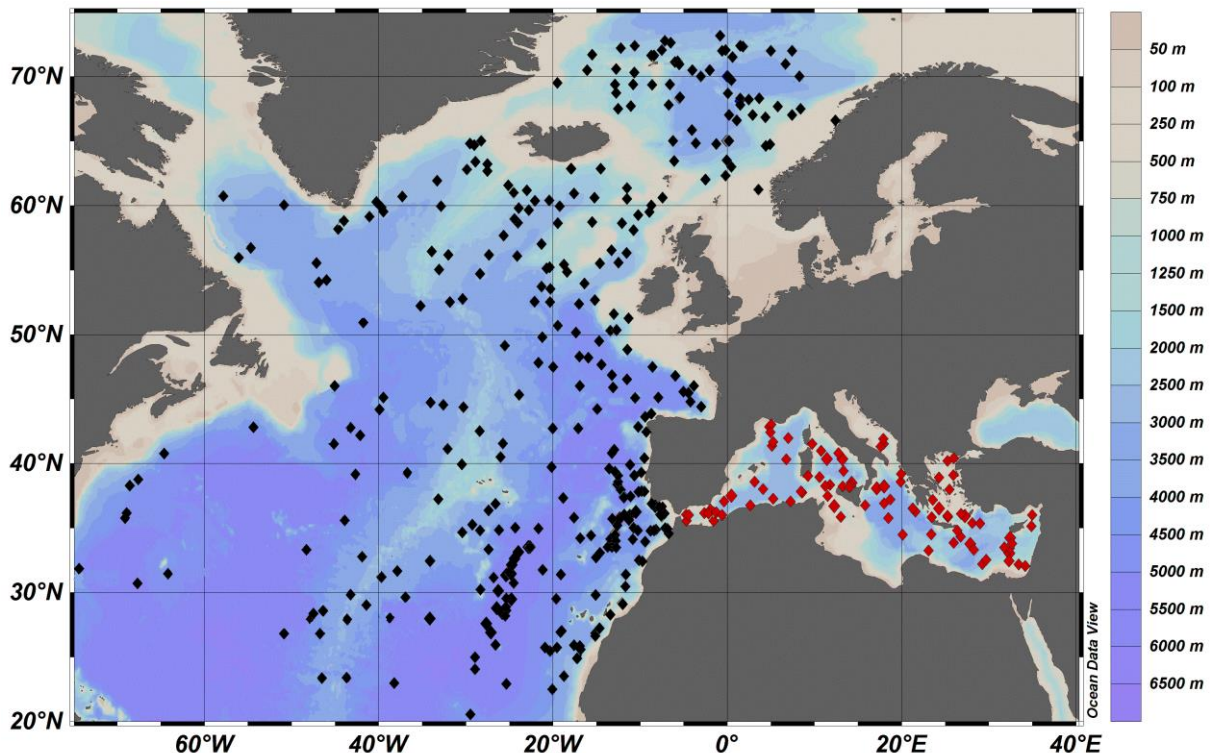


Figure III. 9 : Localisation des sommets des carottes en Méditerranée et en océan Atlantique de la base de données de référence (Siccha and Kucera, 2017) utilisées dans cette étude.

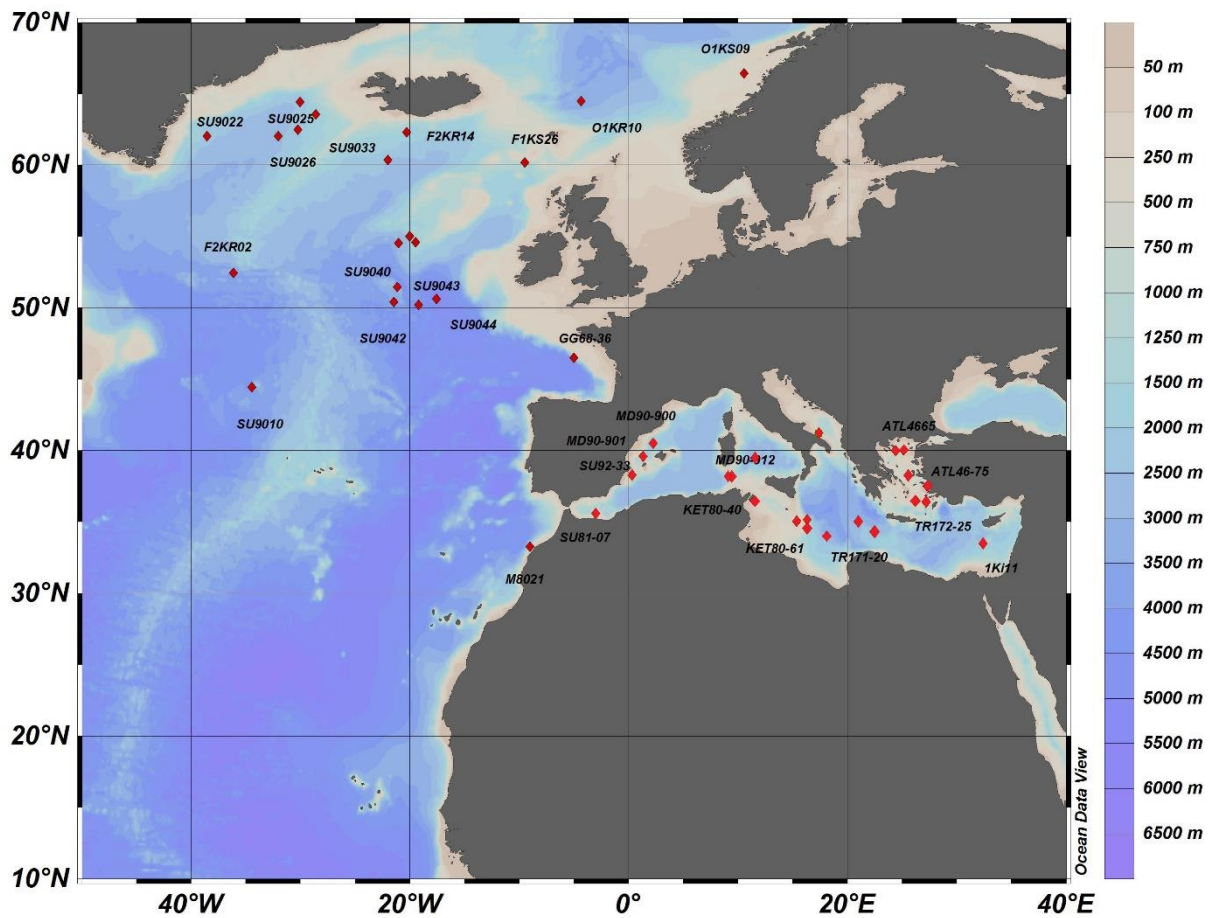


Figure III. 10 : Localisation des sommets des carottes exclus de la base de données de référence (Siccha and Kucera, 2017).

III.3.1.1. Avantages et limites de la méthode des analogues actuels

La méthode des analogues actuels présente plusieurs avantages par rapport à celle des fonctions de transfert d'Imbrie et Kipp (1971) :

- Elle donne le même poids pour toutes les espèces de chaque assemblage de foraminifères sans discrimination entre les espèces les plus représentées et celles à faible pourcentage.
- Les estimations de température sont données par la moyenne des températures des différents analogues plutôt que par des équations de régression sur l'ensemble de données.
- Elle fournit une information géographique des analogues actuels de chaque échantillon fossile.

Cependant, la réponse à la température est encore mal connue pour de nombreuses espèces, qui peuvent présenter une saisonnalité importante comme c'est le cas de *G. bulloides* qui se développe plutôt dans les eaux plus fraîches du printemps, ou *G. ruber* dans les eaux plus chaudes de fin d'été et d'automne. Les mesures sont estimées en référence au système actuel, mais si la saisonnalité a changé dans le passé, il est difficile de préciser à quel mois correspond la température estimée. D'autres facteurs, importants, peuvent favoriser une espèce plutôt qu'une autre comme le type de nourriture et la productivité des eaux de surface. La méthode présuppose que ces facteurs sont liés de façon univoque et constante à la température.

Enfin, nous négligeons les biais qui pourraient être induit par la dissolution des espèces les plus fragiles. En Méditerranée, la dissolution des carbonates est relativement faible, les eaux étant partout sursaturées en CO_3^{2-} .

Les indices de dissolution qualitatifs utilisés, comme la perforation des tests fragiles, sont très rarement significatifs.

III.4. Estimation des paléosalinités

Il est admis qu'il existe une relation linéaire entre le $\delta^{18}\text{O}$ de l'eau et la salinité des eaux de surface sous la forme de $\delta^{18}\text{O} = a \times b$ où x représente la salinité.

Cette relation traduit le couplage entre l'océan et l'atmosphère à travers le cycle hydrologique principalement à travers le rapport évaporation/précipitation (E/P). En Méditerranée, le $\delta^{18}\text{O}$ a été mesuré sur les tests de *G. bulloides*, provenant de 34 sommets de carottes et sur *G. ruber* provenant de 40 sommets de carottes reflétant les conditions actuelles (Kallel et al., 1997a).

La composition isotopique de l'eau de surface à l'emplacement de chaque carotte a été estimée à partir des observations actuelles de salinité (Levitus, 1982) et par l'utilisation des relations actuelles entre la composition isotopique de l'eau et la salinité établies en Méditerranée (Kallel et al., 1997a).

* Méditerranée Occidentale :

$$\delta^{18}\text{O} \text{ eau (‰ vs. SMOW)} = 0,41 \times \text{Salinité (‰)} - 14,18 ; S < 38 \text{ ‰}$$

* Méditerranée Orientale :

$$\delta^{18}\text{O} \text{ eau (‰ vs. SMOW)} = 0,199 \times \text{Salinité (‰)} - 6,12 ; S \geq 38 \text{ ‰}$$

Les températures isotopiques, ainsi obtenues, ont été comparées à celles qui prévalent pendant le cycle annuel (Levitus, 1982). Il a été ainsi démontré que la composition isotopique de *G. bulloides* est en équilibre isotopique avec la moyenne des températures d'Avril et de Mai, alors

que celle de *G. ruber* est en équilibre avec la température d'Octobre - Novembre (Kallel et al., 1997a).

Une fois introduites dans l'équation des paléotempératures, ces estimations de températures de croissance des foraminifères permettent d'estimer la composition isotopique des eaux de surface ($\delta^{18}\text{O}_{\text{eau}}$), servant pour les reconstitutions des paléosalinités.

Les variations de la composition isotopique ($\delta^{18}\text{O}$) des tests carbonatés de foraminifères dépendent à la fois des changements de la température du développement et de la composition isotopique des masses d'eaux ($\delta^{18}\text{O}_{\text{eau}}$), dans lesquelles ils se sont développés (Epstein et al., 1953; Shackleton, 1974). Ainsi, cette dernière ($\delta^{18}\text{O}_{\text{eau}}$) est calculée à partir $\delta^{18}\text{O}_{\text{foraminifère}}$ par la résolution de l'équation des paléotempératures de Shackleton (1974).

$$T (^{\circ}\text{C}) = 16,9 - 4,38 (\delta^{18}\text{O}_{\text{foram}} - \delta^{18}\text{O}_{\text{eau}}) + 0,10 (\delta^{18}\text{O}_{\text{foram}} - \delta^{18}\text{O}_{\text{eau}})^2$$

Dans le passé, les fluctuations de $\delta^{18}\text{O}_{\text{eau}}$ sont liées non seulement aux variations globales du volume de glace continentales mais également aux changements locaux dus aux variations du bilan hydrologique (E/P). Toutefois, étant donné que l'océan Atlantique Nord était, comme aujourd'hui, la source principale d'eau de surface de la Méditerranée pendant le Quaternaire Supérieur, on suppose que l'effet de développement et de fonte des glaces continentales (Duplessy et al., 1992, 1993) était ressenti de la même manière dans les deux bassins. On définit alors une anomalie de $\delta^{18}\text{O}$ locale ($\Delta\delta^{18}\text{O}_{\text{eau}}$) due à la variation locale du cycle hydrologique :

$$\Delta \delta^{18}\text{O}_{\text{eau}} = \delta^{18}\text{O}_{\text{eau}} \text{ estimé} - (\delta^{18}\text{O}_{\text{w}} \text{ actuelle} + \delta^{18}\text{O} \text{ global})$$

La précision de l'estimation du $\delta^{18}\text{O}_{\text{eau}}$ dépend donc fortement de celles des estimations de températures des eaux de surface ainsi que de l'erreur sur les analyses isotopiques par le spectromètre de masse (0.07‰). Une erreur de 1°C dans l'estimation de la température engendre une erreur de 0.23‰ sur l'estimation de $\delta^{18}\text{O}_{\text{eau}}$ et de 0.5‰ sur la salinité.

L'utilisation de la relation $\delta^{18}\text{O}_{\text{eau}}/\text{salinité}$ en Méditerranée (Kallel et al., 1997a) suppose que la pente de cette relation est restée constante au cours du dernier maximum glaciaire permettant ainsi de convertir les anomalies locales du $\delta^{18}\text{O}$ en anomalies de salinité

$$\text{Salinité} (\text{‰}) = \text{Salinité actuelle} + (\Delta\delta^{18}\text{O}_{\text{eau}}/p) + (\text{signal } \delta^{18}\text{O} \text{ global d'eau de fonte} / 1,1)$$

Avec $p = 0,41$ pour $S < 38 \text{ ‰}$ et $p = 0,199$ pour $S > 38 \text{ ‰}$.

Partie II : Restitution de la Paléohydrologie des eaux de surface dans le détroit Siculo-Tunisien : approche microfaunistique et géochimique

Chapitre IV. Chronostratigraphie, étude isotopique et micropaléontologique

IV. Introduction

Dans ce chapitre, j'ai analysé les conditions hydrologiques de surface en Méditerranée au cours des derniers 24 ka en estimant les variations de température (SST) et salinité (SSS) des eaux de surface. Ainsi, afin d'étudier les fluctuations climatiques enregistrées par les eaux de surface, j'ai analysé deux carottes de sédiments marins profonds, REC13-53 et MD90-918 localisées respectivement dans le détroit Siculo-Tunisien et au nord de la mer Ionienne. Deux autres carottes, KET80-19 et MD84-641 localisées en mer Tyrrhénienne et dans le bassin Levantin sont également présentées ici pour comparaison (Kallel et al., 1997b; Melki et al., 2010). Ces dernières ont fait l'objet de plusieurs analyses détaillées de datations ^{14}C par SMA, de la composition isotopique de l'oxygène mesurée sur les espèces de foraminifères planctoniques *G. bulloides* et *G. ruber*, de paléotempératures et paléosalinités pour les derniers 24 ka.

IV.1. Chronostratigraphie

IV.1.1. La carotte REC13-53

Le modèle d'âge de la carotte REC13-53 est basé essentiellement sur 13 dates ^{14}C AMS mesurées sur les tests de foraminifères planctoniques monospécifiques. Les datations ont été réalisées sur ECHOMICADAS au LSCE (Gif-Sur-Yvette, France) pour les prélèvements <3 mg et sur les installations AMS de l'UMS-ARTEMIS (Pelletron 3 MV) (CNRS-CEA Saclay, France). Les âges radiocarbone ont été convertis en âges calendaires en utilisant INTCAL20 (Reimer et al., 2020) et le logiciel de calibration ^{14}C Oxcal 4.4 (Bronk-Ramsey, 2009; Bronk-Ramsey and Lee, 2013). La calibration intègre une correction du réservoir marin de surface de 400 ans et 600 ans (Siani et al., 2000, 2001). Le modèle d'âge ainsi établie a permis de calculer une vitesse de sédimentation moyenne le long de la carotte REC13-35 d'environ 22 cm/1000 ans pour la période glaciaire, à l'exception de la période qui correspond au dépôt de sapropel S1, où elle atteinte 16 cm/1000 ans. (Fig.IV.1).

Tableau IV. 1 : Les datations carbonées 14 de la carotte REC13-53. Les âges ^{14}C sont corrigés avec un âge réservoir (400/600 ans) et convertis en âges calendaires (Siani et al., 2000, 2001).

code	Profondeur (cm)	Age radiocarbone	Erreur ($\pm 1\sigma$)	Age ^{14}C corrigés	Age calendaire moyen (ans BP)	Erreur moyenne Age (2σ)	Matériel
ECHo2533	9	1260	40	860	771	907-691	<i>G. bulloides</i>
ECHo2535	117	5660	45	5260	6032	6180-5925	<i>G. ruber alba</i>
ECHo2537	149	6925	45	6525	7451	7562-7332	<i>G. ruber alba</i>
ECHo2199	165	8190	60	7790	8557	8697-8421	<i>G. ruber alba</i>
ECHo2539	181	8845	50	8445	9435	9525-9296	<i>G. ruber alba</i>
ECHo3276	189	8914	88	8514	9577	9762-9446	<i>G. ruber alba</i>
ECHo2197	213	9820	70	9420	10653	11000-10438	<i>G. bulloides</i>
ECHo2195	241	10680	70	10280	11917	12152-11716	<i>G. bulloides</i>
ECHo3278	257	10779	93	10479	12411	12614-12166	<i>N. pachyderma</i>
ECHo3282	289	12528	117	12128	13995	14278-13745	<i>G. ruber alba</i>
ECHo3284	301	13095	126	12495	14583	15016-14215	<i>G. ruber alba</i>
ECHo3288	425	17204	195	16804	20286	20708-19858	<i>G. bulloides</i>
SacA17148	485	19510	190	19110	23027	23485-22574	<i>G. bulloides</i>

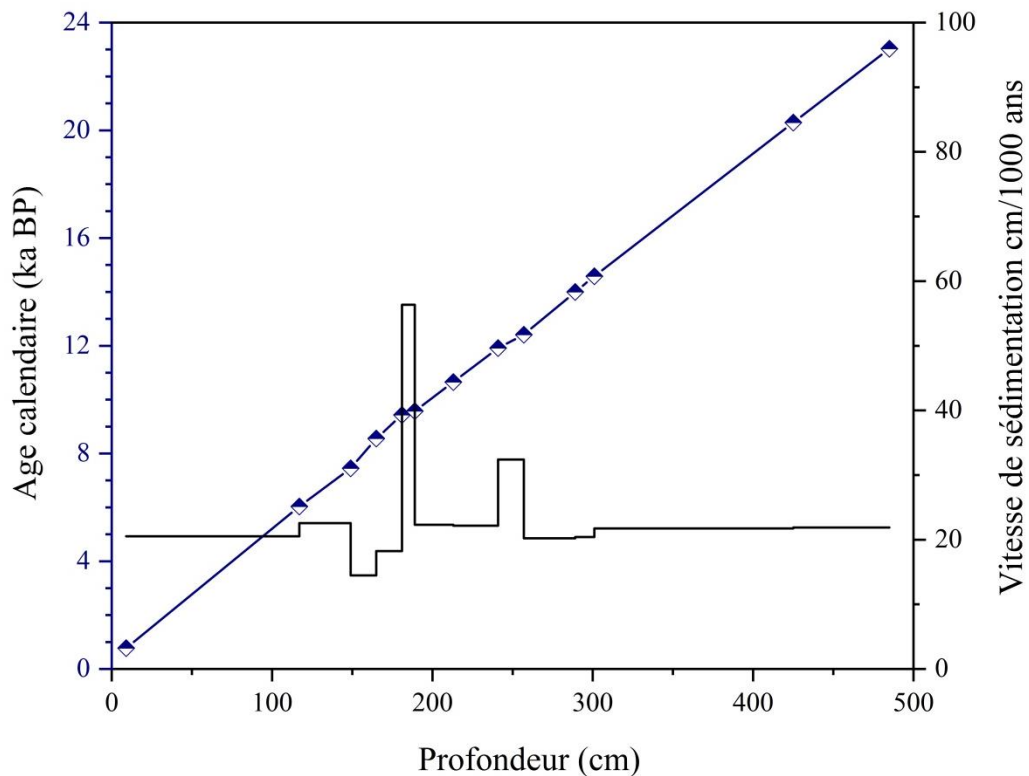


Figure IV. 1 : Modèle d'âge (âge-profondeur) et vitesse de sédimentation de la carotte REC13-53 basé sur une interpolation linéaire des 13 datations ^{14}C .

IV.1.2. La carotte MD90-918

Le modèle d'âge de la carotte MD90-918 est basé sur 6 dates ^{14}C mesurées sur des tests de foraminifères planctoniques (Caron et al., 2012) et 7 points de contrôle obtenus par des corrélations de la courbe isotopique du foraminifère planctonique *G. ruber* avec celle de la carotte du sud de la mer Adriatique MD90-917 bien datée par le carbone 14 (Siani et al., 2010). Le modèle d'âge ainsi établie a permis de calculer une vitesse de sédimentation qui varie de 30 cm/1000 ans pendant l'Holocène et la transition Glaciaire/Interglaciaire à 142 cm/1000 ans au cours de la dernière période glaciaire (Fig. IV.2).

Tableau IV. 2 : Modèle d'âge de la carotte MD90-918 basé sur 6 datations ^{14}C AMS (Caron et al., 2012) calibrées en utilisant INTCAL20 (Reimer et al., 2020) et le logiciel de calibration ^{14}C Oxcal 4.4 et 7 corrélations avec la courbe isotopique de *G. ruber* avec celle de la carotte MD90-917.

Code	Carotte	Profondeur (cm)	Age radiocarbone	Age ^{14}C corrigés (ans BP)	Erreur ($\pm 1\sigma$)	Age Cal (ans BP)	Matériel	Références
SacA 15142	MD 90-918	0	960	560	35	592	<i>G. ruber</i>	Caron et al., 2012
GifA 96729		140	5680	5280	70	6079	<i>G. bulloides</i>	Siani et al., 2010
SacA 15143		175	6535	6135	45	7030	<i>G. ruber</i>	Caron et al., 2012
		210	7900	7500	50	8315	<i>G. ruber</i>	Caron et al., 2012
SacA 15148		230	8470	8070	50	8983	<i>G. ruber</i>	Caron et al., 2012
GifA 96207		240	10390	9990	90	11479	<i>G. bulloides</i>	Siani et al., 2010
GifA 96733		300	11140	10740	90	12734	<i>G. bulloides</i>	Siani et al., 2010
GifA 96734		310	11520	11120	100	12960	<i>G. bulloides</i>	Siani et al., 2010
GifA 96210		380	13000	12600	110	14958	<i>G. bulloides</i>	Siani et al., 2010
GifA 96219		430	13270	12870	100	15399	<i>G. bulloides</i>	Siani et al., 2010
SacA 15149		470	13740	13340	60	16049	<i>G. bulloides</i>	Caron et al., 2012
GifA 96737		495	15050	14230	90	17280	<i>G. bulloides</i>	Siani et al., 2010
SacA 15150		820	16610	16210	70	19560	<i>G. bulloides</i>	Caron et al., 2012

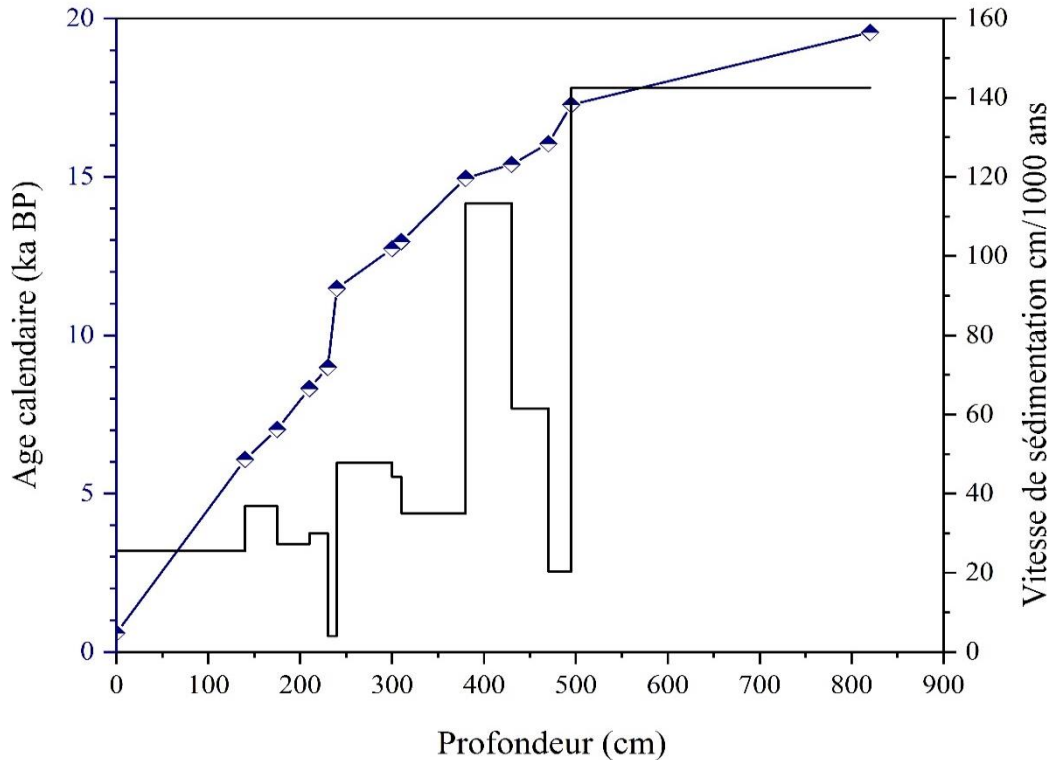


Figure IV. 2 : Modèle d'âge (âge-profondeur) et vitesse de sédimentation de la carotte MD90-918 basé sur une interpolation linéaire des 6 datations ^{14}C (Caron et al., 2012) et 7 corrélations avec la courbe isotopique de *G. ruber* de la carotte MD90-917 (Siani et al., 2010).

IV.2. Etude isotopique

IV.2.1. Variation de la composition isotopique de *G. bulloides* dans le détroit Siculo-Tunisien : carotte RECORD 13-53

L'enregistrement du $\delta^{18}\text{O}$ ainsi obtenue montre une différence de 3.2‰ depuis la dernière période glaciaire jusqu'à l'Holocène (Fig.IV.3). En effet, les valeurs isotopiques les plus élevés (3.5-3.75 ‰) sont observées pendant le dernier maximum glaciaire entre 23.2 et 18 ka suivie d'une décroissance en deux étapes au cours de la déglaciation atteignant 0.7‰ à 8.5 ka, interrompue par une variabilité centenaire à millénaire de $\delta^{18}\text{O}$ (~2.8 à 2.5‰) entre 16 et 12 ka. De 12.3 à 10.8 ka, le $\delta^{18}\text{O}$ montre un appauvrissement de 1.5 ‰ qui coïncide avec le début de l'Holocène. Cette tendance décroissante de $\delta^{18}\text{O}$ est suivie d'une variabilité à court terme jusqu'à 5 ka. A partir de cette date, les valeurs de $\delta^{18}\text{O}$ se stabilisent autour d'une valeur moyenne d'environ 1‰ jusqu'à aujourd'hui.

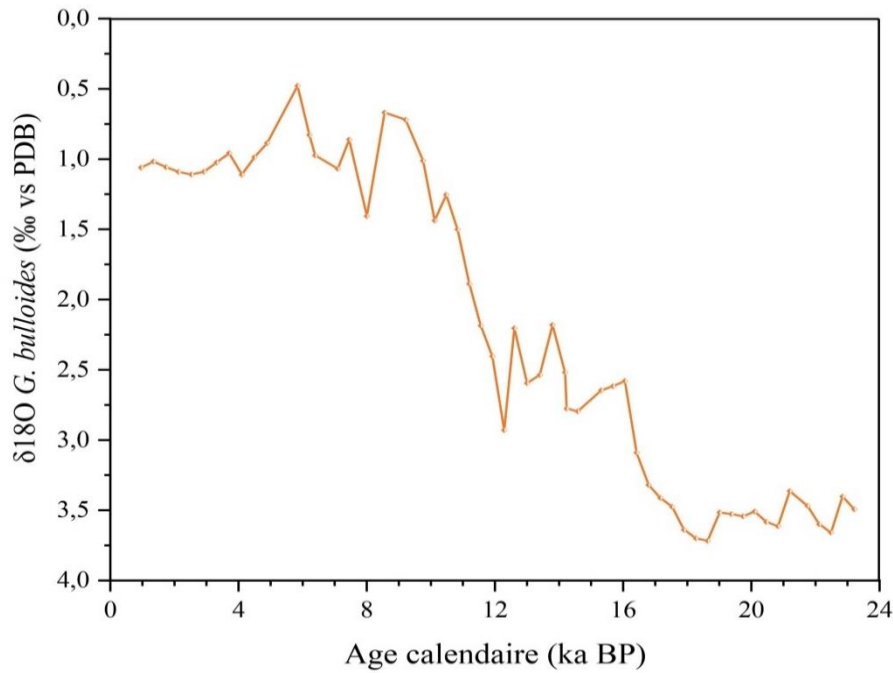


Figure IV. 3 : Variation du $\delta^{18}\text{O}$ (exprimée en ‰ PDB) de *G. bulloides* de la carotte REC13-53 (détroit Siculo Tunisien) en fonction de l'âge.

IV.2.2. Variation de la composition isotopique de *G. ruber* au nord de la mer Ionienne : carotte MD90-918

Le signal isotopique ($\delta^{18}\text{O}$) de l'espèce *G. ruber* en fonction de l'âge pour la carotte MD 90-918 montre également une large différence de 3.75‰ depuis la dernière période glaciaire jusqu'à l'Holocène (Fig.IV.4). En effet, les valeurs les plus lourdes de $\delta^{18}\text{O}$ (3.5‰) sont enregistrées pendant la dernière période glaciaire et l'évènement de H1 entre 20 et 17 ka suivie par une diminution au cours de la déglaciation atteignant -0.25‰ à 7.5 ka et interrompue par une importante variabilité centenaire à millénaire de 3.5 à 1.7‰ entre 16.8 et 13.1 ka. A partir de 12.7 jusqu'à 9 ka, un appauvrissement important en $\delta^{18}\text{O}$ de 2.2‰ a été enregistré. En effet, les valeurs isotopiques les plus faibles, oscillant entre 1 et - 0.5‰, caractérisant la période entre 9 ka jusqu'à l'actuel.

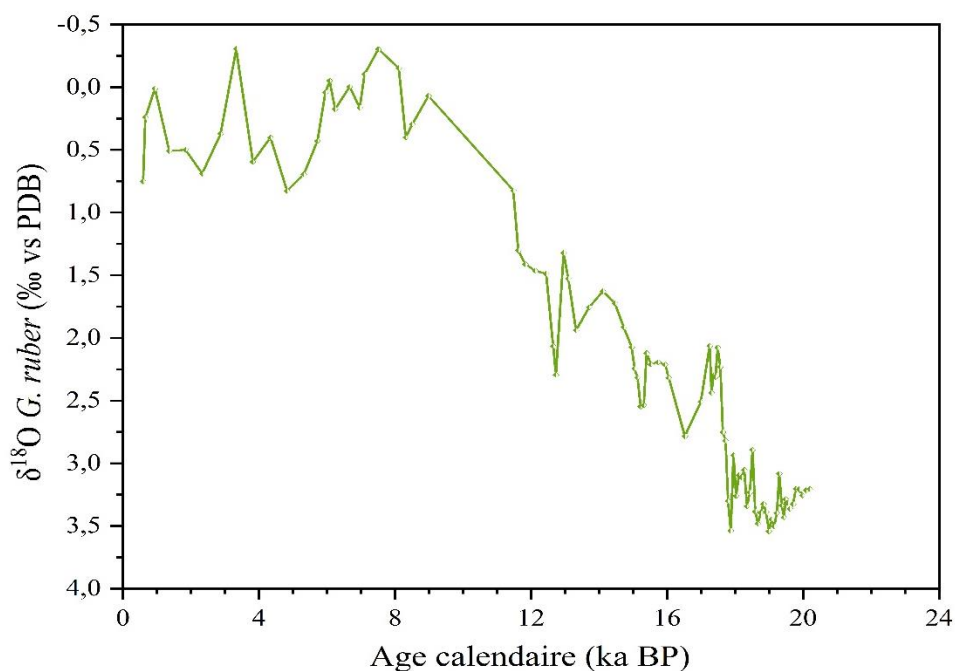


Figure IV. 4 : Variation du $\delta^{18}\text{O}$ (exprimée en ‰ PDB) de *G. ruber* de la carotte MD90-918 (mer Ionienne) en fonction de l'âge.

IV.3. Etude micropaléontologique : les foraminifères planctoniques

Une vingtaine de taxons différents de foraminifères planctoniques ont été analysés lors des comptages des différentes carottes étudiées. En effet, seulement les principales espèces de foraminifères planctoniques et qui représentent plus que 95% de l'assemblage faunistique ont été représentées dans les enregistrements microfaunistiques. Dans ce qui suit, nous allons décrire ces enregistrements depuis la dernière période glaciaire afin de mieux documenter les changements climatiques en mer Méditerranée (déroit Siculo-Tunisien, la mer Ionienne, la mer Tyrrhénienne et le bassin Levantin).

IV.3.1. Abondance des foraminifères planctoniques dans la carotte REC13-53 : déroit Siculo-Tunisien : zone d'échange entre les deux bassins de la Méditerranée

En raison de sa position stratégique entre le Cap Bon et le Cap de Mazara del Vallo, le déroit Siculo-Tunisien régit aux échanges entre les bassins méditerranéens oriental et occidental. L'étude des variations des assemblages de foraminifères planctoniques le long des carottes méditerranéennes fournit des informations utiles pour définir des évènements

biochronologiques et/ou biozones. Ainsi sur la base des changements de faune (apparition et /ou disparition de certaines espèces), nous avons pu identifier 7 intervalles distincts nommés biozones, retraçant d'une manière particulièrement détaillée l'évolution paléoenvironnementale et paléoclimatique pendant les derniers 24 ka (Fig. IV.5). Ces biozones sont représentées comme suit :

Biozone 7 :

La biozone 7 couvre l'intervalle de temps allant de 23.2 ± 0.46 à 18.3 ± 0.79 ka correspondant à la dernière période glaciaire (GS-2b, c) incluant le Dernier Maximum Glaciaire (DMG). L'assemblage microfaunistique est caractérisé par une grande diversité avec la présence simultanée d'espèces froides et chaudes. Ainsi, il est dominé par les espèces *N. incompta* (40%), *T. quinqueloba* (11%), *G. bulloides* (21%), *G. glutinata* (13%), *G. scitula* (5%) mais également par *G. ruber* (10%). Une diminution brusque de l'espèce subtropicale *G. ruber* avec un pic contemporain des deux espèces subpolaire et tempérée *T. quinqueloba* (28%) and *G. scitula* (11%) respectivement, marque la limite supérieure de cette biozone.

Biozone 6 :

La biozone 6 a été identifiée entre 18.3 ± 0.79 et 14.8 ± 0.45 ka correspondant à l'évènement froid GS-2a enregistré dans la carotte de glace de Groenland NGRIP. La microfaune planctonique de cette biozone est caractérisée par la prédominance des espèces subpolaires *N. incompta* (38%) en association avec l'espèce *T. quinqueloba* (7%), *G. bulloides* (23%) et *G. scitula* (4%). Il est important de noter que l'espèce *G. glutinata* est également très représentative de cet intervalle avec un pourcentage moyen d'environ 23% alors que l'espèce subtropicale *G. ruber* est pratiquement absente.

Biozone 5 :

La biozone 5 couvre l'intervalle de temps de 14.8 ± 0.45 à 12.9 ± 0.37 ka et correspond à l'interstade Bølling/Allerød/GI-1. Cette biozone est indiquée par la réapparition de l'espèce subtropicale *G. ruber*, la présence de *G. inflata* (23%), *G. bulloides* (20%) en association avec *N. incompta* (24%). Toutefois, une diminution remarquable du pourcentage des espèces froides *G. scitula* et *T. quinqueloba* ainsi que l'espèce ubiquiste *G. glutinata* caractérise également cet intervalle. En outre, il est important de souligner la première apparition de l'espèce *G. truncatulinoides* r.c à ~ 14.4 ka même avec de faible pourcentage.

Biozone 4 :

La biozone 4 correspond à l'évènement froid Younger Dryas/GS-1 définie entre 12.9 ± 0.37 et 11.6 ± 0.31 ka. Cet intervalle est caractérisé par l'augmentation de l'abondance des froides *N. incompta* (38%) avec un pic notable (jusqu'à 55%) à 12.7 ka et *T. quinqueloba* (12%), accompagné par la présence de *G. bulloides* (21%) et *G. glutinata* (12%). L'assemblage est également marqué par la quasi-disparition de *G. ruber* même si une légère augmentation a été observée à ~ 12.2 ka.

Biozone 3 :

La biozone 3 qui s'étend de 11.6 ± 0.31 à 9.5 ± 0.14 ka correspond à la partie supérieure l'Holocène inférieur (11.6-8.2 ka). La limite inférieure de cette biozone est indiquée par une chute brusque de l'espèce subpolaire *N. incompta* et la réapparition de *G. ruber*. L'assemblage faunistique est dominé par *G. ruber* (38%) avec deux pics majeurs enregistrés à 11.2 et 9.7 ka, *G. bulloides* (24%), *G. inflata* (18%), mais aussi par l'entrée des deux espèces *G. sacculifer* (s.l) (2%) et *G. truncatulinoides* l.c (8%) même avec de faibles pourcentages.

Biozone 2 :

Elle a été identifiée entre 9.5 ± 0.14 et 5.6 ± 0.34 ka, et s'étend depuis la fin de l'Holocène inférieur à l'Holocène moyen. Cette période est contemporaine à l'époque de dépôt de sapropèle S1 en Méditerranée orientale (De Lange et al., 2008). Une augmentation significative de l'espèce subpolaire *N. incompta* (25%) marque la base de cette biozone entre 9 et 8 ka. L'assemblage est caractérisé par la dominance de *G. inflata* (19%), *G. ruber* (33%) et *G. bulloides* (20%). Les espèces chaudes *O. universa*, *G. calida* et *G. sacculifer* (s.l) sont également présentes même avec des pourcentages minimes.

Biozone 1 :

Cette biozone couvre la dernière période allant de 5.6 ± 0.34 ka à 0.4 ± 0.10 ka et correspond à la partie supérieure de l'Holocène moyen et à toute la période de l'Holocène supérieur. La limite inférieure est indiquée par l'occurrence de *G. truncatulinoides* r.c. La microfaune planctonique est dominée par *G. bulloides* (23%), *G. inflata* ($\sim 30\%$ avec un pic de 43% à 5.2 ka), et par l'espèce subtropicale *G. ruber* (26%). Les espèces chaudes *O. universa*, *G. calida* et *G. sacculifer* (s.l) sont caractéristiques de cette biozone même avec de faibles pourcentages. *G. truncatulinoides* atteint ses plus fortes abondances (jusqu'à 10%) où la forme dextre est plus

abondante entre 4.5 et 2 ka et la forme senestre domine les derniers 4.1 ka. L'espèce subpolaire *N. incompta* est présente avec des fréquences modérées d'environ 15% au niveau de la limite inférieure de biozone et commence à décliner à environ 4 ka avant de disparaître.

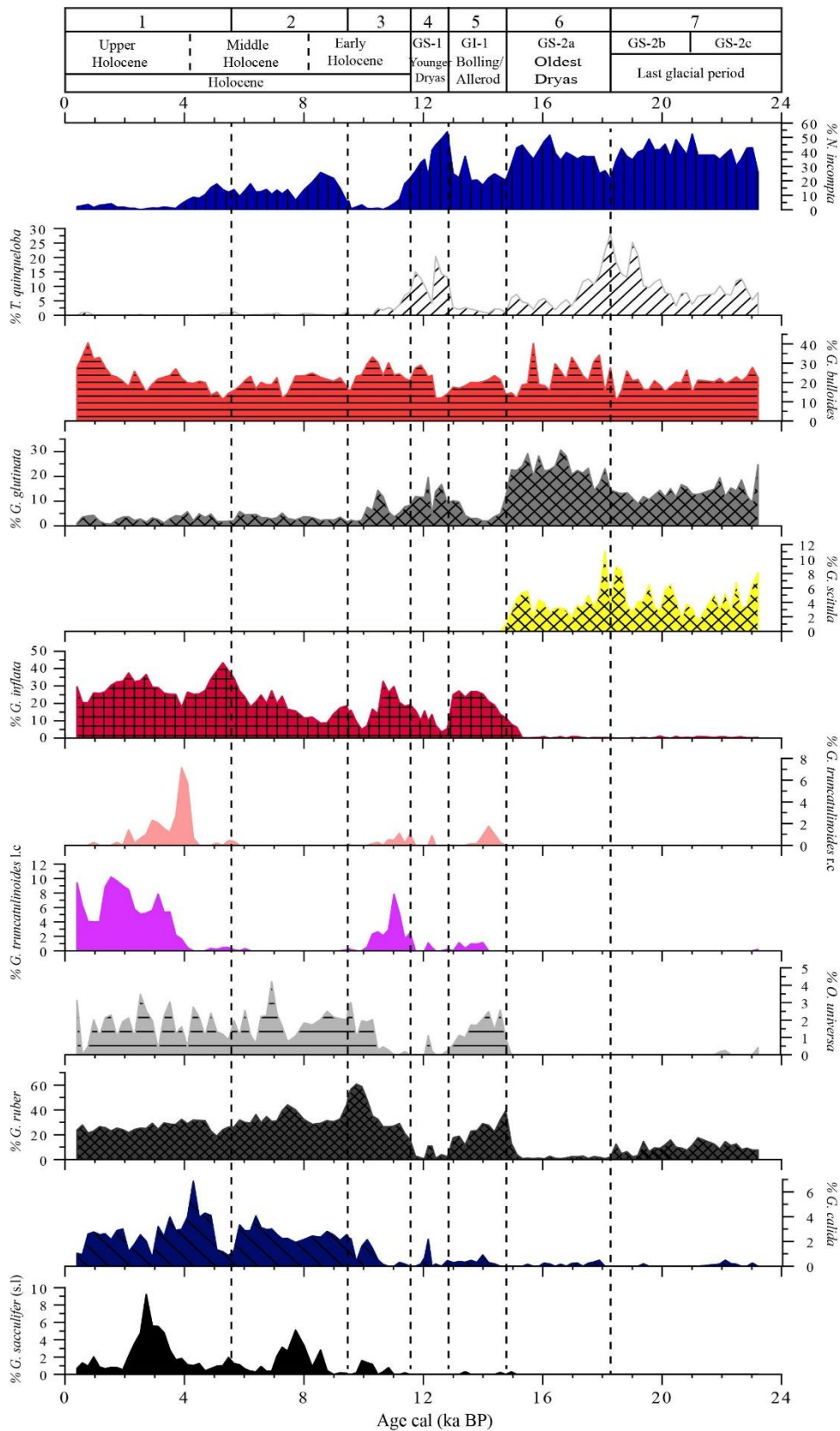


Figure IV. 5 : Distribution des principales espèces de foraminifères planctoniques le long de la carotte REC 13-53 en fonction de l'âge

IV.3.2. Abondance des foraminifères planctoniques dans la carotte MD90-918 : la Mer Ionienne

La carotte MD90-918 a été prélevée au nord de la Mer Ionienne. Grâce à son taux de sédimentation élevé, cette carotte a fait l'objet d'une étude téphrostratigraphique détaillée appuyé par des analyses isotopiques ($\delta^{18}\text{O}$) et de datations ^{14}C AMS (Caron et al., 2012). Ainsi comme pour la carotte REC13-53, sur la base des changements de faune, 7 biozones ont été identifiées, retraçant d'une manière particulièrement détaillée l'évolution paléoenvironnementale et paléoclimatique au niveau de la Mer Ionienne pendant les derniers 20 ka (Fig.IV.6). Ces biozones sont représentées comme suit :

Biozone 7 :

Elle représente l'intervalle de temps de 20.2 ± 0.63 à 18 ± 0.44 ka correspondant à la dernière période glaciaire (GS-2b) incluant le Dernier Maximum Glaciaire (LGM). L'assemblage faunistique présente généralement une grande diversité caractérisée par un mélange de faune froide et tempérée *N. incompta* (32%), *G. scitula* (7%), *G. bulloides* (22%), *G. glutinata* (13%) et de faune chaude *G. ruber* (23%). Une légère diminution de *G. ruber* associée à un pic majeur des deux espèces *T. quinqueloba* (8%) et *G. scitula* (14%) marque la limite supérieure de cette biozone.

Biozone 6 :

La biozone 6 a été identifiée entre 18 ± 0.44 et 14.9 ± 0.25 ka correspondant à l'évènement froid du Oldest Dryas (GS-2a). L'association microfaunistique se distingue de la précédente par une légère diminution de l'espèce *G. ruber* (15%). Les espèces *G. bulloides* (38%), *N. incompta* (27%), *G. glutinata* (9%) et *G. scitula* (5%) dominent cet intervalle. Par ailleurs, une chute brusque de *G. scitula* et une première occurrence de l'espèce *G. inflata* vers 16 ka caractérisent cette période.

Biozone 5 :

La biozone 5 couvre l'intervalle de temps allant de 14.9 ± 0.25 à 13 ± 0.11 ka correspondant à l'interstade Bølling/Allerød/GI-1. Le début de cette biozone est indiqué par la première occurrence de l'espèce *G. truncatulinoides* r.c. La microfaune planctonique est dominée par *G. ruber* (27%), *N. incompta* (21%), *G. bulloides* (32%) et *G. inflata* (8%). En outre, il est important de signaler la présence des deux espèces *G. truncatulinoides* l.c et *G. glutinata* même

avec de faibles pourcentages (2% et 4%, respectivement). L'espèce froide *G. scitula* est totalement absente.

Biozone 4 :

Cette biozone a été identifiée entre 13 ± 0.11 et 11.7 ± 0.37 ka correspondant à l'évènement froid Younger Dryas/GS-1. L'association est marquée par l'augmentation de l'abondance de l'espèce froide *N. incompta* (41%) avec deux pics majeurs consécutifs de 51% et 43% enregistrés à 12.2 et 11.7 ka respectivement, et de l'espèce *G. glutinata* (14%) accompagnée par la présence de *G. bulloides* (27%) et de *G. inflata* (4%). Cependant, l'espèce subtropicale *G. ruber* reste encore présente avec de faible pourcentage (11%).

Biozone 3 :

Cet intervalle s'étend de 11.7 ± 0.37 à 8 ± 0.44 ka et couvre la période de l'Holocène inférieur et le début de l'Holocène moyen. La limite inférieure de cette biozone est marquée par l'occurrence de *G. sacculifer* (s.l), *G. calida* et *O. universa*. La microfaune planctonique est dominée essentiellement par *G. ruber* (53%) et *G. bulloides* (23%). L'espèce froide *N. incompta* est présente à la base de cet intervalle (23%) et commence à décliner jusqu'à disparaître entre 9 et 8 ka. En outre, les deux espèces *G. inflata* et *G. glutinata* sont également présentes mais avec de faibles pourcentages, 3 et 5% respectivement.

Biozone 2 :

Cette biozone couvre l'intervalle de temps allant de 8 ± 0.44 à 6 ± 0.73 ka coïncidant à la seconde phase de la période de dépôt de sapropèle S1 en Méditerranée orientale. Une ré-augmentation des deux espèces *N. incompta* et *G. inflata* marque le début de cet intervalle. L'assemblage faunistique est alors caractérisé par la prédominance de *N. incompta* (26%), *G. inflata* (24%) associé à *G. bulloides* (18%). L'espèce subtropicale *G. ruber* est également présente mais son abondance diminue (24%) par rapport à celle observée dans la biozone 3.

Biozone 1 :

La biozone 1 couvre la dernière période allant de 6 ± 0.73 à 0.59 ± 0.04 ka et correspond à la partie terminale de l'Holocène moyen et à l'Holocène supérieur. L'espèce subtropicale *G. ruber* (47%), *G. bulloides* (34%) et accessoirement *G. glutinata* (7%) constituent la majorité de l'assemblage microfaunistique. Les espèces chaudes incluant *G. sacculifer* (s.l), *G. calida* et *O. universa* sont également caractéristique de cette biozone même avec de faibles pourcentages.

Cependant, les espèces froides *N. incompta* et *T. quinqueloba* sont présentes avec des fréquences minimales voire même absente.

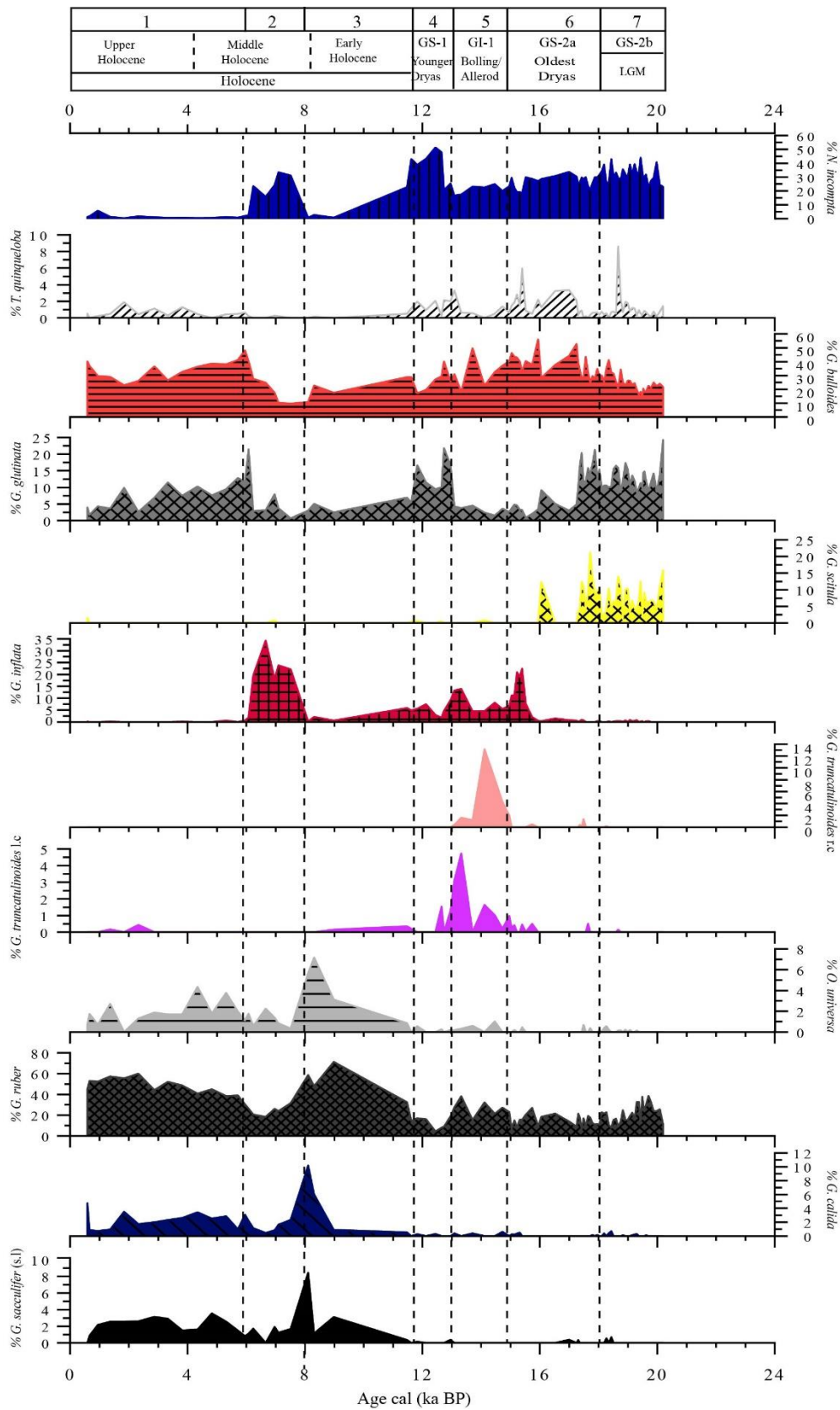


Figure IV. 6 : Distribution des principales espèces de foraminifères planctoniques le long de la carotte MD90-918 en fonction de l'âge

IV.3.3. Abondance des foraminifères planctoniques dans la carotte KET80-19 : la Mer Tyrrhénienne

Les schémas de distribution relative des espèces dominantes de foraminifères planctoniques dans la carotte KET80-19 de la mer Tyrrhénienne, permettent d'identifier sept biozones distinctes au cours des derniers 24 ka. Le comptage de cette carotte a été établi par [Kallel et al. \(1997b\)](#). Les biozones ainsi obtenues sont illustrées dans la figure IV.7 et sont résumées comme suit :

Biozone 7 :

La biozone 7 couvre l'intervalle de temps allant de 23.5 ± 0.46 à 18.2 ± 0.58 ka, et correspond à la dernière période glaciaire (GS-2b, c) incluant le dernier maximum glaciaire. Comme il a été observé dans le détroit Siculo-Tunisien, l'assemblage des foraminifères planctoniques présente une diversité généralement importante caractérisée par un mélange entre les espèces froides et tempérées *N. incompta* (32%), *T. quinqueloba* (6%), *G. bulloides* (21%), *G. glutinata* (18%) et chaudes *G. ruber* (13%). L'espèce subpolaire *G. scitula* est également abondante avec deux pics majeurs à la base (22%) et au sommet (16%) de cette biozone datée respectivement à 23.5 ka et 18.2 ka. La particularité de cet assemblage faunique est la présence simultanée à la fois de l'espèce subtropicale *G. ruber* (jusqu'à 13%) et de l'espèce subpolaire *N. incompta* (32%) ainsi que le pic d'abondance relative de *T. quinqueloba* observé à ~18 ka.

Biozone 6 :

Cette biozone s'étend du 18.2 ± 0.58 à 14.5 ± 0.55 ka et correspond à l'événement GS-2a enregistré dans la carotte de glace NGRIP. Le début de la biozone 6, datée à ~18.2 ka, est marquée par le déclin de l'espèce subtropicale *G. ruber*. L'assemblage des foraminifères planctoniques est généralement caractérisé par la dominance de *G. bulloides* (45%), par la présence des espèces subpolaires *N. incompta* (25%), *T. quinqueloba* (4%), *G. scitula* (5%) et par l'espèce cosmopolite *G. glutinata* (21%). La première occurrence postglaciaire des deux espèces *G. inflata* et *G. truncatulinoïdes* a été également observée à ~15 ka.

Biozone 5 :

La biozone 5, intervalle daté entre 14.5 ± 0.55 et 12.9 ± 0.91 ka, correspond à l'interstadial Bolling/Allerod (GI-I). Le début de cette biozone est défini par une augmentation brutale de l'espèce subtropicale *G. ruber*, la présence de *G. inflata* ainsi que de *G. truncatulinoides* et *O. universa* même avec un faible pourcentage d'environ 2.5% et 5%, respectivement. L'augmentation remarquable de *G. inflata* marque la partie supérieure de cette biozone à 14.3 ka avec un pic majeur (33%) à 13.3 ka. En revanche, des pourcentages modérés d'espèces tempérées et subpolaires *G. bulloides* et *N. incompta*, (41% et 25%, respectivement) caractérisent cette biozone.

Biozone 4 :

La biozone 4 couvre l'intervalle entre 12.9 ± 0.91 et 11.6 ± 0.33 ka et correspond à l'événement froid le Younger Dryas/GS-1. La diminution brutale de l'espèce subtropicale *G. ruber*, et l'augmentation de *G. glutinata*, permettent de définir la limite inférieure de cette biozone. À l'exception de l'absence de *G. ruber*, l'assemblage microfaunistique est similaire à celui observé pendant la dernière période glaciaire au moment de la biozone 7. L'assemblage de foraminifères planctoniques est caractérisé par la prédominance des espèces d'eaux froides et tempérées, principalement *N. incompta* (22%), *G. glutinata* (35%) et *G. bulloides* (23%). L'espèce *G. inflata* est également présente mais avec des pourcentages plus faibles (10%) à ceux observés dans la biozone précédente.

Biozone 3 :

La biozone 3 couvre l'intervalle de temps allant de 11.6 ± 0.33 à 9.5 ± 0.24 ka. Conformément à la chronologie et aux caractéristiques climatiques, cet intervalle correspond à la partie supérieure de l'Holocène inférieur (11.6 – 8.2 ka d'après [Walker et al., 2018](#)). En effet, la réapparition de l'espèce chaude *G. ruber*, associée à la diminution remarquable de l'espèce subpolaire *N. incompta*, définit le début de cette biozone à environ 11.6 ka. Une augmentation significative de *G. inflata* est également observée entre 11 et 9.8 ka, culminant avec un pic (38%) à 10.4 ka. Par ailleurs, une apparition synchrone de *O. universa*, *G. calida* et *G. sacculifer* group, est observée à partir de 10.5 ka.

Biozone 2 :

L'intervalle suivant entre 9.5 ± 0.24 et 5.6 ± 0.21 ka correspond à la biozone 2 et est lié à l'intervalle entre la fin de l'Holocène inférieur et l'Holocène moyen, y compris le dépôt de sapropèle S1 en Méditerranée orientale ([De Lange et al., 2008](#)). En fait, des changements

significatifs sont enregistrés dans les assemblages de foraminifères planctoniques marqués par la dominance des espèces subpolaires *N. incompta*. Le début de la biozone 2 est ainsi marquée par la réapparition de *N. incompta* qui présente un pic majeur (70%) daté à 6.8 ka. L'espèce subtropicale *G. ruber* est également présente avec un pourcentage modéré (22%).

Biozone 1 :

Cet intervalle qui couvre la dernière période allant 5.6 ± 0.21 à 1.3 ± 0.08 ka correspond à la partie supérieure de l'Holocène moyen et à toute la période de l'Holocène supérieur (les derniers 4.2 ka). La réapparition de l'espèce *G. truncatulinoides* à 5.6 ka accompagnée de la diminution progressive de l'espèce subpolaire *N. incompta* caractérise le début de la biozone 1. Dans cet intervalle, l'assemblage faunistique présente une grande diversité, similaire à l'association de foraminifères planctoniques actuelle représentée par les espèces subtropicales et tempérées *G. ruber* (supérieure à 35%) et *G. bulloides* (25%), respectivement. Les espèces *O. universa*, *G. calida* et *G. sacculifer* (s.l) sont également caractéristiques de cet intervalle même si elles sont présentes avec de faibles pourcentages par rapport à l'abondance totale de l'assemblage faunique.

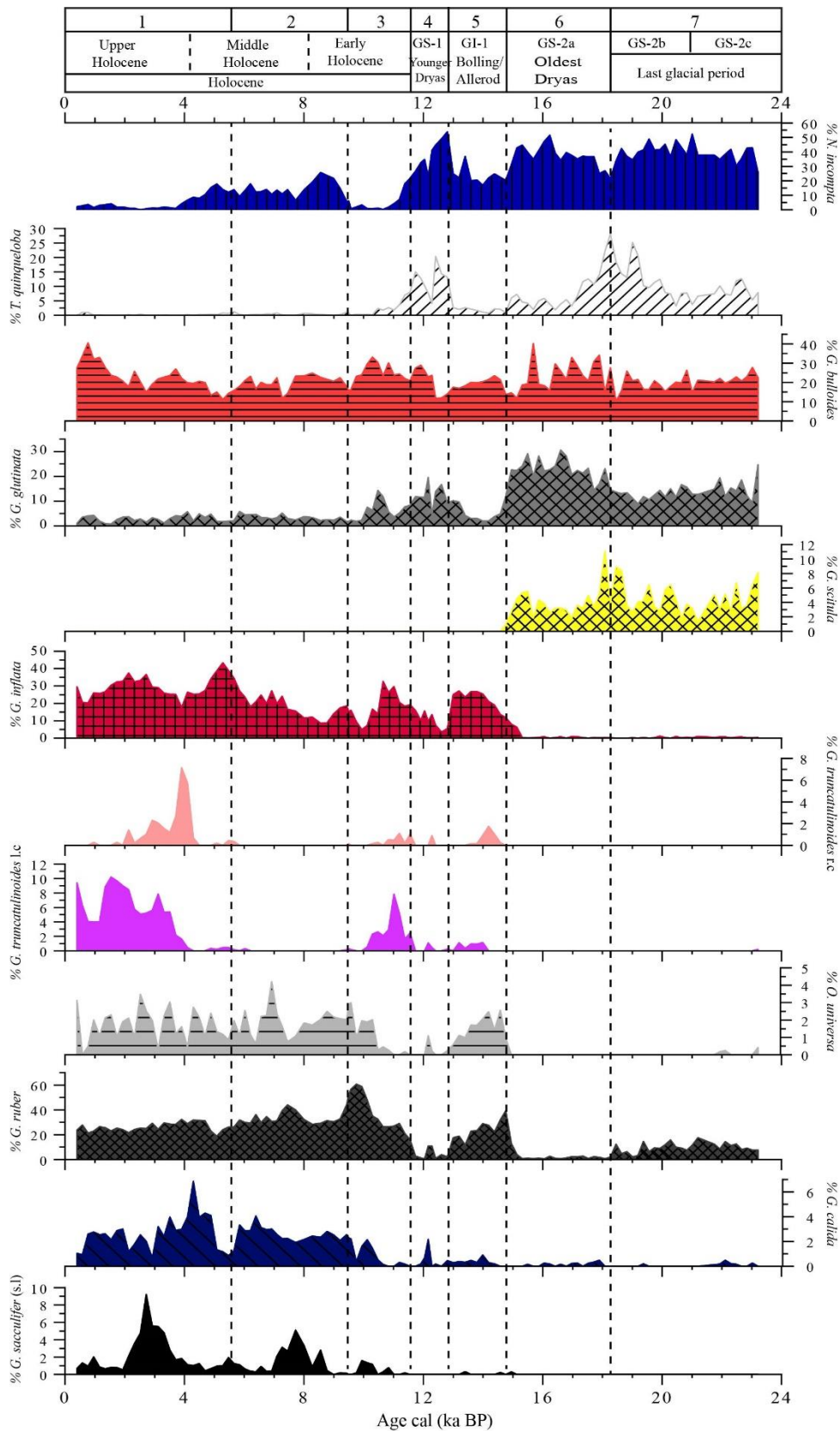


Figure IV. 7 : Distribution des principales espèces de foraminifères planctoniques le long de la carotte KET80-19 en fonction de l'âge

IV.3.4. Abondance des foraminifères planctoniques dans la carotte MD84-641 : le bassin Levantin

Les variations des abondances relatives des espèces de foraminifères planctoniques dans la carotte MD84-641 permettent d'identifier 6 biozones dans le bassin levantin au cours des derniers 24 ka (Fig.IV.8). Le comptage des espèces de foraminifères planctoniques a été établi par [Melki et al. \(2010\)](#).

Biozone 7 :

Cette biozone couvre l'intervalle du temps de 23.4 ± 0.68 à 19 ± 0.64 ka. L'assemblage planctonique de cette période est marqué par un mélange entre espèces chaudes et froides. Il est dominé principalement par l'espèce subtropicale *G. ruber* (jusqu'à 68%) et par l'espèce subpolaire *N. incompta* (21%) et accessoirement par *G. scitula* (3%). *G. bulloides* est également présente avec un faible pourcentage et atteint 23% à la base de cet intervalle.

Biozone 6 :

La biozone 6 correspond à la période de 19 ± 0.64 à 15 ± 0.48 ka. Elle diffère de la précédente par une légère diminution de l'espèce subtropicale *G. ruber* (62%) et une légère augmentation de l'espèce subpolaire *N. incompta* (26%). Il est intéressant de noter pendant cet intervalle de temps, la première occurrence de *G. truncatulinoides* r.c et de *G. inflata* à ~ 15.6 ka.

Biozone 5 :

La biozone 5 est daté entre 15 ± 0.48 et 13.5 ± 0.35 ka et correspond à l'interstadial Bolling/Allerod. Le début de la biozone 5 est indiquée par la première occurrence de l'espèce *G. truncatulinoides* l.c à 14.5 ka et par l'augmentation de l'abondance de *G. inflata*. L'assemblage est principalement dominé par l'espèce subtropicale *G. ruber* (supérieur à 70%). Cette biozone diffère de la précédente par la chute brutale des abondances relatives de *G. scitula* et de *N. incompta*.

Biozone 4 :

Cet intervalle couvrant la période allant de 13.5 ± 0.35 à 11.6 ± 0.43 ka correspond à l'événement froid Younger Dryas/GS-1. Cette biozone est marquée par une légère diminution de l'espèce chaude *G. ruber*, ainsi que par la chute brutale de l'espèce subpolaire *N. incompta*. Cependant, une augmentation de *G. bulloides* est observée à partir de 13.5 ka avec un pic (26%) juste à la limite inférieure de cette biozone. L'assemblage des foraminifères planctoniques est

principalement représenté par les deux espèces *G. ruber* (65%) et *G. bulloides* (17%) et ponctué par la disparition de *G. scitula*.

Biozone 3 :

La biozone 3 s'étend de 11.6 ± 0.43 à 9.5 ± 0.29 ka et correspond à la partie supérieure de l'Holocène inférieur. Le début de cette biozone est caractérisé principalement par la première entrée des espèces subtropicales *G. sacculifer* group (jusqu'à 27%) et *G. calida* (4%), et de manière synchrone la disparition de *N. incompta*. De plus, la dernière occurrence de l'espèce *G. truncatulinoides* en faible pourcentage (4%) est également observée à 10.6 ka. Cette biozone est également marquée par la présence élevée de *G. ruber* atteignant 70% de l'assemblage total.

Biozone 2 :

Cette dernière biozone couvre la partie entre 9.5 ± 0.29 et 4.5 ± 0.27 ka incluant le dépôt de sapropèle S1. Le début de la biozone 2 est caractérisée par une augmentation de *N. incompta* et par une baisse de *G. truncatulinoides* l.c ainsi que par une augmentation significative de *G. ruber* (plus de 90%) suivie de la disparition de *G. inflata*, *G. sacculifer* (s.l) et *G. truncatulinoides* l.c. A partir de 8 ka, les deux espèces *G. sacculifer* (s.l) et *G. inflata* réapparaissent de nouveau pour atteindre 26 et 9% à 7.4 ± 0.198 et 5.8 ± 0.245 ka respectivement.

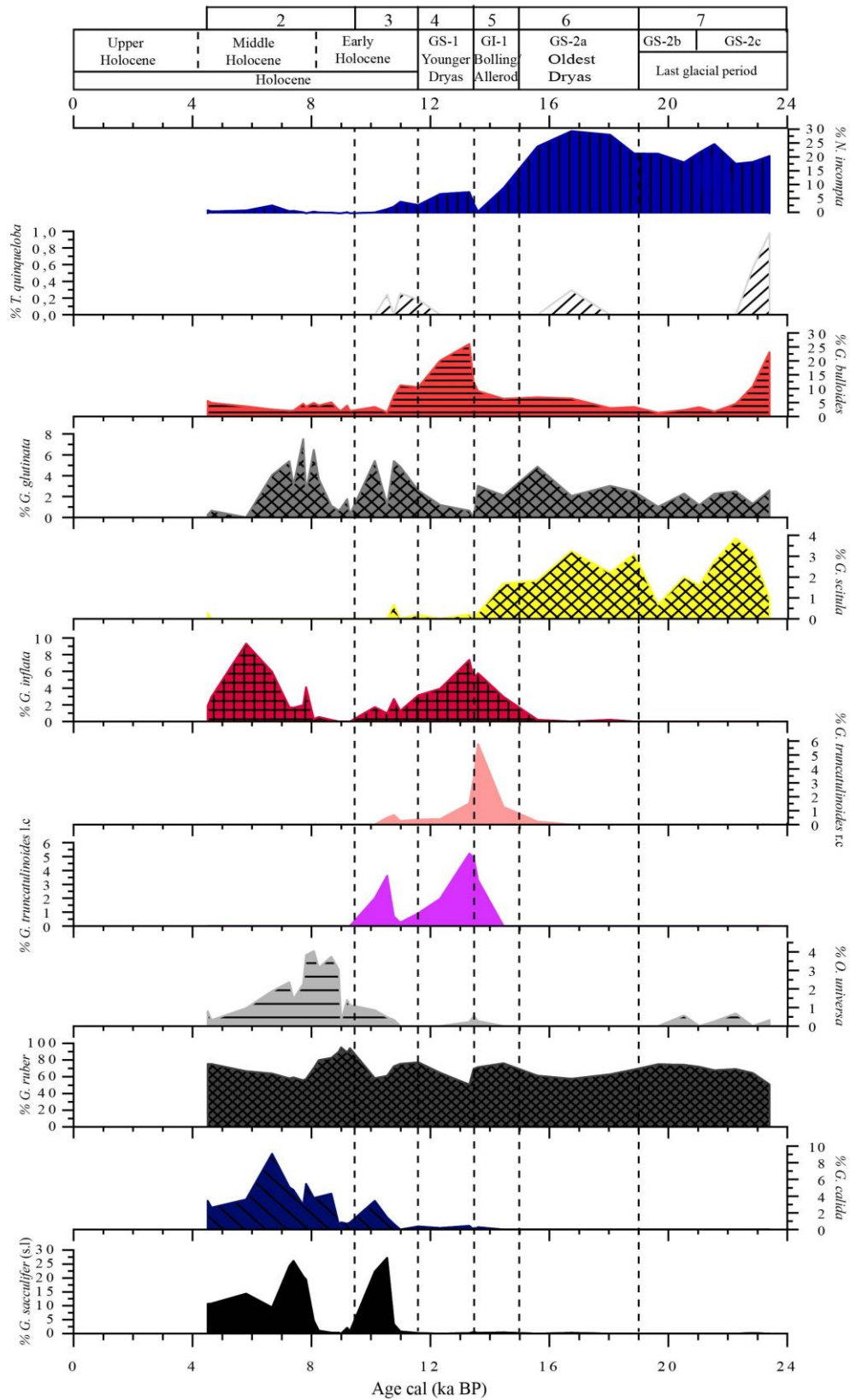


Figure IV. 8 : Distribution des principales espèces de foraminifères planctoniques le long de la carotte MD84-641 en fonction de l'âge

IV.4. Reconstitution des paléotempératures des eaux de surface

IV.4.1. Estimation des paléotempératures dans le détroit Siculo-Tunisien

La reconstitution des paléotempératures des eaux de surface du détroit Siculo-Tunisien à partir des assemblages fossiles de foraminifères planctoniques repose sur la technique des analogues modernes (MAT) (Kallel et al., 1997a, 2000). Les données de comptages des foraminifères planctoniques le long de la carotte RECORD 13-53 sont comparées aux assemblages des sommets de carottes de la base de données de référence (Kallel et al., 1997a, 1997b). Cette dernière contient les comptages de foraminifères planctoniques provenant de 129 sommets de carottes méditerranéennes et de 123 échantillons de surface de l'Océan Atlantique Nord. La courbe de température obtenue est montrée dans la figure IV.9, et ces estimations sont associées à des coefficients de dissimilarité qui nous renseignent sur le degré de similitude entre les assemblages fossiles de foraminifères planctoniques et les 10 meilleurs analogues actuels de la base de données de référence.

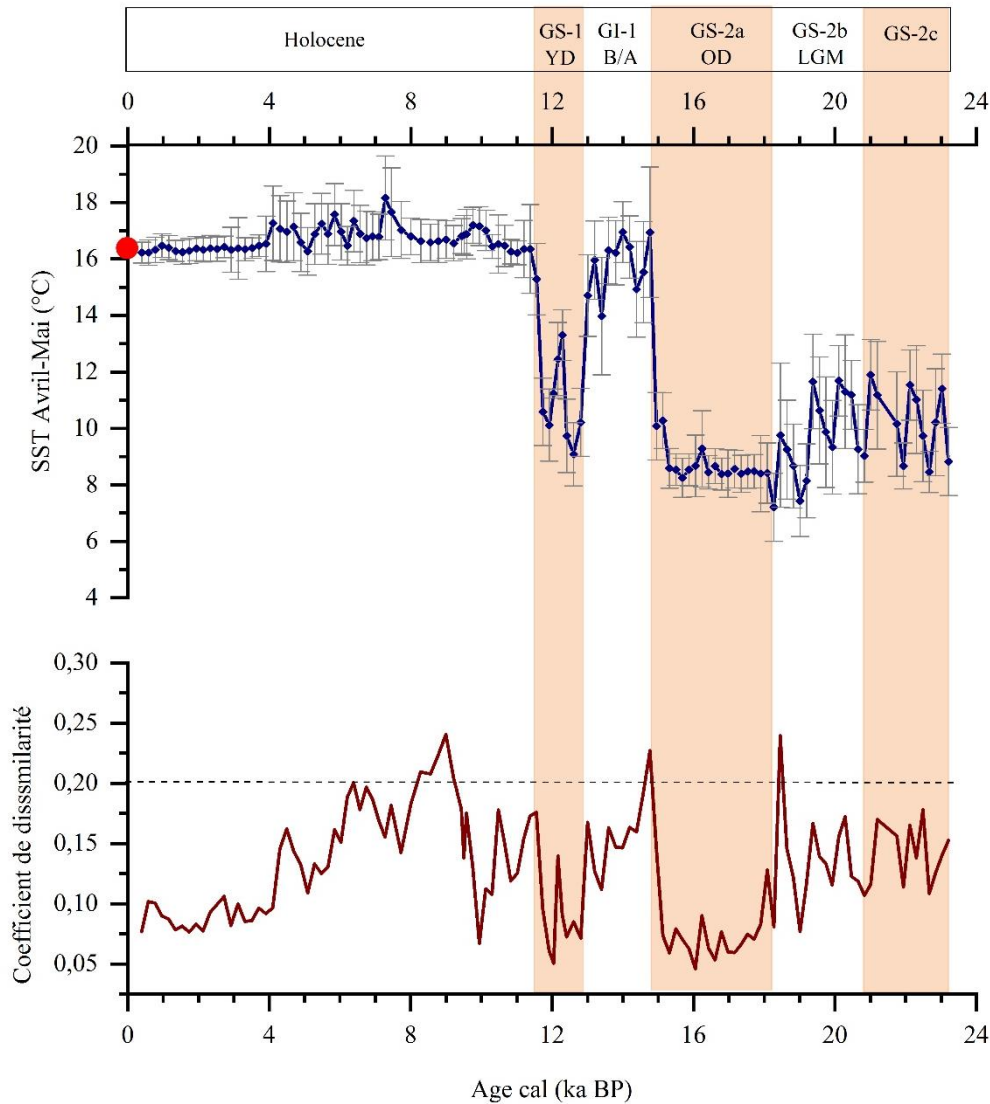


Figure IV. 9 : Reconstitution des paléotempératures de printemps (Avril-Mai) obtenues par la méthode des analogues actuels (°C) dans le détroit Siculo-Tunisien. La température actuelle à l'emplacement de la carotte est désignée par le cercle rouge.

La courbe ainsi obtenue des variations des paléotempératures d'Avril-Mai des eaux de surface de la carotte REC13-53 montre des fluctuations de température de grande amplitude indiquant une succession de périodes froides et chaudes (Fig. IV.9). Les estimations de température varient de 8°C pendant la période glaciaire (GS-2) à 16,5°C pendant l'Holocène. Les valeurs les plus faibles sont enregistrées entre 19 et 15 ka et 12,9 à 11,6 ka depuis la transition entre le tardi glaciaire et le Oldest Dryas/événement d'Heinrich (H1) (GS-2a) et pendant le Younger Dryas (GS-1), respectivement. En revanche, pendant le Bolling/Allerod (GI-1) (14,8 ka à 12,9 ka) et l'Holocène, on observe les températures les plus élevées. Ainsi, l'évolution depuis le Younger Dryas vers les températures Holocène s'est faite d'une manière abrupte sur environ deux siècles (180 ans). Les températures avaient atteint alors 16-17°C et sont restées

pratiquement constantes tout le long de l'Holocène et comparables à la valeur actuelle. Les estimations de températures sont obtenues avec de bons coefficients de dissimilarité généralement inférieure 0.25. Les valeurs sont comprises entre 0.05 et 0.26 avec une moyenne de 0.13. L'écart-type moyen des températures est d'environ 0.5°C pendant l'Holocène et d'environ 1.5°C depuis la fin de la période glaciaire (15 ka).

IV.4.2. Estimation des paléotempératures en mer Ionienne

La courbe ainsi obtenue des paléotempératures d'automne (Octobre-Novembre) des eaux de surface de la carotte MD90-918 montre pendant le dernier maximum glaciaire (LGM) des fluctuations de température de large amplitude allant de 13 à 20°C (Fig. IV.10). Pendant cette période, les estimations sont associées à des coefficients de dissimilarité généralement élevés (entre 0.25 et 0.35) ce qui limite leur fiabilité. Les températures les plus faibles (13°C) sont enregistrées pendant le Younger Dryas alors que pendant le Bolling/Allerod et l'Holocène on observe les valeurs les plus élevées (jusqu'à 22°C). Cependant, pendant ce dernier interglaciaire, un léger refroidissement de 1.2°C a été enregistré vers 8.1 ka correspondant au refroidissement enregistré dans les enregistrements de glace de Groenland NGRIP (Lowe et al., 2008; Blockley et al., 2012; Rasmussen et al., 2014) et attribué à l'évènement 8.2. Un second refroidissement plus important de l'ordre de 4°C a été enregistré à 7.1 ka. Pendant cette période, les estimations de températures sont associées à des coefficients de dissimilarité qui ne dépassent pas 0.25 d'où la fiabilité de nos résultats.

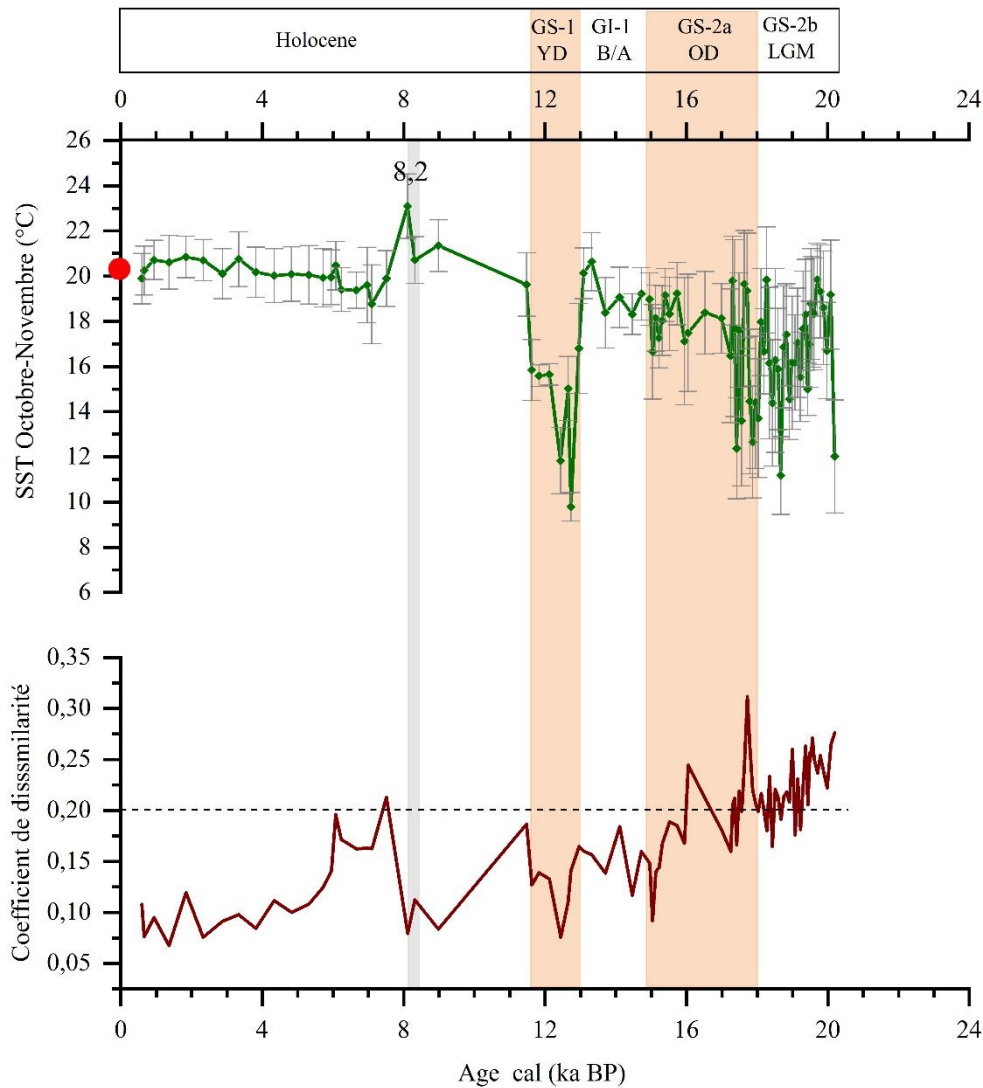


Figure IV. 10 : Reconstitution des paléotempératures d’automne (Octobre-Novembre) obtenues par la méthode des analogues actuels (°C) dans la mer Ionienne. La température actuelle à l’emplacement de la carotte est désignée par le cercle rouge.

IV.4.3. Estimation des paléotempératures en mer Tyrrhénienne

Les reconstitutions des paléotempératures des eaux de surface de la carotte KET80-19 prélevée dans la mer Tyrrhénienne ont été déjà publiées par [Kallel et al. \(1997b\)](#) (Fig. IV.11). La courbe ainsi obtenue des paléotempératures de printemps (Avril-Mai) des eaux de surface montre que les valeurs les plus faibles (8°C) sont observées pendant le Oldest Dryas et le Younger Dryas. Pendant le Bolling/Allerod et la période Holocène, les SSTs atteignent les valeurs les plus élevées (16,5°C). Cependant, une diminution de température de l’ordre de 3,5°C a été enregistrée entre 9,5 et 5,6 ka. Les estimations de températures sont généralement obtenues avec de bons coefficients de dissimilarité qui ne dépassent pas 0,25 à l’exception de la période LGM où les températures doivent être considérées avec précaution.

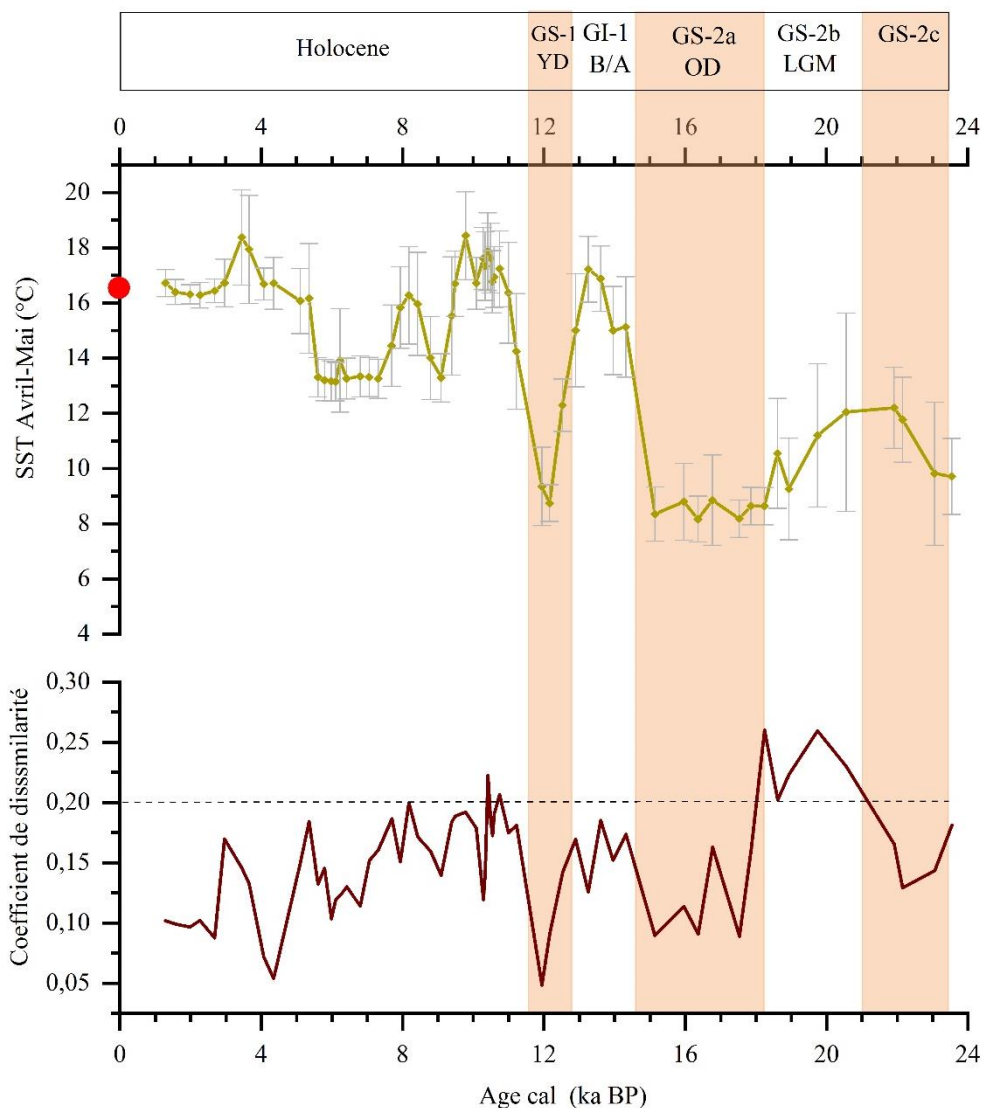


Figure IV. 11 : Reconstitution des paléotempératures de printemps (Avril-Mai) obtenues par la méthode des analogues actuels (°C) dans la mer Tyrrhénienne. La température actuelle à l'emplacement de la carotte est désignée par le cercle rouge.

IV.4.4. Estimation des paléotempératures dans le bassin Levantin

Pour la carotte MD84-641, les estimations des paléotempératures des eaux de surface obtenues pour la saison d'automne (Octobre-Novembre) révèle des variations de SST de faible amplitude allant de 20.5°C pendant la période glaciaire (GS-2) à 23.5°C pour la période Holocène (Fig.IV.11). Pour la période de 23 à 15 ka, les estimations de SST d'Octobre-Novembre doivent être considérées avec prudence en raison du coefficient de dissimilarité élevé (> 0.25). Pendant le Bolling/Allerod, le réchauffement est moins marqué que celui enregistré au début de l'Holocène d'environ 1.5°C. Toutefois, le refroidissement au cours du Younger Dryas est comparable à celui du Oldest Dryas /GS-2a et de GS-2a.

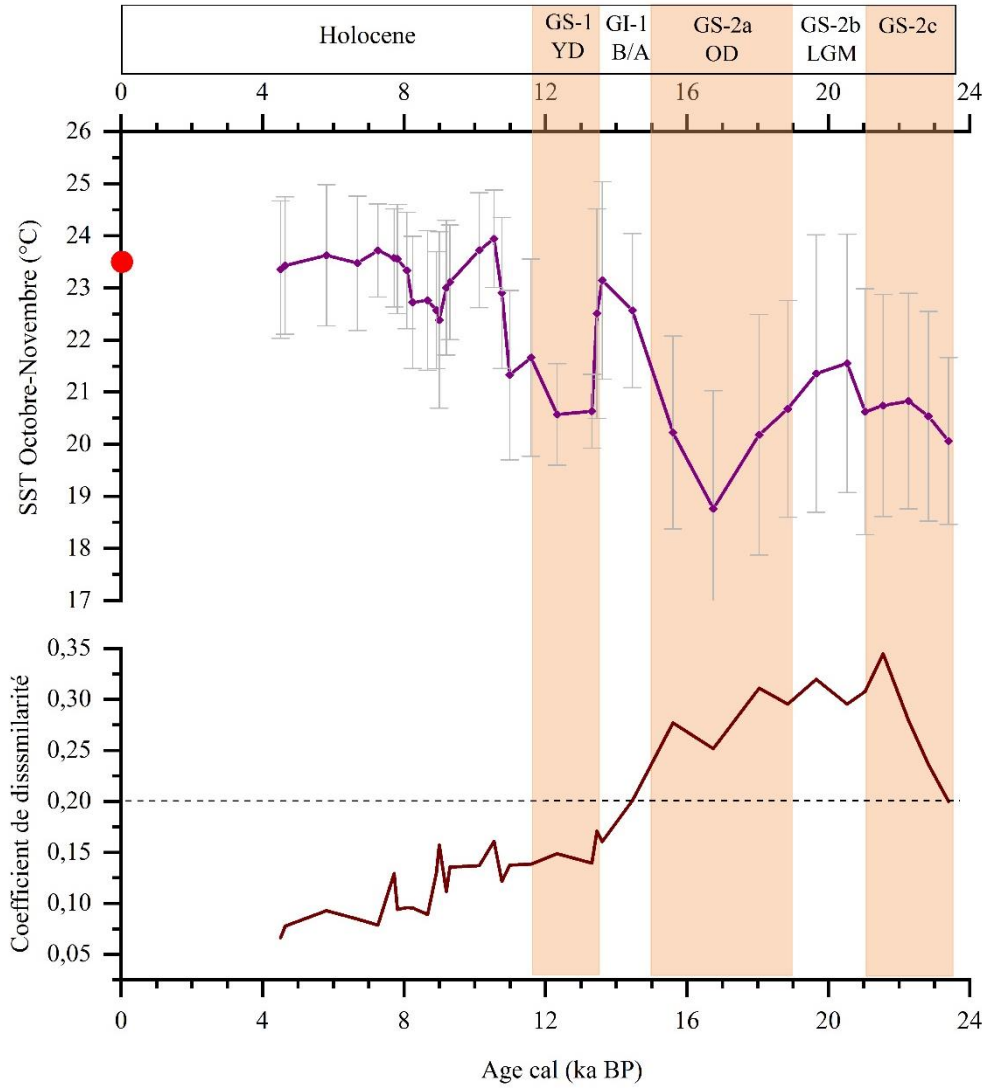


Figure IV. 12 : Reconstitution des paléotempératures d'automne (Octobre-Novembre) obtenues par la méthode des analogues actuels (°C) dans le bassin Levantin. La température actuelle à l'emplacement de la carotte est désignée par le cercle rouge.

IV.4.5. Comparaison avec l'enregistrement cryosphérique NGRIP en Atlantique Nord

Les variations de températures des eaux de surface pendant les derniers 24 ka montrent des fluctuations synchrones à l'échelle du bassin méditerranéen. En effet, pendant le LGM, les eaux de surface du détroit Siculo-Tunisien, la Méditerranée occidentale et la Méditerranée orientale étaient plus froides et le climat était plus aride qu'aujourd'hui (Kallel et al., 1997a, 1997b; Essallami et al., 2007; Siani et al., 2010). Nos carottes ainsi que les autres carottes étudiées montrent des diminutions de température pendant l'évènement de Heinrich 1 (HE1). Les enregistrements de foraminifères, d'alcénones et de pollens montrent que le climat méditerranéen était plus froid et sec en période d'HE1 (Cacho et al., 2000, 1999; Combourieu Nebout et al., 2002; Sánchez Goñi et al., 2002; De Abreu et al., 2003; Pérez-Folgado et al., 2003; Sierro et al., 2005). Ces conditions auraient dû conduire à une augmentation de la densité des eaux de surface et, par conséquent, à une intensification de la circulation thermohaline méditerranéenne au cours de HE1. Un court refroidissement est observé aussi sur le continent par Arz et al. (2003) et est expliqué par la réduction de l'évaporation et des précipitations suite à l'entrée des masses d'eau froide en Méditerranée à travers Gibraltar.

Le Bolling/Allerod est caractérisé par un climat chaud et humide. Les données de spéléothèmes montrent également une augmentation de température pendant cette période (Bar-Matthews et al., 1999, 2003). Pendant le Younger Dryas, les fluctuations nord-sud du front polaire séparant les eaux chaudes et salées subtropicales des eaux froides et moins salées polaires auraient provoqué des changements importants de température des eaux de surface de cette région. Ainsi, la réduction du transfert de chaleur vers les hautes latitudes de l'Atlantique Nord aurait eu par conséquent des périodes de refroidissement sur l'ensemble du bassin méditerranéen.

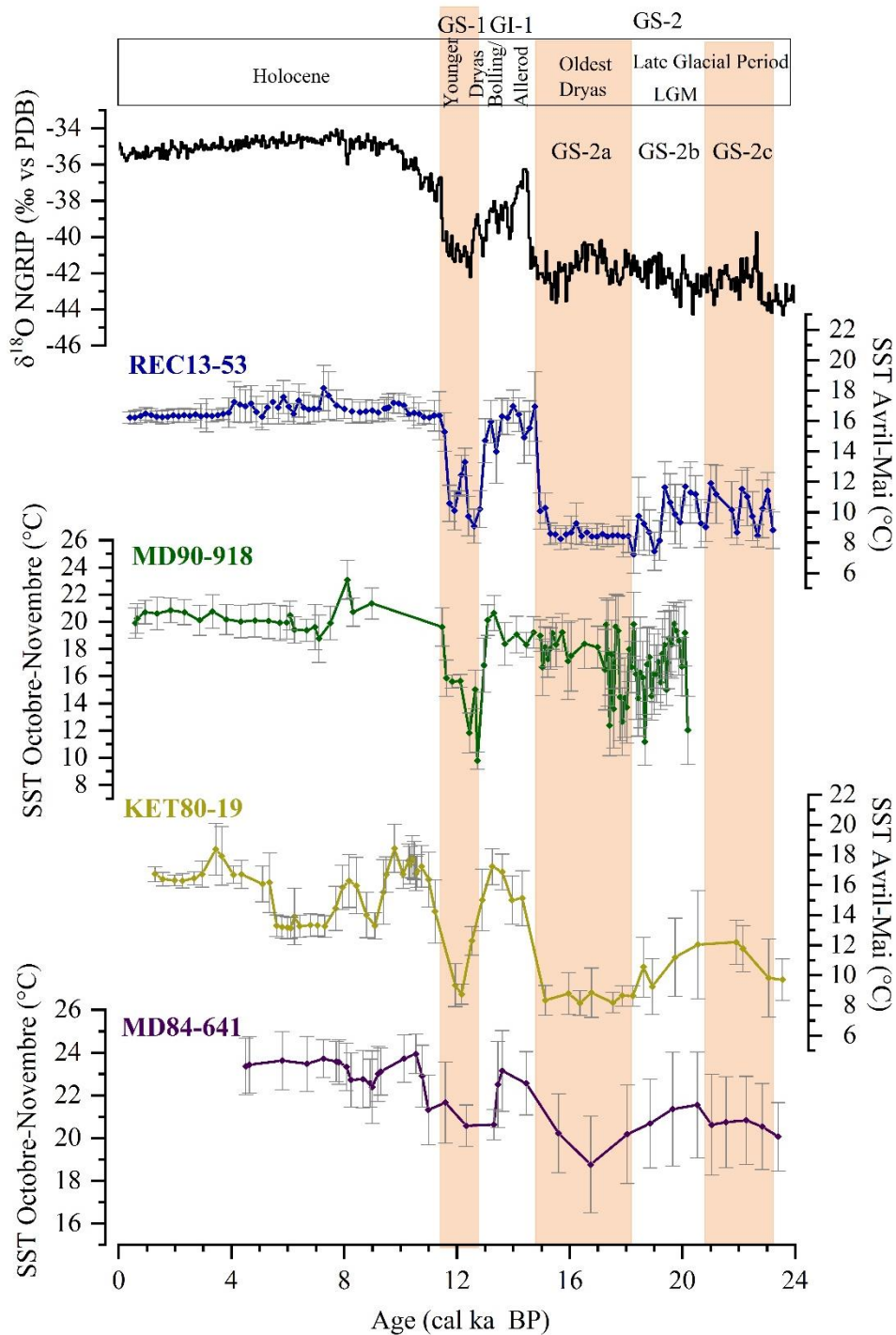


Figure IV. 13 : Comparaison des enregistrements paléoclimatiques des différentes carottes étudiées et de la carotte glaciaire du Groenland au cours des derniers 24 ka. (a) Enregistrement des isotopes de l'oxygène à partir de la carotte glaciaire NGRIP basé sur la stratigraphie des événements recommandé par le groupe INTIMATE (GS-2, Groenland stadial 2 (GS-2a–c sont des sous-stades); GI-1, Groenland Interstadial 1 (GI-1a –e sont des sous-interstades); GS-1, Groenland Stadial 1; [Lowe et al., 2008](#)) et les principales transitions climatiques correspondantes (sensu [Mangerud et al., 1974](#)). Fluctuations des SSTs obtenues par la technique des analogues moderne dans la carotte REC13-53 (b), la carotte MD90-918 (c), la carotte KET80-19 (d) et la carotte MD84-641 (e).

Par ailleurs, nos reconstructions de températures montrent que les changements climatiques enregistrés dans la carotte de glace NGRIP depuis les derniers 24 ka sont chronologiquement en phase avec celles enregistrées en mer Méditerranée (Fig. IV. 13). Ceci reflète que ces changements climatiques enregistrés dans les hautes latitudes sont vraisemblablement transmis en Méditerranée au moins pendant les principales transitions climatiques Glaciaire/Interglaciaire (G/IG), le B/A, le YD et l'Holocène

Chapitre V : Evolution microfaunistique et évènements biochronologiques en Méditerranée au cours des derniers 24 ka

V.1. Comparaison avec d'autres études antérieures en Méditerranée

L'étude des variations des assemblages de foraminifères planctoniques le long des carottes méditerranéennes permet de définir des événements biochronologiques ou des biozones. Ces biozones sont définies, sur la base de l'apparition et/ou de la disparition locale et temporaire de certains taxons spécifiques de foraminifères planctoniques, ou par leurs pics d'abondance majeurs. Dans ce cadre biochronologique, nous discuterons nos résultats en les comparant avec des études antérieures réalisées dans les principaux bassins de la mer Méditerranée (Sprovieri et al., 2003; Saffi et al., 2001, 2004; Principato et al., 2003; Geraga et al., 2005; Geraga et al., 2008; Di Donato et al., 2008, Di Donato et al., 2019; Triantaphyllou et al., 2009). Par conséquent, en se basant sur le schéma de distribution des foraminifères planctoniques, nous allons reconstruire les événements biochronologiques des quatre carottes de sédiments d'eaux profonds REC13-53, MD90-918, KET80-19 et MD84-641, prélevées respectivement dans le détroit Siculo-Tunisien, la mer Ionienne, la mer Tyrrhénienne et le bassin levantin au cours des derniers 24 ka.

Biozone 7

Cette biozone correspondant à la dernière période glaciaire (GS2-b, c) incluant le dernier maximum glaciaire (LGM) est caractérisée par des températures généralement basses de l'ordre de 9°C avec une variabilité centenaire à court terme de ~3°C entre 23.2 et 19.3 ka dans la REC13-53 et de 9.5°C entre 23.5 et 22 ka avec une augmentation de 3°C jusqu'à 18 ka dans la KET80-19 (Fig. V.2a, e). La particularité de cette biozone réside dans la présence simultanée de l'espèce subtropicale *G. ruber* (23% pour MD90-918, jusqu'à 13% pour KET80-19 et 10% pour REC13-53) et de l'espèce subpolaire *N. incompta* (32% pour KET80-19 et MD90-918 et 40% pour REC13-53) ainsi que par le pic d'abondance relative de *T. quinqueloba* observé à 18.3±0.79 dans la REC13-53, à 18.2±0.58 dans la KET80-19 et à 18.6±0.45 ka dans la MD90-918 (Fig. V.1a, c, e). Ce pic est également observé à ~18,2 ka dans la carotte GNS84-C106 collecté à la même latitude dans le golfe de Salerne mais plus proche de la côte (Di Donato et al., 2008). Cependant, l'assemblage microfaunistique est légèrement différent dans la carotte GNS84-C106 marqué par des abondances plus élevées de l'espèce subtropicale *G. ruber* (30%) et des pourcentages plus faibles de l'espèce subpolaire *N. incompta* (18%). Cela est probablement dû à la faible bathymétrie de la carotte prélevée à une profondeur d'eau de 293 m

au large de la plaine de Sele dans le golfe de Salerne. Cet emplacement empêche probablement la croissance des espèces vivant en profondeurs telles que *N. incompta*, en particulier pendant la diminution du niveau de la mer tardiglaciaire, favorisant la prolifération des formes superficielles, à savoir *G. ruber*.

Sur la base de la subdivision stratigraphique, la biozone 7 identifiée de nos quatre carottes est corrélée aux deux sub-ecozone 8Fa (GS-2c) et 8Fb (GS-2b) de la carotte ODP 963 D (Sprovieri et al., 2003), à la partie médiane de la biozone A (entre 20 et 18 ka) de la carotte Z1 (nord-est de la mer ionienne ; Geraga et al., 2008) ainsi avec la biozone 7 de la carotte 79-22 située dans le bassin de Cefalù (sud de la mer Tyrrhénienne; Sbaffi et al., 2001). Elle correspond également aux deux zones compositionnelles F5c et F5b de la carotte GNS84-C106 située dans le golfe de Salerne (Di Donato et al., 2008) (Fig. V.3).

Biozone 6

En se basant sur les périodes les plus froides selon les estimations des SSTs d'Avril-Mai (8.2°C dans REC13-53 et KET80-19) et d'Octobre-Novembre (15°C dans la MD90-918) ; la biozone 6 correspond à l'événement GS-2a enregistré dans la carotte de glace NGRIP (Fig. V.2a, c, e). Cet épisode de refroidissement a été identifié entre 17 et 14.7 ka dans le golfe de Salerne comme l'indique une diminution des SSTs d'environ 8°C (Di Donato et al., 2008). De plus, cet événement froid a été également enregistré dans la mer d'Alboran par des reconstructions des SST par les alcénones et attribué à l'événement Heinrich H1 (Martrat et al., 2014; Hodell et al., 2017). Cette biozone est caractérisée par la première occurrence postglaciaire des deux espèces *G. truncatulinoïdes* r.c et *G. inflata* à 14.6 ± 0.4 et 15.3 ± 0.6 ka, respectivement dans la carotte REC13-53. Ces deux bio-événements se sont également produits dans la carotte KET80-19 à 14.3 ± 0.45 et 15.1 ± 0.78 ka, respectivement. Par ailleurs, la première occurrence de *G. inflata* s'est produite vers 15.7 ± 0.27 et 15.6 ± 0.53 ka dans les deux carottes MD90-918 et MD84-641 de la mer Ionienne et le bassin Levantin respectivement.

La biozone 6 est corrélée avec la sub-ecozone 8Fc (GS-2a) de Sprovieri et al. (2003) dans le détroit siculo-tunisien (Fig.V.3), malgré la faible disparité liée à la distribution quantitative de *G. glutinata*, qui est plus abondante (25%) dans notre site d'étude par rapport au site proche ODP 963 D. Elle correspond également à la partie supérieure de la biozone A de la carotte Z1 de Geraga et al. (2008), aux deux sub-biozones 6b et 6a de Sbaffi et al. (2001) dans la mer Tyrrhénienne ainsi qu'à la zone compositionnelle F5a de Di Donato et al. (2008) considérant la

disparition de *G. ruber* et la prédominance des espèces froides et tempérées *N. incompta*, *G. scitula* et *G. glutinata* respectivement.

Biozone 5

Une augmentation importante des SSTs d'Avril-Mai (7°C) et celles d'Octobre-Novembre (6°C) correspondant à l'interstadial Bølling/Allerød /GI-1 marque cette biozone dans le détroit Siculo-Tunisien, la mer Tyrrhénienne et dans la mer Ionienne respectivement ; (Fig. V.2a, c, e). Cependant, ce réchauffement est moins prononcé dans le bassin Levantin comme l'indique les estimations de SST d'Octobre-Novembre (~2.5°C). L'évènement le plus marquant pendant cet intervalle est celui du déclin de l'espèce *G. scitula* qui a été enregistré à 14.8 ± 0.45 ka dans la carotte REC13-53 et à 14.3 ± 0.32 ka dans la carotte KET80-19. Cette chute est également observée dans la carotte MD90-918 de la mer Ionienne mais beaucoup plus tôt que les deux dernières carottes (15.9 ± 0.23 ka). Cet évènement a été également observé au sud de la mer Tyrrhénienne par [Sbaffi et al. \(2004\)](#), dans le golfe de Salerne par [Di Donato et al. \(2008\)](#) et à l'ouest du golfe de Tarente par [Di Donato et al. \(2019\)](#). Deux épisodes plus froids de SST marqués par la diminution contemporaine de *G. ruber* et l'augmentation de *N. incompta*, sont observés dans le détroit Siculo-Tunisien à $\sim 14.4 \pm 0.35$ et $\sim 13.4 \pm 0.40$ ka. Ces courts événements plus froids peuvent être attribués, en tenant compte des incertitudes du modèle d'âge à 2σ , aux événements GI-1d et GI-1b respectivement, décrits dans les carottes de glace du Groenland et selon la stratigraphie INTIMATE étendue ([Rasmussen et al., 2014](#)). Par ailleurs, ces deux courts événements climatiques correspondants à la diminution de *G. ruber* et l'augmentation de *N. incompta* sont également détectés dans la mer Ionienne vers 14.5 et 13.6 ka. Ces deux diminutions du pourcentage de *G. ruber* ont déjà été signalées dans la carotte proche ODP Hole 963D ([Sprovieri et al., 2003](#)), au nord-est de la mer Ionienne ([Geraga et al., 2008](#)) ainsi qu'au sud et au centre des mers Adriatique et Tyrrhénienne ([Asioli et al., 1999, 2001](#); [Siani et al., 2010](#)) et également associés aux événements GI-1d et GI-1b.

En se basant sur ces différents résultats, nous corrélons la biozone 5 avec l'ecozone 7F (GI-1) de ODP Hole 963 D ([Sprovieri et al., 2003](#)) également caractérisée par un faible pourcentage de *T. quinqueloba* et une grande abondance de *N. incompta*, *G. ruber* et *G. inflata*, à la biozone B de la carotte Z1 ([Geraga et al., 2008](#)) et à la partie inférieure et moyenne de la zone compositionnelle PFCZ6 de la carotte TEA-C6 ([Di Donato et al., 2019](#)). Cette biozone est également corrélée avec la biozone 5 de [Sbaffi et al. \(2001, 2004\)](#) (Fig.V.3) marqué par une plus grande abondance de *G. ruber* et *G. inflata*, une faible présence de *G. glutinata* et avec la

partie inférieure de la zone compositionnelle F4 proposée par [Di Donato et al. \(2008\)](#). De plus, sur la base des modèles d'âge déduits, la biozone 5 correspond également à la biozone 5 de la carotte C69 au sud de la mer Égée ([Geraga et al., 2005](#)) et à l'écozone APFE-9 (14-13.1 ka) de la carotte NS-14 dans le sud-est de la mer Égée ([Triantaphyllou et al., 2009](#)) (Fig.V.3).

Biozone 4

La biozone 4 correspond à l'événement froid du Younger Dryas/GS-1 où les estimations de SST d'Avril-Mai diminuent d'environ 6.5°C et 8°C dans la REC13-53 et la KET80-19 respectivement et celles d'Octobre-Novembre d'environ 10°C dans la carotte MD90-918, marquant le retour aux conditions glaciaires (Fig. V.2a, c, e). L'assemblage faunistique est plutôt caractérisé par la quasi-disparition de l'espèce chaude *G. ruber* dans le détroit Siculo-Tunisien et la mer Tyrrhénienne et l'abondance de l'espèce froide *N. incompta*. L'assemblage de foraminifères planctoniques de la carotte KET80-19 est similaire à celui observé dans la carotte proche GNS84-C106 ([Di Donato et al., 2008](#)). Cependant, la différence la plus marquée concerne la présence significative de l'espèce subtropicale *G. ruber* (10%), qui n'est pas présente dans notre carotte. Comme indiqué ci-dessus, l'emplacement de la carotte GNS84-C106 à une faible profondeur sur le plateau continental pendant cet événement froid et la diminution du niveau de la mer correspondant pourraient expliquer le développement plus important des espèces de couches mixtes chaudes *G. ruber* au détriment des espèces vivant plus profondément. L'événement froid YD enregistré dans le détroit Siculo-Tunisien, la mer Ionienne et la mer Tyrrhénienne est également observé dans d'autres bassins méditerranéens avec des valeurs SST d'Avril-Mai de ~9°C dans le détroit Siculo-Tunisien ([Essallami et al., 2007](#)), ~9,5°C au sud de la Mer Adriatique ([Siani et al., 2010](#)) et ~9°C dans le golfe du Lion ([Melki et al., 2009](#)).

La biozone 4 est corrélée avec l'écozone 6F (GS-1) de [Sprovieri et al. \(2003\)](#) (Fig. V.3) malgré la très faible présence de *G. ruber* et *G. glutinata* et la plus forte abondance de *T. quinqueloba*. Ces écarts pourraient s'expliquer par la différence entre le maillage du tamis adopté dans notre étude (150 µm) et celui (125 µm) utilisé par [Sprovieri et al. \(2003\)](#). En fait, les mailles de tamis plus grandes conduisent à une perte plus importante d'espèces de petite taille comme *T. quinqueloba*. De plus, cette biozone correspond également à la biozone C de [Geraga et al., \(2008\)](#), à la partie supérieure de la zone compositionnelle PFCZ6 de [Di Donato et al. \(2019\)](#) à l'ouest de golfe de Tarente, à la biozone 4 de [Sbaffi et al. \(2001, 2004\)](#) au sud de la mer Tyrrhénienne caractérisée par une baisse de l'abondance de *G. ruber* et *G. inflata* et une

augmentation de *G. glutinata* avec un pic à 12.3 ka, et elle est également associée à la partie supérieure de la zone compositionnelle F4 de [Di Donato et al. \(2008\)](#) dans le golfe de Salerne. D'autre part, la limite de la biozone 5/4 de MD84-641 est corrélée avec la limite de la biozone 5/4 de [Geraga et al. \(2005\)](#) dans le sud de la mer Égée et avec la limite de l'écozone APFE-9 / APFE-8 de la carotte NS-14 dans le sud-est de la mer Égée, comme l'indique une augmentation importante de *G. bulloides* ([Triantaphyllou et al., 2009](#)) (Fig.V.3).

Biozone 3

Conformément à la chronologie et aux caractéristiques climatiques, cet intervalle correspond à la partie supérieure de l'Holocène inférieur (11.6 – 8.2 ka d'après [Walker et al., 2018](#)). Pendant cette période, les estimations des SST indiquent une augmentation considérable avec un changement d'amplitude d'environ 5 et 6°C dans les deux carottes étudiées REC13-53 et KET80-19 respectivement, et de 6°C dans la carotte MD90-918, indiquant la fin des conditions glaciaires (Fig. V.2a, c, e). L'assemblage faunistique de la Méditerranée centrale et occidentale est caractérisé par la prédominance de *G. ruber*, *G. bulloides*, *G. inflata* et *G. truncatulinoides* l.c et par une chute brutale des espèces subpolaires *N. incompta*. Il est intéressant de noter l'augmentation significative de *G. inflata* observée dans les deux carottes REC13-53 et KET80-19 entre 11 et 9.5 ka et culminant avec un pic de 33 et 38% à 10.6 et 10.3 ka, respectivement. Une augmentation similaire de *G. inflata* a été précédemment reconnue au nord de la mer Tyrrhénienne ([Carboni et al., 2005](#)), dans le golfe de Salerne ([Di Donato et al., 2008](#)), au sud de la mer Tyrrhénienne ([Sbaffi et al., 2004](#)), au nord-est de la mer Ionienne ([Geraga et al., 2008](#)), dans le golfe de Tarente ([Di Donato et al., 2019b](#)), ainsi que dans le sud de la mer Adriatique ([Rohling et al., 1997](#); [Siani et al., 2010](#)), et dans plusieurs carottes de la Méditerranée orientale ([Principato et al., 2003](#); [Geraga et al., 2005](#)), suggérant un fort mélange vertical de la colonne d'eau et des environnements froids avec des eaux relativement eutrophes.

La biozone 3 est corrélée avec l'écozone 5F de [Sprovieri et al. \(2003\)](#), affichant les deux pics contemporains majeurs de *G. ruber* à ~11.2 et ~9.7 ka et un pic de *G. inflata* à ~10.6 ka, respectivement. Elle correspond également à la biozone D et la partie inférieure de la biozone E incluant la première phase du dépôt de sapropèle S1 de [Geraga et al. \(2008\)](#), à l'ensemble des trois zones compositionnelles PFCZ5, 4 et 3 de [Di Donato et al. \(2019\)](#), au biozone 3 de [Sbaffi et al. \(2001, 2004\)](#), et à la zone compositionnelle F3 de [Di Donato et al. \(2008\)](#) (Fig. V.3) également caractérisée par la réapparition de *G. ruber* et la diminution de *N. incompta*.

Biozone 2

Cette biozone couvre l'intervalle allant de la fin de l'Holocène inférieur (8.2 ka, [Walker et al., 2018](#)) et l'Holocène moyen (4.2 ka, [Walker et al., 2018](#)), y compris le dépôt de sapropèle S1 en Méditerranée orientale ([De Lange et al., 2008](#)). Dans nos enregistrements, le sapropèle S1 n'a été observé que dans la carotte MD84-641 et déposé entre 9.3 et 6.7 ka au cours de la période la plus récente de stagnation en Méditerranée orientale ([Rossignol-Strick et al., 1982](#); [Rohling, 1994](#); [Fontugne et al., 1994](#); [Kallel et al., 1997a](#); [Mercone et al., 2000](#)). Une forte augmentation de l'espèce subpolaire *N. incompta* (25% tant dans la carotte REC13-53 que la MD90-918) marque la base de cette biozone 2 (Fig. V.1a, c), même si les estimations de SST indiquent des valeurs pratiquement constantes (16.5°C) dans la carotte REC13-53 sur tout l'intervalle de temps. Cependant, une diminution brusque de SST d'Octobre-Novembre d'environ 4°C a été enregistrée dans la carotte MD90-918 (Fig. V. 2a, c, e). L'assemblage caractérisant cette biozone est légèrement différent de celui observé dans la carotte de la mer Tyrrhénienne KET80-19 où l'espèce subpolaire *N. incompta* (45%) est plus abondante, présentant un pic majeur de 66% à $6.8 \pm 0,15$ ka, ce qui pourrait expliquer la diminution de la SST d'environ 3.5°C dans cette carotte. Cette diminution de la SST (entre 9.5 et 5.6 ka) est également observée dans le sud de la mer Tyrrhénienne ([Sbaffi et al., 2001](#)) mais moins prononcée que celle enregistrée dans la carotte KET80-19, dans le golfe du Lion ([Melki et al., 2010](#)) et dans le sud de la mer Adriatique ([Siani et al., 2010](#)). Cependant, cette période de refroidissement n'a été pas enregistrée dans la carotte GNS84-C106 ([Di Donato et al., 2008](#)), encore une fois liée à la faible profondeur de la carotte qui favoriserait le développement important des formes planctoniques superficielles.

La biozone 2 est corrélée avec l'écozone 4F et la partie inférieure de l'écozone 3F de [Sprovieri et al. \(2003\)](#) dans le détroit Siculo-Tunisien, même si le pourcentage de *G. inflata* est plus élevé dans notre enregistrement. Sur la base des espèces foraminifères planctoniques, la biozone 2 est également corrélée avec la biozone F de [Geraga et al. \(2008\)](#), la zone compositionnelle PFCZ2 de [Di Donato et al. \(2019\)](#) au golfe de Tarente, à la biozone 2 de [Sbaffi et al. \(2001, 2004\)](#) au sud de la mer Tyrrhénienne et avec la zone compositionnelle F2 de [Di Donato et al. \(2008\)](#) au golfe du Salerne (Fig.V. 3).

Biozone 1

Cette biozone couvre l'intervalle supérieur de l'Holocène moyen et toute la période de l'Holocène supérieur (les derniers 4.2 ka). Aucun changement notable de SST n'a été observé depuis 5.6 ka, avec des valeurs moyennes d'Avril-Mai autour de 16.5°C dans les carottes

REC13-53 et KET80-19 et d'octobre-Novembre de 20°C dans la carotte MD90-918, similaires à celles observées aujourd'hui. Le début de cette biozone est marqué par la réapparition de l'espèce *G. truncatulinoides* r.c dans les deux bassins centrale et occidentale (Fig. V.1a, e). En effet, la réapparition de cette espèce à 5.6 ka a été précédemment enregistrée par [Sbaffi et al. \(2001, 2004\)](#), même si la chronologie déduite pour ce bio-événement indique un âge plus ancien (6.5 ka) par rapport à notre enregistrement. Ce décalage de phase entre les carottes de la mer Tyrrhénienne (KET80-19, BS79-22 et BS79-38) pourrait être dû à des incertitudes dans les modèles d'âge, en effet dans la carotte KET80-19, le bio-événement inféré est bien contraint entre deux points de contrôle datés ¹⁴C, alors que dans les deux carottes BS79-22 et BS79-38, le modèle d'âge était plutôt basé sur la corrélation de certains événements de refroidissement holocène régionaux observés dans la carotte MD95-2043 récupéré beaucoup plus loin dans la mer d'Alboran ([Cacho et al., 1999](#)).

La biozone 1 est corrélée respectivement avec la partie supérieure de l'écozone 3F (marquée par la réapparition de *G. truncatulinoides*), les écozone 2F et 1F de [Sprovieri et al. \(2003\)](#), avec les biozones G et H de [Geraga et al. \(2008\)](#), la zone compositionnelle PFCZ1 de [Di Donato et al. \(2019\)](#), la biozone 1 de [Sbaffi et al. \(2001, 2004\)](#) et avec les deux zones compositionnelles F1b et F1a de [Di Donato et al. \(2008\)](#) (Fig. V.3) indiqué également par la réapparition de *G. truncatulinoides*.

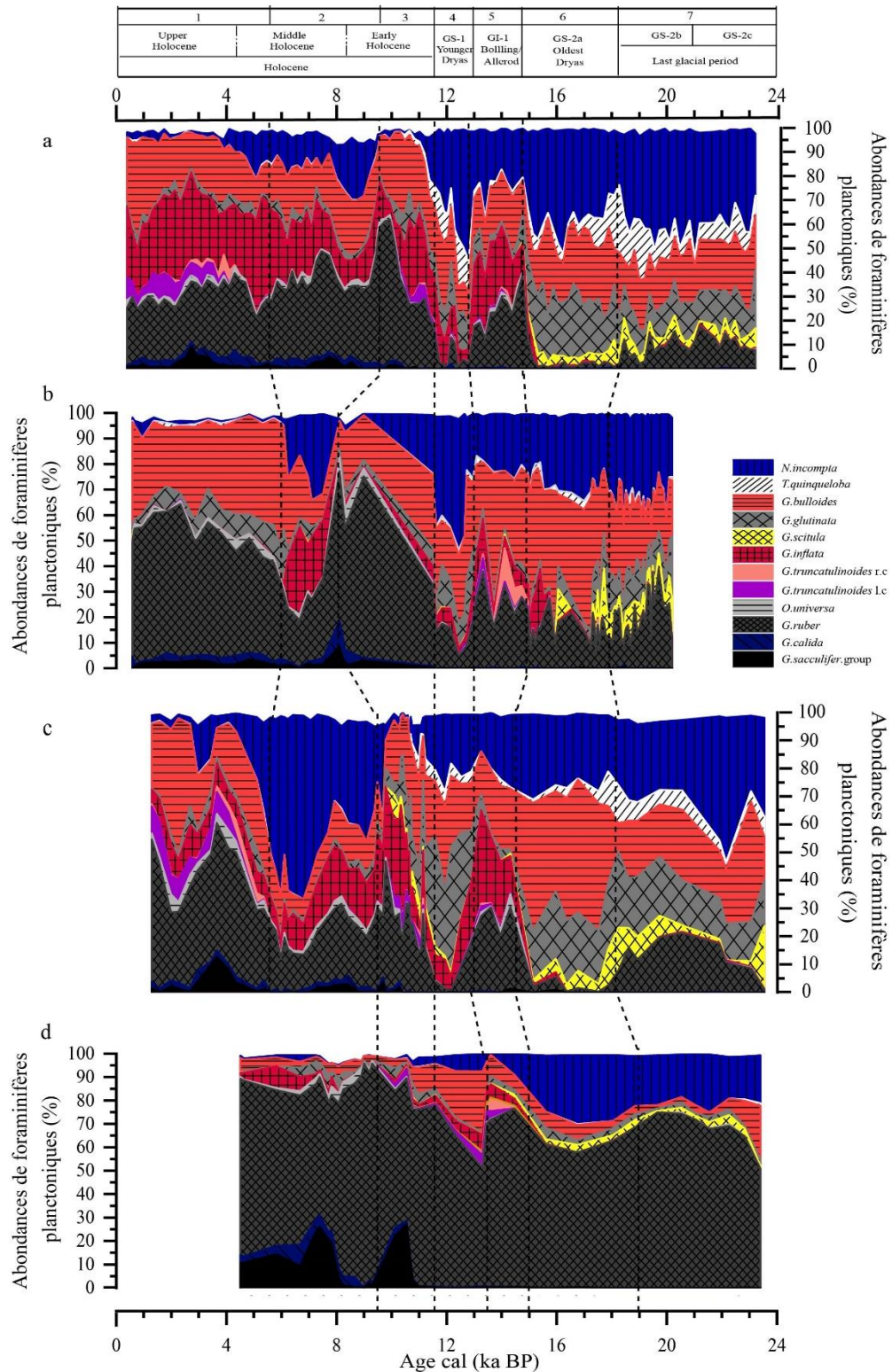


Figure V. 1 : Abondances relatives des assemblages de foraminifères planctoniques en fonction de l'âge (Ka) dans les carottes REC13-53, MD90-918, KET80-19 et MD84-641 marquées par a, b, c et d, respectivement.

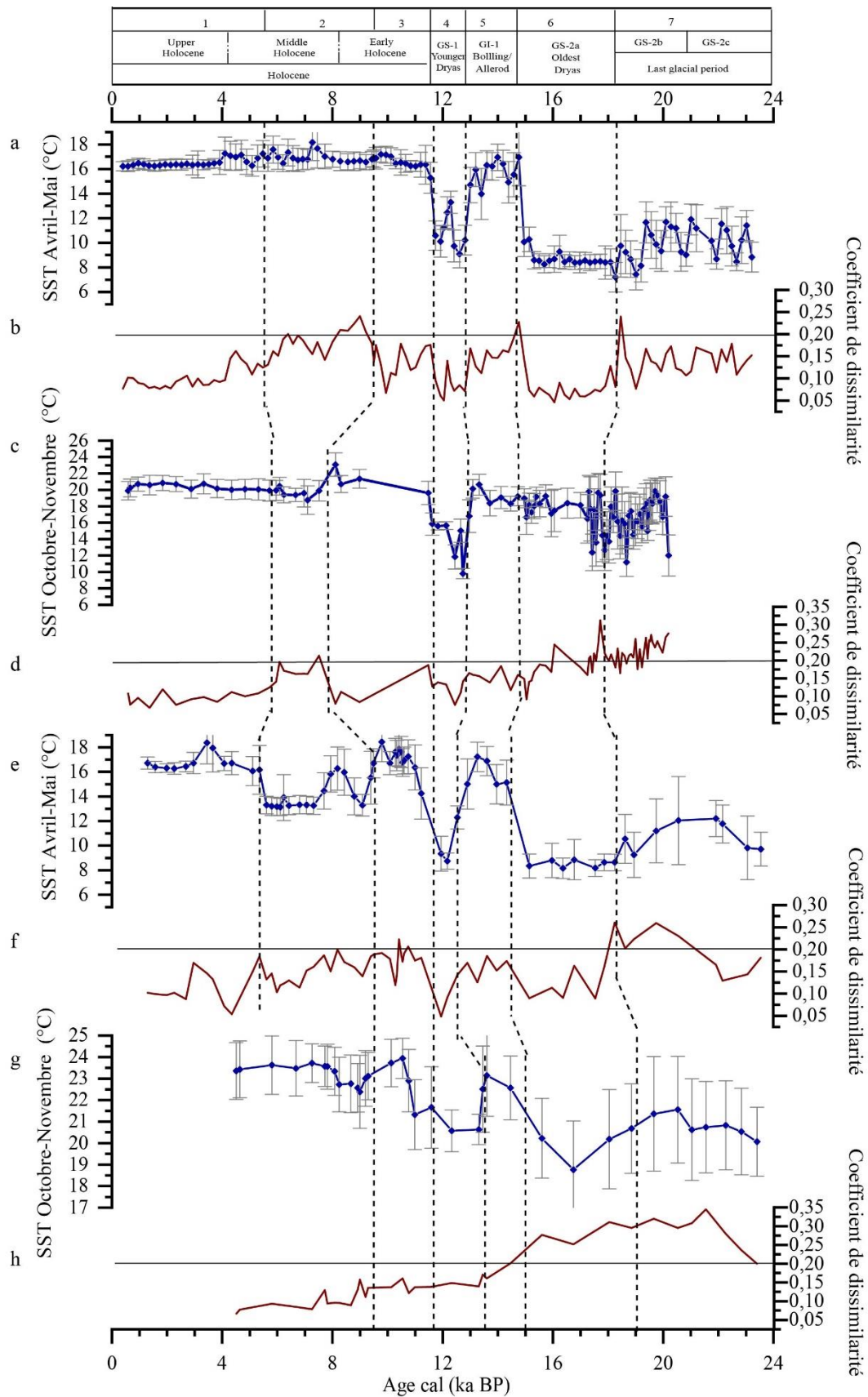


Figure V. 2 : SST d'Avril-Mai (°C) par la MAT dans la carotte REC13-53 (a), KET80-19 (e) et d'Octobre-Novembre MD90-918 (c), MD84-641 (g). Coefficient de dissimilarité dans la carotte REC13-53 (b), MD90-918 (d), KET80-19 (f) et MD84-641 (h).

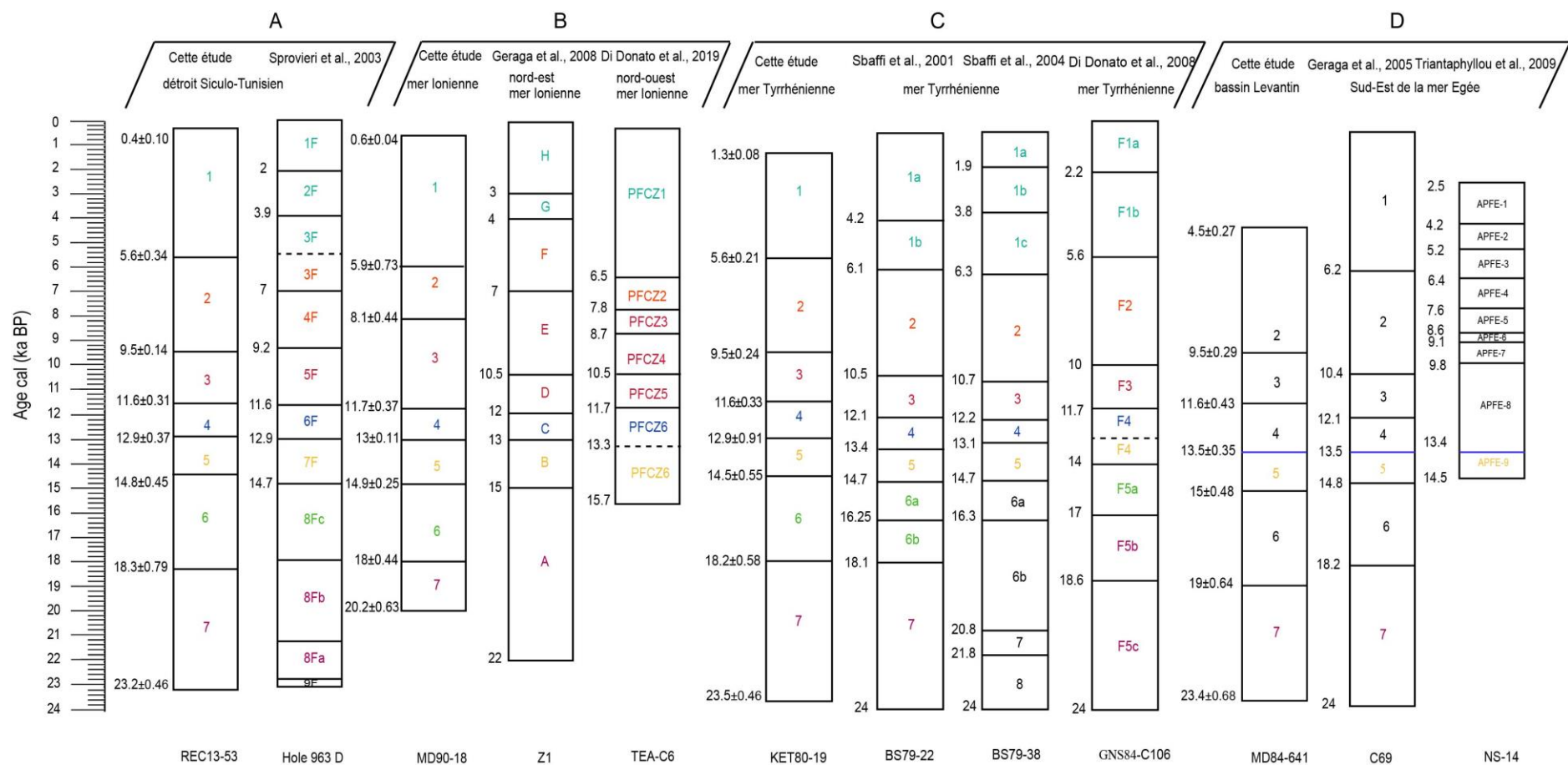


Figure V. 3 : Comparaison entre les biozones identifiées dans cette étude avec les reconstructions précédentes dans les bassins adjacents (Sprovieri et al., 2003; Sbaffi et al., 2001, 2004; Geraga et al., 2005, 2008; Di Donato et al., 2008, 2019; Triantaphyllou et al., 2009)

V.2. Les facteurs qui contrôlent les événements biochronologiques en mer Méditerranée

Dans cette étude, afin de définir les biozones et/ou les événements biochronologiques, nous avons comparé les données micropaléontologiques et climatiques obtenues à partir des quatre carottes de sédiments marins profonds prélevées au niveau du détroit Siculo-Tunisien, la mer Ionienne, la mer Tyrrhénienne et le bassin Levantin et relier les changements des foraminifères planctoniques aux différents paramètres hydrologiques tels que la température, la productivité et la stratification de la colonne d'eau.

Tout au long de ces enregistrements biochronologiques, nous avons identifié sept biozones dans les trois carottes REC13-53, MD90-918 et KET80-19 et seulement six biozones dans la carotte MD84-641 au cours des derniers 24 ka (Zouari et al., 2021). Nous avons utilisé les variations d'abondance de certaines espèces de foraminifères planctoniques vivant à différentes profondeurs de la colonne d'eau afin d'interpréter les changements paléocéanographiques le long des carottes sédimentaires et pour définir la limite des différentes biozones.

Une grande similitude a été observée principalement entre les enregistrements faunistiques du détroit Siculo-Tunisien et de la mer Tyrrhénienne d'une part et avec celle de la mer Ionienne d'autres part (Fig. V.1a, c, e). En effet, l'abondance des espèces froides dans la biozone 7 permet de déduire que des eaux froides et productives occupaient à la fois le détroit Siculo-Tunisien (Sprovieri et al., 2003), la mer Tyrrhénienne (Sbaffi et al., 2001) et la mer Ionienne (Geraga et al., 2008) à cet intervalle de temps. En plus de la présence des espèces subpolaires (tels que *N. incompta* et *G. scitula*), l'espèce *T. quinqueloba* est également abondante avec un pic vers 18,2 ka compte tenu des incertitudes dans les modèles d'âge enregistrés dans les trois bassins. Des études antérieures en mer Méditerranée ont signalé qu'un pourcentage élevé de *T. quinqueloba*, qui prospère dans les eaux de surface froides (Rohling et al., 1997), est lié à une productivité élevée des ces masses d'eaux (Pujol and Vergnaud-Grazzini, 1995; Sprovieri et al., 2003), alors que l'abondance de *N. incompta* est liée à la présence d'un maximum profond de chlorophylle (DCM) (Rohling and Gieskes, 1989; Sprovieri et al., 2003; Geraga et al., 2008). La forte abondance de *G. scitula* dans ces enregistrements devrait également refléter, pendant la dernière période glaciaire, un mélange vertical accru qui conduit à une amélioration des conditions eutrophiques dans les masses d'eau de surface (Rogerson et al., 2004).

Le gradient LGM-Holocène de $\sim 5,5^{\circ}\text{C}$ enregistré dans le détroit Siculo-Tunisien et la mer Tyrrhénienne, est en accord avec les SST reconstruites en Méditerranée centrale et occidentale

(Sbaffi et al., 2001; Hayes et al., 2005; Essallami et al., 2007). Ce scénario est cependant différent dans les deux carottes MD90-918 et MD84-641 où la différence de SST entre LGM et Holocène n'est que de 2,5°C, probablement en raison des coefficients de dissimilarité élevés associés aux estimations de la SST glaciaire dans la mer Ionienne et le bassin Levantin, ce qui rend les reconstructions de SST peu représentatives (Fig. V. 2d, h). En effet, le faible refroidissement pendant la dernière période glaciaire a été également signalé dans l'est de la mer Méditerranée par une étude antérieure utilisant un réseau neuronal artificiel (ANN) appliqué au comptage des foraminifères planctoniques (Hayes et al., 2005).

Pendant l'événement climatique Oldest Dryas /GS-2a (Biozone 6 ; Fig. V.2a, e), les SSTs d'Avril-Mai sont plus froides que la période Holocène d'environ 8,5°C dans le détroit Siculo-Tunisien et la mer Tyrrhénienne. En effet, cette période froide est caractérisée par la faible présence dans la MD90-918 voire même la disparition dans la REC13-53 et la KET80-19 de la faune chaude (*G. ruber*, *G. sacculifer* group et *G. calida*) et la présence des espèces subpolaires *N. incompta*, *G. scitula* et *T. quinqueloba*. Cet intervalle a été précédemment identifié dans la mer Tyrrhénienne (Di Donato et al., 2008) et il est également bien corrélé avec le refroidissement de température par les alcénones Uk³⁷ enregistrées dans la mer d'Alboran, correspondant à l'événement Heinrich H1 (Martrat et al., 2014; Hodell et al., 2017).

Le début du réchauffement post-glaciaire, daté à $\sim 14,8 \pm 0,45$ ka dans le détroit Siculo-Tunisien, à $\sim 14,5 \pm 0,55$ ka dans la mer Tyrrhénienne, et à $14,9 \pm 0,25$ ka dans la mer Ionienne est caractérisé par une augmentation brutale de la SST d'Avril-Mai et d'Octobre-Novembre (7°C et 6°C, respectivement plus chaude que la période glaciaire) (Biozone 5 ; Fig. V.2.a, c, e). Cet épisode, attribué au Bolling/Allerød/GI-1, est également reconnu de manière synchrone au sud de l'Adriatique (Siani et al., 2010), au nord-est et nord-ouest de la mer Ionienne (Geraga et al., 2008; Di Donato et al., 2019) et en mer Égée (Triantaphyllou et al., 2009). Dans l'enregistrement du détroit Siculo-Tunisien, nous distinguons trois épisodes de réchauffement correspondant aux trois pics d'abondance de *G. ruber*, interrompus par deux courts événements plus froids indiqués par une légère augmentation de l'abondance de *N. incompta*. En se basant sur la stratigraphie de la carotte de glace proposée par Rasmussen et al. (2014), les cinq épisodes définis dans la période GI-1 correspondent respectivement aux Bølling/GI-1e, Older Dryas/GI-1d, Allerød/GI-1c, Intra Allerød/GI-1b et Allerød/GI-1a, coïncident bien aux variations des SSTs d'Avril-Mai dans la carotte REC13-53. De plus, la première occurrence de l'espèce transitionnelle *G. truncatulinoides*, même avec un faible pourcentage, et l'abondance de *G. inflata* à la base de cet intervalle, suggèrent la présence d'une colonne d'eau bien mélangée

pendant l'hiver (Sprovieri et al., 2003), avec des eaux relativement eutrophiques (Pujol and Vergnaud-Grazzini, 1995). La présence de *G. inflata* et de *G. truncatulinoides* a été également enregistrée dans la mer Ionienne et le bassin Levantin indiquant la présence d'une couche profonde bien mélangée pendant l'hiver. En effet, *G. inflata* est considérée comme une espèce liée à un environnement froid avec des conditions relativement eutrophes (Pujol and Vergnaud-Grazzini, 1995; Rigual-Hernández et al., 2012; Mallo et al., 2017). De plus, *G. truncatulinoides* est une espèce vivant en profondeur (jusqu'à 2000 m de profondeur), qui se reproduit en hiver près de la surface et continue de croître à de plus grandes profondeurs (Tolderlund and Bé, 1971; Schiebel and Hemleben, 2005, 2017). La première occurrence post-glaciaire de *G. inflata* en mer Méditerranée à environ 15 ka a été également documentée par d'autres études antérieures dans la mer Tyrrhénienne, au Sud de l'Adriatique et la mer Ionienne (Jorissen et al., 1993; Capotondi et al., 1999; Sbaffi et al., 2001; Sprovieri et al., 2003; Geraga et al., 2008; Di Donato et al., 2008, 2019; Siani et al., 2010).

La baisse drastique des SSTs d'Avril-Mai (6,5 et 8°C dans le détroit Siculo-Tunisien et la mer Tyrrhénienne, respectivement) et d'Octobre-Novembre (10°C dans la mer Ionienne) et les caractéristiques microfaunistiques régnant pendant la Biozone 4 indiquent une phase de refroidissement intense (Fig. V.2a, c, e) à l'époque de l'événement Younger Dryas/GS-1. Le début de cette biozone est marqué par une forte augmentation de l'espèce subpolaire *N. incompta*, en réponse à cet événement de refroidissement enregistré à la fois dans le détroit Siculo-Tunisien la mer Ionienne et dans le bassin Tyrrhénien. Selon les études antérieures (Rohling et al., 1997; Sprovieri et al., 2003; Carboni et al., 2005; Siani et al., 2010; Di Donato et al., 2019), l'abondance de cette espèce indique le développement du DCM. Dans le bassin Levantin, la composition de la faune est marquée par une légère diminution de la contribution de *G. ruber*, ce qui indique plutôt une diminution des SST dans cette région (Fig. V.1g, V.2g), tandis que l'augmentation de *G. bulloides*, suggère une productivité primaire de surface accrue (Pujol and Vergnaud-Grazzini, 1995; Lirer et al., 2013) dans ce bassin oligotrophique. Cette phase de refroidissement a été également observée dans la carotte proche MD84-632, à partir des estimations de SST par MAT (Essallami et al., 2007). Ainsi, l'effet du changement climatique du Younger Dryas caractéristique de la région Nord Atlantique Nord se serait aussi répercuté jusqu'à la région de la Méditerranée orientale (Almogi-Labin et al., 2009; Revel et al., 2010; Mojtahid et al., 2015).

Le début de l'Holocène, avec la biozone 3, est caractérisé par les taxons les plus chauds *G. ruber*, associés à des SST d'Avril-Mai (~16,5°C) et d'Octobre-Novembre (21°C et 23°C dans

la mer Ionienne et le bassin Levantin, respectivement) élevées (Fig. V.2a, c, e, g). L'abondance de l'espèce non épineuse *G. inflata*, la réapparition de *G. truncatulinoïdes* synchrones avec le déclin de *N. incompta* dans la partie inférieure de cet intervalle enregistré à la fois dans le détroit Siculo-Tunisien et dans le bassin Tyrrhénien indiquent un mélange vertical vigoureux de la colonne d'eau pendant l'hiver (Pujol and Vergnaud-Grazzini, 1995; Rohling et al., 1997; Sprovieri et al., 2003). Ce mélange vertical accrue se produit dans tous les carottes de la mer Adriatique au cours de cette période précédant le dépôt de sapropel S1 (Rohling et al., 1997; Capotondi et al., 1999).

La Biozone 2, correspondant à la partie supérieure de l'Holocène inférieur et à l'Holocène moyen jusqu'à ~5,6 ka, et elle est marquée par une diminution brusque des SSTs de 4,5°C dans la mer Ionienne et d'environ 3,5°C dans la mer Tyrrhénienne (Fig. V.2e). Cette diminution de SST se produit en deux étapes de 9,5 à 8,2 et 7,9 à 5,6 ka respectivement. Cette phase de refroidissement a été également enregistrée au sud de la mer Tyrrhénienne par Sbaffi et al. (2001), dans le golfe du Lion par Melki et al. (2009) et au sud de la mer Adriatique par Siani et al. (2010). Toutefois, un tel refroidissement n'a pas été enregistré dans le golfe de Salerne (Di Donato et al., 2008). Ceci est probablement attribué, comme indiqué dans la partie V.1, à la différence entre les assemblages fauniques de la carotte d'eau peu profonde GNS84-C106 par rapport à celles des bassins méditerranéens plus profonds.

Cette période de refroidissement enregistrée en Méditerranée occidentale au cours de la biozone 2, et en partie contemporaine au dépôt du Sapropel S1 dans le bassin oriental, a été caractérisée par un changement cohérent de la composition de l'assemblage faunique marqué par l'augmentation de l'espèce subpolaire *N. incompta*. Par ailleurs, la présence simultanée de *G. inflata* et de *N. incompta* pourrait indiquer une période de refroidissement et/ou un contraste intensifié dans les conditions saisonnières. En fait, comme *N. incompta* se trouve principalement en association avec le DCM à la base de la couche eutrophique, son abondance plus élevée suggérerait des eaux stratifiées avec une couche euphotique (Pujol and Vergnaud-Grazzini, 1989; Rohling et al., 1997; Sbaffi et al., 2001). Sbaffi et al. (2001) ont signalé deux refroidissements à court terme dans les reconstitutions par les alcénones (étiquetés C4 et C3) centrés respectivement à 8 et 5,5 ka. Ce refroidissement (3,5-4°C par rapport aux SSTs moyennes de l'Holocène) lié à la fréquence élevée de *N. incompta* a été également enregistré en utilisant les estimations MAT. Plusieurs études réalisées en mer Méditerranée montrent un refroidissement similaire enregistré en mer Adriatique à 8,2 ka et entre 7,3 à 6,1 ka (Siani et al., 2010) et dans le golfe du Lion depuis 9,9 ka (Melki et al., 2009). Ce refroidissement Holocène

a été également confirmé par les données polliniques des carottes de la mer Égée montrant une baisse de température d'environ 3°C à ~7 et ~4,7 ka respectivement (Kotthoff et al., 2008). Au niveau du détroit Siculo-Tunisien, notre estimation de SST n'indique aucune tendance au refroidissement de l'Holocène moyen. Essallami et al. (2007), montrent cependant deux événements de refroidissement courts terme dans le détroit siculo-tunisien à environ 8,5 ka et 7 ka. Bien que les données $\delta^{18}\text{O}$ des carottes de glace du Groenland (NGRIP, GISP2) ne montrent pas de refroidissement apparent pendant cette période, à l'exception de l'événement court à ~8,2 ka, une température du Groenland reconstruite dans une carotte de glace GISP2 utilisant des isotopes d'argon et d'azote présente une tendance de refroidissement similaire à celles observées en Méditerranée centrale (Kobashi et al., 2017). De plus, des découvertes récentes sur la dynamique passée des calottes glaciaires de Groenland et la Laurentide montrent une ré-avancée à court terme des glaciers centrée à ~10,4 ka, ~9,1 ka, ~8,1 ka et ~7,3 ka respectivement, indiquant un refroidissement brutal régional (Young et al., 2020). Par conséquent, le mécanisme de rétroaction le plus plausible à l'origine de ces phases de refroidissement pourrait être attribué à un déplacement vers le sud du front polaire dans la région méditerranéenne affectant en premier temps le golfe du Lion depuis environ 9,9 ka et plus tard la partie centrale de la mer Tyrrhénienne. Par ailleurs, le refroidissement de la SST, enregistré au cours de l'Holocène moyen dans la mer Égée (Kotthoff et al., 2008) et la mer Adriatique (Siani et al., 2010), a été attribué à l'intensification accrue des éclosions atmosphériques du nord de l'anticyclone de Sibérie pendant l'hiver et le printemps (Rohling et al., 2002). Ces vents hivernaux froids et secs entraînent une perte de flottabilité qui est à l'origine de la reprise de la formation des eaux profondes à la fois au nord de la mer Égée et au sud de l'Adriatique juste après le dépôt de sapropel S1 (Kotthoff et al., 2008; Siani et al., 2013).

Dans le bassin levantin, la disparition distincte des espèces de foraminifères vivant en profondeur *G. inflata* et *G. truncatulinoides* dans la biozone 2 (9,5-4,5 ka) (Fig. V.1g), semble probablement être en réponse aux conditions de stagnation liées à la l'arrêt du mélange de la colonne d'eau et à l'échange horizontal limité des masses d'eau entre le bassin oriental et occidental. Contrairement au sud de la mer Adriatique (Siani et al., 2010), *G. inflata* ne réapparaît pas dans la carotte MD84-641 au moment correspondant à l'interruption S1 entre 8,3 et 8,1 ka (Siani et al., 2010). Cela pourrait également être dû à la faible vitesse de sédimentation de cette carotte qui empêcherait le suivi de ce refroidissement à court terme. De plus, la stratification de la masse d'eau était probablement liée à une productivité biologique accrue résultant de l'augmentation de l'approvisionnement en éléments nutritifs et à l'augmentation du

débit du Nil et des précipitations sur la mer Méditerranée (Kallel et al., 1997a, 1997b; De Lange et al., 2008; Mojtahid et al., 2015). Par conséquent, la Méditerranée orientale semble être caractérisée par des conditions océanographiques légèrement différentes de celles observées dans les enregistrements du détroit Siculo-Tunisien et de la mer Tyrrhénienne et pendant l'intervalle S1.

Pendant la biozone 1 correspondant à la partie supérieure de l'Holocène moyen et à l'Holocène supérieur, les estimations SST d'Avril-Mai augmentent de nouveau et atteignent les mêmes valeurs (16,5°C) que celles enregistrées au début de l'Holocène (Fig. V.2a, e). La présence de *G. inflata* et la réapparition de *G. truncatulinoides* au début de cet intervalle à partir de 5,6 ka dans la mer Tyrrhénienne et le détroit Siculo-Tunisien confirment la fin des conditions de stratification de l'eau et l'établissement d'un mélange vertical et de la convection de l'eau pendant l'hiver, comme pour la mer Tyrrhénienne moderne (Pujol and Vergnaud-Grazzini, 1995; Rohling et al., 1997; Carboni et al., 2005). Par ailleurs, l'absence de *G. inflata* et *N. incompta* en relation avec l'augmentation de *G. ruber* et *G. bulloides* dans la carotte MD90-918 suggèrent que les conditions régnant dans la mer Ionienne étaient plus proches de celles du bassin levantin que de la mer Méditerranée occidentale pendant cet intervalle de temps (Geraga et al., 2008).

V.3. Evènements biochronologiques en Méditerranée

Notre étude basée sur les enregistrements d'abondance des espèces de foraminifères planctoniques a montré des fluctuations synchrones, avec des incertitudes d'âge à 2σ , à l'échelle régionale même si certains diachronismes ont été observés. Ces résultats nous permettent d'identifier trois évènements biochronologiques (bio-évènements) qui peuvent être utilisés comme points communs pour établir ou améliorer la chronologie des carottes de sédiments marins profonds en mer Méditerranée (Zouari et al., 2021).

Le premier bio-événement est relatif au pic de *T. quinqueloba* daté à $\sim 18.3 \pm 0.79$, à 18.2 ± 0.58 ka et à 18.6 ± 0.45 ka respectivement, dans le détroit Siculo-Tunisien, la mer Tyrrhénienne et la mer Ionienne. Ce bio-événement a été précédemment enregistré à ~ 18 ka dans le sud de la mer Tyrrhénienne (Sbaffi et al., 2001), dans le golfe de Salerne (Di Donato et al., 2008) et dans le détroit siculo-tunisien (Essallami et al., 2007; Rouis-Zargouni et al., 2010). Le deuxième bio-événement correspond à la première occurrence postglaciaire de *G. inflata* datée à $\sim 15.3 \pm 0.6$ ka, dans le détroit Siculo-Tunisien, à 15.1 ± 0.78 ka en mer Tyrrhénienne, à 15.7 ± 0.27 ka dans la mer Ionienne et à $\sim 15.6 \pm 0.53$ ka dans le bassin Levantin. Cet événement a été identifié par

Sprovieri et al. (2003) dans le détroit Siculo-Tunisien, par Sbaffi et al. (2001, 2004) et Di Donato et al. (2008) à ~15.2 ka dans la mer Tyrrhénienne et à ~15.4 ka par (Geraga et al., 2008) au nord-est de la mer Ionienne. Le dernier bio-événement correspondant à la réapparition de *G. truncatulinoides* r.c dans la partie supérieure de l'Holocène moyen à $5,6 \pm 0,34$ et $5,6 \pm 0,21$ ka dans les bassins central et occidental, respectivement. Cet événement a été précédemment identifié à $5,5 \pm 0,34$ à l'est de la mer Tyrrhénienne (Lirer et al., 2013), dans le golfe de Salerne (Di Donato et al., 2008) et dans le canal de Sicile (Minisini et al., 2007).

Les résultats du bassin central présentent une grande similarité avec ceux obtenus dans le bassin occidental en termes d'assemblages de foraminifères planctoniques et d'événements biochronologiques. Cependant, des différences mineures au moment des différents bio-événements et des limites peuvent être liées à l'ensemble de données disponibles sur le radiocarbone, mais généralement, elles peuvent être considérées comme synchrones compte tenu de l'incertitude 2σ . Ceci suggère que ces enregistrements reflètent des réponses contemporaines aux changements de la température de la surface de la mer et de l'hydrologie à l'échelle méditerranéenne.

La reconstitution des paléotempératures et des paléosalinités des eaux de surface est fondamentale pour reconstituer la circulation paléohydrologique en Méditerranée. Après avoir donc reconstitué les paléotempératures à partir des assemblages fossiles de foraminifères planctoniques dans le chapitre précédent, on passe maintenant à la restitution des salinités. Notre stratégie sera donc d'exprimer les changements hydrologiques en termes de changement d'anomalies de $\delta^{18}\text{O}_w$ locale comme proxy de changement de salinité.

V.4. Restitution des paléosalinités des eaux de surface en mer Méditerranée

Grâce à ces estimations de températures présentées ci-dessus, je peux maintenant restituer la paléohydrologie des eaux de surface dans le détroit Siculo-Tunisien et pour cela j'ai utilisé l'équation de paléotempérature Shackleton (1974). Ici on va résoudre cette équation non par rapport au calcul de température mais plutôt en introduisant la température obtenue par la MAT pour calculer le $\delta^{18}\text{O}$ de l'eau qui est fonction de salinité et je l'ai exprimé ici en termes d'anomalie de $\delta^{18}\text{O}_w$ locale.

V.4.1. Variation de l'anomalie de $\delta^{18}\text{O}_w$ locale au niveau du détroit Siculo-Tunisien (REC13-53)

La courbe de variation de l'anomalie de $\delta^{18}\text{O}_w$ locale ainsi obtenue montre des anomalies négatives indiquant un appauvrissement important pendant le OD entre 16.5 et 15 ka et le YD où les valeurs atteignent -1‰. La période de Bolling/Allerod est plus enrichie isotopiquement et donc plus salée. Le climat devrait induire à une évaporation accrue et par conséquent un climat plus sec en moyenne. Cette période de forte évaporation a été également enregistrée au début de l'Holocène. Cependant, deux remarquables diminutions ont été observées au moment du dépôt du sapropèle S1 en Méditerranée orientale entre 9.2 et 8.2 ka et à 6.1 et 5.8 ka, respectivement (Fig.V.4).

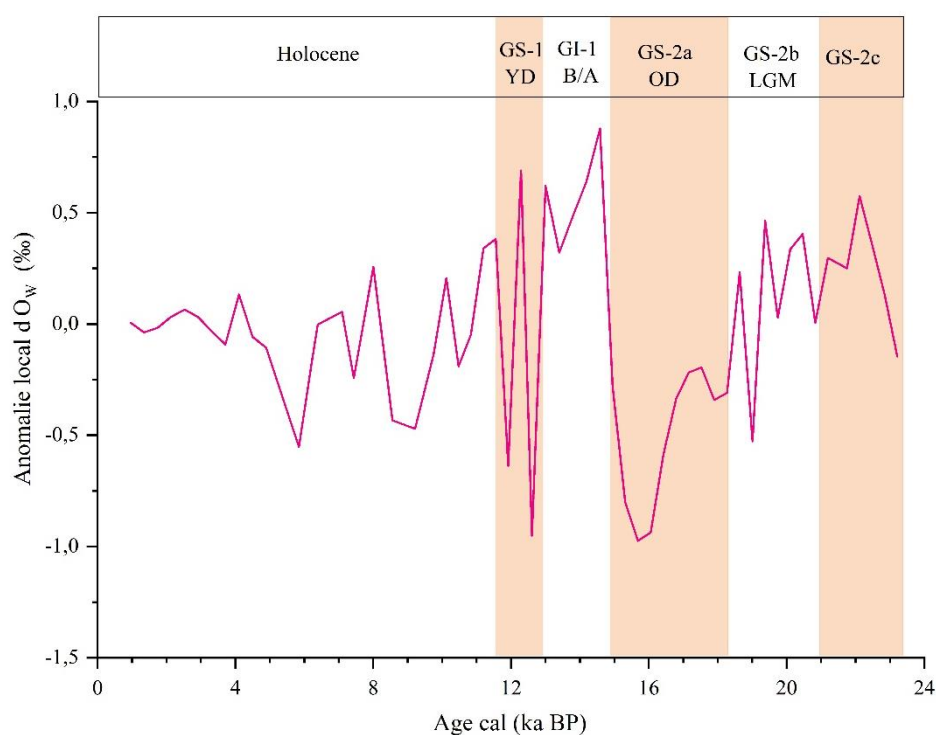


Figure V. 4 : Courbe de variation de l'anomalie de $\delta^{18}\text{O}_w$ locale en fonction de l'âge (ka) le long de la carotte REC13-53

V.4.2. Variation de l'anomalie de $\delta^{18}\text{O}_w$ locale dans la mer Ionienne (MD90-918)

La courbe de variation de l'anomalie de $\delta^{18}\text{O}_w$ locale indique un enrichissement important pendant le LGM, le OD et le B/A avec des anomalies positives indiquant des eaux plus salées

pendant ces époques. Les valeurs les plus faibles sont enregistrées pendant le YD et entre 8 et 7 ka. Cette dernière période, plus appauvrie isotopiquement et donc moins salée, correspond au dépôt du sapropèle S1 en Méditerranée orientale (Fig.V.5).

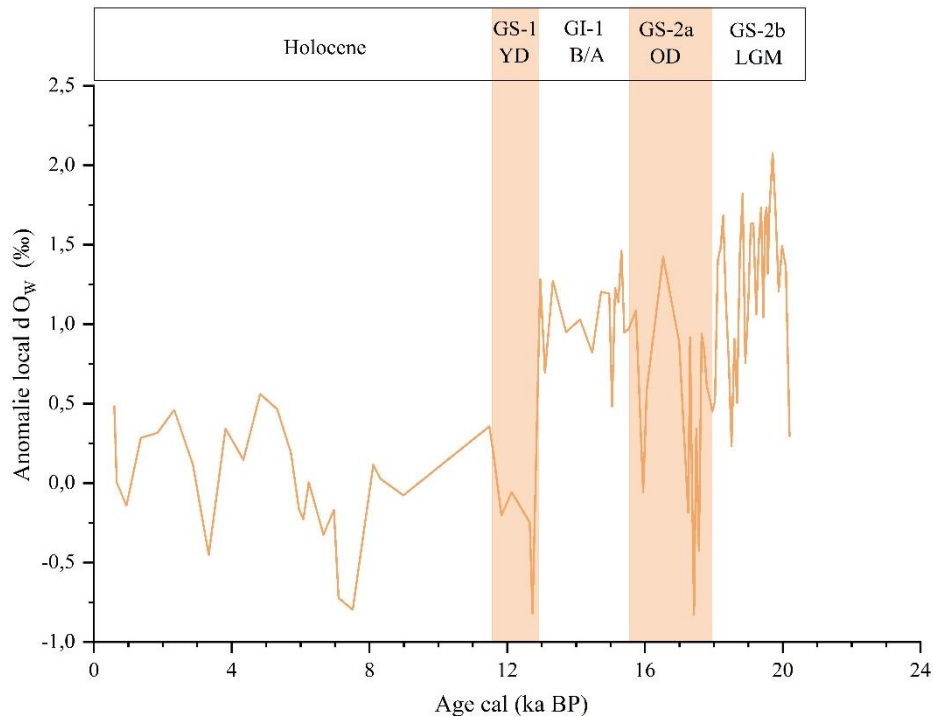


Figure V. 5: Courbe de variation de l'anomalie de $\delta^{18}O_w$ locale en fonction de l'âge (ka) le long de la carotte MD90-918

V.4.3. Variation de l'anomalie de $\delta^{18}O_w$ locale de mer dans la mer Tyrrhénienne (KET80-19)

En mer Tyrrhénienne, les valeurs de l'anomalie de $\delta^{18}O_w$ locale positives sont enregistrées pendant la dernière période glaciaire incluant le LGM (suite à l'augmentation de salinité de 1‰ dans l'ensemble de l'océan), pendant le B/A et au début de l'Holocène (Fig.V.6). Cependant, comme il a été observé au niveau du détroit Siculo-Tunisien, les valeurs les plus faibles ont été enregistrées pendant les deux événements climatiques froids le OD et le YD. Cet appauvrissement important est également observé aussi au milieu de l'Holocène entre 10 et 5.8 ka correspondant à la période de la mise en place de sapropèle en Méditerranée orientale, indiquant des eaux moins salées.

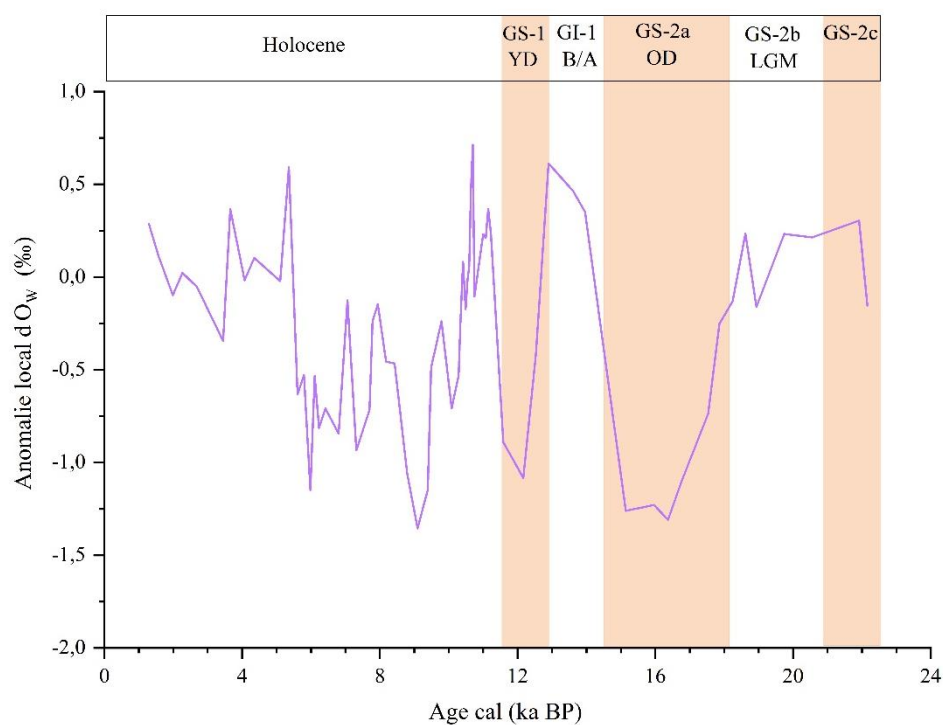


Figure V. 6 : Courbe de variation de l'Anomalie de $\delta^{18}O_w$ locale en fonction de l'âge (ka) le long de la carotte KET80-19

V.4.4. Variation de l'anomalie de $\delta^{18}O_w$ locale dans le bassin Levantin (MD84-641)

La courbe de variation de l'anomalie de $\delta^{18}O_w$ locale montre que les valeurs les plus élevées sont enregistrées pendant le LGM et le OD incluant H1 indiquant ainsi des eaux plus salées (Fig.V.7). A cette époque, le climat devait conduire à une forte évaporation et par conséquent un climat plus sec. Cependant, une diminution remarquable a été enregistrée entre 10 et 8 ka. Cette période plus appauvrie isotopiquement, donc moins salée, correspond au dépôt de

sapropèle S1 (daté entre 10.2 et 6.4 ka ([Fontugne et al., 1994](#); [Mercone et al., 2000](#); [Schmiedl et al., 2010](#)).

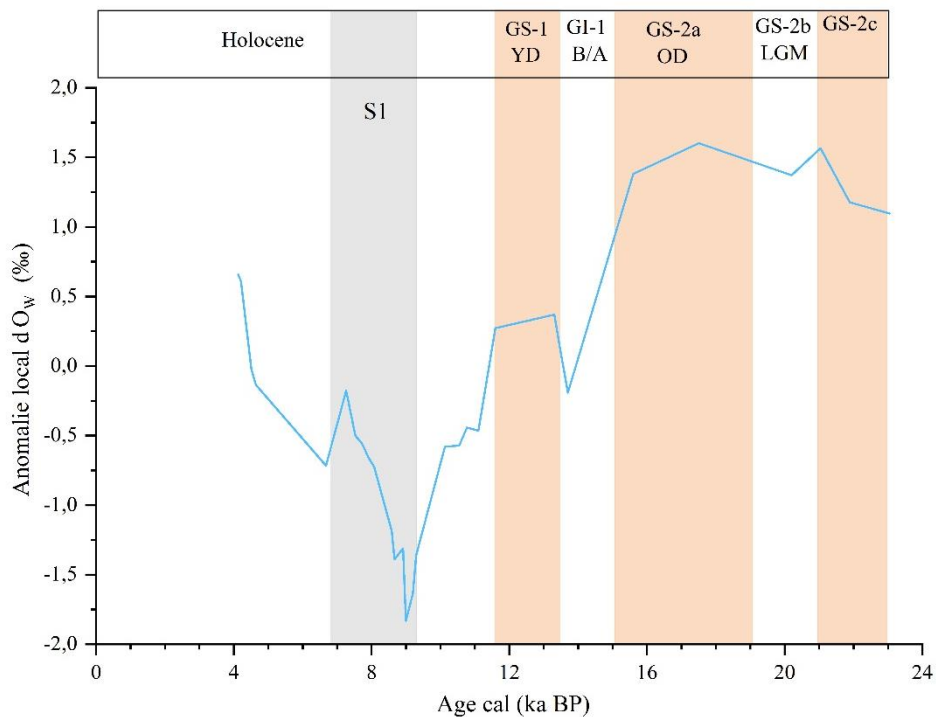


Figure V. 7 : Courbe de variation de l'anomalie de $\delta^{18}O_w$ locale en fonction de l'âge (ka) le long de la carotte MD84-641

V.4.5. Synthèse

Les valeurs les plus élevées de l'anomalie de $\delta^{18}O_w$ sont observées pendant le LGM et le B/A alors que les valeurs les plus faibles sont enregistrées pendant l'évènement de H1 et le YD. Ces périodes marquées par des anomalies de $\delta^{18}O_w$ locale négatives sont associées à des appauvrissements en oxygène-18 des deux espèces de foraminifères planctoniques *G. bulloides* et *G. ruber*. En effet, ces valeurs légères de $\delta^{18}O$ (Fig. IV.3 et IV.4, Chap. IV) correspondent à une dessalure des eaux de surface de la Méditerranée centrale et orientale pendant le H1 et plus précisément pendant le YD. Cette tendance est également observée en méditerranée occidentale dans la mer d'Alboran ([MD95-2043](#), [Cacho et al., 2001](#)) et le Golfe de Lion ([MD99-2346](#), [Melki et al., 2010](#)). Cette situation est bien évidemment liée à la migration vers le sud du front polaire privilégiant l'entrée des masses d'eau froides et moins salées Atlantiques en mer Méditerranée ([Cacho et al., 1999](#); [Kallel et al., 1997b](#)).

Pendant l'Holocène, les valeurs de l'anomalie de $\delta^{18}O_w$ locale révèlent des conditions relativement comparables à celles enregistrées pendant le Bolling/Allerod. Cependant, des

anomalies négatives de $\delta^{18}\text{O}$ locale ont été observées au milieu de l'Holocène au moment de dépôt de sapropèle S1 en méditerranée orientale (10.8 et 6.2 ka, [Mercone et al., 2000](#); [De Lange et al., 2008](#); [Schmiedl et al., 2010](#)). Ces valeurs de faible salinité devraient refléter soit une baisse de salinité en Atlantique Nord, soit un changement local du modèle hydrologique en Méditerranée. Toutefois, la comparaison de nos enregistrements avec celui de la marge ibérique Atlantique (SU81-18) ([Duplessy et al., 1992, 1993](#)) indique que ces changements hydrologiques n'étaient pas enregistrés à cette époque dans la région Atlantique (Fig.V.8). Ceci montre bien que cette situation particulière est liée uniquement à une modification plus locale des conditions hydrologiques dans le bassin méditerranéen.

Plusieurs études antérieures ont montrées des anomalies négatives dans les isotopes stables d'oxygène ($\delta^{18}\text{O}$) mesurées sur les tests de foraminifères planctoniques pendant le dépôt de sapropèle S1 ([Vergnaud-Grazzini et al., 1977](#); [Kallel et al., 1997b](#); [Emeis et al., 2000b, 2003](#); [Rohling et al., 2002](#); [Essallami et al., 2007](#); [Almogi-Labin et al., 2009](#); [Melki et al., 2010](#); [Tachikawa et al., 2015](#)). Ces observations ont été interprété par un apport accru d'eau douce en surface entraînant un ralentissement de la circulation thermohaline et l'anoxie des eaux de fond. Une explication largement acceptée de cet apport excessif d'eau douce pendant les périodes de formation de sapropèle est liée aux fortes précipitations associés à la mousson en Afrique du Nord ([Rossignol-Strick et al., 1982](#); [Fontugne et al., 1994](#); [Rohling et al., 2002](#); [Emeis et al., 2003](#); [Revel et al., 2010](#); [Wu et al., 2016, 2017](#)). Cette période de fortes précipitations démarrant il y a 14 ka, responsable de la décharge accrue du Nil, est supposé être responsable de la formation de S1 en méditerranée orientale entre 10.8 et 6.2 ka ([Mercone et al., 2000](#); [De Lange et al., 2008](#)). Si l'augmentation du débit du Nil était le seul responsable de la formation des sapropèles alors ce décalage entre le début de la mousson africaine (début de l'augmentation du débit du Nil) et l'installation de S1 est appelé phase de préconditionnement.

Bien que les sapropèles soient plus répandus en Méditerranée orientale qu'en méditerranée occidentale, le détroit Siculo-Tunisien présente des anomalies négatives de $\delta^{18}\text{O}$ locale assez marquées à partir de 10 ka permettant d'enregistrer les effets des changements hydrologiques relatifs au dépôt de sapropèle S1 (Fig. V. 8).

Nous allons alors tester si la signature de cet évènement en surface avait aussi été enregistrée en profondeur. Ainsi, en réponse aux modifications hydrologiques de surface, plusieurs proxies sont capables d'enregistrer les perturbations des conditions des eaux de fond. En effet, les

isotopes stables de carbone ($\delta^{13}\text{C}$) des foraminifères benthiques constituent un outil fiable couramment utilisé dans la restitution de ventilation des eaux de fond.

Bien qu'il y a une manque voire même absence des foraminifères benthiques oxiques pendant la période de sapropèle (Mercone et al., 2000; Kuhnt et al., 2007; Melki et al., 2010; Siani et al., 2013), il semblerait difficile d'obtenir des enregistrements hydrologiques continus des eaux de fond pendant cette période clé. Afin de surmonter ce problème, le recours à un nouveau proxy permettant l'obtention des enregistrements continus est donc nécessaire.

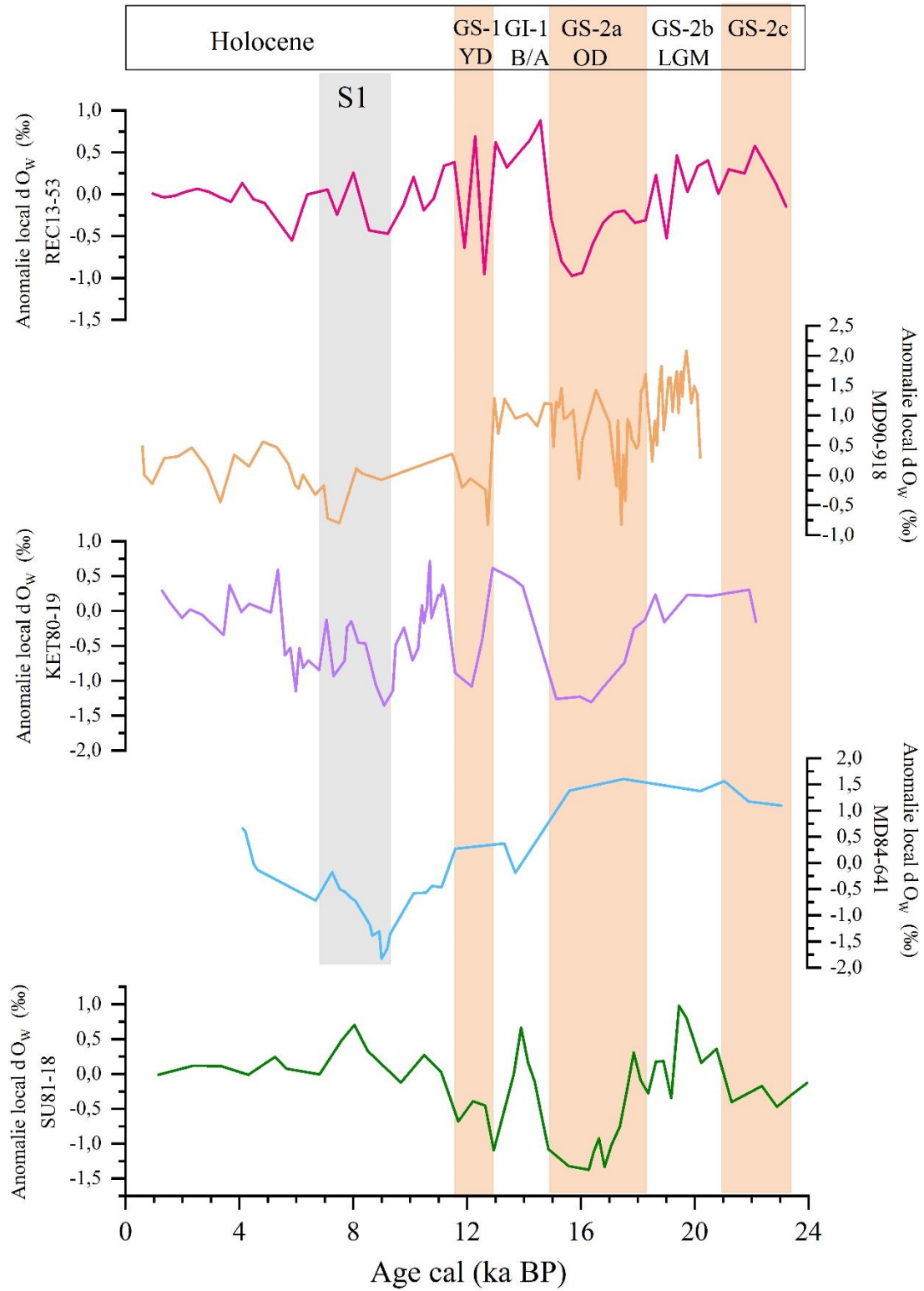


Figure V. 8 : Anomalies $\delta^{18}O$ locale mesurées dans le détroit Siculo-Tunisien (REC13-35), la mer Ionienne (MD90-918), la mer Tyrrhénienne (KET80-19), le bassin Levantin (MD84-641 (e)) et l'océan Atlantique Nord (SU81-18).

Conclusion de la Partie II

Dans cette partie, nous avons réalisé une étude micropaléontologique à haute résolution le long de 4 carottes sédimentaires marines bien datées par le carbone 14 prélevées dans les trois grands bassins de la mer Méditerranée (le détroit Siculo-Tunisien, la mer Ionienne, la mer Tyrrhénienne et le bassin Levantin) afin de générer des enregistrements climatiques et biochronologiques précis. Sur la base de l'apparition et/ou la disparition de certains taxons fossiles ainsi que les changements de température, on a pu identifier sept biozones successives dans les différentes carottes étudiées. Nos résultats ainsi obtenus montrent des fluctuations synchrones à l'échelle régionale. Trois bio-événements ont ainsi été identifiés au cours des derniers 24 ka i) le pic de *T. quinqueloba* à $18,3 \pm 0,79$, à $18,2 \pm 0,58$ ka et à $18,6 \pm 0,45$ respectivement dans le détroit Siculo-Tunisien, la mer Tyrrhénienne et la mer Ionienne ii) la première apparition postglaciaire de *G. inflata* datée à $15,3 \pm 0,6$ ka dans le détroit Siculo-Tunisien, à $15,1 \pm 0,78$ ka dans la mer Tyrrhénienne, à $15,7 \pm 0,27$ ka dans la mer Ionienne et à $15,6 \pm 0,53$ ka dans bassin Levantin et iii) la réapparition de *G. truncatulinoides* r.c enregistrée à $5,6 \pm 0,34$ et $5,6 \pm 0,21$ ka respectivement dans les bassins central et occidental. Ces bio-événements peuvent être utilisés pour établir ou améliorer la chronologie des carottes profondes méditerranéennes.

Partie III : Restitution du temps de ventilation des eaux intermédiaires et profondes au niveau du détroit Siculo-Tunisien durant les derniers 24 ka

Chapitre VI : Variations hydrologiques passées des masses d'eau intermédiaires et profondes en Méditerranée depuis la dernière période glaciaire : le dernier sapropèle S1.

Les modèles couplés océan-atmosphère ne parviennent pas à reproduire l'anoxie en Méditerranée orientale pendant les périodes de sapropèle sans une phase de pré conditionnement (Adloff et al., 2011; Grimm et al., 2012, 2015; Vadsaria et al., 2017, 2019). Plusieurs hypothèses ont été avancées pour expliquer les mécanismes conduisant à l'anoxie des eaux profondes et par conséquent à la préservation de la matière organique et la mise en place des sapropèles. Rossignol-Strick et al. (1982, 1985) ont attribué la mise en place de ce dépôt au renforcement de la mousson africaine modulé par l'indice de précession terrestre affectant principalement la Méditerranée orientale via les apports intenses du Nil. Revel et al. (2010) témoignent que la dernière phase pluviale (Nabtian pluvial period), responsable d'un apport accru du Nil aurait démarré vers 14 ka. Cet important apport d'eau douce aurait provoqué la stratification de la colonne d'eau en Méditerranée orientale et donc un affaiblissement et/ou un arrêt de la formation d'eau profonde (Rossignol-Strick et al., 1982; Rossignol-Strick, 1985; Rohling et al., 2015) créant ainsi des conditions favorables au développement de conditions anoxiques au fond. D'autres études démontrent qu'au moment de la formation des sapropèles, des conditions humides se seraient installées sur l'ensemble de la région Méditerranéenne (Lézine and Casanova, 1991; Petit-Maire et al., 1991; Callot and Fontugne, 1992; Kallel et al., 1997, 2000; Bar-Matthews et al., 2000, 2003; Zanchetta et al., 2007; Kotthoff et al., 2008; Toucanne et al., 2015; Filippidi et al., 2016).

Pour expliquer le décalage entre le moment d'augmentation du débit du Nil vers 14 ka et le début de la formation des sapropèles depuis 10 ka, certains auteurs suggèrent une phase de pré conditionnement (Grimm et al., 2012, 2015; Vadsaria et al., 2017, 2019).

Afin de mieux contraindre les mécanismes à l'origine des modifications hydrologiques depuis la dernière période glaciaire et la déglaciation et leur éventuel impact sur la mise en place des dépôts riches en matière organique (sapropèles), nous proposons après avoir restitué les variations hydrologiques des masses d'eaux de surface en Méditerranée centrale, d'estimer les éventuels changements passés du temps de résidence des masses d'eaux intermédiaires et profondes de la Méditerranée. Actuellement, le temps de résidence, soit le temps nécessaire à une boucle complète de la masse d'eau de surface entrant à Gibraltar et de sa sortie par la MOW,

est estimée à environ 100 ans (Broecker and Gerard, 1969; Stuiver & Östlund, 1983). Ceci suggère d'une part un mélange vertical actif au sein de la mer Méditerranée et d'autre part un échange rapide avec l'Océan Atlantique à travers le détroit de Gibraltar et donc un temps de résidence des masses d'eau très réduit.

VI.1. Estimation du temps de ventilation ^{14}C des masses d'eau intermédiaires et profondes depuis la dernière période glaciaire

Le radiocarbone (^{14}C) est un traceur idéal pour étudier les taux d'échange de gaz entre l'atmosphère et l'océan et pour estimer le taux de ventilation des masses d'eau profondes remontant à des échelles de temps allant jusqu'à 50.000 ans (Toggweiler et al., 1989a, 1989b). Le radiocarbone se forme naturellement dans la haute atmosphère par des réactions entre les rayons cosmiques et les atomes d'azotes. Le ^{14}C ainsi produit entre dans l'océan sous forme de $^{14}\text{CO}_2$ à travers les échanges entre l'atmosphère et les eaux de surface avec un temps d'équilibration de 7 à 10 ans (Broecker and Peng, 1982; Mahadevan, 2001).

Le carbone 14 dans les eaux de surface de l'océan n'est cependant pas en équilibre avec l'atmosphère ; cela signifie que l'océan de surface n'a pas le même âge ^{14}C que l'atmosphère. Cette différence, appelée également âge réservoir, dépend à la fois de la décroissance radioactive du radiocarbone dans l'océan et du mélange des eaux de surface avec les eaux intermédiaires/profondes appauvris en ^{14}C pendant la convection verticale saisonnière ou par upwelling.

Au cours des 150 dernières années, la distribution naturelle du radiocarbone a été perturbée par (i) la dilution du ^{14}C atmosphérique par le rejet du CO_2 des combustibles fossiles appauvris en ^{14}C (effet Suess) et (ii) la production par les bombes ^{14}C dues aux essais thermonucléaires entre la fin des années 50 et le début des années 60 qui ont eu pour effet d'augmenter la concentration de ^{14}C dans l'atmosphère (Rafter and Fergusson, 1957) et par conséquent le gradient entre les eaux de surface et de subsurface (Broecker et al., 1985). Contrairement aux autres traceurs, tels que les CFC et le Tritium, la concentration de radiocarbone dans les masses d'eau océaniques est un outil précieux permettant d'étudier la circulation thermohaline à des échelles de temps décennales, centenaires et millénaires.

Broecker et Gerard, (1969) ont fourni la première caractérisation du radiocarbone naturel (avant les bombes) dans les eaux de surface, intermédiaires et profondes de l'ensemble de la Méditerranée par des mesures directes dans la colonne d'eau à partir de stations de prélèvement. Cette étude a permis de calculer un temps de résidence des eaux intermédiaire et profondes de

l'ordre de 100 ans. D'autres études ont pu également fournir une estimation des âges radiocarbone du réservoir de la surface océanique de la Méditerranée par des mesures effectuées sur des mollusques prélevés vivants avant 1950. La première estimation d'âge réservoir ^{14}C (360 ± 80 ans) a été calculé par [Broecker et Olson, \(1961\)](#) en utilisant des coquilles collectés avant 1950 (pré-bombe) le long du plateau continental algérien. Par la suite, grâce à l'analyse de mollusques prélevés vivant avant les bombes le long des plateaux continentaux des côtes françaises et algériennes, [Delibrias \(1985\)](#) a estimé un âge réservoir ^{14}C moyen de 350 ± 35 ans. Enfin, en adoptant la même démarche, l'âge réservoir ^{14}C marin moyen pour l'ensemble de la Méditerranée a été estimé à environ 390 ± 85 ans par [Siani et al. \(2000\)](#) et à 400 ± 16 ans par [Reimer and McCormac \(2002\)](#). Plus récemment, le premier enregistrement annuel de ^{14}C de surface de la mer a été obtenu à partir d'un corail d'eau peu profonde (*Cladocora Caespitosa*) âgé de 50 ans en Méditerranée occidentale, couvrant la période post et pré-bombe ([Tisnérat-Laborde et al., 2013](#)).

Dans ce chapitre, nous nous proposons de restituer les éventuelles variations du temps de ventilation des masses d'eau profonde de la Méditerranée depuis la dernière période glaciaire. Ceci est rendue possible grâce à une approche basée sur la mesure de la différence d'âge ^{14}C entre les espèces de foraminifères benthiques et planctoniques (B-P) prélevées dans des carottes marines baignées par des masses d'eaux intermédiaires et profondes. Cette approche devrait fournir une première estimation de l'évolution de la ventilation des masses d'eaux intermédiaires et profondes en mer Méditerranée depuis la dernière période glaciaire et permettre de tester si la mise en place des dépôts riches en matière organique (i.e. ORL, sapropèles) nécessite ou non une phase de pré-conditionnement aussi longue que 4000 à 6000 ans ([Grimm et al., 2015](#)).

Le spectromètre ECHOMICADAS appartenant à la nouvelle génération de spectromètre de masse par accélérateur a été utilisée dans la présente étude pour mesurer avec une très haute précision l'activité ^{14}C de très petits échantillons de quelques dizaines de μg de carbone ([Salavert et al., 2018](#)). Il est donc désormais possible d'acquérir des enregistrements continus de l'évolution de la ventilation de la Méditerranée le long des carottes sédimentaires et particulièrement autour des phases d'anoxie associées aux sapropèles qui sont caractérisées par une très faible présence de foraminifères benthiques.

Nous allons aussi combiner la différence d'âge ^{14}C entre des espèces de foraminifères benthiques et planctoniques (B-P), avec d'autres traceurs de la ventilation des eaux comme les

isotopes stables du carbone des foraminifères benthiques ($\delta^{13}\text{C}_{\text{benthique}}$). Ce dernier est classiquement utilisé dans l’océan ouvert pour discriminer l’origine des masses d’eau profondes et leur sens d’écoulement (Duplessy et al., 1984, 1988; Kallel et al., 1988; Vidal et al., 1999; Mackensen et al., 2001).

Deux carottes collectés dans le détroit Siculo-Tunisien ont été sélectionnées pour cette étude : la carotte REC13-53 baignée par les eaux profondes de l’EMDW (1113 m ; Eastern Mediterranean Deep Water) et la carotte KET80-37 (740 m), prélevé à la limite entre la « Lower LIW » (Levantine Intermediate Water) et la « Upper EMDW ». Il s’agit ici de la première reconstitution en mer Méditerranée de l’évolution glaciaire-interglaciaire du temps de ventilation ^{14}C des masses d’eaux intermédiaires et profondes.

VI.1.1. Mesures de la différence d’âge entre les foraminifères benthiques-planctoniques (B-P) dans la REC13-53

Tableau VI. 1 : Mesures des différences d’âges ^{14}C entres les foraminifères benthiques-planctoniques dans la carotte REC13-53.

code	Profondeur (cm)	Age radiocarbone	Erreur ($\pm 1\sigma$)	B-P ^{14}C	Erreur	Age calendaire moyen (ans BP)	Matériel
2534	9	1195	40				<i>benthique</i>
ECHo2533	9	1260	40	-65	60	771	<i>G. bulloides</i>
2536	117	6795	50				<i>benthique</i>
ECHo2535	117	5660	45	1135	65	6032	<i>G. ruber alba</i>
2538	149	8040	50				<i>benthique</i>
ECHo2537	149	6925	45	1115	65	7451	<i>G. ruber alba</i>
2198	165	10660	80				<i>benthique</i>
ECHo2199	165	8190	60	2470	100	8557	<i>G. ruber alba</i>
2540	181	11770	50				<i>benthique</i>
ECHo2539	181	8845	50	2925	70	9435	<i>G. ruber alba</i>
3275	189	10490	80				<i>benthique</i>
ECHo3276	189	8870	80	1620	110	9577	<i>G. ruber alba</i>
2196	213	10450	60				<i>benthique</i>
ECHo2197	213	9820	70	630	90	10653	<i>G. bulloides</i>
2194	241	10740	70				<i>benthique</i>
ECHo2195	241	10680	70	60	100	11917	<i>G. bulloides</i>
3277	257	11070	70				<i>benthique</i>
ECHo3278	257	10740	70	330	100	12411	<i>N. pachyderma</i>
3281	289	12350	90				<i>benthique</i>
ECHo3282	289	12470	80	-120	120	13995	<i>G. ruber alba</i>
3283	301	12870	90				<i>benthique</i>
ECHo3284	301	13050	90	-180	130	14583	<i>G. ruber alba</i>
3287	425	17280	110				<i>benthique</i>
ECHo3288	425	17090	120	190	160	20286	<i>G. bulloides</i>
3289	485	19460	120				<i>benthique</i>
SacA17148	485	19510	190	-50	225	23027	<i>G. bulloides</i>

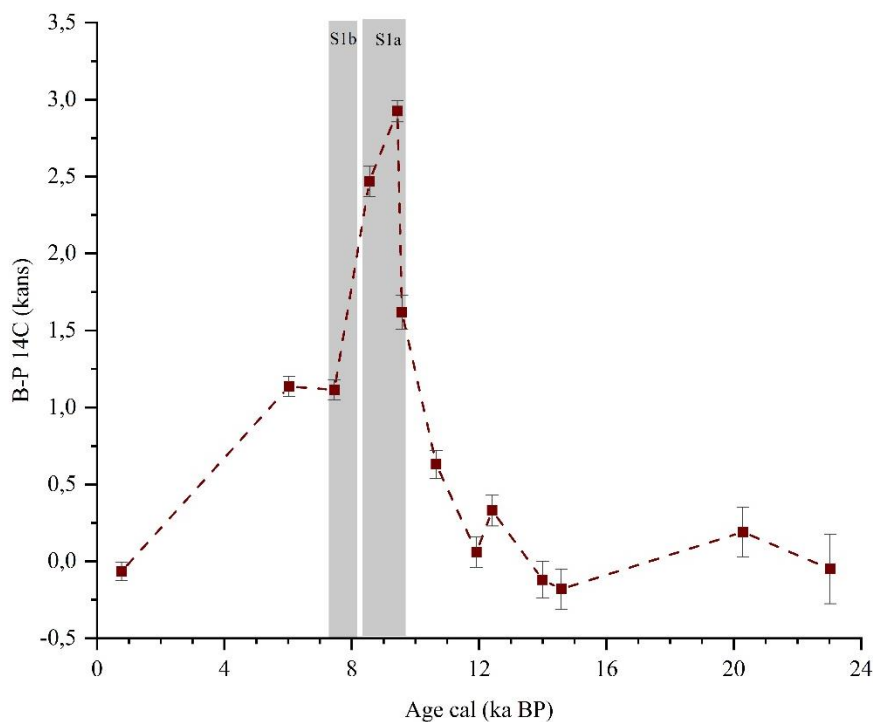


Figure VI. 1 : Différence d'âge entre les foraminifères planctoniques - benthiques (B-P) dans la carotte REC13-53 en fonction de l'âge (ka).

Les mesures des différences d'âge ^{14}C entre les espèces de foraminifères benthiques et planctoniques (différence B-P) le long de la carotte REC13-53 prélevée à une profondeur d'eau de 1113 m dans le détroit Siculo-Tunisien montrent des valeurs qui varient de -180 ± 130 ans à 2925 ± 70 ans au cours des derniers 24 ka. Pendant la dernière période glaciaire (23-18 ka incluant le LGM), la différence d'âge ^{14}C (B-P) varie de -50 ± 225 à 190 ± 160 ans suggérant des masses d'eau bien ventilées si l'on tient compte de l'erreur sur la mesure à 1 sigma (Fig. VI.1). Cette différence diminue ultérieurement pendant le Bolling/Allerod où elle atteint -180 ± 130 ans. En revanche, une augmentation de la différence ^{14}C (B-P) est observée pendant le Younger Dryas (12.9-11.6 ka) avec des valeurs de 330 ± 100 ans qui sont légèrement plus élevées qu'à l'actuel. Succédant à ces changements modestes, une augmentation drastique des valeurs ^{14}C (B-P) est observée à partir de 10.6 ka atteignant 2925 ± 70 et 2470 ± 100 ans respectivement entre 9.5 et 8.2 ka. Cette différence B-P est environ 8 à 10 fois supérieure à celle de la période du Younger Dryas. Vers 7,4 ka, elle décroît à environ 1115 ans mais reste encore très élevée par rapport à la valeur actuelle (100 ans). A l'Holocène supérieur le seul point de mesures dont nous disposons, vers 0,77 ka, montre un temps de ventilation d'environ -65 ± 60 ans, soit une valeur comparable à l'actuel tenant compte de l'incertitude sur l'estimation du temps de résidence.

VI.1.2. Mesures de la différence d'âge entre les foraminifères benthiques-planctoniques (B-P) dans la KET80-37

Tableau VI. 2 : Mesures des différences d'âges ^{14}C entre les foraminifères benthiques-planctoniques dans la carotte KET80-37.

code	Profondeur (cm)	Age radiocarbone	Erreur ($\pm 1\sigma$)	B-P ^{14}C	Erreur	Age calendaire moyen (ans BP)	Matériel
Echo2193	0	3760	50				<i>benthique</i>
SacA52063	0	3415	30	345	60	3207	<i>G. inflata</i>
Echo2192	21	4300	50				<i>benthique</i>
Echo1895	21	4425	47	-125	70	4501	<i>G. ruber alba</i>
Echo2527	231	7880	45				<i>benthique</i>
SacA50196	231	7910	30	-30	55	8349	<i>G. ruber alba</i>
Echo2191	251	8460	70				<i>benthique</i>
SacA52066	251	8405	35	55	80	8880	<i>G. ruber alba</i>
Echo2189	315	8830	60				<i>benthique</i>
Echo 2190	315	8530	60	300	85	9081	<i>G. ruber alba</i>
Echo1887	381	9605	64				<i>benthique</i>
Echo1888	381	8903	70	702	95	9500	<i>G. inflata</i>
Echo2532	421	10590	50				<i>benthique</i>
Echo2531	421	10530	50	60	71	11774	<i>G. inflata</i>
Echo2187	431	10790	60				<i>benthique</i>
Echo2188	431	10650	60	140	85	11992	<i>G. ruber</i>

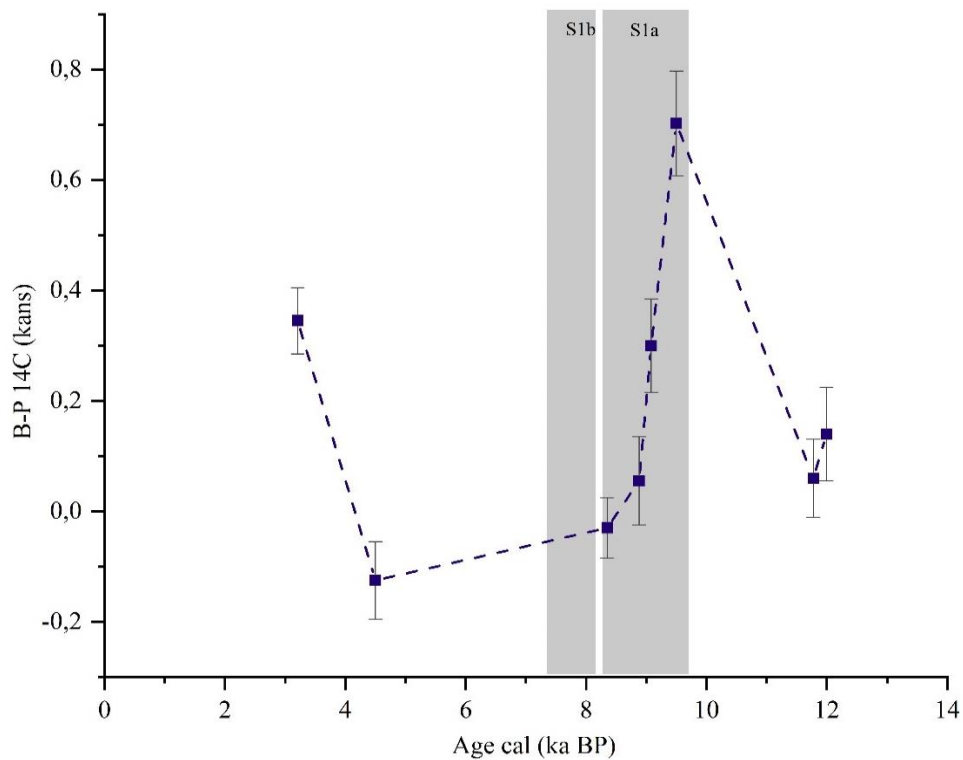


Figure VI. 2 : Différence d'âge entre les foraminifères benthiques et planctoniques (B-P) dans la carotte KET80-37 en fonction de l'âge (ka).

A une profondeur d'eau moins importante (740 m), les résultats des différences d'âge (B-P) ^{14}C obtenus le long de la carotte KET80-37 montrent des valeurs qui varient de -125 ± 70 à 702 ± 95 ans au cours des derniers 12 ka (Fig. IV.2). Pendant le Younger Dryas, la différence d'âge ^{14}C (B-P) est comparable à l'actuel (100 ans) indiquant des eaux bien ventilées. De manière semblable à l'enregistrement de la carotte REC13-53, cette différence augmente brusquement à partir de 10.4 ka atteignant une valeur de 702 ± 95 ans à 9.5 ka. Bien que cette valeur soit beaucoup plus faible que celle enregistrée à la profondeur de la carotte REC13-53, elle indique cependant une faible ventilation et une stratification marquée de la colonne d'eau. A partir de 8.9 ka, les valeurs chutent d'une manière abrupte et passent de 702 ± 95 à 55 ± 80 ans en 600 ans suggérant une reprise de la ventilation des eaux intermédiaires. La différence d'âge (B-P) ^{14}C diminue progressivement jusqu'à atteindre des valeurs à -125 ± 70 vers 4.5 ka. Enfin, une légère augmentation est observée au sommet de cette carotte vers 3.2 ka atteignant des valeurs à 345 ± 60 ans.

VI.2. Les isotopes du carbone ($\delta^{13}\text{C}$) : traceur de ventilation des eaux profondes

Le $\delta^{13}\text{C}$ mesuré sur les tests carbonatés des foraminifères benthiques reflète la composition isotopique du carbone inorganique dissous ($\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$) de l'eau de mer dans laquelle l'organisme a précipité son test. La distribution de $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$ dans les eaux de surface est régie par les échanges de carbone entre ces eaux et les eaux profondes d'une part ainsi qu'avec l'atmosphère et par la remobilisation du carbone par photosynthèse. En effet, le phytoplancton incorpore préférentiellement le ^{12}C , conduisant à un enrichissement en ^{13}C du DIC dans la zone photique des océans et par conséquent une augmentation de $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$ (Curry et al., 1988).

Certaines espèces de foraminifères benthiques du genre *Cibicides* enregistrent directement la distribution actuelle de $\delta^{13}\text{C}$ dans l'océan fournissant ainsi un outil fiable pour reconstituer les variations passées de la ventilation des eaux profondes (Duplessy et al., 1984).

Afin de mieux concevoir l'évolution de la signature des masses d'eaux intermédiaires et profondes en réponse aux modifications hydrologiques de surface depuis la dernière période glaciaire et plus particulièrement pendant le dépôt du sapropèle S1, nous avons utilisé les isotopes stables du carbone des foraminifères benthiques en comparant nos résultats avec d'autres enregistrements de la Méditerranée. En effet, le signal de $\delta^{13}\text{C}_{\text{benthique}}$ est parmi les traceurs les plus utilisés qui va nous renseigner en complémentarité avec la différence ^{14}C (B-

P) sur la ventilation des eaux intermédiaires et profondes (Duplessy et al., 1984, 1988; Vidal et al., 1999; Mackensen et al., 2001).

VI.2.1. Les variations de la composition isotopique du carbone ($\delta^{13}\text{C}$) dans le détroit Siculo-Tunisien

Dans ce qui suit, nous allons présenter tout d'abord les résultats de la variation de la composition isotopique du carbone ($\delta^{13}\text{C}$) mesurée sur les foraminifères benthiques *C. pachydermus* le long de la carotte KET80-37 (36°57'N, 11°39'E, 740 m). Ces enregistrements seront ensuite comparés avec les données $\delta^{13}\text{C}$ de la carotte MD04-2797CQ (Cornuault et al., 2018) qui a été collectée sur un site très proche et pratiquement à la même profondeur d'eau (36°57'N - 11°40' E, 771m). A cet emplacement, les eaux de surface correspondent à la MAW et les eaux de fond au mélange entre la Lower LIW et la Upper EMDW. L'intérêt de la carotte MD04-2797CQ réside dans le fait qu'elle couvre toute la période du LGM à aujourd'hui, alors que la carotte KET80-37 couvre l'intervalle de temps entre le Bolling/Allerod et l'actuel.

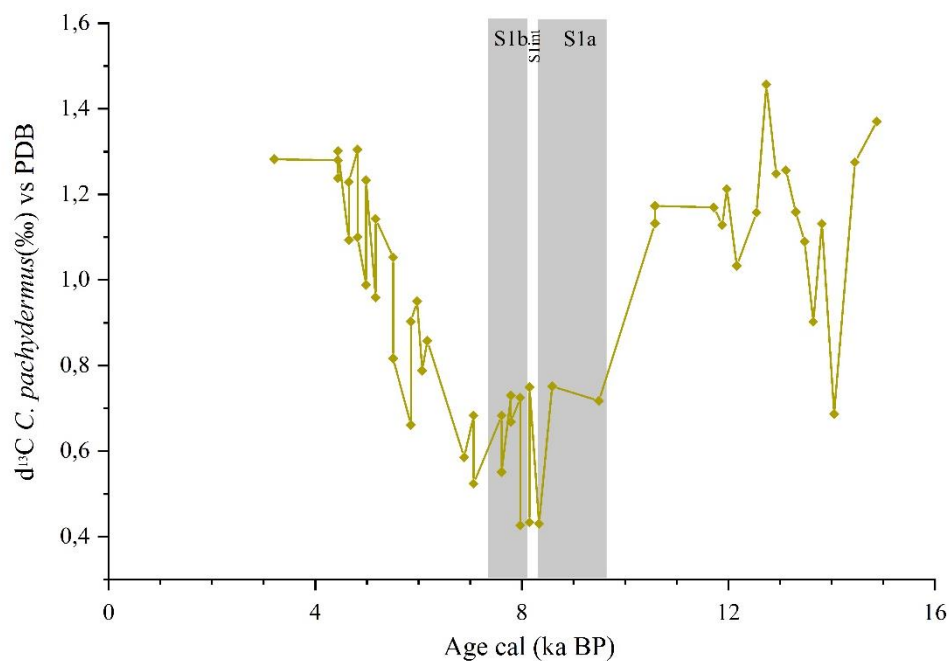


Figure VI. 3 : Enregistrement de la composition isotopique du carbone ($\delta^{13}\text{C}$) mesuré sur le foraminifère benthiques *C. pachydermus* dans la carotte KET80-37

La Figure VI.3 montre qu'au cours des derniers 15 ka, les valeurs de $\delta^{13}\text{C}$ de *C. pachydermus* varient entre 0,4‰ et 1,5‰ (Fig. VI. 3). Après les valeurs élevées enregistrées à 14,9 ka ($\delta^{13}\text{C} = 1,4\text{‰}$), une diminution d'environ 0,7‰ a été observée entre 14,5 et 14 ka. Les valeurs de $\delta^{13}\text{C}$ augmentent ensuite de nouveau et se stabilisent autour d'une valeur moyenne de 1,17‰.

Une forte diminution de $\delta^{13}\text{C}$ s'observe à partir de 10.5 ka, jusqu'à atteindre les valeurs les plus basses d'environ 0.4‰ enregistrées au moment du dépôt du Sapropèle S1. A partir de 6.5 ka, une nouvelle augmentation de $\delta^{13}\text{C}$ est observée pour atteindre des valeurs comparables à celles enregistrées à la fin du YD et le début de l'Holocène (1.3‰).

VI.3. Changement de la circulation à partir des mesures de la différence B-P et les isotopes de carbone depuis la dernière période glaciaire

La comparaison des enregistrements d'âge ^{14}C (B-P) et ceux de $\delta^{13}\text{C}$ de foraminifères benthiques vise à reconstituer l'évolution de la ventilation des eaux intermédiaires et profondes de la Méditerranée au cours des derniers 24 ka. La figure VI.4 illustre bien cette comparaison entre les différents enregistrements issus des différents bassins de la mer Méditerranée (le détroit Siculo-Tunisien, la mer Adriatique, la mer Égée, le bassin Levantin et la mer des Baléares).

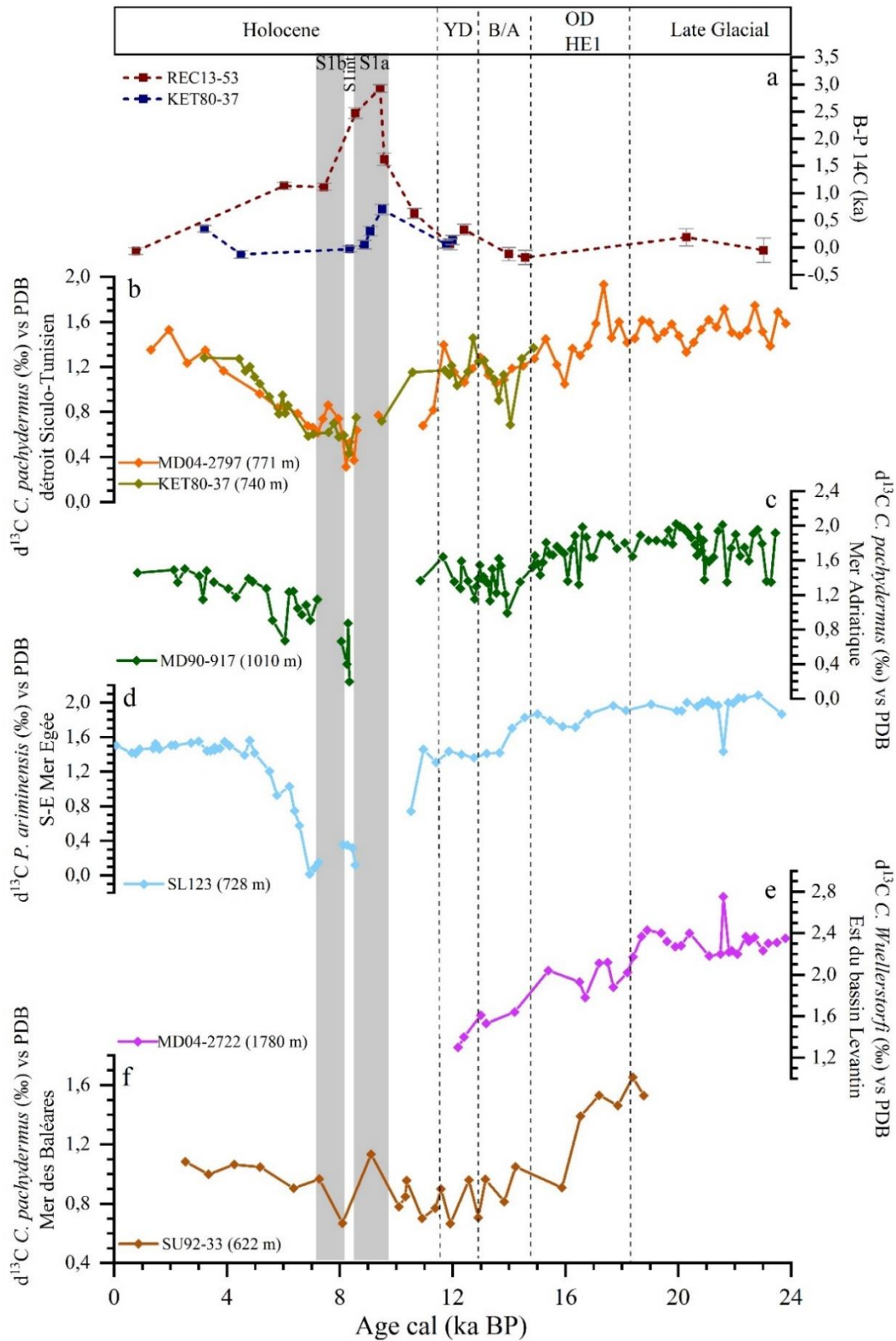
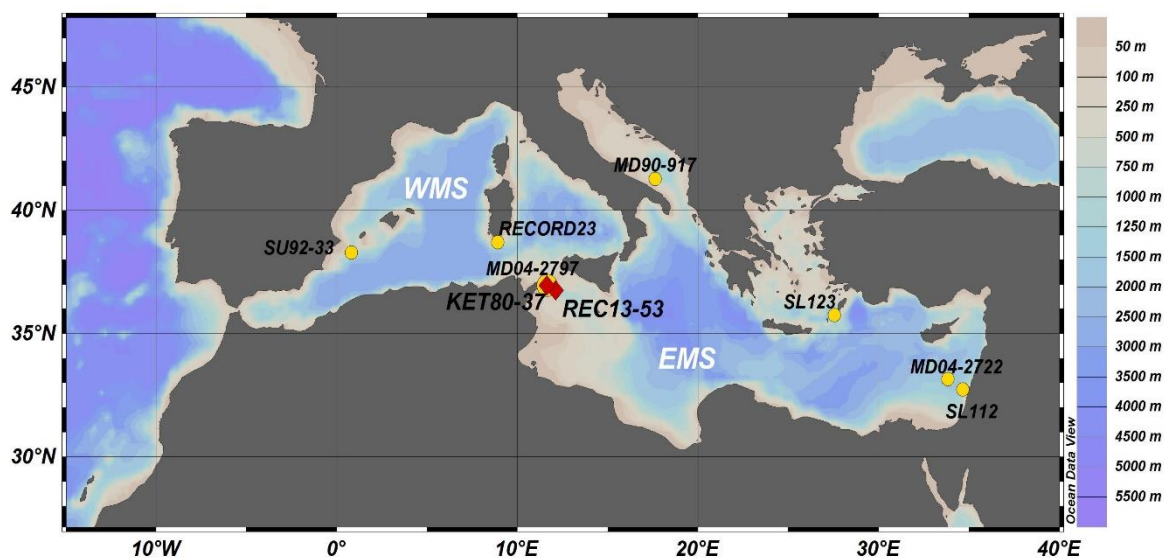


Figure VI. 4 : Différence d'âge (B-P) dans les deux carottes REC13-53 et KET80-37 (a), enregistrement $\delta^{13}\text{C}$ de foraminifères benthiques *C. pachydermus* du détroit Siculo-Tunisien (b) et de la mer Adriatique (c), *P. ariminensis* du S-E de la mer Egée (d), *C. wuellerstorfi* de l'Est du bassin Levantin (e) et de *C. pachydermus* de mer des Baléares (f).

En effet, la comparaison des enregistrements des différences d'âge ^{14}C (B-P) avec le signal $\delta^{13}\text{C}$ des foraminifères benthiques est particulièrement intéressante puisque le signal $\delta^{13}\text{C}$ nous fournit des informations précieuses sur la ventilation des masses d'eau intermédiaires et profondes en relation avec le modèle de convection des eaux de surface (Curry et al., 1988). En effet, les valeurs élevées de $\delta^{13}\text{C}_{\text{benthique}}$ qui sont de l'ordre de 1.6 à 1.4‰ enregistrées pendant le LGM et le HE1 se corrèlent parfaitement bien avec la faible différence d'âge ^{14}C (B-P) (de -50 à 190 et -180 ans, respectivement) enregistrée aux mêmes époques (Fig. VI.4), suggérant par conséquent des eaux intermédiaires et profondes bien ventilées. Par ailleurs, des valeurs élevées de $\delta^{13}\text{C}_{\text{benthique}}$ sont également enregistrées à la fin de LGM dans le WMS au niveau de la mer des Baléares (SU92-33, Dubois-Dauphin et al., 2017) et dans le EMS au sud de l'Adriatique (MD90-917, Siani et al., 2013), au Sud-Est de la mer Egée (SL123, Kuhnt et al., 2008; Schmiedl et al., 2010) et au Sud-Est du bassin Levantin (Cornuault et al., 2018) (Fig. VI.4). Ceci met en évidence une formation active des eaux Levantines intermédiaires et profondes de la Méditerranée.



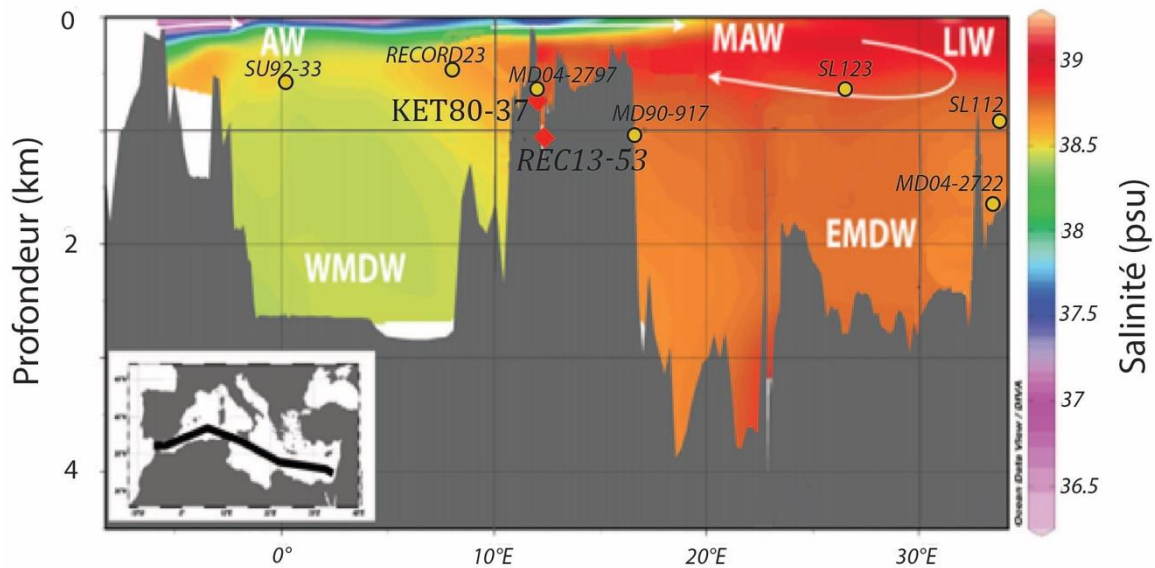


Figure VI. 5 : a) carte représentant la localisation des carottes utilisées dans le cadre de cette étude ainsi que dans la littérature ; b) transect de salinité indiquant la position des archives sédimentaires utilisés et les relatives masses d’eaux. La figure a été créée avec le logiciel ODV (Schlitzer, 2015).

A partir de la fin de HE1, une légère diminution des valeurs de $\delta^{13}\text{C}_{\text{benthique}}$ de *C. pachydermus* de 0.4‰ a été observée dans les enregistrements des eaux intermédiaires de la carotte MD04-2797 dans le détroit Siculo-Tunisien. Selon Cornuault et al. (2018), cette diminution de $\delta^{13}\text{C}_{\text{benthique}}$ traduit une diminution de la ventilation initiée par l’évènement HE1 dans l’EMS. Grimm et al., (2015) et Cornuault et al. (2016, 2018) ont interprété cette période comme correspondant à la phase de pré conditionnement qui prélude la Méditerranée pour le dépôt du Sapropèle S1. D’après ces auteurs, cette phase initiée à environ 5000 à 6000 ans avant le dépôt de S1 (vers la fin de HE1) devrait initier une ventilation plus lente à partir de cette époque.

Si cette hypothèse est vraie, alors nous nous attendons à avoir d’une part une augmentation du temps de résidence des eaux intermédiaires et profondes à partir de 15 ka et non pas seulement au moment de la mise en place de S1 et d’autre part, à ce que les valeurs de $\delta^{13}\text{C}_{\text{benthique}}$ de l’Holocène supérieur soient voisines de celles du glaciaire, c’est à dire 1,4 à 1,6 ‰ et ceci suite à la reprise de la convection active post-sapropèle. Or le $\delta^{13}\text{C}_{\text{benthique}}$ observé n’est que de 1,2 ‰, valeur voisine de ce qui a été enregistré pendant la période de préconditionnement supposée.

De plus, les différences ^{14}C (B-P) montrent, pendant toute la période qui a suivi HE1 et jusqu’avant la mise en place de S1, des valeurs qui restent comparables à celles enregistrées pendant le LGM avec uniquement une légère augmentation pendant le YD. Ceci suggère une ventilation profonde en Méditerranée toujours active et ce jusqu’à la limite inférieure de mise en place du dernier sapropèle.

De plus, l'hypothèse de pré-conditionnement de la Méditerranée avant le dépôt du sapropèle S1 ne tient pas compte des données issues des enregistrements continentaux d'Afrique du Nord (paléolacs, aquifères profonds, pollen), du moyen Orient (spéléothèmes) et du Sud de l'Europe ainsi que les données de paléosalinités de la Méditerranée qui démontrent clairement que l'humidité s'est installée sur l'ensemble de la région méditerranéenne qu'à partir de 10 ka, ce qui coïncide avec l'évènement du sapropèle S1. En effet, l'enregistrement pollinique obtenu dans la carotte MD04-2797 prélevés dans le détroit Siculo-Tunisien (Desprat et al. 2013) indique des conditions climatiques plus humides avec une augmentation des précipitations hivernales en Méditerranée centrale pendant la période allant de 10.1 à 6.6 ka. Sadori et Narcisi (2001) ont également montré par des enregistrements polliniques du Lac de Pergusa que des conditions humides se sont installées à partir de 10.7 ka. Les enregistrements de spéléothèmes indiquent aussi des conditions de forte humidité en Méditerranée orientale (Soreq cave, Bar-Matthews et al., 2000) lors de la mise en place de S1 et au même moment que la diminution de salinité des eaux de surface reconstitués dans le bassin oriental et occidental de la Méditerranée (Kallel et al., 1997a). En outre, des études minéralogiques et géochimiques révèlent une diminution de la palygorskite (forme d'argile fibreuse) dans l'enregistrement du détroit Siculo-Tunisien MD04-2797 pendant le dépôt de S1 (Bout-Roumazielles et al., 2013). Cette diminution semble indiquer l'installation de conditions humides en Afrique du Nord et la disparition des milieux évaporitiques, c'est à dire les Sebkhas. Par ailleurs, l'existence de paléolacs en Tunisie (Oued Akarit, Fontes et al., 1983), en Algérie (Petit-Maire et al., 1991; Callot and Fontugne, 1992) et en Libye (Wadi Shati, Gaven et al., 1981; Lézine and Casanova, 1991) dont les âges de mise en place coïncident avec le dépôt du dernier sapropèle (10.8 et 6.2 ka ; Fontugne et al., 1994; Mercone et al., 2000; De Lange et al., 2008), confortent bien l'idée de précipitations très abondantes en Afrique du Nord à cette époque. Le Nil n'était donc pas la seule source d'eau douce en Méditerranée pendant S1.

A l'instar de ces études présentées ci-dessus, nos mesures de différence d'âge ^{14}C (B-P) dans le détroit Siculo-Tunisien montrent que l'augmentation du temps de ventilation des masses d'eau intermédiaires et profondes se produit qu'à partir de 10.4 ka, début de l'installation du sapropèle S1. En effet une augmentation des temps de ventilation d'environ 2925 ± 71 et 702 ± 95 a été enregistrée dans les deux carottes REC13-53 et KET80-37 dont les profondeurs d'eau sont respectivement de 1113 m et 740 m (Fig. VI.5).

Les enregistrements de $\delta^{13}\text{C}_{\text{benthique}}$ au niveau du détroit Siculo-Tunisien montrent des valeurs élevées (1.2‰) comparables à celles d'aujourd'hui avant le dépôt de S1. Ceci suggère des eaux

intermédiaires et profondes encore bien ventilées. Les mêmes conditions sont observées en mer Adriatique jusqu'à 11 ka où les valeurs de $\delta^{13}\text{C}_{\text{benthique}}$ proches de 1.5 ‰ indiquent une formation active des eaux profondes en mer Adriatique (AdDW).

Par ailleurs, étant donné que les conditions suboxiques à anoxiques pendant la mise en place de S1 dans les eaux de fond de l'EMS avaient inhibé le développement des foraminifères benthiques (Mercone et al., 2001; Kuhnt et al., 2007; Melki et al., 2010), des enregistrements continus de $\delta^{13}\text{C}_{\text{benthique}}$ sont difficiles à obtenir durant cette période clé.

Les conditions étaient plus favorables dans le détroit Siculo-Tunisien avec présence de foraminifères benthiques aux profondeurs intermédiaires au même moment que la mise en place de S1 en Méditerranée Orientale. Les enregistrements $\delta^{13}\text{C}_{\text{benthique}}$ des carottes MD04-2797 et KET80-37 montrent cependant une baisse significative jusqu'à environ 0.3-0.6‰ pendant S1.

Cette diminution $\delta^{13}\text{C}_{\text{benthique}}$ est plus marquée dans l'enregistrement plus profond de la mer Adriatique (MD90-917) où les valeurs sont d'environ 0.2 à 0.8‰ pendant l'évènement d'interruption de S1. Cette diminution est probablement due au mélange entre les masses d'eaux profondes vieilles et stagnantes et celles nouvellement formées (Siani et al., 2013). La reprise de la convection des eaux profondes pendant ce court événement a été aussi associée à la réapparition de foraminifères benthiques au Sud de la mer Adriatique (Jorissen et al., 1993; Rohling et al., 1997).

Plus à l'Est, dans le bassin oriental, une baisse encore plus importante de $\delta^{13}\text{C}_{\text{benthique}}$ (0‰) est également enregistrée pendant l'interruption de S1 au Sud-Est de la mer Égée (SL123, 728 m) et au Sud-Est du bassin Levantin (SL112, 892 m; Grimm et al., 2015). Toutefois, un enregistrement continu de $\delta^{13}\text{C}_{\text{benthique}}$ d'une carotte du détroit Siculo-Tunisien montre des valeurs de l'ordre de 0.4 ‰ (SL78, 450 m) dans les eaux intermédiaires au moment du Sapropèle S1. Ces valeurs sont comparables à celles enregistrées dans nos enregistrements du détroit Siculo-Tunisien mais un peu plus élevées par rapport aux autres enregistrements de l'EMS. Ces valeurs faibles observées pendant l'interruption de S1 suggèrent un renouvellement partiel des masses d'eaux intermédiaires et des concentrations d'oxygène en eau profonde plutôt faibles.

Dans le cadre de la restitution de la circulation des eaux intermédiaires et profondes, l'utilisation des isotopes de néodyme représente un outil puissant et complémentaire aux traceurs de ventilation $\delta^{13}\text{C}$ et ^{14}C . En effet, les valeurs de ϵNd de l'eau de mer de la Méditerranée

présentent un gradient Est-Ouest avec des valeurs plus élevées dans le EMS que dans le WMS. Les eaux Atlantiques entrent dans le WMS par le détroit de Gibraltar avec des valeurs faiblement radiogéniques ($\epsilon\text{Nd} = -11$) alors que les eaux intermédiaires et profondes provenant du bassin Levantin présentent des valeurs plus radiogéniques ($\epsilon\text{Nd} = -5$) (Henry et al., 1994; Tachikawa et al., 2004; Vance et al., 2004).

Une étude plus récente basée sur les isotopes du néodyme mesurés sur les foraminifères planctoniques de la carotte RECORD-23 prélevée au niveau du canal de Sardaigne à des profondeurs intermédiaires (414 m) montre des valeurs radiogéniques (-6.5 ± 0.3 à 9.2 et 7.8 ka BP) (Fig. VI.6) pendant l'intervalle de S1 suggérant une contribution significative de LIW à cet endroit et/ou même flux entrant de LIW caractérisé par une signature isotopique du néodyme plus radiogénique à cet époque (Colin et al., 2021). Cependant, des valeurs moins radiogéniques (-7.7 ± 0.4) ont été enregistrées entre 8.6 et 8 ka. Cette diminution a été également observée dans l'enregistrement de coraux des eaux froides du canal de Sardaigne vivant dans les masses d'eau intermédiaire montrant des valeurs peu radiogéniques d' ϵNd (-8.38 ± 0.47 ; à ~ 8.7 ka BP) (Fig. VI.6) ce qui leur permet de faire l'hypothèse d'un renversement de la circulation au niveau du détroit Siculo-Tunisien (Dubois-Dauphin et al., 2017) au moment de dépôt de Sapropele S1. Ces valeurs d' ϵNd sont proches des valeurs des mers d'Alboran et Baléares (SU92-33) (Jiménez-Espejo et al., 2015; Dubois-Dauphin et al., 2017) pendant S1 alors qu'ils correspondaient aux valeurs obtenues avant et après le dépôt de S1 pour la carotte du détroit Siculo-Tunisien MD04-2797 (Cornuault et al., 2018). Plus à l'est, des valeurs radiogéniques de ϵNd des enregistrements de EMDW du bassin Levantin (MD04-2722 et MD90-964) pendant le dépôt de S1 ont été associées à une intensification du flux du Nil caractérisé par une signature isotopique très radiogénique (ϵNd de -3 à -1) (Freydier et al., 2001; Weldeab et al., 2002; Tachikawa et al., 2004), à une circulation moins vigoureuse de LIW et à une stagnation de l'EMDW dans le EMS (Revel et al., 2010, 2014; Tachikawa et al., 2015; Cornuault et al., 2016; Wu et al., 2019).

Par ailleurs, Cornuault et al. (2018) montrent que les eaux profondes de la carotte MD04-2722 du Bassin Levantin prélevée à une profondeur d'eau de 1781 m présentent une signature plus radiogénique (comparable du détroit Siculo-Tunisien) lors des événements sapropéliques que pendant les temps modernes (Fig. VI.6). Cela peut être attribué à l'effet combiné d'une circulation réduite qui transporte moins d'eau faiblement radiogénique du bassin ouest, et d'un flux accru du Nil caractérisé par une signature isotopique très radiogénique ($\epsilon\text{Nd} = -3$) (Tachikawa et al., 2004). Cette situation est similaire dans le détroit Siculo-Tunisien, où les

observations montrent également des eaux plus radiogéniques lors du dépôt de S1 ([Cornuault et al., 2018](#)). Cette tendance spatiale suggère une diminution drastique du flux de LIW de l'EMS vers le WMS pendant le S1 et l'existence possible des eaux intermédiaires de WMS pour cette période. En conséquence, il est envisageable considérer un mode de circulation distinct pour chaque bassin de la Méditerranée.

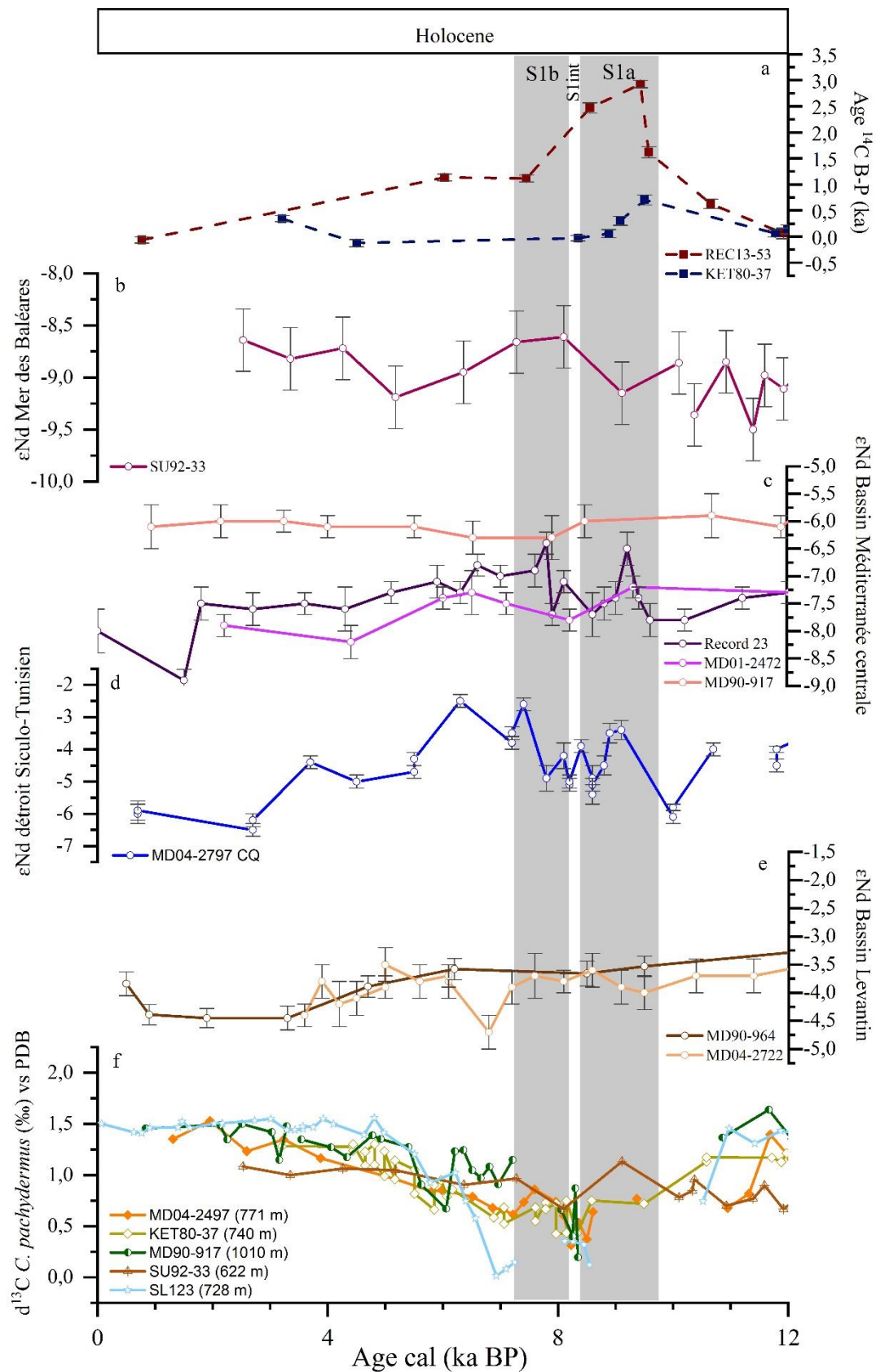


Figure VI. 6 : Différence d'âge (B-P) dans les deux carottes REC13-53 et KET80-37 (a), valeurs de ϵNd de foraminifères planctoniques de la mer des Baléares (b), des mers Tyrrhénienne et Adriatique (c),

du détroit Siculo-Tunisien (d) et de la mer Levantine (e) et enregistrement $\delta^{13}\text{C}$ de foraminifères benthiques *C. pachydermus* du détroit Siculo-Tunisien, de la mer Adriatique et de la mer des Baléares, *P. ariminensis* du S-E de la mer Egée et *C. wuellerstorfi* de l'Est du bassin Levantin(f).

Après le dépôt du Sapropel S1, le temps de ventilation diminue à nouveau mais avec un décalage de 1000 ans entre les eaux intermédiaires (-100 ans) et les eaux profondes (1100 ans). Par ailleurs, une meilleure ventilation dans le détroit Siculo-Tunisien a été également suggérée par l'augmentation progressive de $\delta^{13}\text{C}_{\text{benthique}}$ après le dépôt de S1 des deux carottes MD04-2797 et KET80-37 illustrant une convection active après S1 au moins jusqu'à 740 m. Aujourd'hui, les eaux méditerranéennes intermédiaires et profondes sont caractérisées par des valeurs de $\delta^{13}\text{C}$ relativement élevées (1,2 ‰ ; Pierre, 1999) en raison d'une convection active en mer Adriatique (Millot and Taupier-Letage, 2005) et occasionnellement en mer Égée (Roether et al., 1996).

VI.4. Changements hydrologiques pendant les derniers 24 ka

Dans cette partie, nous allons examiner les changements hydrologiques des eaux de surface et de fond en mer Méditerranée depuis la dernière période glaciaire et leur impact sur la circulation thermohaline en Méditerranée. Pour se faire, nous allons présenter une approche multi-traceur basée sur les mesures des isotopes stables du carbone et de l'oxygène effectuées sur les foraminifères planctoniques et benthiques, des salinités des eaux de surface (SSS) en exposant les variations de la composition isotopique de l'eau de mer ($\delta^{18}\text{O}_{\text{wlocal}}$) de 6 carottes de sédiments marins profonds REC13-53, KET80-37, MD04-2797, MD90-917, SU92-33 et SU81-18 (Fig. VI.7) ainsi que les mesures de la différence d'âge ^{14}C entre les foraminifères planctoniques et benthiques (REC13-53 et KET80-37).

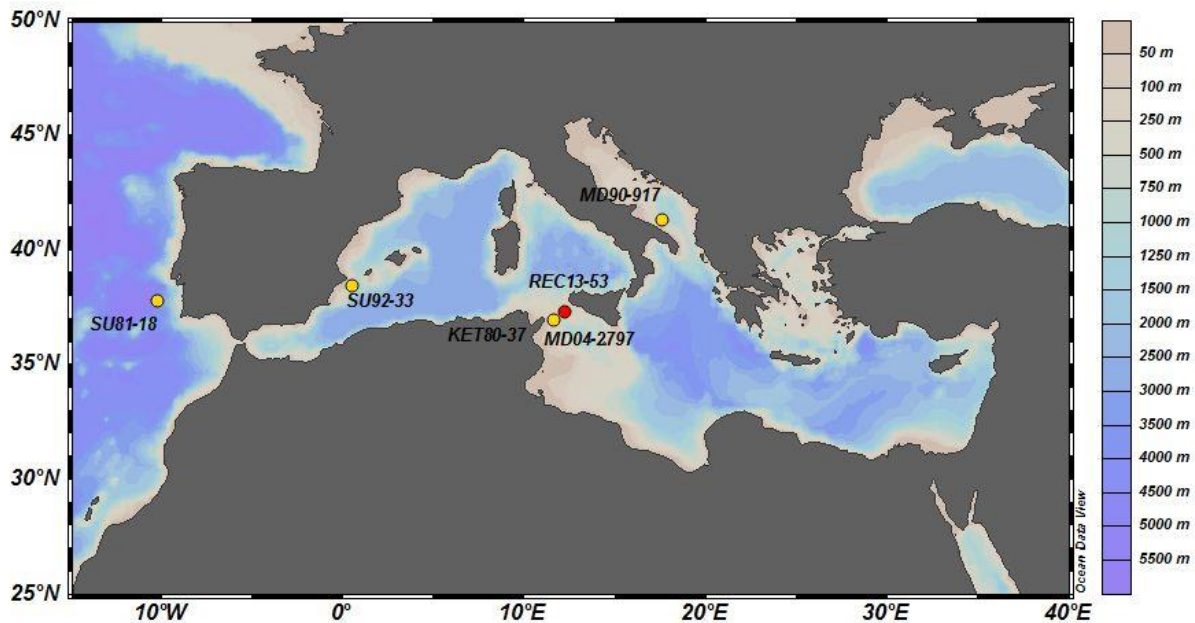


Figure VI. 7 : a) Localisation des différentes carottes utilisées dans le cadre de cette étude (REC13-53 et KET80-37) ainsi que les différentes carottes utilisées dans la comparaison entre les différents bassins méditerranéens et Atlantique (MD04-2797, MD90-917, SU92-33 et SU81-18); La figure a été créée avec le logiciel ODV (Schlitzer, 2015).

Afin de tester si les caractéristiques de l'hydrologie des eaux intermédiaires et profondes dans le détroit Siculo-Tunisien sont communiquées globalement en mer Méditerranée, nous considérons nos données dans le contexte d'un enregistrement de contraste de $\delta^{13}\text{C}_{\text{benthique}}$ entre les eaux intermédiaires du détroit Siculo-Tunisien et les autres bassins méditerranéens, un indicateur de l'efficacité de ventilation de l'océan profond.

La comparaison entre l'enregistrement de salinité en mer Adriatique (zone de formation d'eau profonde) est similaire à celui de la carotte REC13-53 reproduit également la dernière transition glaciaire-interglaciaire et l'Holocène (Fig. VI.8). Cet enregistrement indique un gradient Est-Ouest où les salinités passent de 36‰ à l'entrée de détroit de Gibraltar à 39‰ au niveau du bassin Levantin (Zweng et al., 2019). Ainsi, une diminution de salinité a été enregistrée pendant le dépôt de sapropèle S1. Ces valeurs de faible salinité pourraient s'expliquer soit par une baisse de salinité des eaux de surface de l'Atlantique Nord entrant en Méditerranée par Gibraltar, soit par un changement local du modèle hydrologique en Méditerranée. Cependant, ces diminutions de salinité des eaux de surface du bassin méditerranéen n'étaient pas couplées à un événement équivalent en Atlantique Nord (SU81-18, Duplessy et al., 1992) à cette époque. Ceci montre bien que cette situation particulière est liée uniquement à une modification plus locale des conditions hydrologiques dans le bassin méditerranéen.

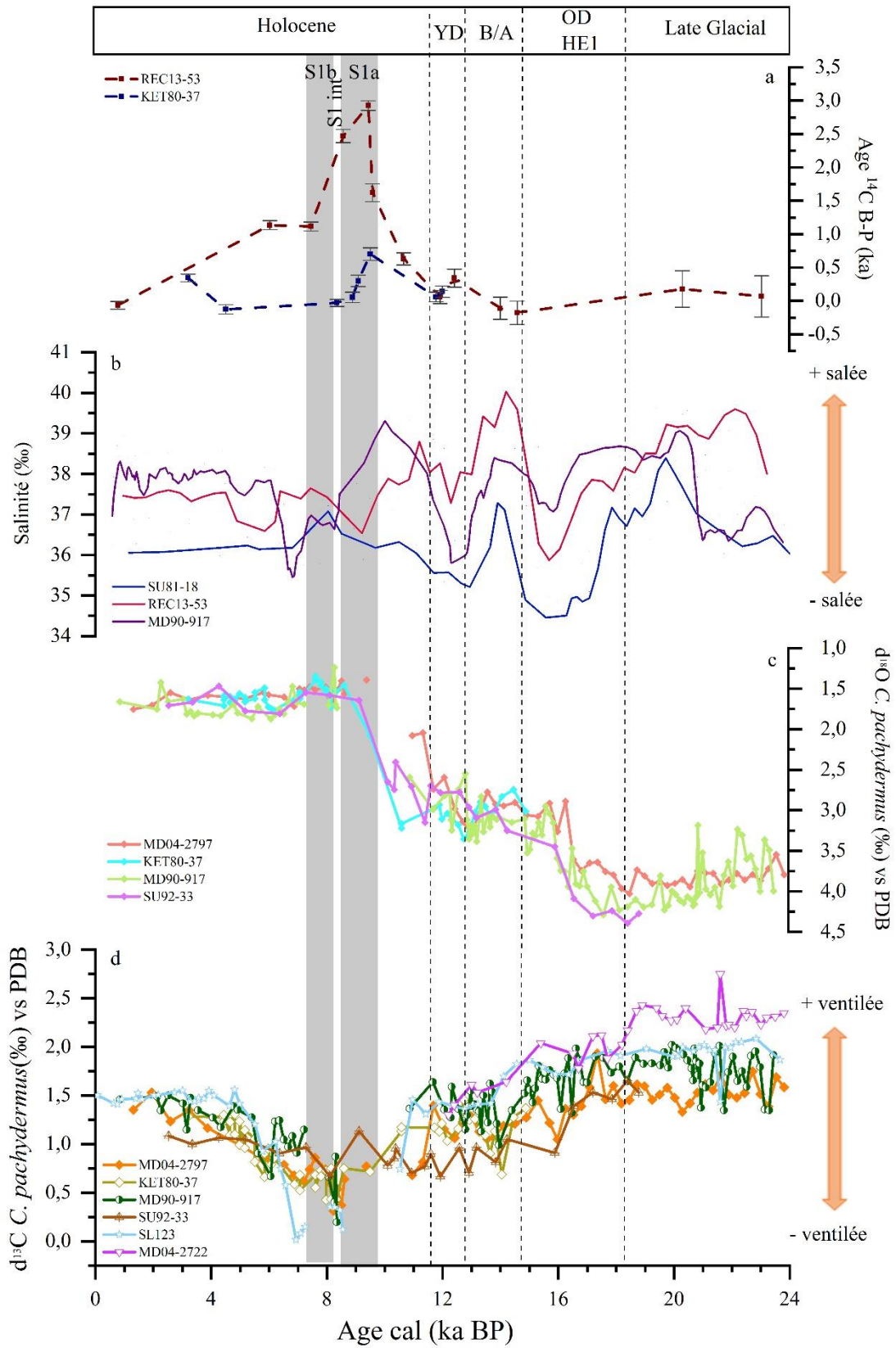


Figure VI. 8 : (a) Différence d'âge (B-P) dans les deux carottes REC13-53 et KET80-37, (b) Variations de salinité dans le détroit siculo-tunisien et la mer Adriatique et l'Atlantique Nord, (c) Enregistrements

de $\delta^{18}\text{O}$ de *C. pachydermus* dans les 3 sites: le détroit siculo-tunisien, la mer adriatique et les Baléares et (d) les enregistrements $\delta^{13}\text{C}$ de foraminifères benthiques *C. pachydermus* du détroit Siculo-Tunisien, de la mer Adriatique et de la mer des Baléares, *P. ariminensis* du S-E de la mer Egée et *C. wuellerstorfi* de l'Est du bassin Levantin. B/ S1a, S1b et S1 int se réfèrent au dépôt de sapropèle S1 en deux étapes et l'interruption S1 respectivement.

Pour ceux qui concernent l'hydrologie profonde, les valeurs de $\delta^{13}\text{C}$ de *C. pachydermus* montrent également un gradient Est-Ouest avec des eaux plus ventilés dans le bassin oriental par rapport au bassin occidental depuis la dernière période glaciaire en accord avec l'hydrologie profonde actuelle (Pierre, 1999). Aujourd'hui, les deux carottes du détroit Siculo-Tunisien REC13-53 et KET80-37, baignées par un mélange de LIW et une veine plus profonde et plus dense avec des caractéristiques légèrement différente attribué à la couche supérieure de l'EMDW, suivant à peu près le même itinéraire que la LIW (Astraldi et al., 2001) présentent des valeurs $\delta^{13}\text{C}$ de l'ordre de 1.1 ‰, comparables à celles observées par Pierre (1999) à l'emplacement des deux carottes. Ces valeurs sont généralement inférieures à une profondeur de 1010 m de la carotte de la mer Adriatique MD90-917 (1.2‰). À partir du seuil Sicilien, les valeurs de $\delta^{13}\text{C}$ diminuent de 0.2‰ en allant vers le bassin occidental.

Cependant, il est intéressant de noter que malgré l'absence d'enregistrements continus de $\delta^{13}\text{C}$ pendant le S1, les eaux profondes à 771 m au niveau du détroit Siculo-Tunisien montrent des valeurs de $\delta^{13}\text{C}$ isotopiquement légères (~0.8‰ à ~0.6‰) comparativement aux valeurs actuelles (Pierre, 1999). Par ailleurs, pendant l'interruption S1 (8.2 ka), un tel gradient $\delta^{13}\text{C}$ entre le détroit Siculo-Tunisien et le Sud de l'Adriatique est déjà observé en raison de la reprise de convection d'eau profonde dans la mer Adriatique. Ceci suggère que chaque bassin semble se caractériser par un mode de circulation distinct.

Conclusion de la Partie III

Dans cette partie, je me suis particulièrement intéressée à la restitution des temps de ventilation des eaux intermédiaires et profondes au niveau du détroit Siculo-Tunisien pendant les derniers 24 ka. Les données combinées de la différence d'âge ^{14}C (B-P) entre les foraminifères benthiques et planctoniques et les isotopes stables de carbone ($\delta^{13}\text{C}$) suggèrent que le dépôt de S1 n'était pas précédé par une phase de préconditionnement qui a été souvent démontré par les modèles climatiques. Cette hypothèse de préconditionnement néglige les données issues des enregistrements continentaux, du moyen orient et du sud de l'Europe ainsi que les données de paléosalinités qui démontrent clairement que l'humidité s'est installée sur la région méditerranéenne à partir de 10 ka, début de dépôt de S1. En effet, nos mesures de différence

d'âge ^{14}C (B-P) montrent que l'augmentation du temps de ventilation des masses d'eau intermédiaires et profondes se produit à partir de 10.4 ka, début de l'installation de S1. Ces résultats sont corroborés par la forte diminution de $\delta^{13}\text{C}$ de foraminifère benthique qui a été enregistrée à la même époque, indiquant elle aussi une faible ventilation et une stratification marquante de la colonne d'eau.

Bien qu'il reste difficile d'obtenir des enregistrements continus avec les isotopes de carbone ($\delta^{13}\text{C}$) pendant le dépôt de S1, l'utilisation d'un nouveau proxy qui est le ^{14}C s'avère prometteuse pour la restitution des temps de ventilation des masses d'eau intermédiaires et profondes.

Conclusion générale

La Méditerranée est souvent considérée comme une zone sensible aux changements climatiques globaux ce qui justifie le choix de ce site d'étude clé. Ce travail a donc pour objectifs d'une part de restituer les variations hydrologiques des eaux de surface à partir des changements observés dans les assemblages fossiles de foraminifères planctoniques et d'améliorer d'autre part notre connaissance sur la circulation des masses d'eau intermédiaires et profondes depuis la dernière période glaciaire en Méditerranée.

Dans un premier temps, on s'était intéressé à la restitution de la paléohydrologie des eaux de surface en Méditerranée. Nous avons donc réalisé une étude micropaléontologique à haute résolution pour générer des enregistrements climatiques et biochronologiques précis le long de carottes sédimentaires bien datées par le carbone 14 prélevées dans quatre bassins majeurs : le détroit Siculo-Tunisien, la mer Ionienne, la mer Tyrrhénienne et le bassin Levantin. Nous avons utilisé les changements dans les assemblages de foraminifères planctoniques fossiles pour définir des biozones caractérisant chacun des bassins sélectionnés et relier ces changements aux différents paramètres hydrologiques tels que la température, la productivité et la stratification de la colonne d'eau. Ainsi, les changements de faune nous ont permis d'identifier sept biozones dans le détroit Siculo-tunisien. Un schéma similaire est observé en Méditerranée occidentale mais la situation est différente dans le bassin Levantin. Nos estimations de SST ainsi que les variations de faune des foraminifères montrent une similitude avec l'enregistrement climatique de la carotte de glace NGRIP (Groenland) indiquant un lien évident entre le climat de l'Atlantique Nord et les changements hydrologiques de la Méditerranée. D'un autre côté, les enregistrements d'abondance des foraminifères planctoniques montrent des fluctuations synchrones à l'échelle régionale. Trois bio-événements ont été ainsi identifiés pour la période couvrant les derniers 24 ka: i) le pic de *T. quinqueloba* à $18,3 \pm 0,79$ ka, à $18,2 \pm 0,58$ ka et à $18,6 \pm 0,45$ ka enregistrés respectivement dans le détroit Siculo-Tunisien, en mer Tyrrhénienne et en mer Ionienne ii) la première apparition postglaciaire de *G. inflata* est datée à $15,3 \pm 0,6$ ka dans le détroit Siculo-Tunisien, à $15,1 \pm 0,78$ ka en mer Tyrrhénienne, à $15,7 \pm 0,27$ ka en mer Ionienne et à $15,6 \pm 0,53$ ka dans bassin Levantin et iii) la réapparition de *G. truncatulinoides* r.c qui est enregistrée à $5,6 \pm 0,34$ et $5,6 \pm 0,21$ ka respectivement dans les bassins central et occidental. Certaines différences régionales observées peuvent être dues aux incertitudes de datation par le ^{14}C . Ces bio-événements peuvent ainsi être utilisés pour établir ou améliorer la chronologie des carottes de sédiment de la Méditerranée.

Par ailleurs, la combinaison des estimations des températures de surface avec la composition isotopique de l'oxygène des foraminifères nous a permis d'estimer les variations passées des compositions isotopiques de l'eau (δw) /salinités de surface de la Méditerranée. Nos enregistrements montrent que les valeurs n'ont pas été constantes au cours des derniers 24 ka avec des épisodes d'augmentation associées au LGM au Bolling/Allerod et des périodes de diminution à l'époque de H1, du Younger Dryas ainsi qu'à l'Holocène inférieur et moyen (entre 10 et 5 ka). La comparaison avec la courbe de δw /salinité atlantique démontre clairement qu'à l'exception de l'époque Holocène, les changements de salinité de la Méditerranée étaient synchrones et du même ordre de grandeur que ceux observés le long de la carotte SU81-18 prélevée large du Portugal, non loin de Gibraltar. Ceci indique une origine atlantique de ces variations. La situation était différente à l'Holocène entre 10 et 5 ka puisque la baisse de salinité enregistrée n'avait pas d'équivalent en Océan Atlantique et son origine est donc locale indiquant ainsi une forte pluviosité sur la Méditerranée et sur les continents qui la bordent. Durant cette période humide, les conditions climatiques étaient propices au dépôt d'un niveau riche en matière organique sur le fond de la Méditerranée orientale (sapropèle S1). La contribution d'eau douce provenant du Nil et de nombreux paléofleuves Nord-Africains a été largement proposée comme étant à l'origine de la stratification en Méditerranée et de l'arrêt de formation des eaux intermédiaires et profondes. C'est ce qui a entraîné une diminution drastique des teneurs en oxygène dissous dans les eaux profondes.

[Revel et al. \(2010\)](#) témoignent que la dernière phase pluviale (Nabtan pluvial period), responsable d'un apport accru du Nil a démarré vers 14 ka. Or l'installation du dernier sapropèle n'a eu lieu que vers 10 ka. Pour expliquer le décalage entre le moment d'augmentation du débit du Nil vers 14 ka et le début de la formation des sapropèles vers 10 ka, certains auteurs parlent d'une phase de pré conditionnement.

Cette hypothèse est aussi confortée par le fait que les modèles couplés océan-atmosphère ne parviennent pas à reproduire l'anoxie en Méditerranée orientale pendant les périodes de sapropèle sans cette phase de pré conditionnement

Dans ce cadre, afin de vérifier ces différentes hypothèses, et de mieux contraindre les mécanismes à l'origine des modifications hydrologiques depuis la dernière période glaciaire et la déglaciation et leur éventuel impact sur la mise en place des sapropèles, nous avons restitué les variations du temps de résidence des masses d'eau profondes de la Méditerranée depuis la dernière période glaciaire. Ceci est rendue possible grâce à une nouvelle approche basée sur des

mesures de la différence d'âge ^{14}C entre des échantillons monospécifiques de foraminifères benthiques et planctoniques (B-P) prélevées dans deux carottes marines baignées par des masses d'eaux intermédiaires et profondes (carottes KET80-37 et REC13-53 respectivement).

Nos enregistrements de différence d'âge ^{14}C (B-P) entre les eaux profondes et les eaux de surface montrent que l'augmentation du temps de séjour des masses d'eau intermédiaires et profondes (702 ± 95 et 2925 ± 70 respectivement) ne s'était produite qu'à partir de 10.4 ka et que les eaux profondes étaient bien ventilées avant cette date. Cet « timing » de 10.4 ka coïncide avec le début de la mise en place de S1. Ces résultats sont confortés par la forte diminution de $\delta^{13}\text{C}$ des foraminifères benthiques (0.4‰) observée également à partir de 10.4 ka, c'est à dire au même moment que le début de l'évènement S1.

Notre étude suggère ainsi que le dépôt de S1 n'a pas été précédé par une phase de préconditionnement, souvent évoquée par les modèles climatiques. Cette hypothèse de préconditionnement, qu'on ne retrouve pas dans nos enregistrements, néglige également les données climatiques issues des régions continentales d'Afrique du Nord, du moyen orient et du sud de l'Europe ainsi que les données de paléosalinités de la Méditerranée qui démontrent clairement que l'humidité s'est installée sur la région méditerranéenne à partir de 10 ka, ce qui coïncide avec le début de S1.

Perspectives

Les enregistrements des températures de surface de la Méditerranée ont été obtenus par l'utilisation de la base de données ForCens récemment publiée (Siccha and Kucera, 2017). Dans cette reconstitution, nous n'avons pas considéré toute la base de données ForCens qui renferme 4205 échantillons de surface recueillis dans l'ensemble de l'océan mondial mais nous sommes limités aux sommets de carottes Méditerranéennes (125 échantillons) et 632 sédiments de surface de l'océan Atlantique Nord. Il s'agit presque de la même base de données développée par MARGO (Kallel et al., 1997a; Hayes et al., 2005). Ce dernier programme a classé les sommets de carottes par degrés de qualité selon que l'on peut démontrer ou non que le sommet appartienne à l'Holocène supérieur, c'est à dire aux derniers 4000 ans. Dans le cadre de ForCens, les comptages de foraminifères planctoniques ont été analysés dans le but d'améliorer la qualité et d'harmoniser la taxonomie de l'ensemble des données mondiales. Environ 40% des données initiales ont été ainsi écartés.

Dans la présente thèse nous avons déjà commencé à analyser la base de données ForCens. Beaucoup de travail reste à faire pour améliorer sa qualité et donc la fiabilité des reconstructions des températures de surface. Il s'agit de détecter les répliques et les erreurs de saisie des données. La couverture géographique des bassins océaniques joue un rôle primordial dans la précision des estimations de paléotempératures ; plus la couverture est bonne et plus les erreurs sur les estimations sont réduites. Il reste aussi à déterminer le seuil du coefficient de dissimilarité qu'il ne faut pas dépasser pour obtenir des résultats fiables. Il est démontré aujourd'hui que ce seuil n'est pas rigide et il peut changer d'un bassin à un autre. Nous avons jusqu'ici adopté la valeur de 0,21 pour ce seuil mais nos premiers tests montrent que la valeur est plus faible pour la Méditerranée que pour l'Atlantique à cause de la meilleure couverture géographique des sommets de carottes méditerranéens.

Nous comptons estimer aussi l'erreur de la prédiction à travers une nouvelle méthode graphique simple développée par Telford and Birks (2009) et qui tient compte de l'autocorrélation spatiale des données, un facteur qui peut être important mais jusqu'ici négligé. Cette méthode permet ainsi l'évaluation de la validité et la signification statistique des reconstructions quantitatives des conditions paléoenvironnementales déduites des assemblages fossiles.

Un autre point important mérite aussi plus d'attention. Il s'agit de l'évolution de la saisonnalité (contraste saisonnier de SST entre l'hiver et l'été) à travers les époques climatiques et qui semble avoir joué un rôle fondamental dans la composition des assemblages de foraminifères

planctoniques (Kallel et al., 1997a). En effet, en Méditerranée actuelle, les SSTs d'hiver sont très similaires à celles observées au nord-est de l'océan Atlantique à la même latitude. Ce comportement est cependant différent en été, quand la Méditerranée mer entourée de continents, montre des températures de surface d'environ 8°C plus chaudes que celles de l'océan ouvert. Nos données micropaléontologiques montrent que pendant l'Holocène, les meilleurs analogues modernes des assemblages fossiles se trouvent en mer Méditerranée elle-même et non dans l'océan Atlantique. Cela indique que saisonnalité élevée en Méditerranée et faible en océan ouvert ont eu un impact différent sur les assemblages de faune de ces deux bassins. Dans ce contexte, nous allons alors examiner l'impact potentiel de ces changements de saisonnalité depuis la dernière période glaciaire sur l'évolution de la composition de la faune de foraminifères planctoniques.

Le présent travail a démontré l'intérêt de cette nouvelle approche qui nous a permis d'estimer le temps de résidence des eaux intermédiaires et profondes. En effet les mesures de la différence d'âge ^{14}C entre des échantillons monospécifiques de foraminifères benthiques et planctoniques (B-P) de mêmes niveaux sédimentaires offre des informations bien précises sur les variations de la ventilation des masses. Appliquée dans le cadre du dernier Sapropèle (S1), nos résultats démontrent clairement l'absence de la phase de préconditionnement avant le dépôt de S1. Cette phase a été longtemps évoquée par les modélisateurs du climat pour expliquer le décalage entre l'intensification de la mousson africaine et donc du débit du Nil vers 14 ka et le début de la mise en place de S1 vers 10 ka.

Il devient ainsi nécessaire de travailler avec les modélisateurs du climat sur une nouvelle vision de l'origine de l'anoxie qui a permis la préservation de la matière organique sur le fond de la Méditerranée Orientale pendant certaines époques. Pour cela, il faut élargir nos explorations de l'évolution passée du temps de résidence des eaux profondes et intermédiaires à d'autres bassins de la Méditerranée en réalisant des datations sur des foraminifères planctoniques et benthiques surtout dans les sédiments précédant les dépôts du sapropèle S1 de plusieurs carottes marines. L'objectif est de vérifier si la stagnation était partout homogène ou plutôt plus ou moins marquée selon le bassin.

Références Bibliographiques

- Adloff, F., Mikolajewicz, U., Kučera, M., Grimm, R., Maier-Reimer, E., Schmiedl, G., Emeis, K.C., 2011. Upper ocean climate of the Eastern Mediterranean Sea during the Holocene Insolation Maximum - A model study. *Clim. Past* 7, 1103–1122. <https://doi.org/10.5194/cp-7-1103-2011>
- Akpinar, A., Yilmaz, E., Fach, B.A., Salihoglu, B., 2016. Physical oceanography of the Eastern Mediterranean Sea. *The Turkish Part of the Mediterranean Sea*.
- Allen, J.I., Somerfield, P.J., Siddorn, J., 2002. Primary and bacterial production in the Mediterranean Sea: A modelling study. *J. Mar. Syst.* 33–34, 473–495. [https://doi.org/10.1016/S0924-7963\(02\)00072-6](https://doi.org/10.1016/S0924-7963(02)00072-6)
- Alley, R.B., Ágústsdóttir, A.M., 2005. The 8k event: Cause and consequences of a major Holocene abrupt climate change. *Quat. Sci. Rev.* 24, 1123–1149. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2004.12.004>
- Alley, R.B., Clark, P.U., 1999. The deglaciation of the northern hemisphere: A global perspective. *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.* 27, 149–182. <https://doi.org/10.1146/annurev.earth.27.1.149>
- Alley, R.B., Mayewski, P.A., Sowers, T., Stuiver, M., Taylor, K.C., Clark, P.U., 1997. Holocene climatic instability: A prominent, widespread event 8200 yr ago. *Geol. Soc. Am.* 25, 483–486. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1997\)025<0483](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1997)025<0483)
- Almogi-Labin, A., Bar-Matthews, M., Shriki, D., Kolosovsky, E., Paterne, M., Schilman, B., Ayalon, A., Aizenshtat, Z., Matthews, A., 2009. Climatic variability during the last ~90 ka of the southern and northern Levantine Basin as evident from marine records and speleothems. *Quat. Sci. Rev.* 28, 2882–2896. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2009.07.017>
- Andrews, J.T., Tedesco, K., 1992. Detrital carbonate-rich sediments, northwestern Labrador Sea: implications for ice-sheet dynamics and iceberg rafting (Heinrich) events in the North Atlantic. *Geology* 20, 1087–1090. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1992\)020<1087:DCRSNL>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1992)020<1087:DCRSNL>2.3.CO;2)
- Arnone, R.A., Wiesenburg, D.A., Saunders, K.D., 1990. The Origin and Characteristics of the Algerian Current. *J. Geophys. Res.* 95, 1587–1598. <https://doi.org/https://doi.org/10.1029/JC095iC02p01587x>
- Arz, H.W., Pätzold, J., Müller, P.J., Moammar, M.O., 2003. Influence of Northern Hemisphere climate and global sea level rise on the restricted Red Sea marine environment during termination I. *Paleoceanography* 18, n/a-n/a. <https://doi.org/10.1029/2002pa000864>
- Asioli, A., Trincardi, F., Lowe, J.J., Ariztegui, D., Langone, L., Oldfield, F., 2001. Sub-millennial scale climatic oscillations in the central adriatic during the lateglacial: Palaeoceanographic implications. *Quat. Sci. Rev.* 20, 1201–1221. [https://doi.org/10.1016/S0277-3791\(00\)00147-5](https://doi.org/10.1016/S0277-3791(00)00147-5)
- Asioli, A., Trincardi, F., Lowe, J.J., Oldfield, F., 1999. Short-term climate changes during the Last Glacial – Holocene transition : comparison between Mediterranean records and the GRIP event stratigraphy. *J. Quat. Sci.* 14, 373–381. [https://doi.org/CCC 0267-8179/99/040373-09\\$17.50](https://doi.org/CCC 0267-8179/99/040373-09$17.50)
- Astraldi, M., Gasparini, G.P., Sparnocchia, S., Moretti, M., Sansone, E., 1996. The characteristics of the water masses and the water transport in the Sicily Strait at long time scales. *Bull. l'Institut océanographique* 17, 95–115.
- Astraldi, M., Balopoulos, S., Candela, J., Font, J., Gacic, M., Gasparini, G.P., Manca, B., Theocharis, A., Tintoré, J., 1999. The role of straits and channels in understanding the characteristics of Mediterranean circulation. *Prog. Oceanogr.* 44, 65–108. [https://doi.org/10.1016/S0079-6611\(99\)00021-X](https://doi.org/10.1016/S0079-6611(99)00021-X)
- Astraldi, M., Gasparini, G.P., Gervasio, L., Salusti, E., 2001. Dense water dynamics along the Strait of Sicily (Mediterranean Sea). *J. Phys. Oceanogr.* 31, 3457–3475. [https://doi.org/10.1175/1520-0485\(2001\)031<3457:DWDATS>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0485(2001)031<3457:DWDATS>2.0.CO;2)
- Astraldi, M., Gasparini, G.P., Vetrano, A., Vignudelli, S., 2002. Hydrographic characteristics and interannual variability of water masses in the central Mediterranean: a sensitivity test for long-term changes in the Mediterranean Sea. *Deep Sea Res. Part I Oceanogr. Res. Pap.* 49, 661–680.
- Bar-Matthews, M., Ayalon, A., 2011. Mid-holocene climate variations revealed by high-resolution speleothem records from soreq cave, israel and their correlation with cultural changes. *Holocene* 21, 163–171. <https://doi.org/10.1177/0959683610384165>
- Bar-Matthews, M., Ayalon, A., Gilmour, M., Matthews, A., Hawkesworth, C.J., 2003. Sea - land oxygen

- isotopic relationships from planktonic foraminifera and speleothems in the Eastern Mediterranean region and their implication for paleorainfall during interglacial intervals. *Geochim. Cosmochim. Acta* 67, 3181–3199. [https://doi.org/10.1016/S0016-7037\(02\)01031-1](https://doi.org/10.1016/S0016-7037(02)01031-1)
- Bar-Matthews, M., Ayalon, A., Kaufman, A., 2000. Timing and hydrological conditions of Sapropel events in the Eastern Mediterranean, as evident from speleothems, Soreq cave, Israel. *Chem. Geol.* 169, 145–156. [https://doi.org/10.1016/S0009-2541\(99\)00232-6](https://doi.org/10.1016/S0009-2541(99)00232-6)
- Bar-Matthews, M., Ayalon, A., Kaufman, A., Wasserburg, G.J., 1999. The Eastern Mediterranean paleoclimate as a reflection of regional events: Soreq cave, Israel. *Earth Planet. Sci. Lett.* 166, 85–95. [https://doi.org/10.1016/S0012-821X\(98\)00275-1](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(98)00275-1)
- Bard, E., Hamelin, B., Arnold, M., Montaggioni, L., Cabioch, G., Faure, G., Rougerie, F., 1996. Deglacial sea-level record from Tahiti corals and the timing of global meltwater discharge. *Nature* 382, 241–244.
- Bard, E., Tuna, T., Fagault, Y., Bonvalot, L., Wacker, L., Fahrni, S., Synal, H.A., 2015. AixMICADAS, the accelerator mass spectrometer dedicated to ¹⁴C recently installed in Aix-en-Provence, France. *Nucl. Instruments Methods Phys. Res. Sect. B Beam Interact. with Mater. Atoms* 361, 80–86. <https://doi.org/10.1016/j.nimb.2015.01.075>
- Be, A., 1977. An ecological, zoogeographic and taxonomic review of recent planktonic foraminifera.
- Bé, A.W., Tolderlund, D.S., 1971. Distribution and ecology of living planktonic foraminifera in surface waters of the Atlantic and Indian oceans, in: *The Micropalaeontology of Oceans: Proceed.* pp. 1–100.
- Be, A.W.H., 1960. Ecology of Recent planktonic foraminifera--Part 2, Bathymetric and seasonal distributions in the Sargasso Sea off Nermuda. *Micropaleontology* 6, 373–392.
- Bé, A.W.H., Tolderlund, D.S., 1971. Distribution and ecology of living planktonic Foraminifera in surface waters of the Atlantic and Indian oceans. *micropalaeontology Ocean.* 105–149.
- Béranger, K., Drillet, Y., Houssais, M.N., Testor, P., Bourdallé-Badie, R., Alhammoud, B., Bozec, A., Mortier, L., Bouruet-Aubertot, P., Crépon, M., 2010. Impact of the spatial distribution of the atmospheric forcing on water mass formation in the Mediterranean Sea. *J. Geophys. Res. Ocean.* 115, 1–22. <https://doi.org/10.1029/2009JC005648>
- Béranger, K., Mortier, L., Crépon, M., 2005. Seasonal variability of water transport through the Straits of Gibraltar, Sicily and Corsica, derived from a high-resolution model of the Mediterranean circulation. *Prog. Oceanogr.* 66, 341–364. <https://doi.org/10.1016/j.pocean.2004.07.013>
- Béranger, Karine, Mortier, L., Gasparini, G.-P., Gervasio, L., Astraldi, M., Crépon, M., 2004. The dynamics of the Sicily Strait: a comprehensive study from observations and models. *Deep Sea Res. Part II Top. Stud. Oceanogr.* 51, 411–440.
- Béranger, K., Mortier, L., Gasparini, G.P., Gervasio, L., Astraldi, M., Crépon, M., 2004. The dynamics of the Sicily Strait: A comprehensive study from observations and models. *Deep. Res. Part II Top. Stud. Oceanogr.* 51, 411–440. <https://doi.org/10.1016/j.dsr2.2003.08.004>
- Bérenger, M., 1955. *Mémorial de la météorologie Nationale: Essai d'étude météorologique du bassin méditerranéen.* Imp. Nationale.
- Berger, A., 1977. Support for the astronomical theory of climatic change. *Nature* 269.
- Berger, A., Loutre, M.F., 1991. Insolation values for the climate of the last 10 million years. *Quat. Sci. Rev.* 10, 297–317. [https://doi.org/10.1016/0277-3791\(91\)90033-Q](https://doi.org/10.1016/0277-3791(91)90033-Q)
- Berger, W.H., 1971. Sedimentation of Planktonic foraminifera. *Mar. Geol.* 11, 325–358.
- Berger, W.H., 1968. Planktonic Foraminifera : selective solution and paleoclimatic interpretation. *Deep Sea Res.* 15, 31–43. [https://doi.org/https://doi.org/10.1016/0011-7471\(68\)90027-2](https://doi.org/https://doi.org/10.1016/0011-7471(68)90027-2)
- Bethoux, J.P., 1989. Oxygen consumption, new production, vertical advection and environmental evolution in the Mediterranean Sea. *Deep Sea Res. Part A, Oceanogr. Res. Pap.* 36, 769–781. [https://doi.org/10.1016/0198-0149\(89\)90150-7](https://doi.org/10.1016/0198-0149(89)90150-7)
- Bethoux, J.P., 1979. Budgets of the Mediterranean Sea . Their dependance on the local climate and on the characteristics of the Atlantic waters. *Oceanol. Acta* 2, 157–163.
- Bethoux, J.P., Gentili, B., 1994. The Mediterranean Sea, a test area for marine and climatic interactions, in: *Ocean Processes in Climate Dynamics: Global and Mediterranean Examples.* Springer, pp. 239–254.
- Béthoux, J.P., Pierre, C., 1999. Mediterranean functioning and sapropel formation: Respective influences of climate and hydrological changes in the Atlantic and the Mediterranean. *Mar. Geol.*

- 153, 29–39. [https://doi.org/10.1016/S0025-3227\(98\)00091-7](https://doi.org/10.1016/S0025-3227(98)00091-7)
- Blanchet, C.L., Tjallingii, R., Frank, M., Lorenzen, J., Reitz, A., Brown, K., Feseker, T., Brückmann, W., 2013. High- and low-latitude forcing of the Nile River regime during the Holocene inferred from laminated sediments of the Nile deep-sea fan. *Earth Planet. Sci. Lett.* 364, 98–110. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2013.01.009>
- Blockley, S.P.E., Lane, C.S., Hardiman, M., Rasmussen, S.O., Seierstad, I.K., Steffensen, J.P., Svensson, A., Lotter, A.F., Turney, C.S.M., Bronk Ramsey, C., 2012. Synchronisation of palaeoenvironmental records over the last 60,000 years, and an extended INTIMATE 1 event stratigraphy to 48,000 b2k. *Quat. Sci. Rev.* 36, 2–10. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2011.09.017>
- Bond, G., Broecker, W., Johnsen, S., McManus, J., Labeyrie, L., Jouzel, J., Bonani, G., 1993. Correlations between climate records from North Atlantic sediments and Greenland ice. *Nature* 365, 143–147. <https://doi.org/https://doi.org/10.1038/365143a0>
- Bond, G., Heinrich, H., Broecker, W., Labeyrie, L., McManus, J., Andrews, J., Huon, S., Jantschik, R., Clasen, S., Simet, C., Tedesco, K., Klas, M., Bonani, G., Ivy, S., 1992. Evidence for massive discharges of icebergs into the North Atlantic ocean during the last glacial period. *Nature* 360, 245–249.
- Bond, G.C., Lotti, R., 1995. Iceberg discharges into the North Atlantic on millennial time scales during the last glaciation. *Science* (80-.). 267, 1005–1010. <https://doi.org/10.1126/science.267.5200.1005>
- Boucher, K., 1975. *Global climate*. English Universities Press London.
- Boussetta, S., Kallel, N., Bassinot, F., Labeyrie, L., Duplessy, J., Caillon, N., Dewilde, F., 2012. *Comptes Rendus Geoscience Mg / Ca-paleothermometry in the western Mediterranean Sea on planktonic foraminifer species Globigerina bulloides: Constraints and implications Le pale Globigerina bulloides en Me* 344, 267–276. <https://doi.org/10.1016/j.crte.2012.02.001>
- Bout-Roumazeilles, V., Combourieu-Nebout, N., Desprat, S., Siani, G., Turon, J.L., Essallami, L., 2013. Tracking atmospheric and riverine terrigenous supplies variability during the last glacial and the Holocene in central Mediterranean. *Clim. Past* 9, 1065–1087. <https://doi.org/10.5194/cp-9-1065-2013>
- Broecker, W., Bond, G., Klas, M., Clark, E., McManus, J., 1992. Origin of the northern Atlantic's Heinrich events. *Clim. Dyn.* 6, 265–273. <https://doi.org/10.1007/BF00193540>
- Broecker, W.S., 1998. Paleocean circulation during the last deglaciation: A bipolar seesaw? *Paleoceanography* 13, 119–121. <https://doi.org/10.1029/97PA03707>
- Broecker, W.S., Bond, G., kKlas, M., 1990. A salt oscillator in the glacial Atlantic ? 1. The concept. *Paleoceanography* 5, 469–477. <https://doi.org/https://doi.org/10.1029/PA005i004p00469>
- Broecker, W.S., Gerard, R., 1969. Natural radiocarbon in the Mediterranean Sea. *Limnol. Oceanogr.* 14, 883–888.
- Broecker, W.S., Olson, E.A., 1961. Lamont radiocarbon measurements VIII. *Radiocarbon* 3, 176–204. <https://doi.org/https://doi.org/10.1017/S0033822200020920>
- Broecker, W.S., Peng, T.H., 1982. *Tracers in the Sea*. Palisades NY, Lamont-Doherty Geol.observ.
- Broecker, W.S., Peteet, D.M., Rind, D., 1985. Does the ocean-atmosphere system have more than one stable mode of operation? *Nature* 315, 21–26. <https://doi.org/10.1038/315021a0>
- Bronk Ramsey, C., 2009. Dealing with Outliers and Offsets in Radiocarbon Dating. *Radiocarbon* 51, 1023–1045. <https://doi.org/10.1017/s0033822200034093>
- Bronk Ramsey, C., Lee, S., 2013. Recent and Planned Developments of the Program OxCal. *Radiocarbon* 55, 720–730. https://doi.org/10.2458/azu_js_rc.55.16215
- Bryden, H.L., Kinder, T.H., 1991. Steady two-layer exchange through the Strait of Gibraltar. *Deep Sea Res. Part A. Oceanogr. Res. Pap.* 38, S445–S463. [https://doi.org/10.1016/s0198-0149\(12\)80020-3](https://doi.org/10.1016/s0198-0149(12)80020-3)
- Burlando, M., 2009. The synoptic-scale surface wind climate regimes of the Mediterranean Sea according to the cluster analysis of ERA-40 wind fields. *Theor. Appl. Climatol.* 96, 69–83.
- Cacho, I., Grimalt, J.O., Canals, M., Sbaifi, L., Shackleton, N.J., Schönfeld, J., Zahn, R., 2001. Variability of the western Mediterranean Sea surface temperature during the last 25.000 years and its connection with the Northern Hemisphere climatic changes. *Paleoceanography* 16, 40–52. <https://doi.org/10.1029/2000PA000502>
- Cacho, I., Grimalt, J.O., Pelejero, C., Canals, M., Sierro, F.J., Flores, J.A., Shackleton, N., 1999.

- Dansgaard-Oeschger and Heinrich event imprints in Alboran Sea paleotemperatures. *Paleoceanography* 14, 698–705.
- Cacho, I., Grimalt, J.O., Sierro, F.J., Shackleton, N., Canals, M., 2000. Evidence for enhanced Mediterranean thermohaline circulation during rapid climatic coolings. *Earth Planet. Sci. Lett.* 183, 417–429. [https://doi.org/10.1016/S0012-821X\(00\)00296-X](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(00)00296-X)
- Callot, Y., Fontugne, M., 1992. Les étagements de nappes dans les paléolacs holocènes du nord-est du Grand Erg Occidental (Algérie). *Comptes rendus l'Académie des Sci. Série 2, Mécanique, Phys. Chim. Sci. l'univers, Sci. la Terre* 315, 471–477.
- Calvert, S., 1983. Geochemistry of Pleistocene sapropels and associated sediments from the Eastern Mediterranean. *Oceanol. acta* 6, 255–267.
- Calvert, S.E., Nielson, B., Fontugne, M.R., 1992. Evidence from nitrogen isotope ratios for enhanced productivity during formation of eastern Mediterranean sapropels. *Nature* 359, 223–225. <https://doi.org/10.1038/359223a0>
- Capotondi, L., Maria Borsetti, A., Morigi, C., 1999. Foraminiferal ecozones, a high resolution proxy for the late Quaternary biochronology in the central Mediterranean Sea. *Mar. Geol.* 153, 253–274. [https://doi.org/10.1016/S0025-3227\(98\)00079-6](https://doi.org/10.1016/S0025-3227(98)00079-6)
- Capotondi, L., Morigi, C., 1996. The last deglaciation in the South Adriatic Sea: Biostratigraphy and paleoceanography. *Quat.* 9, 679–686.
- Capron, E., Landais, A., Chappellaz, J., Schilt, A., Buiron, D., Dahl-Jensen, D., Johnsen, S.J., Jouzel, J., Lemieux-Dudon, B., Loulergue, L., Leuenberger, M., Masson-Delmotte, V., Meyer, H., Oerter, H., Stenni, B., 2010. Millennial and sub-millennial scale climatic variations recorded in polar ice cores over the last glacial period. *Clim. Past* 6, 345–365. <https://doi.org/10.5194/cp-6-345-2010>
- Carboni, M.G., Bergamin, L., Di Bella, L., Landini, B., Manfra, L., Vesica, P., 2005. Late Quaternary paleoclimatic and paleoenvironmental changes in the Tyrrhenian Sea. *Quat. Sci. Rev.* 24, 2069–2082. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2004.09.009>
- Cardin, V., Civitarese, G., Hainbucher, D., Bensi, M., Rubino, A., 2015. Thermohaline properties in the Eastern Mediterranean in the last three decades: Is the basin returning to the pre-EMT situation? *Ocean Sci.* 11, 53–66. <https://doi.org/10.5194/os-11-53-2015>
- Caron, B., Siani, G., Sulpizio, R., Zanchetta, G., Paterne, M., Santacroce, R., Tema, E., Zanella, E., 2012. Late Pleistocene to Holocene tephrostratigraphic record from the Northern Ionian Sea. *Mar. Geol.* 311–314, 41–51. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2012.04.001>
- Caron, M., Homewood, P., 1983. Evolution of early planktic foraminifers. *Mar. Micropaleontol.* 7, 453–462. [https://doi.org/10.1016/0377-8398\(83\)90010-5](https://doi.org/10.1016/0377-8398(83)90010-5)
- Casford, J.S.L., Rohling, E.J., Abu-Zied, R.H., Fontanier, C., Jorissen, F.J., Leng, M.J., Schmiedl, G., Thomson, J., 2003. A dynamic concept for eastern Mediterranean circulation and oxygenation during sapropel formation. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 190, 103–119. [https://doi.org/10.1016/S0031-0182\(02\)00601-6](https://doi.org/10.1016/S0031-0182(02)00601-6)
- Castañeda, I.S., Schefuß, E., Pätzold, J., Sinninghe Damsté, J.S., Weldeab, S., Schouten, S., 2010. Millennial-scale sea surface temperature changes in the eastern Mediterranean (Nile River Delta region) over the last 27,000 years. *Paleoceanography* 25, 1–13. <https://doi.org/10.1029/2009PA001740>
- Clark, P.U., Mix, A.C., 2002. Ice sheets and sea level of the Last Glacial Maximum. *Quat. Sci. Rev.* 21, 1–7. [https://doi.org/10.1016/S0277-3791\(01\)00118-4](https://doi.org/10.1016/S0277-3791(01)00118-4)
- CLIMAP Project Members, 1976. The surface of the Ice-Age Earth. *Science* (80-.). 191, 1131–1137.
- Colin, C., Duhamel, M., Siani, G., Dubois-Dauphin, Q., Ducassou, E., Liu, Z., Wu, J., Revel, M., Dapoigny, A., Douville, E., Taviani, M., Montagna, P., 2021. Changes in the Intermediate Water Masses of the Mediterranean Sea During the Last Climatic Cycle—New Constraints From Neodymium Isotopes in Foraminifera. *Paleoceanogr. Paleoclimatology* 36. <https://doi.org/10.1029/2020PA004153>
- Combourieu Nebout, N., Peyron, O., Dormoy, I., Desprat, S., Beaudouin, C., Kotthoff, U., Marret, F., 2009. Rapid climatic variability in the west Mediterranean during the last 25 000 years from high resolution pollen data. *Clim. Past* 5, 503–521. <https://doi.org/10.5194/cp-5-503-2009>
- Combourieu Nebout, N., Turon, J.L., Zahn, R., Capotondi, L., Londeix, L., Pahnke, K., 2002. Enhanced aridity and atmospheric high-pressure stability over the western Mediterranean during the North Atlantic cold events of the past 50 k.y. *Geology* 30, 863–866. <https://doi.org/10.1130/0091->

7613(2002)030<0863:EAAAHP>2.0.CO;2

- Command, N.O., 1987. US Navy climatic study of the Mediterranean Sea. Nav. Oceanogr. Command Detachment, Asheville, North Carolina (342 pp.).
- Cornuault, M., Tachikawa, K., Vidal, L., Siani, G., Deschamps, P., Bassinot, F., Revel, M., 2018. Circulation Changes in the Eastern Mediterranean Sea Over the Past 23,000 Years Inferred From Authigenic Nd Isotopic Ratios. *Paleoceanogr. paleoclimatology* 33, 1–17. <https://doi.org/10.1002/2017PA003227>
- Cornuault, M., Vidal, L., Tachikawa, K., Licari, L., Rouaud, G., Sonzogni, C., Revel, M., 2016. Deep water circulation within the eastern Mediterranean Sea over the last 95 kyr: New insights from stable isotopes and benthic foraminiferal assemblages. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 459, 1–14. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2016.06.038>
- Coste, B., Corre, P. Le, Minas, H.J., 1988. Re-evaluation of the nutrient exchanges in the strait of gibraltar. *Deep Sea Res. Part A, Oceanogr. Res. Pap.* 35, 767–775. [https://doi.org/10.1016/0198-0149\(88\)90029-5](https://doi.org/10.1016/0198-0149(88)90029-5)
- Criado-Aldeanueva, F., Soto-Navarro, F.J., García-Lafuente, J., 2012. Seasonal and interannual variability of surface heat and freshwater fluxes in the Mediterranean Sea: Budgets and exchange through the Strait of Gibraltar. *Int. J. Climatol.* 32, 286–302. <https://doi.org/10.1002/joc.2268>
- Crise, A., Allen, J.I., Baretta, J., Crispi, G., Mosetti, R., Solidoro, C., 1999. The Mediterranean pelagic ecosystem response to physical forcing. *Prog. Oceanogr.* 44, 219–243. [https://doi.org/10.1016/S0079-6611\(99\)00027-0](https://doi.org/10.1016/S0079-6611(99)00027-0)
- Crispi, G., Crise, A., Mauri, E., 1999. A seasonal three-dimensional study of the nitrogen cycle in the Mediterranean Sea: Part II. Verification of the energy constrained trophic model. *J. Mar. Syst.* 20, 357–379. [https://doi.org/10.1016/S0924-7963\(98\)00085-2](https://doi.org/10.1016/S0924-7963(98)00085-2)
- Crispi, G., Mosetti, R., Solidoro, C., Crise, A., 2001. Nutrients cycling in Mediterranean basins: The role of the biological pump in the trophic regime. *Ecol. Modell.* 138, 101–114. [https://doi.org/10.1016/S0304-3800\(00\)00396-3](https://doi.org/10.1016/S0304-3800(00)00396-3)
- Curry, W.B., Duplessy, J.C., Labeyrie, L., Shackleton, N.J., 1988. Changes in the distribution of $\delta^{13}C$ of deep water ΣCO_2 between the last glaciation and the Holocene. *Paleoceanography* 3, 317–341. <https://doi.org/https://doi.org/10.1029/PA003i003p00317>
- Dansgaard, W., Johnsen, S.J., Clausen, H.B., Dahl-Jensen, D., Gundestrup, N.S., Hammer, C.U., Hvidberg, C.S., Steffensen, J.P., Sveinbjörnsdottir, A.E., Jouzel, J., Bond, G., 1993. Evidence for general instability of past climate from a 250-kyr ice-core record. *Nature* 364, 218–220. <https://doi.org/10.1038/364218a0>
- Darling, K.F., Wade, C.M., 2008. The genetic diversity of planktic foraminifera and the global distribution of ribosomal RNA genotypes. *Mar. Micropaleontol.* 67, 216–238. <https://doi.org/https://doi.org/10.1016/j.marmicro.2008.01.009>
- De Abreu, L., Shackleton, N.J., Schönfeld, J., Hall, M., Chapman, M., 2003. Millennial-scale oceanic climate variability off the Western Iberian margin during the last two glacial periods. *Mar. Geol.* 196, 1–20. [https://doi.org/10.1016/S0025-3227\(03\)00046-X](https://doi.org/10.1016/S0025-3227(03)00046-X)
- De Lange, G.J., Thomson, J., Reitz, A., Slomp, C.P., Speranza Principato, M., Erba, E., Corselli, C., 2008. Synchronous basin-wide formation and redox-controlled preservation of a Mediterranean sapropel. *Nat. Geosci.* 1, 606–610. <https://doi.org/10.1038/ngeo283>
- Delworth, T.L., Zeng, F., 2008. Simulated impact of altered Southern Hemisphere winds on the Atlantic Meridional Overturning Circulation. *Geophys. Res. Lett.* 35, 1–5. <https://doi.org/10.1029/2008GL035166>
- Denton, G.H., Anderson, R.F., Toggweiler, J.R., Edwards, R.L., Schaefer, J.M., Putnam, A.E., 2010. The last glacial termination. *Science* (80-.). 328, 1652–1656. <https://doi.org/10.1126/science.1184119>
- Desprat, S., Combourieu-Nebout, N., Essallami, L., Sicre, M.A., Dormoy, I., Peyron, O., Siani, G., Bout-Roumazeilles, V., Tur, 2013. Deglacial and Holocene vegetation and climatic changes in the southern Central Mediterranean from a direct land – sea correlation. *Clim. Past* 9, 767–787. <https://doi.org/10.5194/cp-9-767-2013>
- Di Donato, V., Esposito, P., Russo-Ermolli, E., Scarano, A., Cheddadi, R., 2008. Coupled atmospheric and marine palaeoclimatic reconstruction for the last 35 ka in the Sele Plain-Gulf of Salerno area (southern Italy). *Quat. Int.* 190, 146–157. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2008.05.006>

- Di Donato, V., Insinga, D.D., Iorio, M., Molisso, F., Rumolo, P., Cardines, C., Passaro, S., 2019. The palaeoclimatic and palaeoceanographic history of the Gulf of Taranto (Mediterranean Sea) in the last 15 ky. *Glob. Planet. Change* 172, 278–297. <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2018.10.014>
- Di Lorenzo, M., Sinerchia, M., Francesco, C., 2018. The North sector of the Strait of Sicily : a priority area for conservation in the Mediterranean Sea. *Hydrobiologia* 821, 235–253. <https://doi.org/10.1007/s10750-017-3389-7>
- Dormoy, I., Peyron, O., Nebout, N.C., Goring, S., Kotthoff, U., Magny, M., Pross, J., 2009. Terrestrial climate variability and seasonality changes in the Mediterranean region between 15000 and 4000 years BP deduced from marine pollen records. *Clim. Past* 5, 615–632. <https://doi.org/10.5194/cp-5-615-2009>
- Dubois-Dauphin, Q., Montagna, P., Siani, G., Douville, E., Wienberg, C., Hebbeln, D., Liu, Z., Kallel, N., Dapoigny, A., Revel, M., Pons-branchu, E., Taviani, M., Colin, C., 2017. Hydrological variations of the intermediate water masses of the western Mediterranean Sea during the past 20 ka inferred from neodymium isotopic composition in foraminifera and cold-water corals. *Clim. Past* 13, 17–37. <https://doi.org/10.5194/cp-13-17-2017>
- Duplessy, J., 2002. L'évolution des climats. *Pour Sci.* 78–81.
- Duplessy, J.C., Bard, E., Labeyrie, L., Duprat, J., Moyes, J., 1993. Oxygen Isotope Records and Salinity Changes in the Northeastern Atlantic Ocean during the Last 18.000 Years. *Paleoceanography* 8, 341–350. <https://doi.org/https://doi.org/10.1029/93PA00455>
- Duplessy, J.C., Labeyrie, L., Arnold, M., Paterne, M., Duprat, J., Van Weering, T.C.E., 1992. Changes in surface salinity of the North Atlantic Ocean during the last deglaciation. *Nature* 358, 485–488. <https://doi.org/https://doi.org/10.1038/358485a0>
- Duplessy, J.C., Shackleton, N.J., Fairbanks, R.G., Labeyrie, L., Oppo, D., Kallel, N., 1988. Deepwater source variations during the last climatic cycle and their impact on the global deepwater circulation. *Paleoceanography* 3, 343–360.
- Duplessy, J.C., Shackleton, N.J., Matthews, R.K., Prell, W., Ruddiman, W.F., Caralp, M., Hendy, C.H., 1984. ^{13}C Record of benthic foraminifera in the last interglacial ocean: Implications for the carbon cycle and the global deep water circulation. *Quat. Res.* 21, 225–243. [https://doi.org/10.1016/0033-5894\(84\)90099-1](https://doi.org/10.1016/0033-5894(84)90099-1)
- Durrieu De Madron, X., Houpert, L., Puig, P., Sanchez-Vidal, A., Testor, P., Bosse, A., Estournel, C., Somot, S., Bourrin, F., Bouin, M.N., Beauverger, M., Beguery, L., Calafat, A., Canals, M., Cassou, C., Coppola, L., Dausse, D., D'Ortenzio, F., Font, J., Heussner, S., Kunesch, S., Lefevre, D., Le Goff, H., Martín, J., Mortier, L., Palanques, A., Raimbault, P., 2013. Interaction of dense shelf water cascading and open-sea convection in the northwestern Mediterranean during winter 2012. *Geophys. Res. Lett.* 40, 1379–1385. <https://doi.org/10.1002/grl.50331>
- Elliot, M., Labeyrie, L., Bond, G., Cortijo, E., Turon, J.L., Tisnerat, N., Duplessy, J.C., 1998. Millennial-scale iceberg discharges in the Irminger Basin during the last glacial period: Relationship with the Heinrich events and environmental settings. *Paleoceanography* 13, 433–446. <https://doi.org/10.1029/98PA01792>
- Elliot, M., Labeyrie, L., Duplessy, J.C., 2002. Changes in North Atlantic deep-water formation associated with the Dansgaard - Oeschger temperature oscillations (60-10 ka). *Quat. Sci. Rev.* 21, 1153–1165. [https://doi.org/10.1016/S0277-3791\(01\)00137-8](https://doi.org/10.1016/S0277-3791(01)00137-8)
- Emeis, K.C., Camerlenghi, A., McKenzie, J.A., Rio, D., Sprovieri, R., 1991. The occurrence and significance of Pleistocene and Upper Pliocene sapropels in the Tyrrhenian Sea. *Mar. Geol.* 100, 155–182. [https://doi.org/10.1016/0025-3227\(91\)90231-R](https://doi.org/10.1016/0025-3227(91)90231-R)
- Emeis, K.C., Sakamoto, T., Wehausen, R., Brumsack, H.J., 2000a. The sapropel record of the eastern Mediterranean Sea - Results of Ocean Drilling Program Leg 160. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 158, 371–395. [https://doi.org/10.1016/S0031-0182\(00\)00059-6](https://doi.org/10.1016/S0031-0182(00)00059-6)
- Emeis, K.C., Schulz, H., Struck, U., Rossignol-Strick, M., Erlenkeuser, H., Howell, M.W., Kroon, D., Mackensen, A., Ishizuka, S., Oba, T., Sakamoto, T., Koizumi, I., 2003. Eastern Mediterranean surface water temperatures and $\delta^{18}\text{O}$ composition during deposition of sapropels in the late Quaternary. *Paleoceanography* 18. <https://doi.org/10.1029/2000pa000617>
- Emeis, K.C., Schulz, H.M., Struck, U., Sakamoto, T., Doose, H., Erlenkeuser, H., Howell, M., Kroon, D., Paterne, M., 1998. Stable isotope and alkenone temperature records of sapropels from Sites 964 and 967: Constraining the physical environment of sapropel formation in the eastern

- Mediterranean Sea. *Proc. Ocean Drill. Progr. Sci. Results* 160, 309–332. <https://doi.org/10.2973/odp.proc.sr.160.011.1998>
- Emeis, K.C., Struck, U., Schulz, H.M., Rosenberg, R., Bernasconi, S., Erlenkeuser, H., Sakamoto, T., Martinez-Ruiz, F., 2000b. 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. [https://doi.org/10.1016/S0031-0182\(00\)00053-5](https://doi.org/10.1016/S0031-0182(00)00053-5)
- EPICA, 2006. One-to-one coupling of glacial climate variability in Greenland and Antarctica. *Nature* 444, 195–198.
- EPICA, 2004. Eight glacial cycles from an Antarctic ice core. *Nature* 429, 623–628. <https://doi.org/https://doi.org/10.1038/nature02599>
- Epstein, S., Buchsbaum, R., Lowenstam, H.A., Urey, H.C., 1953. Revised carbonate-water isotopic temperature scale. *Geol. Soc. Am. Bull.* 64, 1315–1326. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1953\)64](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1953)64)
- Essallami, L., Sicre, M.A., Kallel, N., Labeyrie, L., Siani, G., 2007. Hydrological changes in the Mediterranean Sea over the last 30,000 years. *Geochemistry, Geophys. Geosystems* 8. <https://doi.org/10.1029/2007GC001587>
- Fairbanks, R.G., 1989. A 17,000-year glacio-eustatic sea level record: Influence of glacial melting rates on the Younger Dryas event and deep-ocean circulation. *Nature* 342, 637–642. <https://doi.org/10.1038/342637a0>
- Filippidi, A., Triantaphyllou, M. V., De Lange, G.J., 2016. Eastern-Mediterranean ventilation variability during sapropel S1 formation, evaluated at two sites influenced by deep-water formation from Adriatic and Aegean Seas. *Quat. Sci. Rev.* 144, 95–106. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2016.05.024>
- Fletcher, W.J., Sánchez Goñi, M.F., Allen, J.R.M., Cheddadi, R., Combourieu-Nebout, N., Huntley, B., Lawson, I., Londeix, L., Magri, D., Margari, V., Müller, U.C., Naughton, F., Novenko, E., Roucoux, K., Tzedakis, P.C., 2010. Millennial-scale variability during the last glacial in vegetation records from Europe. *Quat. Sci. Rev.* 29, 2839–2864. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2009.11.015>
- Fontes, J.C., Coque, R., Dever, L., Filly, A., Mamou, A., 1983. Paleohydrologie isotopique de l'Oued el Akarit (sud tunisie) au Pleistocene superieur et a l'Holocene. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 43, 41–62. [https://doi.org/10.1016/0031-0182\(83\)90047-0](https://doi.org/10.1016/0031-0182(83)90047-0)
- Fontugne, M.R and Calvert, S., 1992. Late Pleistocene variability of the carbon isotopic composition of organic matter in the eastern Mediterranean: Monitor of changes in carbon sources and atmospheric CO₂ concentrations. *Paleoceanography* 7, 1–20. <https://doi.org/10.1029/91PA02674>
- Fontugne, M.R and Calvert, S., 1992. Late Pleistocene variability of the carbon isotopic composition of organic matter in the eastern Mediterranean: Monitor of changes in carbon sources and atmospheric CO₂ concentrations. *Paleoceanography* 7, 1–20. <https://doi.org/https://doi.org/10.1029/91PA02674>
- Fontugne, M., Arnold, M., Labeyrie, L., Paterne, M., Calvert, S.E., Duplessy, J.C., 1994. Paleoenvironment, sapropel chronology and Nile river discharge during the last 20,000 years as indicated by deep-sea sediment records in the eastern Mediterranean. *Radiocarbon* 34, 75–88.
- Fontugne, M.R., Paterne, M., Calvert, S.E., Murat, A., Guichard, F., Arnold, M., 1989. Adriatic deep water formation during the Holocene: implication for the reoxygenation of the deep eastern Mediterranean Sea. *Paleoceanography* 4, 199–206.
- Freydier, R., Michard, A., De Lange, G., Thomson, J., 2001. Nd isotopic compositions of Eastern Mediterranean sediments: Tracers of the Nile influence during sapropel S1 formation? *Mar. Geol.* 177, 45–62. [https://doi.org/10.1016/S0025-3227\(01\)00123-2](https://doi.org/10.1016/S0025-3227(01)00123-2)
- Gačić, M., Civitarese, G., Kovačević, V., Ursella, L., Bensi, M., Menna, M., Cardin, V., Poulain, P.M., Cosoli, S., Notarstefano, G., Pizzi, C., 2014. Extreme winter 2012 in the adriatic: An example of climatic effect on the biOS rhythm. *Ocean Sci.* 10, 513–522. <https://doi.org/10.5194/os-10-513-2014>
- Gàmiz, M., Ruiz, F.M., Rampen, S.W., Schouten, S., Damsté, J.S.S., 2014. Sea surface temperature variations in the western Mediterranean Sea over the last 20 kyr: A dual-organic proxy (UK' 37 and LDI) approach. *Paleoceanography* 29, 87–98.

- <https://doi.org/10.1002/2013PA002466>. Received
- García Lafuente, J., Sánchez Román, A., Díaz del Río, G., Sannino, G., Sánchez Garrido, J.C., 2007. Recent observations of seasonal variability of the Mediterranean outflow in the Strait of Gibraltar. *J. Geophys. Res. Ocean.* 112, 1–11. <https://doi.org/10.1029/2006JC003992>
- Garzanti, E., Andò, S., Padoan, M., Vezzoli, G., El Kammar, A., 2015. The modern Nile sediment system: Processes and products. *Quat. Sci. Rev.* 130, 9–56. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2015.07.011>
- Garzoli, S., Maillard, C., 1979. Winter circulation in the Sicily and Sardinia straits region. *Deep Sea Res. Part A, Oceanogr. Res. Pap.* 26, 933–954. [https://doi.org/10.1016/0198-0149\(79\)90106-7](https://doi.org/10.1016/0198-0149(79)90106-7)
- Gasparini, G.P., Ortona, A., Budillon, G., Astraldi, M., Sansone, E., 2005. The effect of the Eastern Mediterranean Transient on the hydrographic characteristics in the Strait of Sicily and in the Tyrrhenian Sea. *Deep Sea Res. Part I Oceanogr. Res. Pap.* 52, 915–935.
- Gaven, G., Hillaire-Marcel, C., Petit-Maire, N., 1981. A Pleistocene lacustrine episode in southeastern Libya. *Nature* 290, 131–133. <https://doi.org/https://doi.org/10.1038/290131a0>
- Geraga, M., Mylona, G., Tsaila-Monopoli, S., Papatheodorou, G., Ferentinos, G., 2008. Northeastern Ionian Sea: Palaeoceanographic variability over the last 22 ka. *J. Mar. Syst.* 74, 623–638. <https://doi.org/10.1016/j.jmarsys.2008.05.019>
- Geraga, M., Tsaila-Monopolis, S., Ioakim, C., Papatheodorou, G., Ferentinos, G., 2005. Short-term climate changes in the southern Aegean Sea over the last 48,000 years. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 220, 311–332. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2005.01.010>
- Gherardi, J.M., Labeyrie, L., McManus, J.F., Francois, R., Skinner, L.C., Cortijo, E., 2005. Evidence from the Northeastern Atlantic basin for variability in the rate of the meridional overturning circulation through the last deglaciation. *Earth Planet. Sci. Lett.* 240, 710–723. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2005.09.061>
- Gibbard, P.L., Head, M.J., Walker, M.J., 2010. Formal ratification of the Quaternary System/ Period and the Pleistocene Series/Epoch with a base at 2.58 Ma. *J. Quat. Sci.* 25, 96–102. <https://doi.org/https://doi.org/10.1002/jqs.1338>
- Gibbard, P.L., Smith, A.G., Zalasiewicz, J.A., Barry, T.L., Cantrill, D., Coe, A.L., Cope, J.C.W., Gale, A.S., Gregory, F.J., Powell, J.H., Rawson, P.F., Stone, P., Waters, C.N., 2005. What status for the Quaternary? *Boreas* 34, 1–6. <https://doi.org/10.1080/03009480510012854>
- Giorgi, F., 2006. Climate change hot-spots. *Geophys. Res. Lett.* 33, 1–4. <https://doi.org/10.1029/2006GL025734>
- Gooday, A.J., 2003. Benthic foraminifera (protista) as tools in deep-water palaeoceanography: Environmental influences on faunal characteristics. *Adv. Mar. Biol.* 46, 1–90. [https://doi.org/10.1016/S0065-2881\(03\)46002-1](https://doi.org/10.1016/S0065-2881(03)46002-1)
- Grimm, R., Maier-reimer, E., Mikolajewicz, U., 2012. Simulating the early Holocene eastern Mediterranean sapropel formation using an ocean biogeochemical model. *Ocean Model.* 5, 91–127.
- Grimm, R., Maier-Reimer, E., Mikolajewicz, U., Schmiedl, G., Müller-Navarra, K., Adloff, F., Grant, K.M., Ziegler, M., Lourens, L.J., Emeis, K.C., 2015. Late glacial initiation of Holocene eastern Mediterranean sapropel formation. *Nat. Commun.* 6, 1–12. <https://doi.org/10.1038/ncomms8099>
- Grousset, F.E., Labeyrie, L., Sinko, J. a, Cremer, M., Bond, G., Duprat, J., Cortijo, E., Huon, S., 1993. Patterns of Ice-Rafted Detritus in the Glacial North Atlantic (40–55°N). *Paleoceanography* 8, 175–192. <https://doi.org/https://doi.org/10.1029/92PA02923>
- Sen Gupta, B.K. Sen, 1999. Systematics of modern Foraminifera, in: *Modern Foraminifera*. Springer, pp. 7–36.
- Hainbucher, D., Rubino, A., Klein, B., 2006. Water mass characteristics in the deep layers of the western Ionian Basin observed during May 2003. *Geophys. Res. Lett.* 33, 2–5. <https://doi.org/10.1029/2005GL025318>
- Hayes, A., Kucera, M., Kallel, N., Saffi, L., Rohling, E.J., 2005. Glacial Mediterranean sea surface temperatures based on planktonic foraminiferal assemblages. *Quat. Sci. Rev.* 24, 999–1016. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2004.02.018>
- Heburn, G.W., La Violette, P.E., 1990. Variations in the structure of the anticyclonic gyres found in the Alboran Sea. *J. Geophys. Res.* 95, 1599. <https://doi.org/10.1029/jc095ic02p01599>
- Hecht, A., Gertman, I., 2001. Physical features of the eastern Mediterranean resulting from the

- integration of POEM data with Russian Mediterranean cruises. *Deep. Res. Part I Oceanogr. Res. Pap.* 48, 1847–1876. [https://doi.org/10.1016/S0967-0637\(00\)00113-8](https://doi.org/10.1016/S0967-0637(00)00113-8)
- Heinrich, H., 1988. Origin and consequences of cyclic ice rafting in the Northeast Atlantic Ocean during the past 130,000 years. *Quat. Res.* 29, 142–152. [https://doi.org/10.1016/0033-5894\(88\)90057-9](https://doi.org/10.1016/0033-5894(88)90057-9)
- Hemleben, C., Spindler, M., Anderson, O.R., 1989. *Modern planktonic foraminifera*. Springer Science & Business Media. <https://doi.org/10.1007/978-1-4612-3544-6>
- Hemming, S.R., 2004. Heinrich events: Massive late Pleistocene detritus layers of the North Atlantic and their global climate imprint. *Rev. Geophys.* 42. <https://doi.org/10.1029/2003RG000128>
- Hemming, S.R., Broecker, W.S., Sharp, W.D., Bond, G.C., Gwiazda, R.H., McManus, J.F., Klas, M., Hajdas, I., 1998. Provenance of Heinrich layers in core V28-82, northeastern Atlantic: $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ages of ice-rafted hornblende, Pb isotopes in feldspar grains, and Nd-Sr-Pb isotopes in the fine sediment fraction. *Earth Planet. Sci. Lett.* 164, 317–333. [https://doi.org/10.1016/S0012-821X\(98\)00224-6](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(98)00224-6)
- Henry, F., Jeandel, C., Dupré, B., Minster, J.F., 1994. Particulate and dissolved Nd in the western Mediterranean Sea: Sources, fate and budget. *Mar. Chem.* 45, 283–305. [https://doi.org/10.1016/0304-4203\(94\)90075-2](https://doi.org/10.1016/0304-4203(94)90075-2)
- Herbaut, C., Cordon, F., Crépon, M., 1998. Separation of a Coastal Current at a Strait Level : Case of the Strait of Sicily. *J. Phys. Oceanogr.* 28, 1346–1362. [https://doi.org/https://doi.org/10.1175/1520-0485\(1998\)028%3C1346:SOACCA%3E2.0.CO;2](https://doi.org/https://doi.org/10.1175/1520-0485(1998)028%3C1346:SOACCA%3E2.0.CO;2)
- Hernández-almeida, I., Bárcena, M.A., Flores, J.A., Sierro, F.J., Sanchez-vidal, A., Calafat, A., 2011. Marine Micropaleontology Microplankton response to environmental conditions in the Alboran Sea (Western Mediterranean): One year sediment trap record. *Mar. Micropaleontol.* 78, 14–24. <https://doi.org/10.1016/j.marmicro.2010.09.005>
- Hilbrecht, H., Thierstein, H.R., 1996. Benthic behavior of planktic foraminifera. *Geology* 24, 200–202. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1996\)024<0200:BBOPF>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1996)024<0200:BBOPF>2.3.CO;2)
- Hilgen, F.J., 1991a. Astronomical calibration of Gauss to Matuyama sapropels in the Mediterranean and implication for the Geomagnetic Polarity Time Scale. *Earth Planet. Sci. Lett.* 104, 226–244. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(91\)90206-W](https://doi.org/10.1016/0012-821X(91)90206-W)
- Hilgen, F.J., 1991b. Extension of the astronomically calibrated (polarity) time scale to the Miocene/Pliocene boundary. *Earth Planet. Sci. Lett.* 107, 349–368.
- Hillaire-Marcel, C., de Vernal, A., Piper, D.J.W., 2007. Lake Agassiz Final drainage event in the northwest North Atlantic. *Geophys. Res. Lett.* 34, 1–5. <https://doi.org/10.1029/2007GL030396>
- Hodell, D.A., Nicholl, J.A., Bontognali, T.R.R., Danino, S., Dorador, J., Dowdeswell, J.A., Einsle, J., Kuhlmann, H., Martrat, B., Mleneck-Vautravers, M.J., Rodríguez-Tovar, F.J., Röhl, U., 2017. Anatomy of Heinrich Layer 1 and its role in the last deglaciation. *Paleoceanography* 32, 284–303. <https://doi.org/10.1002/2016PA003028>
- Houpert, L., Durrieu De Madron, X., Testor, P., Bosse, A., D’Ortenzio, F., Bouin, M.N., Dausse, D., Le Goff, H., Kunesch, S., Labaste, M., Coppola, L., Mortier, L., Raimbault, P., 2016. Observations of open-ocean deep convection in the northwestern Mediterranean Sea: Seasonal and interannual variability of mixing and deep water masses for the 2007-2013 Period. *J. Geophys. Res. Ocean.* 121, 8139–8171. <https://doi.org/10.1002/2016JC011857>.Received
- Huber, C., Leuenberger, M., Spahni, R., Flückiger, J., Schwander, J., Stocker, T.F., Johnsen, S., Landais, A., Jouzel, J., 2006. Isotope calibrated Greenland temperature record over Marine Isotope Stage 3 and its relation to CH₄. *Earth Planet. Sci. Lett.* 243, 504–519. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2006.01.002>
- Hughes, P.D., Gibbard, P.L., Ehlers, J., 2013. Timing of glaciation during the last glacial cycle: Evaluating the concept of a global “Last Glacial Maximum” (LGM). *Earth-Science Rev.* 125, 171–198. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2013.07.003>
- Hurrell, J.W., 1995. Decadal trends in the North Atlantic oscillation: Regional temperatures and precipitation. *Science (80-.)*. 269, 676–679. <https://doi.org/10.1126/science.269.5224.676>
- Imbrie, J., Kipp, N., 1971. A new micropaleontological method for quantitative paleoclimatology: application to a late Pleistocene Caribbean core. *late Cenozoic glacial ages* 71–181.
- Incarbona, A., Martrat, B., Mortyn, P.G., Sprovieri, M., Ziveri, P., Gogou, A., Jordà, G., Xoplaki, E., Luterbacher, J., Langone, L., Marino, G., Rodríguez-Sanz, L., Triantaphyllou, M., Di Stefano, E., Grimalt, J.O., Tranchida, G., Sprovieri, R., Mazzola, S., 2016. Mediterranean circulation

- perturbations over the last five centuries: Relevance to past Eastern Mediterranean Transient-type events. *Sci. Rep.* 6, 1–10. <https://doi.org/10.1038/srep29623>
- IPCC, 2014. Climate change 2014: synthesis report. Contribution of Working Groups I, II and III to the fifth assessment report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. *Ippc.* <https://doi.org/https://doi.org/10.1046/j.1365-2559.2002.1340a.x>
- Jackson, L.C., Kahana, R., Graham, T., Ringer, M.A., Woollings, T., Mecking, J. V., Wood, R.A., 2015. Global and European climate impacts of a slowdown of the AMOC in a high resolution GCM. *Clim. Dyn.* 45, 3299–3316. <https://doi.org/10.1007/s00382-015-2540-2>
- Jiménez-Espejo, F.J., Pardos-Gené, M., Martínez-Ruiz, F., García-Alix, A., van de Flierdt, T., Toyofuku, T., Bahr, A., Kreissig, K., 2015. Geochemical evidence for intermediate water circulation in the westernmost Mediterranean over the last 20 kyr BP and its impact on the Mediterranean Outflow. *Glob. Planet. Change* 135, 38–46. <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2015.10.001>
- Johnsen, S.J., Clausen, H.B., Dansgaard, W., Fuhrer, K., Gundestrup, N., Hammer, C.U., Iversen, P., Jouzel, J., Stauffer, B., Steffensen, J.P., 1992. Irregular glacial interstadials recorded in a new Greenland ice core. *Nature* 359, 167–169.
- Jorissen, F.J., Asioli, A., Borsetti, A.M., Capotondi, L., Visse, J.P. De, Hilgen, F.J., Rohling, E.J., 1993. Late Quaternary central Mediterranean biochronology. *MarineMicropaleontology* 21, 169–189.
- Josey, S.A., Somot, S., Tsimplis, M., 2011. Impacts of atmospheric modes of variability on Mediterranean Sea surface heat exchange. *J. Geophys. Res. Ocean.* 116, 1–15. <https://doi.org/10.1029/2010JC006685>
- Jouini, M., Béranger, K., Arsouze, T., Beuvier, J., Thiria, S., Crépon, M., Taupier-Letage, I., 2016. The Sicily Channel surface circulation revisited using a neural clustering analysis of a high-resolution simulation. *J. Geophys. Res. Ocean.* 121, 4545–4567.
- Kallel, N., Duplessy, J.C., Labeyrie, L., Fontugne, M., Paterne, M., 2004. Mediterranean Sea palaeohydrology and pluvial periods during the Late Quaternary. *Past Clim. Var. through Eur. Africa* 6, 307–324. https://doi.org/https://doi.org/10.1007/978-1-4020-2121-3_15
- Kallel, N., Duplessy, J.C., Labeyrie, L., Fontugne, M., Paterne, M., Montacer, M., 2000. Mediterranean pluvial periods and sapropel formation over the last 200 000 years. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 157, 45–58. [https://doi.org/10.1016/S0031-0182\(99\)00149-2](https://doi.org/10.1016/S0031-0182(99)00149-2)
- Kallel, N., Paterne, M., Duplessy, J.C., Vergnaud-Grazzini, C., Pujol, C., Labeyrie, L., Arnold, M., Fontugne, M., Pierre, C., 1997a. Enhanced rainfall in the Mediterranean region during the last Sapropel Event. *Oceanol. Acta* 20, 697–712. <https://doi.org/https://archimer.ifremer.fr/doc/00093/20427/>
- Kallel, N., Paterne, M., Labeyrie, L., Duplessy, J.C., Arnold, M., 1997b. Temperature and salinity records of the Tyrrhenian Sea during the last 18,000 years. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 135, 97–108. [https://doi.org/10.1016/S0031-0182\(97\)00021-7](https://doi.org/10.1016/S0031-0182(97)00021-7)
- Kallel, N., Labeyrie, L., Juillet-Leclerc, A., Duplessy, J.C., 1988. A deep hydrological front between ice masses in the glacial Indian Ocean. *Lett. to Nat.* 333, 651–655.
- Keigwin, L.D., Boyle, E.A., 2008. Did North Atlantic overturning halt 17,000 years ago? *Paleoceanography* 23, 1–5. <https://doi.org/10.1029/2007PA001500>
- Kim, J.H., Meggers, H., Rimbu, N., Lohmann, G., Freudenthal, T., Müller, P.J., Schneider, R.R., 2007. Impacts of the North Atlantic gyre circulation on Holocene climate off northwest Africa. *Geology* 35, 387–390. <https://doi.org/10.1130/G23251A.1>
- Kinder, T., Parilla, G., 1987. Yes, some of the Mediterranean outflow does come from great depth. *J. Geophys. Res. Ocean.* 92, 2901–2906. <https://doi.org/10.1029/JC092iC03p02901>
- Klein, B., Roether, W., Manca, B., Theoharis, A., 2000. The evolution of the Eastern Mediterranean Climatic Transient during the last decade : the tracer viewpoint. *East. Mediterr. Transient*, Ed. by Briand, F., CIESM Work. Ser. 10, 21–25.
- Klein, B., Roether, W., Manca, B.B., Bregant, D., Beitzel, V., Kovacevic, V., Luchetta, A., 1999. The large deep water transient in the Eastern Mediterranean. *Deep. Res. Part I Oceanogr. Res. Pap.* 46, 371–414. [https://doi.org/10.1016/S0967-0637\(98\)00075-2](https://doi.org/10.1016/S0967-0637(98)00075-2)
- Klein, P., Coste, B., 1984. Effects of wind-stress variability on nutrient transport into the mixed layer. *Deep Sea Res.* 31, 21–37.
- Kobashi, T., Menviel, L., Jeltsch-thömmes, A., Vinther, B.M., Box, J.E., Muscheler, R., Nakaegawa,

- T., Pfister, P.L., Döring, M., Leuenberger, M., Wanner, H., Ohmura, A., 2017. Volcanic influence on centennial to millennial Holocene Greenland temperature change. *Sci. Rep.* 7, 1–10. <https://doi.org/10.1038/s41598-017-01451-7>
- Kotthoff, U., Pross, J., Müller, U.C., Peyron, O., Schmiedl, G., Schulz, H., Bordon, A., 2008. Climate dynamics in the borderlands of the Aegean Sea during formation of sapropel S1 deduced from a marine pollen record. *Quat. Sci. Rev.* 27, 832–845. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2007.12.001>
- Krom, M.D., Brenner, S., Kress, N., Neori, N., Gordon, L., 1992. Nutrient dynamics and new production in a warm-core eddy from the Eastern Mediterranean Sea. *Deep Sea Res.* 39, 467–480.
- Kucera, M., 2007a. Chapter Six Planktonic Foraminifera as Tracers of Past Oceanic Environments. *Dev. Mar. Geol.* 1, 213–262. [https://doi.org/10.1016/S1572-5480\(07\)01011-1](https://doi.org/10.1016/S1572-5480(07)01011-1)
- Kucera, M., 2007b. Planktonic Foraminifera as Tracers of Past Oceanic Environments. *Dev. Mar. Geol.* 1, 213–262. [https://doi.org/10.1016/S1572-5480\(07\)01011-1](https://doi.org/10.1016/S1572-5480(07)01011-1)
- Kuhnt, T., Schmiedl, G., Ehrmann, W., Hamann, Y., Andersen, N., 2008. Stable isotopic composition of Holocene benthic foraminifers from the Eastern Mediterranean Sea: Past changes in productivity and deep water oxygenation. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 268, 106–115. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2008.07.010>
- Kuhnt, T., Schmiedl, G., Ehrmann, W., Hamann, Y., Hemleben, C., 2007. Deep-sea ecosystem variability of the Aegean Sea during the past 22 kyr as revealed by Benthic Foraminifera. *Mar. Micropaleontol.* 64, 141–162. <https://doi.org/10.1016/j.marmicro.2007.04.003>
- Kullenberg, B., 1952. On the Salinity of the Water Contained in Marine Sediments, Göteborgs Kungliga Vetenskaps- och Vitterhets-Samhälles handlingar: Sjätte Följden. Serien B. Elanders boktr.
- La Violette, P.E., 1986. Short-term Measurements of Surface Currents Associated with the Alboran sea Gyre during Donde Va? *J. Phys. Oceanogr.* 16, 262–279.
- Lacombe, H., Tchernia, P., 1972. Caractères hydrologiques et circulation des eaux en Méditerranée, The Mediterranean Sea DJ Stanley, 25--36.
- Lambeck, K., Rouby, H., Purcell, A., Sun, Y., Sambridge, M., 2014. Sea level and global ice volumes from the Last Glacial Maximum to the Holocene. *Proc. Natl. Acad. Sci. U. S. A.* 111, 15296–15303. <https://doi.org/10.1073/pnas.1411762111>
- Lascaratos, A., 1993. Estimation of deep and intermediate water mass formation rates in the Mediterranean Sea. *Deep. Res. Part II* 40, 1327–1332. [https://doi.org/10.1016/0967-0645\(93\)90072-U](https://doi.org/10.1016/0967-0645(93)90072-U)
- Lascaratos, A., Roether, W., Nittis, K., Klein, B., 1999. Recent changes in deep water formation and spreading in the Eastern Mediterranean Sea: A review. *Prog. Oceanogr.* 44, 5–36. [https://doi.org/10.1016/S0079-6611\(99\)00019-1](https://doi.org/10.1016/S0079-6611(99)00019-1)
- Leaman, K.D., Schott, F., 1991. Hydrographic structure of the convection regime in the Gulf of Lions: Winter 1987. *Am. Meteorol. Soc.* 21, 575–598. [https://doi.org/https://doi.org/10.1175/1520-0485\(1991\)021%3C0575:HSOTCR%3E2.0.CO;2](https://doi.org/https://doi.org/10.1175/1520-0485(1991)021%3C0575:HSOTCR%3E2.0.CO;2)
- Lermusiaux, P.F.J., 1999. Estimation and study of mesoscale variability in the Strait of Sicily. *Dyn. Atmos. Ocean.* 29, 255–303.
- Levitus, S., 1982. Climatological atlas of the world ocean. US Department of Commerce, National Oceanic and Atmospheric Administration.
- Lézine, A.-M., Casanova, J., 1991. Correlated oceanic and continental records demonstrate past climate and hydrology of North Africa (0-140 ka). *Geology* 19, 307–310. [https://doi.org/https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1991\)019%3C0307:COACRD%3E2.3.CO;2](https://doi.org/https://doi.org/10.1130/0091-7613(1991)019%3C0307:COACRD%3E2.3.CO;2)
- Libby, W.F., 1972. Dating by Radiocarbon. *Acc. Chem. Res.* 5, 289–295. <https://doi.org/10.1021/ar50057a001>
- Lionello, P., Malanotte-rizzoli, P., Boscolo, R., Alpert, P., Artale, V., Li, L., Luterbacher, J., May, W., Trigo, R., Tsimplis, M., Ulbrich, U., Xoplaki, E., 2006. The Mediterranean Climate: An overview of the main characteristics and issues. *Dev. Earth Environ. Sci.* 4, 1–26. [https://doi.org/10.1016/S1571-9197\(06\)80003-0](https://doi.org/10.1016/S1571-9197(06)80003-0)
- Lirer, F., Sprovieri, M., Ferraro, L., Vallefucio, M., Capotondi, L., Cascella, A., Petrosino, P., Insinga, D.D., Pelosi, N., Tamburrino, S., Lubritto, C., 2013. Integrated stratigraphy for the Late Quaternary in the eastern Tyrrhenian Sea. *Quat. Int.* 292, 71–85. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2012.08.2055>

- Locarnini, R.A., A.V. Mishonov, O.K. Baranova, T.P. Boyer, M.M. Zweng, H.E. Garcia, J.R. Reagan, D. Seidov, K.W. Weathers, C.R. Paver, and I.V.S. (2019)., 2019. World Ocean Atlas 2018 , Volume 1 : Temperature NOAA Atlas NESDIS 81 WORLD OCEAN ATLAS 2018 Volume 1 : Temperature National Oceanic and Atmospheric Administration. World Ocean Atlas 2018, Vol. 1 Temp. A. Mishonov, Tech. Ed. NOAA Atlas NESDIS 81, 52pp. 1, 52. <https://doi.org/http://www.nodc.noaa.gov/OC5/indprod.html> .
- Lolis, C.J., Bartzokas, A., Katsoulis, B.D., 2002. Spatial and temporal 850 hPa air temperature and sea-surface temperature covariances in the Mediterranean region and their connection to atmospheric circulation. *Int. J. Climatol.* 22, 663–676. <https://doi.org/10.1002/joc.759>
- Lowe, J.J., Rasmussen, S.O., Björck, S., Hoek, W.Z., Steffensen, J.P., Walker, M.J.C., Yu, Z.C., 2008. Synchronisation of palaeoenvironmental events in the North Atlantic region during the Last Termination: a revised protocol recommended by the INTIMATE group. *Quat. Sci. Rev.* 27, 6–17. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2007.09.016>
- Lynch-Stieglitz, J., Adkins, J.F., Curry, W.B., Dokken, T., Hall, I.R., Herguera, J.C., Hirschi, J.J.M., Ivanova, E. V., Kissel, C., Marchal, O., Marchitto, T.M., McCave, I.N., McManus, J.F., Mulitza, S., Ninnemann, U., Peeters, F., Yu, E.F., Zahn, R., 2007. Atlantic meridional overturning circulation during the last glacial maximum. *Science* (80-.). 316, 66–69. <https://doi.org/10.1126/science.1137127>
- Mackensen, A., Rudolph, M., Kuhn, G., 2001. Late Pleistocene deep-water circulation in the subantarctic eastern Atlantic. *Glob. Planet. Change* 30, 197–229. [https://doi.org/https://doi.org/10.1016/S0921-8181\(01\)00102-3](https://doi.org/https://doi.org/10.1016/S0921-8181(01)00102-3)
- Mahadevan, A., 2001. An analysis of bomb radiocarbon trends in the Pacific. *Mar. Chem.* 73, 273–290. [https://doi.org/10.1016/S0304-4203\(00\)00113-4](https://doi.org/10.1016/S0304-4203(00)00113-4)
- Maheras, P., Xoplaki, E., Davies, T., Martin-Vide, J., Bariendos, M., Alcoforado, M.J., 1999. Warm and cold monthly anomalies across the Mediterranean basin and their relationship with circulation, 1860–1990. *Int. J. Climatol.* 19, 1697–1715. <https://doi.org/10.1007/s007040050122>
- Malanotte-Rizzoli, P., Hecht, A., 1988. Large-scale properties of the eastern Mediterranean: a review. *Oceanol. acta* 11, 323–335.
- Malanotte-Rizzoli, P., Manca, B.B., D’Alcalà, M.R., Theocharis, A., Bergamasco, A., Bregant, D., Budillon, G., Clvitarese, G., Georgopoulos, D., Michelato, A., Sansone, E., Scarazzato, P., Souvermezoglou, E., 1997. A synthesis of the Ionian Sea hydrography, circulation and water mass pathways during POEM-phase I. *Prog. Oceanogr.* 39, 153–204. [https://doi.org/10.1016/S0079-6611\(97\)00013-X](https://doi.org/10.1016/S0079-6611(97)00013-X)
- Malanotte-Rizzoli, P., Manca, B.B., D’Alcala, M.R., Theocharis, A., Brenner, S., Budillon, G., Ozsoy, E., 1999. The Eastern Mediterranean in the 80s and in the 90s: The big transition in the intermediate and deep circulations. *Dyn. Atmos. Ocean.* 29, 365–395. [https://doi.org/10.1016/S0377-0265\(99\)00011-1](https://doi.org/10.1016/S0377-0265(99)00011-1)
- Mallo, M., Ziveri, P., Mortyn, P.G., Schiebel, R., Grelaud, M., 2017. Low planktic foraminiferal diversity and abundance observed in a spring 2013 west – east Mediterranean Sea plankton tow transect. *Biogeosciences* 14, 2245–2266. <https://doi.org/10.5194/bg-14-2245-2017>
- Manzella, G.M.R., Gasparini, G. Pietro, Astraldi, M., 1988. Water exchange between the eastern and western Mediterranean through the Strait of Sicily. *Deep Sea Res. Part A. Oceanogr. Res. Pap.* 35, 1021–1035.
- Manzella, G.M.R., Hopkins, T.S., Minnett, P.J., Nacini, E., 1990. Atlantic water in the Strait of Sicily. *J. Geophys. Res. Ocean.* 95, 1569–1575.
- Marcott, S. a., Shakun, J.D., Clark, P.U., Mix, A.C., 2013. A Reconstruction of Regional and Global temperature for the past 11.300 years. *Science* 339, 1198–1201. <https://doi.org/10.1126/science.1228026>
- Marshall, J., Schott, F., 1999. Open-Ocean Convection ’ Observations, Theory , and Models. *Rev. Geophys.* 37, 1–64.
- Martinson, D.G., Pisias, N.G., Hays, J.D., Imbrie, J., Moore, T.C., Shackleton, N.J., 1987. Age dating and the orbital theory of the ice ages: Development of a high-resolution 0 to 300,000-year chronostratigraphy. *Quat. Res.* 27, 1–29. [https://doi.org/10.1016/0033-5894\(87\)90046-9](https://doi.org/10.1016/0033-5894(87)90046-9)
- Martrat, B., Jimenez-amat, P., Zahn, R., Grimalt, J.O., 2014. Similarities and dissimilarities between the last two deglaciations and interglaciations in the North Atlantic region. *Quat. Sci. Rev. J.* 99, 122–

134. <https://doi.org/https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2014.06.016>
- McGill, D.A., 1961. A preliminary study of the oxygen and phosphate distribution in the Mediterranean Sea. *Deep Sea Res.* 8, 259–268. [https://doi.org/10.1016/0146-6313\(61\)90027-2](https://doi.org/10.1016/0146-6313(61)90027-2)
- McManus, J.F., Francois, R., Gherardl, J.M., Kelgwin, L., Drown-Leger, S., 2004. Collapse and rapid resumption of Atlantic meridional circulation linked to deglacial climate changes. *Nature* 428, 834–837. <https://doi.org/10.1038/nature02494>
- MEDOC Group, T., others, 1970. Observation of formation of deep water in the Mediterranean Sea, 1969. *Nature* 227, 1037–1040.
- Meissner, K.J., 2007. Younger Dryas: A data to model comparison to constrain the strength of the overturning circulation. *Geophys. Res. Lett.* 34, 2–6. <https://doi.org/10.1029/2007GL031304>
- Melki, T., Kallel, N., Jorissen, F.J., Guichard, F., Dennielou, B., Berné, S., Labeyrie, L., Fontugne, M., 2009. Abrupt climate change, sea surface salinity and paleoproductivity in the western Mediterranean Sea (Gulf of Lion) during the last 28 kyr. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 279, 96–113. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2009.05.005>
- Melki, T., Kallel, N., Fontugne, M., 2010. The nature of transitions from dry to wet condition during sapropel events in the Eastern Mediterranean Sea. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 291, 267–285. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2010.02.039>
- Mercone, D., Thomson, J., Abu-Zied, R.H., Croudace, I.W., Rohling, E.J., 2001. High-resolution geochemical and micropalaeontological profiling of the most recent eastern Mediterranean sapropel. *Mar. Geol.* 177, 25–44. [https://doi.org/10.1016/S0025-3227\(01\)00122-0](https://doi.org/10.1016/S0025-3227(01)00122-0)
- Mercone, D., Thomson, J., Croudace, I.W., Siani, G., Paterne, M., Troelstra, S., 2000. Duration of S1, the most recent sapropel in the eastern Mediterranean Sea, as indicated by accelerator mass spectrometry radiocarbon and geochemical evidence. *Paleoceanography* 15, 336–347. <https://doi.org/10.1029/1999PA000397>
- Milankovitch, M.M., 1941. Canon of insolation and the iceage problem. *K. Serbische Akad. Beogr. Spec. Publ.* 132.
- Millot, C., 2009. Another description of the Mediterranean Sea outflow. *Prog. Oceanogr.* 82, 101–124. <https://doi.org/10.1016/j.pocean.2009.04.016>
- Millot, C., 1999. Circulation in the Western Mediterranean Sea. *J. Mar. Syst.* 20, 423–442. [https://doi.org/10.1016/S0924-7963\(98\)00078-5](https://doi.org/10.1016/S0924-7963(98)00078-5)
- Millot, C., 1985. Some features of the Algerian Current. *J. Geophys. Res. Ocean.* 90, 7169–7176.
- Millot, C., Candela, J., Fuda, J.L., Tber, Y., 2006. Large warming and salinification of the Mediterranean outflow due to changes in its composition. *Deep. Res. Part I Oceanogr. Res. Pap.* 53, 656–666. <https://doi.org/10.1016/j.dsr.2005.12.017>
- Millot, C., Taupier-Letage, I., 2005. Circulation in the Mediterranean Sea. *Water pollution, Part K.* springer-Verlag Berlin Heidelb. 5, 29–66. <https://doi.org/10.1007/b107143>
- Minisini, D., Trincardi, F., Asioli, A., Fogliini, F., 2007. Morphologic variability of exposed mass-transport deposits on the eastern slope of Gela Basin (Sicily channel) LT. *Basin Res.* 19, 217–240. <https://doi.org/10.1111/j.1365-2117.2007.00324.x>
- Mix, A.C., Bard, E., Schneider, R., 2001. Environmental processes of the ice age: Land, oceans, glaciers (EPILOG). *Quat. Sci. Rev.* 20, 627–657. [https://doi.org/10.1016/S0277-3791\(00\)00145-1](https://doi.org/10.1016/S0277-3791(00)00145-1)
- Möbius, J., Lahajnar, N., Emeis, K.C., 2010. Diagenetic control of nitrogen isotope ratios in Holocene sapropels and recent sediments from the Eastern Mediterranean Sea. *Biogeosciences* 7, 3901–3914. <https://doi.org/10.5194/bg-7-3901-2010>
- Mojtahid, M., Manceau, R., Schiebel, R., Hennekam, R., De Lange, G.J., 2015. Thirteen thousand years of southeastern Mediterranean climate variability inferred from an integrative planktic foraminiferal-based approach. *Paleoceanography* 1–21. <https://doi.org/10.1002/2014PA002705>.Received
- Murat, A., Got, H., 1987. Middle and Late Quaternary depositional sequences and cycles in the eastern Mediterranean. *Deep. Turbid. Syst.* 34, 885–899. <https://doi.org/https://doi.org/10.1111/j.1365-3091.1987.tb00810.x>
- Murray, J., 1897. X.—On the Deep and Shallow-water Marine Fauna of the Kerguelen Region of the Great Southern Ocean. *Earth Environ. Sci. Trans. R. Soc. Edinburgh* 38, 343–500. <https://doi.org/https://doi.org/10.1017/S0080456800035055>
- NGRIP Members, 2004. High resolution record of Northern Hemisphere climate extending into the last

- interglacial period. *Nature* 431, 147–151.
- Olausson, E., 1961. Studies in deep-sea cores. Reports Swedish Deep. Exped. 1947-1948 8, 337–391.
- Omrani, H., Arsouze, T., Béranger, K., Boukthir, M., Drobinski, P., Lebeau-pin-Brossier, C., Mairech, H., 2016. Sensitivity of the sea circulation to the atmospheric forcing in the Sicily Channel. *Prog. Oceanogr.* 140, 54–68. <https://doi.org/10.1016/j.pocean.2015.10.007>
- Oppo, D.W., Lehman, S.J., 1995. Suborbital timescale variability of North Atlantic Deep Water during the past 200,000 years. *Paleoceanography* 10, 901–910. <https://doi.org/10.1029/95PA02089>
- Özsoy, E., 1981. On the atmospheric factors affecting the Levantine Sea. European Centre for Medium Range Weather Forecasts.
- Painter, S.C., Tsimplis, M.N., 2003. Temperature and salinity trends in the upper waters of the Mediterranean Sea as determined from the MEDATLAS dataset. *Cont. Shelf Res.* 23, 1507–1522. <https://doi.org/10.1016/j.csr.2003.08.008>
- Parrilla, G., Kinder, T.H., Preller, R.H., 1986. Deep and intermediate mediterranean water in the western Alboran Sea. *Deep Sea Res. Part A, Oceanogr. Res. Pap.* 33, 55–88. [https://doi.org/10.1016/0198-0149\(86\)90108-1](https://doi.org/10.1016/0198-0149(86)90108-1)
- Paterne, M., Guichard, F., Labeyrie, J., 1988. Explosive activity of the South Italian volcanoes during the past 80,000 years as determined by marine tephrochronology. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 34, 153–172. [https://doi.org/10.1016/0377-0273\(88\)90030-3](https://doi.org/10.1016/0377-0273(88)90030-3)
- Paterne, M., Guichard, F., Labeyrie, J., Gillot, P.Y., Duplessy, J.C., 1986. Tyrrhenian Sea tephrochronology of the oxygen isotope record for the past 60,000 years. *Mar. Geol.* 72, 259–285. [https://doi.org/10.1016/0025-3227\(86\)90123-4](https://doi.org/10.1016/0025-3227(86)90123-4)
- Pérez-Folgado, M., Sierro, F.J., Flores, J.A., Cacho, I., Grimalt, J.O., Zahn, R., Shackleton, N., 2003. Western Mediterranean planktonic foraminifera events and millennial climatic variability during the last 70 kyr. *Mar. Micropaleontol.* 48, 49–70. [https://doi.org/10.1016/S0377-8398\(02\)00160-3](https://doi.org/10.1016/S0377-8398(02)00160-3)
- Perkins, H., Pistek, P., 1990. Circulation in the Algerian Basin during June 1986. *J. Geophys. Res.* 95, 1577. <https://doi.org/10.1029/jc095ic02p01577>
- Petit-Maire, N., Burollet, P.F., Ballais, J.L., Fontugne, M., Rosso, J.C., Lazaar, A., 1991. Paléoclimats holocènes du Sahara septentrional. Dépôts lacustres et terrasses alluviales en bordure du Grand Erg Oriental à l'extrême-Sud de la Tunisie. *paleoclimatology* 1661–1666.
- Petit, J.R., Jouzel, J., Raynaud, D., Barkov, N.I., Barnola, J.M., Basile, I., Bender, M., Chappellaz, J., Davis, M., Delaygue, G., Delmotte, M., Kotiyakov, V.M., Legrand, M., Lipenkov, V.Y., Lorius, C., Pépin, L., Ritz, C., Saltzman, E., Stievenard, M., 1999. Climate and atmospheric history of the past 420,000 years from the Vostok ice core, Antarctica. *Nature* 399, 429–436. <https://doi.org/10.1038/20859>
- Peyron, O., Goring, S., Dormoy, I., Kotthoff, U., Pross, J., de Beaulieu, J.L., Drescher-Schneider, R., Vanniére, B., Magny, M., 2011. Holocene seasonality changes in the central mediterranean region reconstructed from the pollen sequences of Lake Accessa (Italy) and Tenaghi Philippon (Greece). *Holocene* 21, 131–146. <https://doi.org/10.1177/0959683610384162>
- Pierre, C., 1999. The oxygen and carbon isotope distribution in the Mediterranean water masses. *Mar. Geol.* 153, 41–55. [https://doi.org/10.1016/S0025-3227\(98\)00090-5](https://doi.org/10.1016/S0025-3227(98)00090-5)
- Pinardi, N., Masetti, E., 2000. Variability of the large scale general circulation of the Mediterranean Sea from observations and modelling: A review. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 158, 153–173. [https://doi.org/10.1016/S0031-0182\(00\)00048-1](https://doi.org/10.1016/S0031-0182(00)00048-1)
- Pinardi, N., Zavatarelli, M., Adani, M., Coppini, G., Fratianni, C., Oddo, P., Simoncelli, S., Tonani, M., Lyubartsev, V., Dobricic, S., Bonaduce, A., 2015. Mediterranean Sea large-scale low-frequency ocean variability and water mass formation rates from 1987 to 2007: A retrospective analysis. *Prog. Oceanogr.* 132, 318–332. <https://doi.org/10.1016/j.pocean.2013.11.003>
- POEM group, 1992. General circulation of the Eastern Mediterranean. *Earth Sci. Rev.* 32, 285–309. [https://doi.org/10.1016/0012-8252\(92\)90002-B](https://doi.org/10.1016/0012-8252(92)90002-B)
- Potonié, H., 1904. Über Faulschlamm-(Sapropel)-Gesteine. *Sitz. Gesell. nat. F. Berlin* 243–245.
- Poulain, P.-M., 1998. Lagrangian measurements of surface circulation in the Adriatic and Ionian Seas between November 1994 and March 1997.
- Poulos, S.E., Drakopoulos, P.G., Collins, M.B., 1997. <Poulos et al., 1997. Seasonal variability in sea surface oceanographic conditions in the Aegean Sea (Eastern Mediterranean).pdf>. *J. Mar. Syst.* 13, 225–244. [https://doi.org/https://doi.org/10.1016/S0924-7963\(96\)00113-3](https://doi.org/https://doi.org/10.1016/S0924-7963(96)00113-3)

- Prell, W.L., 1985. Stability of low-latitude sea-surface temperatures: an evaluation of the CLIMAP reconstruction with emphasis on the positive SST anomalies. Final report.
- Principato, M.S., Giunta, S., Corselli, C., Negri, A., 2003. Late Pleistocene-Holocene planktonic assemblages in three box-cores from the Mediterranean Ridge area (west-southwest of Crete): Palaeoecological and palaeoceanographic reconstruction of sapropel S1 interval. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 190, 61–77. [https://doi.org/10.1016/S0031-0182\(02\)00599-0](https://doi.org/10.1016/S0031-0182(02)00599-0)
- Pujol, C., Grazzini, C.V., 1995. Distribution patterns of live planktic foraminifers as related to regional hydrography and productive systems of the Mediterranean Sea. *Mar. Micropaleontol.* 25, 187–217. [https://doi.org/10.1016/0377-8398\(95\)00002-1](https://doi.org/10.1016/0377-8398(95)00002-1)
- Pujol, C., Vergnaud-Grazzini, C., 1995. Distribution patterns of live planktic foraminifers as related to regional hydrography and productive systems of the Mediterranean Sea. *Mar. Micropaleontol.* 25, 187–217. [https://doi.org/10.1016/0377-8398\(95\)00002-1](https://doi.org/10.1016/0377-8398(95)00002-1)
- Pujol, C., Vergnaud Grazzini, C., 1989. Palaeoceanography of the last deglaciation in the Alboran Sea (western Mediterranean). Stable isotopes and planktonic foraminiferal records. *Mar. Micropaleontol.* 15, 153–179. [https://doi.org/10.1016/0377-8398\(89\)90009-1](https://doi.org/10.1016/0377-8398(89)90009-1)
- Quézel, P., Médail, F., 2003. *Ecologie et biogéographie des forêts du bassin méditerranéen*. Elsevier-Lavoisier eds, Paris, Fr. 1, 571.
- Rasmussen, S.O., Bigler, M., Blockley, S.P., Blunier, T., Buchardt, S.L., Clausen, H.B., Cvijanovic, I., Dahl-Jensen, D., Johnsen, S.J., Fischer, H., Gkinis, V., Guillevic, M., Hoek, W.Z., Lowe, J.J., Pedro, J.B., Popp, T., Seierstad, I.K., Steffensen, J.P., Svensson, A.M., Vallelonga, P., Vinther, B.M., Walker, M.J.C., Wheatley, J.J., Winstrup, M., 2014. A stratigraphic framework for abrupt climatic changes during the Last Glacial period based on three synchronized Greenland ice-core records: Refining and extending the INTIMATE event stratigraphy. *Quat. Sci. Rev.* 106, 14–28. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2014.09.007>
- Rasmussen, T.L., Thomsen, E., Van Weering, T.C.E., Labeyrie, L., 1996. Rapid changes in surface and deep water conditions at the Faeroe Margin during the last 58,000 years. *Paleoceanography* 11, 757–771. <https://doi.org/10.1029/96PA02618>
- Reale, O., Feudale, L., Turato, B., 2001. Evaporative moisture sources during a sequence of floods in the Mediterranean region. *Geophys. Res. Lett.* 28, 2085–2088. <https://doi.org/10.1029/2000GL012379>
- Reimer, P.J., Austin, W.E.N., Bard, E., Bayliss, A., Blackwell, P.G., Bronk Ramsey, C., Butzin, M., Cheng, H., Edwards, R.L., Friedrich, M., Grootes, P.M., Guilderson, T.P., Hajdas, I., Heaton, T.J., Hogg, A.G., Hughen, K.A., Kromer, B., Manning, S.W., Muscheler, R., Palmer, J.G., Pearson, C., van der Plicht, J., Reimer, R.W., Richards, D.A., Scott, E.M., Southon, J.R., Turney, C.S.M., Wacker, L., Adolphi, F., Büntgen, U., Capano, M., Fahrni, S.M., Fogtmann-Schulz, A., Friedrich, R., Köhler, P., Kudsk, S., Miyake, F., Olsen, J., Reinig, F., Sakamoto, M., Sookdeo, A., Talamo, S., 2020. THE INTCAL20 northern hemisphere radiocarbon age calibration curve (0–55 CAL kBP). *Radiocarbon* 00, 1–33. <https://doi.org/10.1017/rdc.2020.41>
- Reimer, P.J., Baillie, M.G.L., Bard, E., Bayliss, A., Beck, J.W., Blackwell, P.G., Ramsey, C.B., Buck, C.E., Burr, G.S., Edwards, R.L., Friedrich, M., Grootes, P.M., Guilderson, T.P., Hajdas, I., Heaton, T.J., Hogg, A.G., Hughen, K.A., Kaiser, K.F., Kromer, B., McCormac, F.G., Manning, S.W., Reimer, R.W., Richards, D.A., Southon, J.R., Talamo, S., Turney, C.S.M., van der Plicht, J., Weyhenmeyer, C.E., 2009. IntCal09 and Marine09 radiocarbon age calibration curves, 0–50,000 years CAL BP. *Radiocarbon* 51, 1111–1150. <https://doi.org/10.1017/S0033822200034202>
- Reimer, P.J., McCormac, F.G., 2002. Marine Radiocarbon Reservoir Corrections for the Mediterranean and Aegean Seas. *Radiocarbon* 44, 159–166. <https://doi.org/https://doi.org/10.1017/S0033822200064766>
- Renssen, H., Mairesse, A., Goosse, H., Mathiot, P., Heiri, O., Roche, D.M., Nisancioglu, K.H., Valdes, P.J., 2015. Multiple causes of the Younger Dryas cold period. *Nat. Geosci.* 8, 946–949. <https://doi.org/10.1038/ngeo2557>
- Revel, M., Colin, C., Bernasconi, S., Combourieu-Nebout, N., Ducassou, E., Grousset, F.E., Rolland, Y., Migeon, S., Bosch, D., Brunet, P., Zhao, Y., Mascle, J., 2014. 21,000 Years of Ethiopian African monsoon variability recorded in sediments of the western Nile deep-sea fan. *Reg. Environ. Chang.* 14, 1685–1696. <https://doi.org/10.1007/s10113-014-0588-x>
- Revel, M., Ducassou, E., Grousset, F.E., Bernasconi, S.M., Migeon, S., Revillon, S., Mascle, J., Murat,

- A., Zaragosi, S., Bosch, D., 2010. 100,000 Years of African monsoon variability recorded in sediments of the Nile margin. *Quat. Sci. Rev.* 29, 1342–1362. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2010.02.006>
- Richez, C., Gascard, J.C., 1986. Mediterranean water flows when approaching the straits of Gibraltar. *Deep. Res. Part A. Oceanogr. Res. Pap.* 33, 135–137.
- Rigual-Hernández, A.S., Sierro, F.J., Bárcena, M.A., Flores, J.A., Heussner, S., 2012. Seasonal and interannual changes of planktic foraminiferal fluxes in the Gulf of Lions (NW Mediterranean) and their implications for paleoceanographic studies : Two 12-year sediment trap records. *Deep. Res. Part I Oceanogr. Res. Pap.* 66, 26–40. <https://doi.org/10.1016/j.dsr.2012.03.011>
- Ritz, S.P., Stocker, T.F., Grimalt, J.O., Menviel, L., Timmermann, A., 2013. Estimated strength of the Atlantic overturning circulation during the last deglaciation. *Nat. Geosci.* 6, 208–212. <https://doi.org/10.1038/ngeo1723>
- Roberts, N., Eastwood, W.J., Kuzucuoğlu, C., Fiorentino, G., Caracuta, V., 2011. Climatic, vegetation and cultural change in the eastern mediterranean during the mid-holocene environmental transition. *Holocene* 21, 147–162. <https://doi.org/10.1177/0959683610386819>
- Robinson, A.R., Leslie, W.G., Theocharis, A., Lascaratos, A., 2001. Mediterranean sea circulation. *Ocean Curr.* 1, 19.
- Robinson, L.F., Adkins, J.F., Keigwin, L.D., Southon, J., Fernandez, D.P., Wang, S.L., Scheirer, D.S., 2005. Radiocarbon variability in the western North Atlantic during the last deglaciation. *Science* (80-.). 310, 1469–1473. <https://doi.org/DOI: 10.1126/science.1114832>
- Rodrigues, T., Grimalt, J.O., Abrantes, F., Naughton, F., Flores, J.A., 2010. The last glacial-interglacial transition (LGIT) in the western mid-latitudes of the North Atlantic: Abrupt sea surface temperature change and sea level implications. *Quat. Sci. Rev.* 29, 1853–1862. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2010.04.004>
- Roether, W., Klein, B., Manca, B.B., Theocharis, A., Kioroglou, S., 2007. Transient Eastern Mediterranean deep waters in response to the massive dense-water output of the Aegean Sea in the 1990s. *Prog. Oceanogr.* 74, 540–571. <https://doi.org/10.1016/j.pocean.2007.03.001>
- Roether, W., Manca, B.B., Klein, B., Bregant, D., Georgopoulos, D., Beitzel, V., Kovacevic, V., Luchetta, A., 1996. Recent Changes in Eastern Mediterranean Deep Waters. *Science* (80-.). 271, 333–335. <https://doi.org/DOI: 10.1126/science.271.5247.333>
- Roether, W., Well, R., 2001. Oxygen consumption in the Eastern Mediterranean. *Deep. Res. Part I Oceanogr. Res. Pap.* 48, 1535–1551. [https://doi.org/10.1016/S0967-0637\(00\)00102-3](https://doi.org/10.1016/S0967-0637(00)00102-3)
- Rogerson, M., Cacho, I., Jimenez-Espejo, F., Reguera, M.I., Sierro, F.J., Martinez-Ruiz, F., Frigola, J., Canals, M., 2008. A dynamic explanation for the origin of the western Mediterranean organic-rich layers. *Geochemistry, Geophys. Geosystems* 9, 1–20. <https://doi.org/10.1029/2007GC001936>
- Rogerson, M., Rohling, E.J., Weaver, P.P.E., Murray, J.W., 2004. The Azores Front since the Last Glacial Maximum. *Earth Planet. Sci. Lett.* 222, 779–789. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2004.03.039>
- Rohling, E., Mayewski, P., Abu-Zied, R., Casford, J., Hayes, A., 2002. Holocene atmosphere-ocean interactions: Records from Greenland and the Aegean sea. *Clim. Dyn.* 18, 587–594. <https://doi.org/10.1007/s00382-001-0194-8>
- Rohling, E.J., 1994. Review and new aspects concerning the formation of eastern Mediterranean sapropels. *Mar. Geol.* 122, 1–28. [https://doi.org/10.1016/0025-3227\(94\)90202-X](https://doi.org/10.1016/0025-3227(94)90202-X)
- Rohling, E.J., Abu-Zied, R.H., Casford, J.S.L., Hayes, A., Hoogakker, B. a a, 2009. The marine environment: present and past. *Phys. Geogr. Mediterr.* 33–67.
- Rohling, E.J., Bryden, H.L., 1992. Man-induced salinity and temperature increases in Western Mediterranean Deep Water. *J. Geophys. Res.* 97, 191–198. <https://doi.org/10.1029/92jc00767>
- Rohling, E.J., Cane, T.R., Cooke, S., Sprovieri, M., Bouloubassi, I., Emeis, K.C., Schiebel, R., Kroon, D., Jorissen, F.J., Lorre, A., Kemp, A.E.S., 2002. African monsoon variability during the previous interglacial maximum. *Earth Planet. Sci. Lett.* 202, 61–75. [https://doi.org/10.1016/S0012-821X\(02\)00775-6](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(02)00775-6)
- Rohling, E.J., Den Dulk, M., Pujol, C., Vergnaud-Grazzini, C., 1995. Abrupt hydrographic change in the Alboran Sea (western Mediterranean) around 8000 yrs BP. *Deep. Res. Part I* 42, 1609–1619. [https://doi.org/10.1016/0967-0637\(95\)00069-I](https://doi.org/10.1016/0967-0637(95)00069-I)
- Rohling, E.J., Gieskes, W.W.C., 1989. Late Quaternary changes in Mediterranean intermediate water

- density and formation rate. *Paleoceanography* 4, 531–545. <https://doi.org/10.1029/PA004i005p00531>
- Rohling, E.J., Hilgen, F.J., 1991. The eastern Mediterranean climate at times of sapropel formation: a review. *Geol. en Mijnb.* 70, 253–264.
- Rohling, E.J., Jorissen, F.J., De Stigter, H.C., 1997. 200 Year interruption of Holocene sapropel formation in the Adriatic Sea. *J. Micropalaeontology* 16, 97–108. <https://doi.org/10.1144/jm.16.2.97>
- Rohling, E.J., Marino, G., Grant, K.M., 2015a. Mediterranean climate and oceanography, and the periodic development of anoxic events (sapropels). *Earth-Science Rev.* 143, 62–97. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2015.01.008>
- Rohling, E.J., Marino, G., Grant, K.M., 2015b. Mediterranean climate and oceanography, and the periodic development of anoxic events (sapropels). *Earth-Science Rev.* 143, 62–97. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2015.01.008>
- Rohling, E.J., Pälike, H., 2005. Centennial-scale climate cooling with a sudden cold event around 8,200 years ago. *Nature* 434, 975–979. <https://doi.org/10.1038/nature03421>
- Rossignol-Strick, M., 1987. Rainy periods and bottom water stagnation initiating brine accumulation and metal concentrations: 1. the Late Quaternary. *Paleoceanogr. paleoclimatology* 2, 333–360. <https://doi.org/https://doi.org/10.1029/PA002i003p00333>
- Rossignol-Strick, M., 1985. Mediterranean Quaternary sapropels, an immediate response of the African monsoon to variation of insolation. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 49, 237–263. [https://doi.org/10.1016/0031-0182\(85\)90056-2](https://doi.org/10.1016/0031-0182(85)90056-2)
- Rossignol-Strick, M., Nesteroff, W., Olive, P., Vergnaud-Grazzini, C., 1982. After the deluge: Mediterranean stagnation and sapropel formation. *Nature* 295, 105–110. <https://doi.org/10.1038/295105a0>
- Rouis-Zargouni, I., Turon, J.L., Londeix, L., Essallami, L., Kallel, N., Sicre, M.A., 2010. Environmental and climatic changes in the central Mediterranean Sea (Siculo-Tunisian Strait) during the last 30 ka based on dinoflagellate cyst and planktonic foraminifera assemblages. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 285, 17–29. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2009.10.015>
- Rubino, A., Hainbucher, D., 2007. A large abrupt change in the abyssal water masses of the eastern Mediterranean. *Geophys. Res. Lett.* 34, 1–5. <https://doi.org/10.1029/2007GL031737>
- Ruddiman, W.F., 1977. Late Quaternary deposition of ice-rafted sand in the subpolar North Atlantic (lat 40° to 65°N). *Bull. Geol. Soc. Am.* 88, 1813–1827. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1977\)88<1813:LQDOIS>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1977)88<1813:LQDOIS>2.0.CO;2)
- Ruti, P.M., Somot, S., Giorgi, F., Dubois, C., Flaouanas, E., Obermann, A., Dell’Aquila, A., Pisacane, G., Harzallah, A., Lombardi, E., Ahrens, B., Akhtar, N., Alias, A., Arsouze, T., Aznar, R., Bastin, S., Bartholy, J., Béranger, K., Beuvier, J., Bouffies-Cloch e, S., Brauch, J., Cabos, W., Calmanti, S., Calvet, J.C., Carillo, A., Conte, D., Coppola, E., Djurdjevic, V., Drobinski, P., Elizalde-Arellano, A., Gaertner, M., Gal an, P., Gallardo, C., Gualdi, S., Goncalves, M., Jorba, O., Jord a, G., L’Heveder, B., Lebeaupin-Brossier, C., Li, L., Liguori, G., Lionello, P., Maci as, D., Nabat, P.,  onol, B., Raikovic, B., Ramage, K., Sevault, F., Sannino, G., Struglia, M. V., Sanna, A., Torma, C., Vervatis, V., 2016. Med-CORDEX initiative for Mediterranean climate studies. *Bull. Am. Meteorol. Soc.* 97, 1187–1208. <https://doi.org/10.1175/BAMS-D-14-00176.1>
- Ryan, W.B.F., 1972. Stratigraphy of Late Quaternary sediments in the eastern Mediterranean. *Mediterr. Sea a Nat. Sediment. Lab.* 1, 149–169.
- Saaroni, H., Bitan, A., Alpert, P., Ziv, B., 1996. Continental polar outbreaks into the levant and eastern mediterranean. *Int. J. Climatol.* 16, 1175–1191. [https://doi.org/10.1002/\(sici\)1097-0088\(199610\)16:10<1175::aid-joc79>3.0.co;2-%23](https://doi.org/10.1002/(sici)1097-0088(199610)16:10<1175::aid-joc79>3.0.co;2-%23)
- Sadori, L., Narcisi, B., 2001. The Postglacial record of environmental history from Lago di Pergusa , Sicily. *the Holocene* 11, 655–670. <https://doi.org/https://doi.org/10.1191%2F09596830195681>
- Salavert, A., Martin, L., Antol n, F., Zazzo, A., 2018. The opium poppy in Europe: exploring its origin and dispersal during the Neolithic. *Antiquity* 92, 1–5. <https://doi.org/10.15184/aqy.2018.154>
- Sammari, C., Millot, C., Taupier-Letage, I., Stefani, A., Brahim, M., 1999. Hydrological characteristics in the Tunisia--Sardinia--Sicily area during spring 1995. *Deep Sea Res. Part I Oceanogr. Res. Pap.* 46, 1671–1703.
- S nchez Go ni, M., Cacho, I., Turon, J., Guiot, J., Sierro, F., Peypouquet, J., Grimalt, J., Shackleton, N.,

2002. Synchronicity between marine and terrestrial responses to millennial scale climatic variability during the last glacial period in the Mediterranean region. *Clim. Dyn.* 19, 95–105. <https://doi.org/10.1007/s00382-001-0212-x>
- Sarnthein, M., Winn, K., Jung, S.J.A., Duplessy, J.-C., Labeyrie, L., Erlenkeuser, H., Ganssen, G., 1994. Changes in East Atlantic Deepwater Circulation over the last 30,000 years: Eight time slice reconstructions. *Paleoceanography* 9, 209–267. <https://doi.org/10.1029/93PA03301>
- Sbaffi, L., Wezel, F.C., Curzi, G., Zoppi, U., 2004. Millennial- to centennial-scale palaeoclimatic variations during Termination I and the Holocene in the central Mediterranean Sea. *Glob. Planet. Change* 40, 201–217. [https://doi.org/10.1016/S0921-8181\(03\)00111-5](https://doi.org/10.1016/S0921-8181(03)00111-5)
- Sbaffi, L., Wezel, F.C., Kallel, N., Paterne, M., Cacho, I., Ziveri, P., Shackleton, N., 2001. Response of the pelagic environment to palaeoclimatic changes in the central Mediterranean Sea during the Late Quaternary. *Mar. Geol.* 178, 39–62. [https://doi.org/10.1016/S0025-3227\(01\)00185-2](https://doi.org/10.1016/S0025-3227(01)00185-2)
- Schiebel, R., Hemleben, C., 2017. *Planktic Foraminifers in the Modern Ocean*, Springer. <https://doi.org/10.1007/978-3-662-50297-6>
- Schiebel, R., Hemleben, C., 2005. Modern planktic foraminifera. *Paläontologische Zeitschrift* 79, 135–148. <https://doi.org/10.1007/bf03021758>
- Schlitzer, R., 2015. Ocean data view.
- Schlitzer, R., Roether, W., Oster, H., Junghans, H.G., Hausmann, M., Johannsen, H., Michelato, A., 1991. Chlorofluoromethane and oxygen in the Eastern Mediterranean. *Deep Sea Res. Part A, Oceanogr. Res. Pap.* 38, 1531–1551. [https://doi.org/10.1016/0198-0149\(91\)90088-W](https://doi.org/10.1016/0198-0149(91)90088-W)
- Schmiedl, G., Kuhnt, T., Ehrmann, W., Emeis, K.C., Hamann, Y., Kotthoff, U., Dulski, P., Pross, J., 2010. Climatic forcing of eastern Mediterranean deep-water formation and benthic ecosystems during the past 22 000 years. *Quat. Sci. Rev.* 29, 3006–3020. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2010.07.002>
- Schott, W., 1935. Die Foraminiferen in dem äquatorialen Teil des atlantischen Ozeans. *Dtsch. Atl. Exped.* 6, 411–616.
- Schröder, K., Gasparini, G.P., Tangherlini, M., Astraldi, M., 2006. Deep and intermediate water in the western Mediterranean under the influence of the Eastern Mediterranean Transient. *Geophys. Res. Lett.* 33, 2–7. <https://doi.org/10.1029/2006GL027121>
- Schroeder, K., Chiggiato, J., Bryden, H.L., Borghini, M., Ben Ismail, S., 2016. Abrupt climate shift in the Western Mediterranean Sea. *Sci. Rep.* 6, 1–7. <https://doi.org/10.1038/srep23009>
- Schroeder, K., Josey, S.A., Herrmann, M., Grignon, L., Gasparini, G.P., Bryden, H.L., 2010. Abrupt warming and salting of the Western Mediterranean Deep Water after 2005: Atmospheric forcings and lateral advection. *J. Geophys. Res. Ocean.* 115, 1–18. <https://doi.org/10.1029/2009JC005749>
- Schroeder, K., Ribotti, A., Borghini, M., Sorgente, R., Perilli, A., Gasparini, G.P., 2008. An extensive western Mediterranean deep water renewal between 2004 and 2006. *Geophys. Res. Lett.* 35, 1–7. <https://doi.org/10.1029/2008GL035146>
- Seidov, D., Haupt, B.J., 1997. Simulated ocean circulation and sediment transport in the North Atlantic during the Last Glacial Maximum and today. *Paleoceanography* 12, 281–305. <https://doi.org/10.1029/96PA03444>
- Send, U., Font, J., Krahnmann, G., Millot, C., Rhein, M., Tintoré, J., 1999. Recent advances in observing the physical oceanography of the Western Mediterranean Sea. *Prog. Oceanogr.* 44, 37–64. [https://doi.org/10.1016/S0079-6611\(99\)00020-8](https://doi.org/10.1016/S0079-6611(99)00020-8)
- Shackleton, N.J., 1974. Attainment of isotopic equilibrium between ocean water and the benthonic foraminifera genus *Uvigerina*: Isotopic changes in the ocean during the last glacial. *Colloq. Int. du C.N.R.S.* 219, 203–210.
- Siani, G., Magny, M., Paterne, M., Debret, M., Fontugne, M., 2013. Paleohydrology reconstruction and Holocene climate variability in the South Adriatic Sea. *Clim. Past* 9, 499–515. <https://doi.org/10.5194/cp-9-499-2013>
- Siani, G., Paterne, M., Arnold, M., Bard, E., Métivier, B., Tisnerat, N., Bassinot, F., 2000. Radiocarbon reservoir ages in the Mediterranean Sea and Black Sea. *Radiocarbon* 42, 271–280. <https://doi.org/10.1017/S0033822200059075>
- Siani, G., Paterne, M., Colin, C., 2010. Late glacial to Holocene planktic foraminifera bioevents and climatic record in the South Adriatic Sea. *J. Quat. Sci.* 25, 808–821. <https://doi.org/10.1002/jqs.1360>

- Siani, G., Paterne, M., Michel, E., Sulpizio, R., Sbrana, A., Arnold, M., Haddad, G., 2001. Mediterranean sea surface radiocarbon reservoir age changes since the last glacial maximum. *Science* (80-.). 294, 1917–1920. <https://doi.org/10.1126/science.1063649>
- Siccha, M., Kucera, M., 2017. Data Descriptor : ForCenS , a curated database of planktonic foraminifera census counts in marine surface sediment samples. *Nature* 1–12.
- Siddall, M., Rohling, E.J., Almogi-Labin, A., Hemleben, C., Meischner, D., Schmelzer, I., Smeed, D.A., 2003. Sea-level fluctuations during the last glacial cycle. *Nature* 423, 853–858. <https://doi.org/10.1038/nature01687.1>
- Sierro, F.J., Hodell, D.A., Curtis, J.H., Flores, J.A., Reguera, I., Colmenero-Hidalgo, E., Bárcena, M.A., Grimalt, J.O., Cacho, I., Frigola, J., Canals, M., 2005. Impact of iceberg melting on Mediterranean thermohaline circulation during Heinrich events. *Paleoceanography* 20, 1–13. <https://doi.org/10.1029/2004PA001051>
- Skliris, N., Lascaratos, A., 2004. Impacts of the Nile River damming on the thermohaline circulation and water mass characteristics of the Mediterranean Sea. *J. Mar. Syst.* 52, 121–143. <https://doi.org/10.1016/j.jmarsys.2004.02.005>
- Skliris, N., Sofianos, S., Lascaratos, A., 2007. Hydrological changes in the Mediterranean Sea in relation to changes in the freshwater budget: A numerical modelling study. *J. Mar. Syst.* 65, 400–416. <https://doi.org/10.1016/j.jmarsys.2006.01.015>
- Smith, R.O., Bryden, H.L., Stansfield, K., 2008. Observations of new western Mediterranean deep water formation using Argo floats 2004–2006. *Ocean Sci.* 4, 133–149. <https://doi.org/10.5194/os-4-133-2008>
- Sorgente, R., Drago, A.F., Ribotti, A., Sorgente, R., Drago, A.F., Seasonal, A.R., Sea, M., 2003. Seasonal variability in the Central Mediterranean Sea circulation To cite this version : HAL Id : hal-00316980 *Annales Geophysicae* Seasonal variability in the Central Mediterranean Sea circulation.
- Sorgente, R., Olita, A., Oddo, P., Fazioli, L., Ribotti, A., 2011. Numerical simulation and decomposition of kinetic energy in the Central Mediterranean: insight on mesoscale circulation and energy conversion. *Ocean Sci.*
- Sprovieri, M., Di Stefano, E., Incarbona, A., Salvagio Manta, D., Pelosi, N., Ribera d’Alcalà, M., Sprovieri, R., 2012. Centennial- to millennial-scale climate oscillations in the Central-Eastern Mediterranean Sea between 20,000 and 70,000 years ago: Evidence from a high-resolution geochemical and micropaleontological record. *Quat. Sci. Rev.* 46, 126–135. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2012.05.005>
- 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. [https://doi.org/10.1016/S0031-0182\(03\)00632-1](https://doi.org/10.1016/S0031-0182(03)00632-1)
- Stansfield, K., Gasparini, G.P., Smeed, D.A., 2003. High-resolution observations of the path of the overflow from the Sicily Strait. *Deep. Res. Part I Oceanogr. Res. Pap.* 50, 1129–1149. [https://doi.org/10.1016/S0967-0637\(03\)00099-2](https://doi.org/10.1016/S0967-0637(03)00099-2)
- Stocker, T.F., 1998. The seesaw effect. *Science* (80-.). 282, 61–62. <https://doi.org/10.1126/science.282.5386.61>
- Stuiver, M., & Östlund, H.G., 1983. GEOSECS INDIAN OCEAN AND MEDITERRANEAN. *Radiocarbon* 25, 1–29.
- Stuiver, M., Braziunas, T.F., 1998. Anthropogenic and solar components of hemispheric ¹⁴C. *Geophys. Res. Lett.* 25, 329–332. <https://doi.org/https://doi.org/10.1029/97GL03694>
- Tachikawa, K., Roy-Barman, M., Michard, A., Thouron, D., Yeghicheyan, D., Jeandel, C., 2004. Neodymium isotopes in the Mediterranean Sea: Comparison between seawater and sediment signals. *Geochim. Cosmochim. Acta* 68, 3095–3106. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2004.01.024>
- Tachikawa, K., Vidal, L., Cornuault, M., Garcia, M., Pothin, A., Sonzogni, C., Bard, E., Menot, G., Revel, M., 2015. Eastern Mediterranean Sea circulation inferred from the conditions of S1 sapropel deposition. *Clim. Past* 11, 855–867. <https://doi.org/10.5194/cp-11-855-2015>
- Tanhua, T., Hainbucher, D., Schroeder, K., Cardin, V., Álvarez, M., Civitarese, G., 2013. The Mediterranean Sea system: A review and an introduction to the special issue. *Ocean Sci.* 9, 789–803. <https://doi.org/10.5194/os-9-789-2013>

- Telford, R.J., Birks, H.J.B., 2009. Evaluation of transfer functions in spatially structured environments. *Quat. Sci. Rev.* 28, 1309–1316. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2008.12.020>
- Tesi, T., Asioli, A., Minisini, D., Maselli, V., Dalla Valle, G., Gamberi, F., Langone, L., Cattaneo, A., Montagna, P., Trincardi, F., 2017. Large-scale response of the Eastern Mediterranean thermohaline circulation to African monsoon intensification during sapropel S1 formation. *Quat. Sci. Rev.* 159, 139–154. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2017.01.020>
- Testor, P., Bosse, A., Houpert, L., Margirier, F., Mortier, L., Legoff, H., Dausse, D., Labaste, M., Karstensen, J., Hayes, D., Olita, A., Ribotti, A., Schroeder, K., Chiggiato, J., Onken, R., Heslop, E., Mourre, B., D'ortenzio, F., Mayot, N., Lavigne, H., de Fommervault, O., Coppola, L., Prieur, L., Taillandier, V., Durrieu de Madron, X., Bourrin, F., Many, G., Damien, P., Estournel, C., Marsaleix, P., Taupier-Letage, I., Raimbault, P., Waldman, R., Bouin, M.N., Giordani, H., Caniaux, G., Somot, S., Ducrocq, V., Conan, P., 2018. Multiscale Observations of Deep Convection in the Northwestern Mediterranean Sea During Winter 2012–2013 Using Multiple Platforms. *J. Geophys. Res. Ocean.* 123, 1745–1776. <https://doi.org/10.1002/2016JC012671>
- Theocharis, A., 2009. Variability of the thermohaline properties in the Eastern Mediterranean during the post-EMT period (1995-2008) and SST changes in the Aegean (1985-2008). *CIESM Work. Monogr.* 38, 35–40.
- Theocharis, A., Klein, B., Nittis, K., Roether, W., 2002. Evolution and status of the Eastern Mediterranean Transient (1997-1999). *J. Mar. Syst.* 33–34, 91–116. [https://doi.org/10.1016/S0924-7963\(02\)00054-4](https://doi.org/10.1016/S0924-7963(02)00054-4)
- Theocharis, A., Nittis, K., Kontoyiannis, H., Papageorgiou, E., Balopoulos, E., 1999. Climatic changes in the Aegean Sea influence the Eastern Mediterranean thermohaline circulation (1986-1997). *Geophys. Res. Lett.* 26, 1617–1620. <https://doi.org/10.1029/1999GL900320>
- Therón, R., Paillard, D., Cortijo, E., Flores, J., Sierro, F.J., Waelbroeck, C., Thern, R., Paillard, D., Cortijo, E., Vaquero, M., Sierro, F.J., Waelbroeck, C., 2004. Rapid Reconstruction of Paleoenvironmental Features Using a New Multiplatform Program Short Note Rapid reconstruction of paleoenvironmental features using a new multiplatform program. *Micropaleontology* 50, 391–395. <https://doi.org/https://doi.org/10.2113/50.4.391>
- Thornalley, D.J.R., Elderfield, H., McCave, I.N., 2010. Intermediate and deep water paleoceanography of the northern North Atlantic over the past 21,000 years. *Paleoceanography* 25, 1–17. <https://doi.org/10.1029/2009PA001833>
- Tintoré, J., La Violette, P.E., Blade, I., Cruzado, A., 1988. A study of an intense density front in the Eastern Alboran Sea: the Almeria-Oran front. *J. Phys. Oceanogr.* 18, 1384–1396. [https://doi.org/https://doi.org/10.1175/1520-0485\(1988\)018%3C1384:ASOAIID%3E2.0.CO;2](https://doi.org/https://doi.org/10.1175/1520-0485(1988)018%3C1384:ASOAIID%3E2.0.CO;2)
- Tisnérat-Laborde, N., Montagna, P., McCulloch, M., Siani, G., Silenzi, S., Frank, N., 2013. A High-Resolution Coral-Based $\Delta 14\text{C}$ Record of Surface Water Processes in the Western Mediterranean Sea. *Radiocarbon* 55, 1617–1630. <https://doi.org/10.1017/s0033822200048530>
- Tisnérat-Laborde, N., Thil, F., Synal, H.A., Cersoy, S., Hatté, C., Gauthier, C., Massault, M., Michelot, J.L., Noret, A., Siani, G., others, 2015. ECHoMICADAS: A new compact AMS system to measuring 14C for environment, climate and human sciences, in: 22nd International Radiocarbon Conference. Dakar, Senegal. pp. 16–20.
- Toggweiler, J.R., Dixon, K., Bryan, K., 1989a. Simulations of radiocarbon in a coarse-resolution world ocean model. 1. Steady State Prebomb Distributions. *J. Geophys. Res.* 94, 8217–8242. <https://doi.org/https://doi.org/10.1029/JC094iC06p08217>
- Toggweiler, J.R., Dixon, K., Bryan, K., 1989b. Simulations of radiocarbon in a coarse-resolution world ocean model. 2. Distributions of bomb-produced carbon 14C . *J. Geophys. Res.* 94, 8243–8264. <https://doi.org/10.1029/JC094iC06p08243>
- Tolderlund, D.S., Bé, A.W.H., 1971. Seasonal distribution of planktonic foraminifera in the western North Atlantic. *Micropaleontology* 17, 297–329. <https://doi.org/10.2307/1485143>
- Tomczak, M., Godfrey, J.S., 1994. *Regional oceanography: an introduction*. Elsevier.
- Toucanne, S., Angue Minto'o, C.M., Fontanier, C., Bassetti, M.A., Jorry, S.J., Jouet, G., 2015. Tracking rainfall in the northern Mediterranean borderlands during sapropel deposition. *Quat. Sci. Rev.* 129, 178–195. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2015.10.016>
- Triantaphyllou, M. V., Antonarakou, A., Kouli, K., Dimiza, M., Kontakiotis, G., Papanikolaou, M.D., Ziveri, P., Mortyn, P.G., Lianou, V., Lykousis, V., Dermitzakis, M.D., 2009. Late Glacial-

- Holocene ecostratigraphy of the south-eastern Aegean Sea, based on plankton and pollen assemblages. *Geo-Marine Lett.* 29, 249–267. <https://doi.org/10.1007/s00367-009-0139-5>
- Trigo, I.F., Bigg, G.R., Davies, T.D., 2002. Climatology of cyclogenesis mechanisms in the Mediterranean. *Mon. Weather Rev.* 130, 549–569. [https://doi.org/10.1175/1520-0493\(2002\)130<0549:COCMIT>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0493(2002)130<0549:COCMIT>2.0.CO;2)
- Trigo, I.F., Davies, T.D., Bigg, G.R., 1999. Objective climatology of cyclones in the Mediterranean region. *J. Clim.* 12, 1685–1696. [https://doi.org/10.1175/1520-0442\(1999\)012<1685:OCOCIT>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(1999)012<1685:OCOCIT>2.0.CO;2)
- Trigo, R.M., Pozo-Vázquez, D., Osborn, T.J., Castro-Díez, Y., Gámiz-Fortis, S., Esteban-Parra, M.J., 2004. North Atlantic oscillation influence on precipitation, river flow and water resources in the Iberian Peninsula. *Int. J. Climatol.* 24, 925–944. <https://doi.org/https://doi.org/10.1002/joc.1048>
- Tzedakis, P.C., 2007. Seven ambiguities in the Mediterranean palaeoenvironmental narrative. *Quat. Sci. Rev.* 26, 2042–2066. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2007.03.014>
- Vadsaria, T., Li, L., Dutay, J., 2017. Sensibilité d'un modèle ocean-atmosphère (LMDZ- NEMOMED8) à un flux d'eau douce : cas du dernier épisode de sapropèle en mer Méditerranée. *Quaternaire* 28, 195–200. <https://doi.org/10.4000/quaternaire.8044>
- Vadsaria, T., Ramstein, G., Dutay, J., Li, L., Ayache, M., Richon, C., 2019. Simulating the Occurrence of the Last Sapropel Event (S1): Mediterranean Basin Ocean Dynamics Simulations Using Nd Isotopic Composition Modeling. *Paleoceanogr. paleoclimatology* 34, 237–251. <https://doi.org/10.1029/2019PA003566>
- Vance, D., Scrivner, A.E., Beney, P., Staubwasser, M., Henderson, G.M., Slowey, N.C., 2004. The use of foraminifera as a record of the past neodymium isotope composition of seawater. *Paleoceanography* 19, 1–17. <https://doi.org/10.1029/2003PA000957>
- Velaoras, D., Papadopoulos, V.P., Kontoyiannis, H., Papageorgiou, D.K., Pavlidou, A., 2017. The Response of the Aegean Sea (Eastern Mediterranean) to the Extreme 2016–2017 Winter. *Geophys. Res. Lett.* 44, 9416–9423. <https://doi.org/10.1002/2017GL074761>
- Vergnaud-Grazzini, C., 1985. Mediterranean late Cenozoic stable isotope record: stratigraphic and paleoclimatic implications, in: *Geological Evolution of the Mediterranean Basin*. Springer, pp. 413–451.
- Vergnaud-Grazzini, C., Ryan, W.B.F., Bianca Cita, M., 1977. Stable isotopic fractionation, climate change and episodic stagnation in the eastern Mediterranean during the late Quaternary. *Mar. Micropaleontol.* 2, 353–370. [https://doi.org/10.1016/0377-8398\(77\)90017-2](https://doi.org/10.1016/0377-8398(77)90017-2)
- Vidal, L., Schneider, R.R., Marchal, O., Bickert, T., Stocker, T.F., Wefer, G., 1999. Link between the North and South Atlantic during the Heinrich events of the last glacial period. *Clim. Dyn.* 15, 909–919. <https://doi.org/https://doi.org/10.1007/s003820050321>
- Wacker, L., Fahrni, S.M., Hajdas, I., Molnar, M., Synal, H.A., Szidat, S., Zhang, Y.L., 2013. A versatile gas interface for routine radiocarbon analysis with a gas ion source. *Nucl. Instruments Methods Phys. Res. Sect. B Beam Interact. with Mater. Atoms* 294, 315–319. <https://doi.org/10.1016/j.nimb.2012.02.009>
- Walker, M., Gibbard, P., Head, M.J., Berkelhammer, M., Björck, S., Cheng, H., Cwynar, L.C., Fisher, D., Gkinis, V., Long, A., Lowe, J., Newnham, R., Rasmussen, S.O., Weiss, H., 2019. Formal Subdivision of the Holocene Series/Epoch: A Summary. *J. Geol. Soc. India* 93, 135–141. <https://doi.org/10.1007/s12594-019-1141-9>
- Walker, M., Head, M.J., Berkelhammer, M., Björck, S., Cheng, H., Cwynar, L., Fisher, D., Gkinis, V., Long, A., Lowe, J., Newnham, R., Rasmussen, S.O., Weiss, H., 2018. Formal ratification of the subdivision of the Holocene Series/ Epoch (Quaternary System/Period): Two new Global Boundary Stratotype Sections and Points (GSSPs) and three new stages/ subseries. *Episodes* 41, 213–223. <https://doi.org/10.18814/epiiugs/2018/018016>
- Walker, M., Johnsen, S., Rasmussen, S.O., Popp, T., Steffensen, J.P., Gibbard, P., Hoek, W., Lowe, J., Andrews, J., Björck, S., Cwynar, L.C., Hughen, K., Newnham, R., Schwander, J., 2009. Formal definition and dating of GSSP (Global Stratotype Section and Point) fo the base of the Holocene using the Greenland NGRIP ice core, and selected auxiliary records. *J. Quat. Sci.* 24, 3–17. <https://doi.org/10.1002/jqs>
- Wanner, H., Mercolli, L., Grosjean, M., Ritz, S.P., 2014. Holocene climate variability and change ; a data-based review. *J. Geol. Soc. London.* 172, 254–263. <https://doi.org/10.1144/jgs2013-101>

- Weldeab, S., Emeis, K.C., Hemleben, C., Siebel, W., 2002. Provenance of lithogenic surface sediments and pathways of riverine suspended matter in the Eastern Mediterranean Sea: Evidence from $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ and $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratios. *Chem. Geol.* 186, 139–149. [https://doi.org/10.1016/S0009-2541\(01\)00415-6](https://doi.org/10.1016/S0009-2541(01)00415-6)
- Williams, D.F., Thunell, R.C., Kennett, J.P., 1978. Periodic freshwater flooding and stagnation of the eastern Mediterranean Sea during the late Quaternary. *Science* (80-.). 201, 252–254.
- Williams, M.A.J., Adamson, D., Cock, B., McEvedy, R., 2000. Late Quaternary environments in the White Nile region, Sudan. *Glob. Planet. Change* 26, 305–316. [https://doi.org/10.1016/S0921-8181\(00\)00047-3](https://doi.org/10.1016/S0921-8181(00)00047-3)
- Wu, J., Böning, P., Pahnke, K., Tachikawa, K., de Lange, G.J., 2016. Unraveling North-African riverine and eolian contributions to central Mediterranean sediments during Holocene sapropel S1 formation. *Quat. Sci. Rev.* 152, 31–48. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2016.09.029>
- Wu, J., Liu, Z., Stuut, J.B.W., Zhao, Y., Schirone, A., de Lange, G.J., 2017. North-African paleodrainage discharges to the central Mediterranean during the last 18,000 years: A multiproxy characterization. *Quat. Sci. Rev.* 163, 95–113. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2017.03.015>
- Wu, J., Pahnke, K., Böning, P., Wu, L., Michard, A., de Lange, G.J., 2019. Divergent Mediterranean seawater circulation during Holocene sapropel formation – Reconstructed using Nd isotopes in fish debris and foraminifera. *Earth Planet. Sci. Lett.* 511, 141–153. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2019.01.036>
- Wu, P., Haines, K., 1996. Modeling the dispersal of Levantine Intermediate Water and its role in Mediterranean deep water formation. *J. Geophys. Res. C Ocean.* 101, 6591–6607. <https://doi.org/10.1029/95JC03555>
- Würtz, M., 2010. Mediterranean pelagic habitat: oceanographic and biological processes, an overview.
- Wüst, G., 1961. On the Vertical Circulation of the Mediterranean influenced depths between. *J. Geophys. Res.* 66, 3261–3271.
- Wüst, V.G., 1960. Die Tiefenzirkulation des Mittelländischen Meeres in den Kernschichten des zwischen-und des Tiefenwassers. *Dtsch. Hydrogr. Zeitschrift* 13, 105–131.
- Yokoyama, Y., Lambeck, K., De Deckker, P., Johnston, P., Fifield, L.K., 2000. Timing of the Last Glacial Maximum from observed sea-level minima. *Nature* 406, 713–716. <https://doi.org/10.1038/35021035>
- Young, N.E., Briner, J.P., Miller, G.H., Lesnek, A.J., Crump, S.E., Thomas, E.K., Pendleton, S.L., Cuzzone, J., Lamp, J., Zimmerman, S., Caffee, M., Schaefer, J.M., 2020. Deglaciation of the Greenland and Laurentide ice sheets interrupted by glacier advance during abrupt coolings. *Quat. Sci. Rev.* 229. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2019.106091>
- Young, N.E., Briner, J.P., Rood, D.H., Finkel, R.C., 2012. Glacier Extent During the Younger Dryas and 8.2-ka Event on Baffin Island, Arctic Canada. *Science* (80-.). 337, 1330–1333. <https://doi.org/DOI:10.1126/science.1222759>
- Zanchetta, G., Drysdale, R.N., Hellstrom, J.C., Fallick, A.E., Isola, I., Gagan, M., Pareschi, M., 2007. Enhanced rainfall in the Western Mediterranean during deposition of sapropel S1: stalagmite evidence from Corchia cave (Central Italy). *Quat. Sci. Rev.* 26, 279–286. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2006.12.003>
- Zanchetta, G., Regattieri, E., Isola, I., Drysdale, R.N., Bini, M., Banerjee, I., Hellstrom, J.C., 2016. The so-called "4.2 event" in the central Mediterranean and its climatic teleconnections 5–17.
- Zouari, S., Boussetta, S., Siani, G., Tisnerat-Laborde, N., Thil, F., Kallel, A., Michel, E., Kallel, N., 2021. Mediterranean faunal evolution and biochronological events during the last 24 kyr. *Mar. Micropaleontol.* 165, 1–16. <https://doi.org/10.1016/j.marmicro.2021.101997>
- Zweng, M.M., J.R. Reagan, D. Seidov, T.P. Boyer, R.A. Locarnini, H.E. Garcia, A.V. Mishonov, O.K. Baranova, K.W. Weathers, C.R. Paver, and I.V. Smolyar (2019). *World Ocean Atlas 2018, Volume 2: Salinity*. A. Mishonov, Technical Editor, NOAA Atlas NESDIS 82, 50pp., 2019. Zw 2.
-

