



Identifier et modéliser les facteurs ayant contribué à la formation du dernier épisode de sapropèle en mer Méditerranée

Tristan Vadsaria

► To cite this version:

Tristan Vadsaria. Identifier et modéliser les facteurs ayant contribué à la formation du dernier épisode de sapropèle en mer Méditerranée. Océan, Atmosphère. Université Paris Saclay (COMUE), 2018. Français. NNT : 2018SACLV076 . tel-02090974

HAL Id: tel-02090974

<https://theses.hal.science/tel-02090974>

Submitted on 5 Apr 2019

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.

Identifier et modéliser les facteurs ayant contribué à la formation du dernier épisode de sapropèle en mer Méditerranée

Thèse de doctorat de l'Université Paris-Saclay
préparée à Université de Versailles-Saint-Quentin-en-Yvelines

Ecole doctorale n°129 Sciences de l'environnement d'Ile-de-France (SEIF)
Spécialité de doctorat : Météorologie, Océanographie Physique et Physique de l'Environnement

Thèse présentée et soutenue à Saclay, le 17 décembre 2018, par

TRISTAN VADSARIA

Composition du Jury :

Giuseppe Siani Professeur, Université Paris-Sud	Président
Anne Mouchet Chercheuse sénior, Université de Liège	Rapporteure
Kazuyo Tachikawa Directrice de recherche, CEREGE (Université Aix-Marseille)	Rapporteure
Uwe Mikolajewicz Directeur de recherche, MPI-M	Examineur
Eelco Rohling Professeur, Australian National University	Examineur
Gilles Ramstein Directeur de recherche, LSCE/CEA	Directeur de thèse
Jean-Claude Dutay Directeur de recherche, LSCE/CEA	Co-directeur de thèse
Laurent Li Directeur de recherche, UPMC/CNRS	Co-directeur de thèse

Remerciements

Finalement les derniers mots de cette thèse viennent au début. Je tiens premièrement à remercier les membres du jury, qui pour la plupart sont venus de loin pour assister à ma soutenance. Les rapporteurs, Anne Mouchet et Kazuyo Tachikawa, ainsi que les examinateurs, Uwe Mikolajewicz et Eelco Rohling. Merci pour votre lecture attentive de cette thèse, merci de votre présence et pour les discussions fructueuses. Un grand merci à Giuseppe Siani d'avoir présidé ce jury.

Je ne saurais trouver les bons mots pour remercier mes directeurs de thèse, Gilles Ramstein, Jean-Claude Dutay et Laurent Li. Je vais donc faire ça simplement. Merci de m'avoir introduit dans le monde de la recherche, avec ses difficultés, ses frustrations mais surtout beaucoup de bonnes choses et de belles rencontres. Merci de m'avoir permis de passer ces trois années sur un sujet qui, finalement, après tant d'années d'études et de détours, a réussi à me rapprocher d'une certaine manière de ce que je rêvais de faire étant plus jeune.

N'étant pas dans le casting initial, mais ayant néanmoins joué un grand rôle dans cette thèse, je tiens à remercier Sébastien Zaragosi. Bien que sa participation ne concernait qu'un volet mon travail, le fait qu'il soit issu du milieu des « données » dans une thèse de modélisation m'a énormément apporté. Merci également à lui de m'avoir montré des carottes sédimentaires pour la première fois et surtout mon premier spropèle.

Merci à toutes les personnes qui ont gravité de près ou de loin autour de mon sujet de thèse : Samuel Somot, Karine Béranger, Briac le Vu, Jonathan Beuvier, Laurent Bopp, Nicolas Viovy, Nejib Kallel, Marine Cornuault, Paolo Montana, Catherine Otle, Christophe Colin, Nicolas Vuichard, Henry Patton... J'en manque sûrement beaucoup et m'en excuse.

C'est également le moment de remercier tous les gens qui m'ont aidé « techniquement » : galères de code, de compilation et j'en passe. Le fait que je sois arrivé au bout de cette thèse tient beaucoup à eux, et encore toutes mes excuses de vous avoir tant dérangé : Jean-Yves Peterschmitt, Arnaud Caubel, Anne Cozic, Yann Meurdesoif, Mohamed Ayache, Camille Richon, Céline et Hassan Matoug. Merci à toute l'équipe CLIM (Modélisation du Climat) dans laquelle j'ai évolué pendant presque quatre années au LSCE, depuis mon stage de master : Masa Kageyama, Pierre Sepulchre, Sylvie Charbit, Christophe Dumas, Didier Roche, Nathaëlle Bouttes, Sophie Szopa et Didier Paillard. L'excellente ambiance au sein de cette équipe m'a fait passer une thèse dans de très bonnes conditions.

Merci à l'ensemble des groupes informatique et administratif avec qui j'ai échangé : Dorothée Lewden, Julien Brunat, Gaëlle Tristant, François Marabelle, Cécile Tessier, Catherine Huguen, Florence Gerry, Laurence Bayard, Christine Bertrant, Sandy Rigault, Alizée Kabel. Un grand merci à Sarah Amran. Merci à Fabienne Watier. Merci à Philippe Bousquet, Matthew Roy-Barman et Elsa Cortijo.

Un laboratoire de recherche n'est pas un environnement figé, beaucoup sont venus, partis pendant mon séjour : thésards, postdocs, ingénieurs, stagiaires, chargés de projet... des personnes avec lesquelles j'ai noué quelques liens. Merci à Jean-Baptiste, Ning, Santiago, Svetlana, Alexandre, Sébastien (L), Mohamed, Camille, Priscilla, Timothée, Yann, Mélodie, Sam, Carmen, Yoann, Colin, Emanuele, Boutheina, Ara, Stella, Yong, Marie (P), Dimitri, Annemiek, Palmira, Etienne, Giulia, Kenji, Margaux, Yating, Patrick, Fatima, Victor, Marine (D), Odile, Alison, Scarlett... C'est à mon tour de partir désormais.

À celles et ceux avec qui j'ai partagé en même temps l'aventure de la thèse du début jusqu'à la fin : Aglaé, Sentia, Olivier, Laurine, Anta, Lise, Claire, Marion, Rana et Jens. On l'a fait.

Tous mes encouragements aux thésards, que j'ai pour la plupart beaucoup côtoyé, qui vont soutenir après moi. Par ordre d'ancienneté : Audrey, Ludivine, Baptiste, Sandy, Augustin, Kristan, Thomas, Laurie, Hayoung (à ceux-là, courage, c'est presque terminé!), Vincent, Cyril, Florentin, Fanny, Julia, Marie (S), Tiphaine...

Même si cela se recoupe avec des gens que j'ai précédemment remercié, mention spéciale à celles et ceux avec qui j'ai partagé mon bureau (dans l'ordre chronologique) : Emanuele, Colin, Mélodie, Sam, Yong, Yating, Aglaé et Fanny.

C'est maintenant que je me rends compte que c'est difficile de classer les personnes pour les remercier. Merci tout simplement aux personnes du laboratoire et autres avec qui j'ai partagé des repas du midi, des restaurants, des verres, des soirées, des discussions, des conférences... : Camille (C), Hugo, Jérôme, Davide, Pascal (Y), Matthieu, Pascal (M), Aurélien, François-Marie, John, Sonia, Marine (R), Yannick, Laura, Soulivanh, Amélie, Pierre (L), Hervé.

Enfin merci à ma famille et mes amis. À mes amis proches, à mon frère, à mes parents, à Pauline. Je reconnais que je n'ai pas beaucoup communiqué sur ma thèse et comment j'y faisais face. Le plus important était votre présence, c'est ce qui compte le plus pour moi.

Table des matières

1	Introduction	17
1.1	Contexte	17
1.2	Problématique générale	17
1.3	Études ayant motivé la thèse	19
1.4	Limites des précédentes études et nouveaux défis	20
1.5	Objectif de la thèse	21
1.6	Démarche	21
2	Présentation de la mer Méditerranée	23
2.1	La mer Méditerranée « dans le passé »	23
2.1.1	Formation	23
2.1.2	Bouleversement majeur à l'échelle tectonique : la crise Messinienne . . .	23
2.1.3	La glaciation du Groenland et un nouveau contexte d'oscillations glaciaires/interglaciaires	25
2.2	Description de la dynamique océanique et de la biogéochimie du bassin méditerranéen actuel	26
2.2.1	Circulation des masses d'eaux	27
2.2.2	Variation de la circulation profonde : l'EMT et la WMT	31
2.2.3	Description des propriétés biogéochimiques du bassin méditerranéen . . .	33
3	Les évènements de sapropèle	37
3.1	Description succincte	37
3.2	Hypothèses de formation	38
3.2.1	La mousson africaine	38
3.2.2	Inversion de la circulation	40
3.2.3	Précipitations en région méditerranéenne	41
3.2.4	Niveau marin	43
3.2.5	Impact de la mer Noire	44
3.2.6	Interruption du S1	45
3.3	Les enregistrements <i>in situ</i> de la période du S1	46
3.3.1	$\delta^{18}\text{O}$	46

3.3.2	$\delta^{13}\text{C}$	47
3.3.3	Nd	48
3.4	L'apport de la modélisation numérique à la compréhension du sapropèle S1 . . .	48
3.5	Comment s'inscrit notre étude dans le paysage existant ?	53
4	Présentation synthétique des modèles utilisés (NEMOMED8, LMDz-OR, PISCES, Nd)	55
4.1	Circulation océanique en Mer Méditerranée avec NEMOMED8	56
4.1.1	Description des équations utilisées dans NEMO	56
4.1.2	Configuration en mer Méditerranée	58
4.2	Circulation atmosphérique globale et régionale avec LMDz4	59
4.3	Biosphère continentale et cycle du carbone terrestre avec ORCHIDEE	61
4.4	Biogéochimie marine et cycle du carbone océanique avec PISCES	61
4.5	Module de modélisation du cycle du Nd	63
4.6	Choix d'une configuration appropriée	65
5	Simulating the occurrence of the last sapropel event (S1) : Mediterranean basin ocean dynamics Simulations using Nd isotopic composition modeling	67
5.1	Introduction	68
5.1.1	The sapropels	69
5.1.2	New constraints on Mediterranean Sea dynamics	70
5.1.3	Outline of the paper	71
5.2	Materials and methods	72
5.2.1	The regional ocean-atmosphere coupled model	72
5.2.2	The Neodymium model	73
5.2.3	Experimental design and external forcing	74
5.3	Results	75
5.3.1	Present-day circulation and convection in the Mediterranean Sea	75
5.3.2	Impact of enhanced Nile on the MTC	79
5.3.3	Evaluation of the change in circulation with ε_{Nd} tracer	81
5.4	Conclusion and perspective	86
5.4.1	Overview of the results and limits of the modeling	86
5.4.2	Perspectives for future studies	87
5.5	Impact of reduced circulation on simulated oxygen distribution	88
5.5.1	Experimental design of the oxygen simulations	88
5.5.2	Results	89

6	Development of a sequential tool for global to regional simulation over the	
	Mediterranean basin : a case study of the Early Holocene climate changes	91
6.1	Framework of the study	92
6.1.1	Introduction	92
6.1.2	Overview of the current Mediterranean Sea modeling	94
6.1.3	Major concepts for sequential procedure for global-regional modeling	96
6.2	Model architecture and method	97
6.2.1	The atmospheric models (AGCM and ARCM)	97
6.2.2	The regional oceanic model (ORCM)	97
6.2.3	Sequence of modeling	98
6.2.4	Bias corrections possible in the sequential modeling chain	99
6.3	Validation of the model for the period 1970-1999	101
6.3.1	Experimental design	101
6.3.2	Evolution of temperatures	101
6.3.3	Precipitation and freshwater budget	102
6.3.4	Mediterranean Sea surface characteristics	103
6.3.5	Mediterranean thermohaline circulation	104
6.3.6	Summary for the modeling chain validation	106
6.4	Application for the Early Holocene	107
6.4.1	Experimental design	107
6.4.2	Climate features depicted in LMDz-global	108
6.4.3	Mediterranean climate features with the dynamical downscaling refinement	109
6.4.4	Hydrological changes	111
6.4.5	Implication on the ocean	112
6.5	Conclusion and perspectives on the modeling method	114
6.6	Model data comparison to evaluate the Early Holocene simulation	116
6.6.1	Continental precipitation	116
6.6.2	Sea Surface Temperatures	117
6.6.3	Sea Surface Salinities	119
7	Quantification de la contribution de la fonte de la calotte eurasiatique vers	
	la mer Noire lors de la dernière déglaciation et simulation de son impact	
	en eau douce sur le bassin Est-méditerranéen	121
7.1	Introduction	122
7.1.1	Déglaciation de la calotte eurasiatique	122

7.1.2	Conséquence pour les mers Noire et Caspienne	122
7.1.3	Conséquence pour la mer Méditerranée	123
7.2	Méthodes	125
7.2.1	Quantification du volume d'eau de fonte vers les mers Noire et Caspienne	125
7.2.2	Modélisation de la mer Méditerranée en réponse au flux d'eau douce . . .	130
7.3	Résultats	130
7.3.1	Évaluation de la fonte pendant la déglaciation vers la mer Méditerranée .	130
7.3.2	Impact sur le bassin oriental Méditerranéen	131
7.4	Conclusion	135
7.4.1	Reconstitution d'une chronologie au cours de la déglaciation des apports du nord et leur impact sur l'EMS	135
7.4.2	Pouvons-nous généraliser ce contexte de déglaciation à d'autres événements de sapropèle ?	135
8	Conclusion générale	137
8.1	Principaux résultats	138
8.1.1	Modélisation de l' ε_{Nd} comme traceur de l'arrêt de la circulation	138
8.1.2	Établissement d'une plateforme dédiée à la modélisation globale/régionale de la circulation océanique dans le bassin méditerranéen : le cas de la transition vers Holocène	138
8.1.3	Estimation de la fonte continentale et impact sur la Méditerranée orientale	139
8.2	Discussion	140
8.2.1	Des perturbations hydrologiques, au blocage de la convection, à l'anoxie : un domaine qui reste à étudier	140
8.2.2	Comprendre et tracer les changements de dynamique océanique et de convection	141
8.2.3	Pertinence de la plateforme globale-régionale	141
8.2.4	De la stratification du bassin Est-méditerranéen à l'anoxie : limite de notre approche	142
8.2.5	Imposer les flux hydrologiques continentaux perturbant la Méditerranée pendant la déglaciation	143
8.3	Perspectives	144

8.3.1	Étendre les recherches du sapropèle S1 développées dans cette thèse à d'autres contextes paléoclimatiques.	144
8.3.2	Mieux contraindre et valider nos résultats de modèles	144
A	Mise à l'équilibre des simulations	147
B	Détail des paramètres utilisés dans la séquence de modélisation	153
C	Tilt contribution of continental freshwater input from Eurasian melting for the onset of the last sapropel	155
C.1	Abstract	155
C.2	Introduction	156
C.3	Results	157
C.4	Conclusion	159
C.5	Material	159
C.5.1	Estimation of the meltwater flux in Black and Caspian Sea catchments .	159
C.5.2	Description of the oceanic model	163
C.5.3	Atmospheric forcing	163
C.5.4	Freshwater forcing	163
C.5.5	Ventilation index	164
	Bibliographie	165

Table des figures

1	Échelle des temps impliqués dans cette thèse	16
2.1	Schéma des étapes clés de la formation de la Mer Méditerranée	24
2.2	La mer Méditerranée et ses principaux sous-bassins et détroits	26
2.3	Schéma de la circulation atmosphérique	27
2.4	Propriétés de surface de la Méditerranée	28
2.5	Schéma de la circulation en mer Méditerranée	30
2.6	Schéma des différentes étapes de la convection	32
2.7	Cartes de la chlorophylle de surface	34
3.1	Photographies de sapropèles	38
3.2	Synthèse de la chaîne de causalité des sapropèle, partie I	41
3.3	Relations entre insolation, niveau marin et dépôts des 4 derniers sapropèles . . .	42
3.4	Synthèse de la chaîne de causalité des sapropèle, partie II	43
3.5	Synthèse de la chaîne de causalité des sapropèle, partie III	45
3.6	Simulation de l'anoxie menant au dépôt du S1	52
4.1	Schéma représentant une grille de Arakawa	58
4.2	Grille de NEMOMED8	59
4.3	Schéma de la grille de LMDz4 (globale et régionale)	60
4.4	Schéma général du fonctionnement de PISCES	62
4.5	Sources et puits de Néodyme dans l'océan	64
5.1	Map of the $\varepsilon_{Ndmargin}$ used in the model	74
5.2	Index of stratification in MEDATLAS-II and CTRL	76
5.3	mixed layer depth in CTRL and 5NILE	77
5.4	Overtuning stream functions in CTRL and 5NILE	79
5.5	Interannual evolution of Mixed layer depth compared to circulation in CTRL and 5NILE	80
5.6	Sea surface salinity in CTRL and 5NILE	81
5.7	ε_{Nd} distribution in CTRL and data	82

5.8	ε_{Nd} anomalies in CTRL and 5NILE	83
5.9	Simulated ε_{Nd} anomalies and data	85
5.10	O ₂ distribution in CTRL and 5NILE	90
6.1	Flowchart of the modeling chain	99
6.2	Time series of annual-mean 2-m surface air temperature in HIST and ERA20C .	102
6.3	Annual-mean precipitations in HIST and HIST vs CRU	103
6.4	Main Mediterranean characteristics for HIST compared to observations	104
6.5	MLD in HIST and OBS	105
6.6	Overturning stream functions in HIST, PICTRL and EHOL	106
6.7	Deviations of EHOL global simulation from PICTRL	109
6.8	Changes in 2m temperature (EHOL-PICTRL)l simulation	111
6.9	Winter wind speed (PICTRL and EHOL-PICTRL)l simulation	111
6.10	Changes in precipitation (EHOL-PICTRL)l simulation	112
6.11	Simulated river runoff for EHOL simulation	113
6.12	Difference between PICTRL and EHOL oceanic simulation	114
6.13	Model data comparison for continenta of EHOL simulationl precipitation	117
6.14	Model data comparison for EHOL SST	118
6.15	Model data comparison for SSS	119
7.1	Complexe glaciaire eurasiatique, et bassins versants des mers Noire et Caspienne	123
7.2	Évolution temporelle des trois composantes de la calotte eurasiatique	124
7.3	Carte représentant l'extension des grandes inondations ayant affecté la région Ponto-Caspienne	124
7.4	Échanges entre les mers Noire, de Marmara et Égée	126
7.5	Déversement de la mer Noire vers la mer Égée et bilan de la cascade des bassins	127
7.6	Carte de la calotte eurasiatique et routage des principaux fleuves	128
7.7	Volume de glace et d'eau potentiellement interceptés par le bassin Ponto-Caspien	131
7.8	SSS, IS et couche de mélange pour les simulations, 9kstd et XmSv	133
7.9	Fonction de retournement et bilan des simulations sur la déglaciation	134
7.10	Occurrence des sapropèles des derniers 400 000 ans	136
8.1	Figure de conclusion	145
A.1	Evolution interannuelle de l' ε_{Nd} dans CTRL	147
A.2	Evolution interannuelle de l' ε_{Nd} dans 5NILE	148
A.3	Evolution interannuelle de l'IS (HIST)	148

A.4	Evolution interannuelle de la ZOF (HIST)	149
A.5	Evolution interannuelle de l'IS (PICTRL et EHOL)	149
A.6	Evolution interannuelle de la ZOF (PICTRL et EHOL)	150
A.7	Evolution interannuelle de l'IS (9kstd, 9kNile et XmSv)	150
A.8	Evolution interannuelle de la ZOF (9kstd, 9kNile et XmSv)	151
C.1	FIS extend and its evolution throughout the deglaciation	160
C.2	SSS, IS and MLD in 9kstd and XmSv experiments	161
C.3	Simulated stream functions and synthesis over the deglaciation	162

Liste des tableaux

6.1	Mediterranean Sea freshwater budget	103
6.2	Meas bias and RMSD between HIST and observations	104
7.1	Reconstruction du flux d'eau douce	129
B.1	Forcing used in the AGCM and the ARCM	153
B.2	Forcing used in the ORCM	154

Liste des abréviations

AdDW	Adriatic Deep Water
AW	Atlantic Water
AGCM	Atmosphere General Climate Model
ARCM	Atmosphere Regional Climate Model
CIW	Cretan Intermediate Water
CDW	Cretan Deep Water
DMG	Dernier Maximum Glaciaire
EIW	Eastern Mediterranean Water
EMT	Eastern Mediterranean Transient
EMS	Eastern Mediterranean Sea
H1 (HE1)	Dernier Évènement de Heinrich
IS	Index of Stratification
FIS	Fennoscandian Ice Sheet
LDW	Levantine Deep Water
LGM	Last Glacial Maximum
LIW	Levantine Intermediate Water
MOF	Meridional Overturning stream Function
MTC	Mediterranean Thermohaline Circulation
NIC	Neodymium Isotopic Composition
ORCM	Ocean Regional Circulation Model
S1	Dernier Évènement de sapropèle
SSS	Sea Surface Salinity
SST	Sea Surface Temperature
WMT	Western Mediterranean Transient
WMDW	Western Mediterranean Deep Water
ZOF	Zonal Overturning stream Function

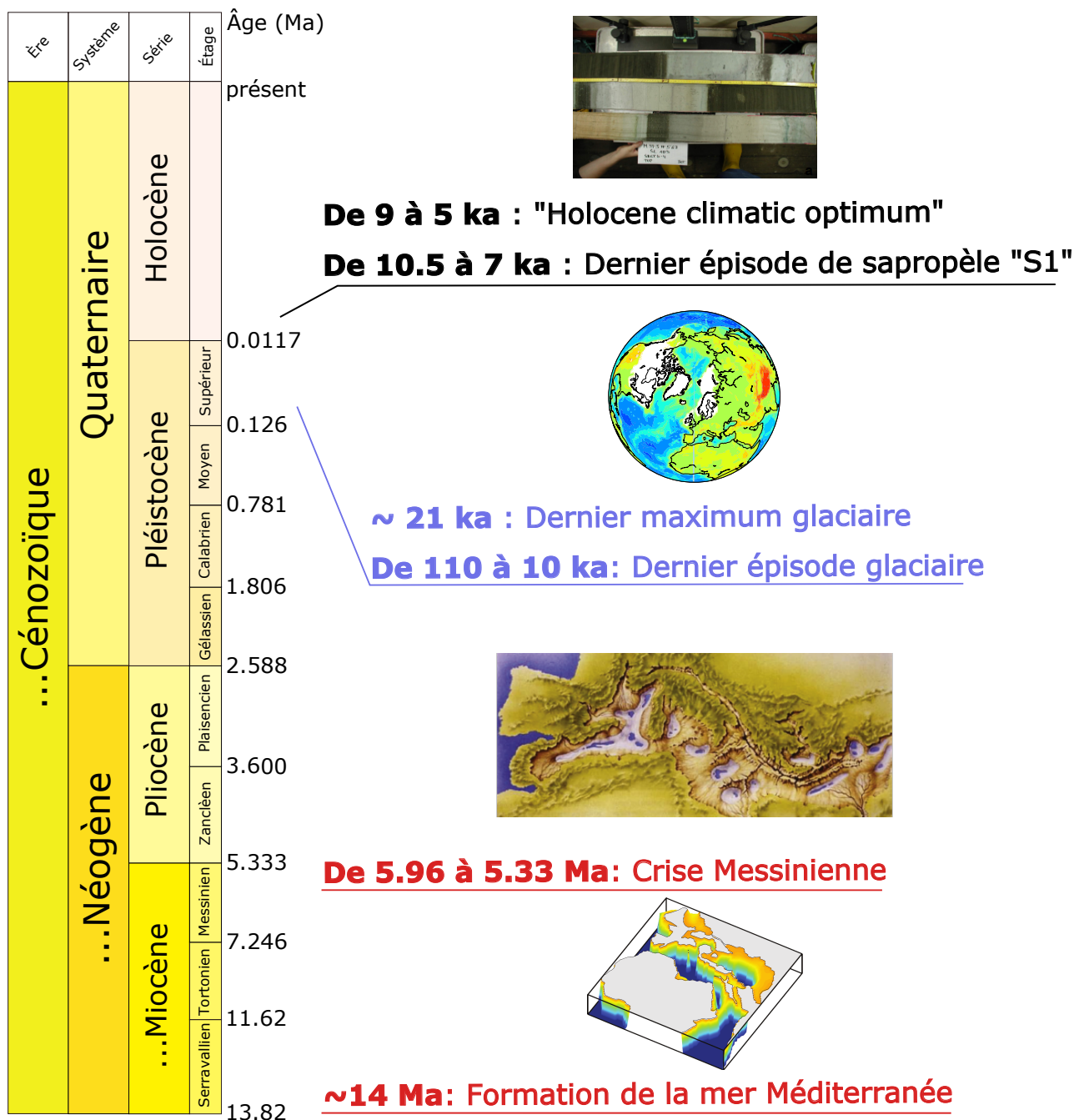


FIGURE 1 – Échelle des temps impliqués dans cette thèse. Les ère, systèmes, séries, étages et âges sont tirés de la charte stratigraphique internationale (www.stratigraphy.org). Références des figures de bas en haut : une des étapes de la formation de la mer Méditerranée, figure tirée de Zhang et al. (2014), un des scénarii d'assèchement de la Méditerranée (Hsü et al., 1973), figure tirée de Attenborough (1987), extension des calottes polaires lors du dernier maximum glaciaire (extension des calottes et topographie tirées de Peltier et al. (2015), et enfin une photographie montrant des dépôts de sapropèle à l'intérieur d'une carotte sédimentaire marine (Hemleben et al., 2003) (photographiée par E.J Rohling et K.C Emeis).

Chapitre 1

Introduction

1.1 Contexte

Le bassin méditerranéen tel qu'il nous apparaît aujourd'hui, comme une mer semi-close depuis la fermeture du bras téthysien qui la reliait à l'océan Indien jusqu'à il y a 13 millions d'années, a été le témoin de nombreuses variations climatiques et géologiques affectant sa dynamique océanique ainsi que sa biodiversité marine. La modélisation du climat, consistant à intégrer numériquement les équations qui régissent sa dynamique, permet de reconstituer des scénarios d'évolution de la circulation océanique en mer Méditerranée. Le développement de modèles numériques, d'abord purement conceptuels, puis de plus en plus raffinés à la fois en résolution spatiale et en processus représentés, rend possible depuis quelques années la simulation des sapropèles en Méditerranée. Ces événements, faisant référence à une déstabilisation de la circulation thermohaline méditerranéenne, ont entraîné une perte massive en oxygène dans les eaux de fond. Ces crises, ayant eu lieu périodiquement, font intervenir des mécanismes reliant changements climatiques à l'échelle globale et régionale.

1.2 Problématique générale

Dans un contexte de modélisation numérique, la problématique de cette thèse vise à revisiter la modélisation des événements de sapropèle, afin de mieux comprendre l'enchaînement qui conduit *in fine* à rendre anoxique les eaux profondes du bassin Est-méditerranéen. À cet effet nous nous concentrerons sur le dernier événement de sapropèle (appelé le « S1 »), car le plus documenté, intervenu il y a environ 10 500 ans et durant plus de 3 000 ans.

Les sapropèles font référence à des couches de sédiments riches en matières organiques marines. Ces dépôts de sapropèle sont retrouvés en mer Méditerranée, notamment dans son bassin oriental. Ils sont retrouvés depuis 7 millions d'années et avec une périodicité de 21000 ans environ. La forte concentration en matière organique reflète une anoxie des eaux de fond pendant plusieurs millénaires, certainement associée à une productivité primaire accrue permettant la préservation de cette matière organique. Une des causes de l'anoxie proviendrait de l'augmentation du débit du Nil qui déstabiliserait la circulation thermohaline de la mer Méditerranée et aboutirait à l'appauvrissement en oxygène des eaux de fond. L'hypothèse du Nil est robuste pour expliquer l'ensemble des sapropèles. Cependant sa seule contribution n'est pas toujours suffisante pour expliquer la durée, la force et l'occurrence de déposition des sapropèles. En effet, ces paramètres sont également reliés à des questions de climat et d'environnement marin dans lesquelles l'anoxie va se produire. La modélisation numérique est un moyen adapté d'aborder ces problématiques, car elle permet d'identifier les processus physiques, dynamiques et biogéochimiques au sein d'une chaîne causale, dont l'élément déclencheur est ici la variation d'insolation, qui a pour effet *in fine* le développement de l'anoxie.

Malgré des progrès très importants dans la documentation des sapropèles, grâce aux données isotopiques, géologiques, biologiques et sédimentaires (Calvert et al., 1992; Demenocal et al., 2000; Emeis et al., 2003; Hennekam et al., 2014; Kallel et al., 1997b, 2000; Krom et al., 1999; Kuhnt et al., 2007; Martinez-Ruiz et al., 2000; Revel et al., 2014; Siani et al., 2013; Tachikawa et al., 2015) (parmi d'autres), ainsi que dans leur modélisation à haute résolution (Bianchi et al., 2006; Meijer and Tüenter, 2007; Meijer and Dijkstra, 2009; Myers et al., 1998; Myers and Rohling, 2000; Myers, 2002; Stratford et al., 2000), mais aussi sur des durées plus longues (Adloff, 2011; Grimm et al., 2015), un important verrou subsistait. En effet, sans simuler correctement la convection, il était difficile d'aborder de manière cohérente le lien causal entre les variations des cycles de précession et l'augmentation de la mousson africaine à l'échelle globale, en particulier le flux d'eau douce parvenant au bassin méditerranéen. Il était donc nécessaire d'obtenir des modèles permettant de descendre en résolution spatiale pour représenter finement les processus de convection dynamique, et pour rendre compte de la stratification du bassin. De plus, il fallait inventer de nouvelles stratégies afin de produire des simulations longues pour les sapropèles liés à la déglaciation. À la lumière des nouveaux outils de modélisation et à l'intégration de nouvelles données, comme la signature isotopique du néodyme, traceur de la circulation océanique, nous souhaitons apporter de nouvelles contraintes et de nouveaux scénarii à l'établissement du sapropèle S1. Ces travaux nous permettront d'éclairer la relation complexe entre les variations globales d'insolation, et les modifications hydrologiques induites favorisant les crises anoxiques que sont les sapropèles.

1.3 Études ayant motivé la thèse

Cette thèse bénéficie de deux contributions majeures apparues récemment, à la fois dans le domaine de la modélisation numérique et des données de traceurs. Dans le premier cas, des études se sont penchées de près aux causes ayant mené au dépôt du dernier sapropèle, (ou plus précisément à l'établissement des conditions anoxiques) sous un angle de modélisation. Les travaux en question ont reconstitué le climat de l'époque du dernier sapropèle et l'état de la mer Méditerranée en réponse à différentes perturbations. Parallèlement, des travaux récents d'analyse d'archives sédimentaires sur l' ϵ_{Nd} (composition isotopique du néodyme permettant de retracer les masses d'eau dans le passé), ont permis d'étendre la compréhension de la dynamique océanique méditerranéenne pendant le S1. Ces résultats présentent un potentiel dans la simulation du S1, puisque des développements récents en modélisation permettent de représenter l' ϵ_{Nd} en mer Méditerranée.

Adloff (2011) et Adloff et al. (2011) ont simulé le climat de la mer Méditerranée et sa dynamique océanique au début de l'Holocène, période du dépôt du S1. Ils ont utilisé un modèle de circulation océanique de $1/4^\circ$, forcé par des simulations de circulation générale. Ils ont mené plusieurs jeux de simulations longues en prenant en compte plusieurs types de perturbation en eau douce. Cette contribution a été essentielle pour comprendre comment arriver à une stagnation des eaux profondes pendant plusieurs milliers d'années. Ils ont en effet montré par des simulations longues, que seule la prise en compte des effets de la dernière déglaciation sur la mer Méditerranée (c'est à dire par l'augmentation du niveau marin global et de l'apport en eau douce associé via le détroit de Gibraltar) permettaient de favoriser le développement du sapropèle S1. La contribution du Nil n'intervient que pour permettre le basculement final.

Grimm (2012) et Grimm et al. (2015) ont utilisé les forçages dynamiques précédemment calculés par Adloff (2011), pour forcer un modèle de biogéochimie marine de $1/4^\circ$, afin d'étudier les conséquences sur l'oxygène et la productivité primaire. Une de leur perturbation se base sur l'augmentation du débit de Nil, et une autre sur les effets de la déglaciation, remontant à plusieurs milliers d'années avant le S1. Cette dernière simulation a permis de déclencher une baisse importante en oxygène des eaux de fond jusqu'à atteindre des niveaux d'anoxie ($< 20 \text{ mmol.m}^{-3}$). Une étude de comparaison avec le $\delta^{13}\text{C}$, montrant une baisse de ventilation commençant à peu près avec l'arrivée des eaux atlantiques, corrobore l'hypothèse que ces auteurs ont développée.

Dubois-Dauphin et al. (2016) et Cornuault et al. (2018) ont réalisé des analyses de l'isotope du néodyme sur des coraux et des sédiments marins. Avec des échantillons situés au détroit Siculo-

Tunisien, Canal de Sardaigne et bassin Levantin, les auteurs ont démontré que la circulation thermohaline, notamment la composante appelée LIW (« Levantine Intermediate Water ») avait été réduite pendant le dernier sapropèle, faisant réponse à une augmentation du débit du Nil. Ce dernier point a pu être vérifié notamment dans le bassin Levantin par la présence de matériel plus radiogénique en provenance du Nil. Dans ce contexte, l'implémentation du cycle du néodyme dans le modèle régional de la mer Méditerranée, par Ayache (2016), va nous permettre de modéliser les changements de circulation et la conséquence sur la signature isotopique du néodyme, tout en comparant les résultats du modèle avec les données récentes.

Dans le registre de la dernière déglaciation, Major et al. (2002) et Soulet et al. (2011), ont montré à partir de modélisation conceptuelle pour l'un et d'analyses sédimentologiques pour l'autre, que la fonte de la calotte polaire eurasiennne (et plus particulièrement la composante fennoscandienne) avait grandement alimenté la mer Caspienne et la mer Noire en eau douce. Malgré la coupure présumée des détroits du Bosphore et des Dardanelles à cause du niveau marin très bas à cette époque, le débordement de la mer Noire aurait affecté le bassin Est-méditerranéen par un apport massif en eau douce. La quantification de ce flux au cours du temps manquait jusqu'à présent, mais grâce aux données de Peltier et al. (2015), et à la très récente contribution de Patton et al. (2017), cette perturbation peut être reconstruite et ensuite simulée dans un modèle de circulation océanique.

1.4 Limites des précédentes études et nouveaux défis

Les différentes études de modélisation du dernier sapropèle ont permis de perturber la physique et la dynamique océanique, ainsi que les cycles biogéochimiques de la mer Méditerranée pour se rapprocher des conditions de dépôt de sapropèle, tout en tenant compte des forçages relatifs au climat à grande échelle.

Des progrès indéniables ont été faits dans la description et la modélisation de la dernière occurrence des crises anoxiques dans le bassin Est-méditerranéen, grâce à une meilleure compréhension de l'enchaînement des processus qui ont favorisés le déclenchement et le maintien du sapropèle S1 d'une part, et d'autre part la mise à disposition de données de plus en plus nombreuses de ε_{Nd} qui permettent une validation plus fiable et plus directe des résultats de simulations. Cependant, de nombreuses questions restent ouvertes quant au rôle exact du Nil dans le contexte des variations régionales du cycle hydrologique engendrées par la dernière déglaciation.

1.5 Objectif de la thèse

Au vue des développements récents décrits jusqu'à présent et des nouvelles problématiques soulevées, une question centrale émerge :

Quels mécanismes génèrent les sapropèles et en particulier le S1. L'hypothèse classique du Nil ne semble pas suffisante, quels autres apports d'eau douce considérer ?

L'objectif de cette thèse, modulée autour de cette question, sera donc d'identifier les sources d'eau et d'évaluer leur impact à travers, ① la modélisation de ϵ_{Nd} , ② le développement d'une plateforme de modélisation dédiée à l'étude du bassin méditerranéen au début de l'Holocène, et enfin, ③ l'évaluation de la déglaciation continentale sur le pré-conditionnement du bassin.

Afin de mener ces objectifs à terme nous avons entrepris la démarche suivante.

1.6 Démarche

(I) La première étape a consisté à bénéficier des récents développements numériques rendant possible la modélisation du cycle du néodyme en mer Méditerranée, et des observations pour confronter modèles et données, afin de mieux comprendre les changements de circulation pendant le S1. De plus, la simulation de l'oxygène est un élément important dans l'étude des sapropèles puisque le dépôt de ces derniers se fait en milieu anoxique. Pour cela nous avons utilisé un modèle couplé océan-atmosphère à haute résolution sur la mer Méditerranée, pour représenter le plus finement possible les échanges air-mer. Nous avons réalisé une simulation de perturbation prenant en compte une augmentation du débit du Nil, dans le but de se rapprocher au plus près des conditions de déclenchement du S1. Nous avons réalisé des simulations néodyme afin de caractériser, avec ce traceur, l'arrêt de la convection engendrée par la perturbation en eau douce, et de comparer ces résultats avec des données. Nous avons également utilisé un modèle de biogéochimie marine pour suivre l'évolution de l'oxygène en réponse à la perturbation en eau douce en provenance du Nil.

(II) Les méthodes employées dans la partie précédente présentent certaines limitations pour la représentation complète du bilan hydrologique, contribuant aux conditions dynamiques favorables au dépôt du S1. Dans cette partie nous avons donc mis au point une plateforme séquentielle de modélisation. Celle-ci nous permet de simuler, à un coût numérique moins élevé que la configuration couplée, le climat du début de l'Holocène à haute résolution sur le bassin

méditerranéen, et de quantifier son impact sur la mer Méditerranée. Pour cela nous avons utilisé un modèle atmosphérique à haute résolution, forcé par des simulations basses résolutions déjà existantes menées dans des précédents exercices d'intercomparaison de modèles. Nous avons utilisé un modèle de circulation océanique dédié à la mer Méditerranée, forcé par les simulations atmosphériques précédemment évoqués, notamment en ce qui concerne les perturbations en eau douce lors du S1. Nous avons utilisé la plateforme dans une simulation historique afin de tester son efficacité à reproduire un climat avéré. Enfin nous avons établi différents scénarii de circulation pour la mer Méditerranée lors du dernier sapropèle, sur la base des perturbations en eau douce calculées par le modèle atmosphérique. Cette méthode permet, à partir de simulations globales de périodes climatiques passées, de transférer à l'échelle régionale du bassin méditerranéen les paramètres atmosphériques pertinents, à très haute résolution temporelle et spatiale, pour forcer un modèle dynamique de la mer Méditerranée. La manière dont cette architecture de modèles a été développée (séquentielle et cohérente), rend possible son utilisation dans d'autres contextes climatiques et pour d'autres sapropèles.

(III) L'étape suivante a consisté à sélectionner des forçages antérieurs aux perturbations du début de l'Holocène, capables de déclencher l'anoxie des eaux de fond. En effet, les limitations des méthodes de modélisation ne permettent pas de suivre de bout en bout les épisodes de sapropèle, et en particulier l'évolution de l'oxygène. C'est pour cela que nous avons cherché une source d'eau plus ancienne que le Nil, dans le but de conditionner les eaux profondes méditerranéennes. Grimm et al. (2015) ont proposé un pré-conditionnement de la Méditerranée par l'apport d'eau douce en provenance de l'océan Atlantique dû à la déglaciation. Cependant, des preuves indiquent que cette déglaciation a également eu un impact continental, par l'apport d'eau de fonte vers la mer Noire, qui elle-même aurait alimenté le bassin oriental méditerranéen (Major et al., 2002; Soulet et al., 2011). Afin de tester cette hypothèse, nous avons quantifié les eaux de fonte de la calotte glaciaire Nord-européenne ayant été déversées dans la mer Noire lors de la dernière déglaciation. Ensuite nous avons transféré ces estimations d'eau douce vers la mer Égée, afin d'étudier leur impact sur la circulation intermédiaire et profonde du bassin oriental.

Chapitre 2

Présentation de la mer Méditerranée

2.1 La mer Méditerranée « dans le passé »

2.1.1 Formation

La mer Méditerranée, telle que nous la connaissons à ce jour, est le produit de la lente dérive de la plaque continentale eurasiennne vers la plaque africaine, depuis le Crétacé, ayant conduit à la fermeture du paléo-océan Téthys (Woodruff and Savin, 1989; Flower and Kennett, 1994; Ramsay et al., 1996). Cette transformation peut se découper en plusieurs étapes : à la fin de L'Oligocène, le rapprochement progressif des deux plaques conduit à la genèse de la mer « Para-Téthys » (PT) et de la mer « Proto-Méditerranée » (PM), connectées à la mer Ouest-téthysienne (WT) (figure 2.1). Il y a 14 millions d'années, pendant le Miocène, cette connexion est coupée, la Proto-Méditerranée se réduit considérablement, se rétracte sous les contraintes géologiques, et il ne reste aujourd'hui que des reliquats, que sont la mer Caspienne et la mer Noire.

2.1.2 Bouleversement majeur à l'échelle tectonique : la crise Messinienne

Le constant rapprochement des plaques continentales a provoqué la fermeture quasi-complète du détroit de Gibraltar, par des mouvements sismiques qui ont élevé son niveau, il y a 5 millions d'années. La mer Méditerranée étant un bassin de concentration¹, et, en l'absence d'une source conséquente d'eau venant de l'océan Atlantique permettant d'équilibrer le budget

1. C'est à dire que l'évaporation y est supérieure aux précipitations et à l'apport des rivières (voir section 2.2).

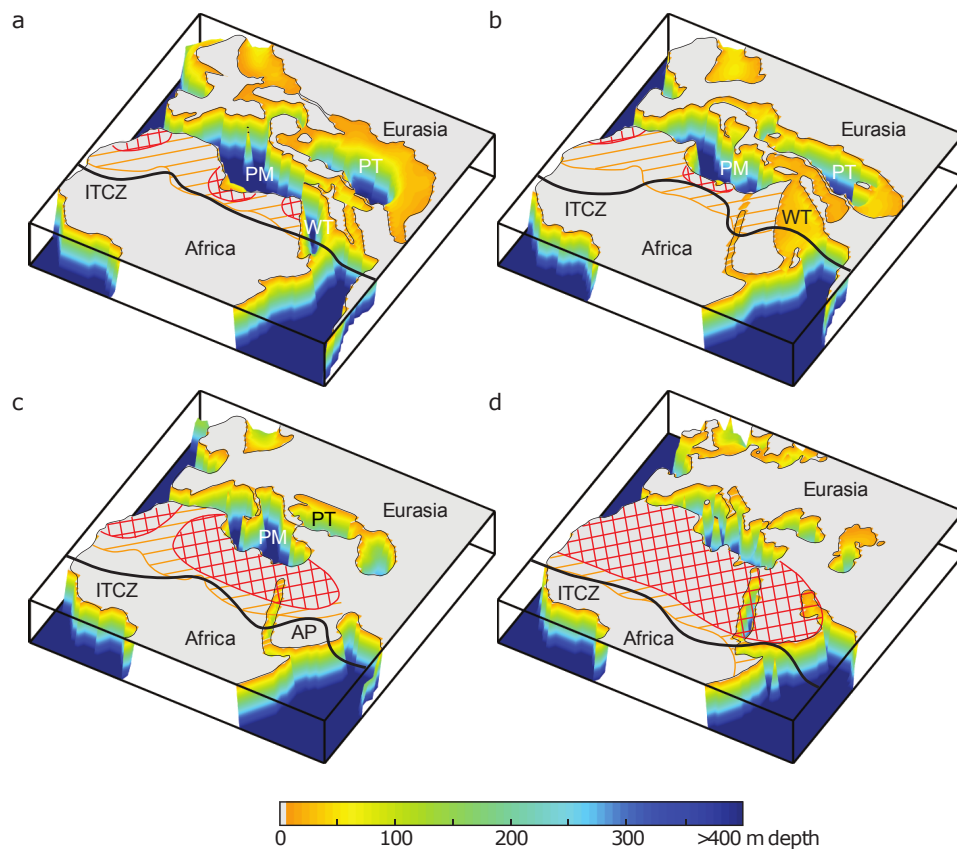


FIGURE 2.1 – Schéma représentant les étapes clés de la formation de la Mer Méditerranée, modifié de Zhang et al. (2014).

hydrologique (le débit des fleuves et les précipitations étant trop faibles), l'ensemble du bassin s'est petit à petit asséché, augmentant ainsi la salinité des eaux restantes. Le témoignage de cette crise, appelée crise « Messinienne », est la présence de dômes de sel tapissant le fond de la Méditerranée, dépôts produits pendant près d'un million d'années (Hsü et al., 1973). La réouverture du détroit de Gibraltar, par un nouveau cycle de mouvements sismiques, a signé la fin de cette crise par l'inondation brutale (quelques mois, années) de l'ensemble du bassin (Suc, 1984).

Les occurrences des événements anoxiques que sont les sapropèles, sont visibles dans les sédiments marins avec une fréquence proche de 21 000 ans, associée aux cycles de la précession orbitale terrestre. Ils se manifestent depuis que la Méditerranée est devenue un bassin semi-fermé, avec une seule liaison à l'océan mondial par le détroit de Gibraltar, et dans un contexte où l'hémisphère nord est libre de calotte de glace.

2.1.3 La glaciation du Groenland et un nouveau contexte d'oscillations glaciaires/interglaciaires

Le contexte géologique va radicalement se transformer avec l'installation d'une calotte de glace pérenne dans l'hémisphère Nord il y a 2,7 millions d'années (Tan et al., 2017). Cette nouvelle situation va conduire à des cycles glaciaires-interglaciaires de 40 000 puis de 100 000 ans (Paillard, 2001). Pour le dépôt des sapropèles, ces nouveaux cycles viennent s'ajouter aux cycles de base à 21 000 ans, et vont changer la configuration et la dynamique océanique du bassin méditerranéen pendant le dernier million d'années.

En effet ces épisodes de glaciation, modulés par la variation des paramètres orbitaux terrestres - contrôlant l'insolation de la Terre - se caractérisent par une extension importante des calottes de glaces polaires et une baisse du niveau marin associée à une chute globale des températures. Le dernier maximum glaciaire (DMG ou LGM² en anglais) est survenu il y a environ 21 000 ans (Lambeck et al., 2014). Au cours de cette période le niveau marin a baissé jusqu'à 120 mètres par rapport au niveau pré-industriel (Lambeck et al., 2014). Au niveau de la mer Méditerranée, cette baisse s'est traduite par une réduction des échanges d'eau au détroit de Gibraltar qui a engendré une augmentation de la salinité de surface. Associé au refroidissement global, les formations de masses d'eau profonde ont subi une réorganisation, notamment dans le bassin Est-méditerranéen, avec la mer Ionienne devenant la source principale d'eaux denses (Mikolajewicz, 2011).

Dans ce contexte la cryosphère joue un rôle important lors de ces cycles glaciaires-interglaciaires. D'une part il faut prendre en compte la remontée du niveau marin, et d'autre part, les changements de dynamique océanique liés aux variations hydrologiques du bassin : les sapropèles vont donc prendre une expression différente.

Avant d'aborder en détail les événements de sapropèles qui feront l'objet du chapitre suivant, nous allons nous attarder sur l'état actuel de la mer Méditerranée, celui que nous connaissons le mieux, servant de base aux études de modélisation.

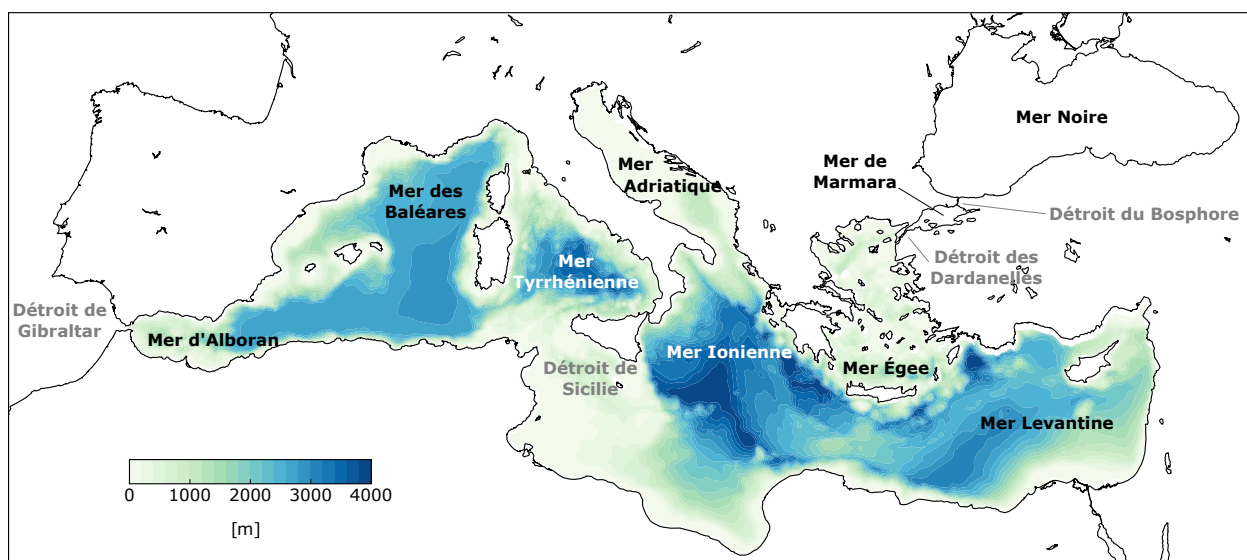


FIGURE 2.2 – La mer Méditerranée et ses principaux sous-bassins et détroits. En couleur est représenté la bathymétrie.

2.2 Description de la dynamique océanique et de la biogéochimie du bassin méditerranéen actuel

La mer Méditerranée actuelle est sous-divisée en plusieurs mers et sous bassins qui sont (d'ouest en est) : La mer d'Alboran, la mer des Baléares, la mer Ligurienne, La mer de Sicile, la mer Adriatique, la mer Ionienne, la mer de Libye, la mer de Crète, la mer Egée et le bassin Levantin (figure 2.2). D'une superficie de 2.5 millions de km^2 , bordant plus d'une vingtaine de pays, cette mer est située entre le continent Africain et Européen, position géographique lui conférant un climat particulier. Aujourd'hui, ce climat est caractérisé par un contraste marqué entre les saisons (Lolis et al., 2002). En hiver, La Méditerranée est sous l'influence des « westerlies »³ (figure 2.3), engendrant un climat tempéré et humide. En été, le déplacement des masses d'air en provenance des zones de hautes pressions subtropicales d'Afrique provoque l'aridification de la partie sud et orientale de la mer Méditerranée (figure 2.4c). La particularité de ce climat fait que la Méditerranée est un bassin de « concentration », c'est-à-dire que l'évaporation sur le bassin ($E = 1129 \text{ mm/an}$) y est supérieure aux précipitations ($P = 426 \text{ mm/an}$) et à l'apport d'eau douce par les 33 rivières se déversant en mer Méditerranée ($R = 142 \text{ mm/an}$, P et E , tirées de Sanchez-Gomez et al. (2011)). Cette forte évaporation du bassin oriental provoque une augmentation de salinité des eaux de surface rendant ainsi ces eaux plus denses (figure 2.4a).

2. Last Glacial Maximum

3. Régime de vents dominants soufflant d'Ouest en Est aux moyennes latitudes

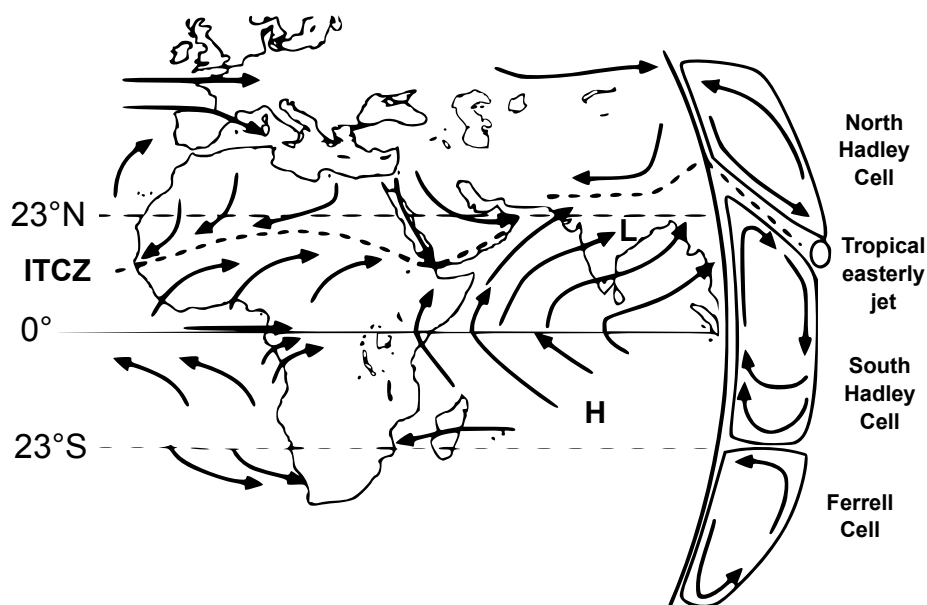


FIGURE 2.3 – Schéma de la circulation atmosphérique, tiré et modifié d'après Rohling et al. (2015).

2.2.1 Circulation des masses d'eaux

Circulation de surface

Ce déséquilibre, entraînant un flux pour compenser cette perte en eau, est initiateur de la circulation de surface. Des eaux relativement peu salées et froides arrivent de l'océan Atlantique par le détroit de Gibraltar, et suivent le pourtour des côtes méditerranéennes en décrivant une circulation anti-estuarienne (dans le sens anti-horaire), à cause du sens de la rotation terrestre. Longeant d'abord les côtes Nord-africaines pour former le courant Algérien (Puillat et al., 2002; Millot and Taupier-Letage, 2005), les eaux atteignent le détroit Sicilo-Tunisien où une fraction part vers la mer Tyrrhénienne pour former une autre branche de la circulation qui reboucle sur le courant Algérien (figure 2.5a). Cette circulation dans le bassin Ouest se sous-divise en une multitude de tourbillons méso-échelles. A la sortie du détroit Sicilo-Tunisien, dans le bassin Est, plusieurs schémas de circulation sont possibles. Les eaux rejoignent généralement la mer de Lybie et continuent leur trajet le long des côtes orientales. Elles peuvent aussi directement pénétrer dans le bassin Ionien et atteindre les côtes Égyptiennes. Une troisième alternative est la déviation des eaux vers le sud de la mer Adriatique. La variabilité de cette circulation, qui peut être saisonnière comme interannuelle, est soumise à la répartition des tourbillons. Une fois atteinte la partie la plus orientale du bassin, les eaux remontent vers le nord et repartent vers l'ouest, vers la mer Égée (Hamad et al., 2005; Taupier-Letage, 2008).

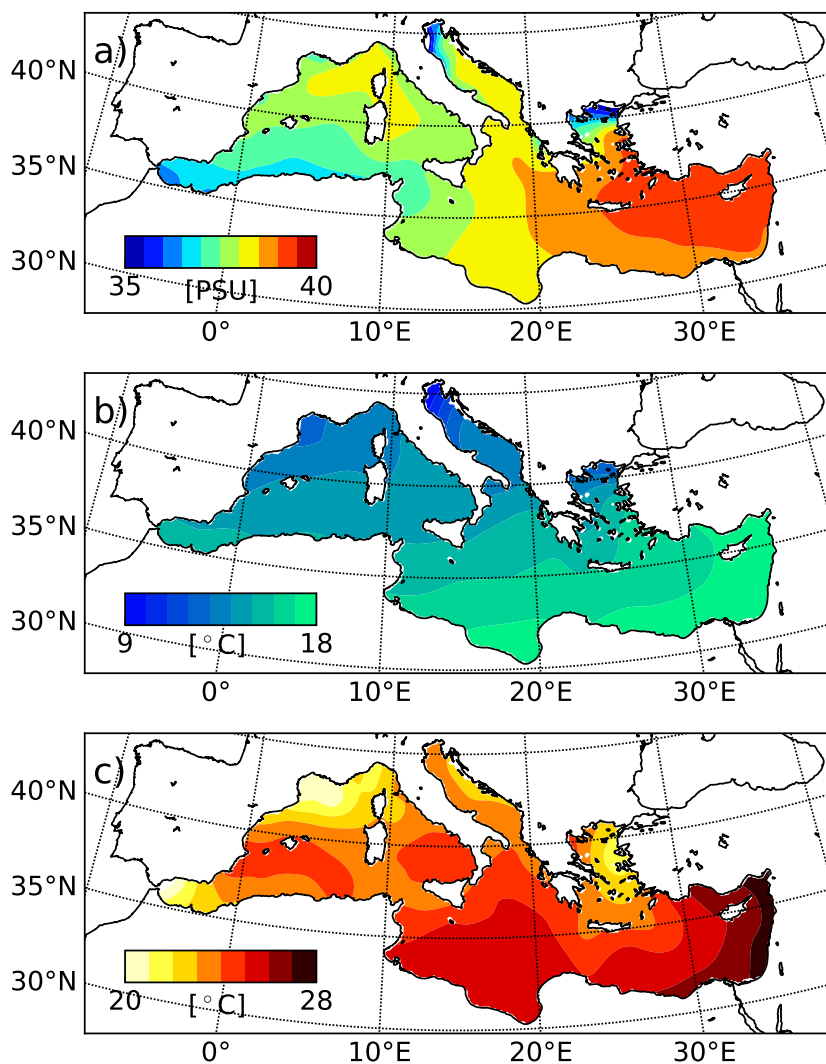


FIGURE 2.4 – Propriétés de surface de la Méditerranée, a) salinité annuelle, b) températures hivernales et c) estivales, provenant de la base de données MEDATLAS-II (MEDAR-Group, 2002). Les gradients est-ouest de température et de salinité montrent les conditions climatiques spatiales et temporelles hétérogènes régnant en mer Méditerranée.

Formation des masses d'eaux intermédiaires et profondes

Comme précédemment évoqué, la mer Méditerranée est en hiver sous l'influence de forts vents. Ces vents, par l'effet du pompage d'Ekman, ont pour conséquence de remonter des eaux moins stratifiées des couches les plus profondes, rendant ainsi homogène les propriétés de l'eau sur une profondeur plus importante à partir de la surface. Ceci constitue une première phase, dite de pré-conditionnement, à la formation d'eaux intermédiaires et profondes. Ensuite, les vents

contribuent (en plus) à l'évaporation mécanique des eaux de surface, augmentant leur salinité, et l'apport d'air froid aidant à réduire leur température. L'action combinée de ces deux processus va permettre aux eaux de se densifier et de plonger vers le fond de la mer (Marshall and Schott, 1999) (figure 2.6).

Circulation intermédiaire

Ces conditions climatiques hivernales, associées à la forte salinité initiale du bassin Levantin, permettent la formation de la LIW (Levantine Intermediate Water) dans la région de Chypre. La LIW plonge en général jusqu'à 600 mètres de profondeur (Millot, 2013; Roether et al., 2007). Une fois formée, cette masse d'eau pénètre dans le bassin Égéen, où elle contribue au développement de la CIW (Cretan Intermediate Water), qui se forme par cascade le long de la topographie du bassin. La LIW entre également en mer Adriatique, pour rejoindre le bassin Ouest par le détroit Siculo-Tunisien dont le seuil, à 400 mètres, laisse passer la LIW. Au cours de son trajet, les propriétés (salinité, température) de la LIW changent, notamment par l'interaction avec les masses d'eau superficielles venant de l'Atlantique (Atlantic Water, AW) et aussi avec la CIW. Une fois dans le bassin Ouest elle est donc appelée EIW (Eastern Intermediate Water) (Millot, 2013). Cette masse d'eau suit le trajet des côtes européennes avant que la plus grande partie rejoigne l'Atlantique sous l'AW. La LIW ainsi que l'EIW contribuent également à la formation des masses d'eau profonde (figure 2.5b).

Circulation profonde

Les eaux profondes se forment dans le Golfe du Lion, en mer Adriatique, et certaines années en mer Levantine ainsi qu'en mer Égée. Pour la LIW, ce sont des observations qui ont montré que certaines années, cette masse d'eau pouvait plonger à plus de 1000 mètres de profondeur, devenant ainsi de la LDW (Levantine Deep Water) (Pinardi et al., 2015). En mer Adriatique, c'est un processus similaire à la formation de la CIW, c'est-à-dire par cascade. En allant en profondeur, l'adDW (Adriatique Deep Water) rencontre la LIW, lui permettant de gagner en densité et de devenir de l'EMDW (Eastern Mediterranean Deep Water), qui tapisse le fond de la mer Méditerranée. Dans le Golfe du Lion, la WMDW (Western Mediterranean Deep Water) est créée par le mélange dans les couches superficielles des eaux denses, formées par les conditions hivernales, et de la LIW/EIW (Millot and Taupier-Letage, 2005), figure 2.5c).

La remontée de ces eaux profondes se fait de différentes manières dans les deux bassins. Dans le bassin Est, c'est l'inclinaison des isopycnes qui va permettre aux eaux d'atteindre une profon-

leur leur permettant d'être aspirées dans le bassin Ouest par effet Bernoulli, à travers le détroit Siculo-Tunisien (Astraldi et al., 2001; Gasparini et al., 2005; Schröder et al., 2006). Pour les eaux profondes du bassin Ouest, c'est le même effet, qui, combiné à l'advection verticale, permet une aspiration à travers le détroit de Gibraltar, aidé par l'EIW rejoignant l'océan Atlantique (Stommel et al., 1973; Kinder and Parilla, 1987).

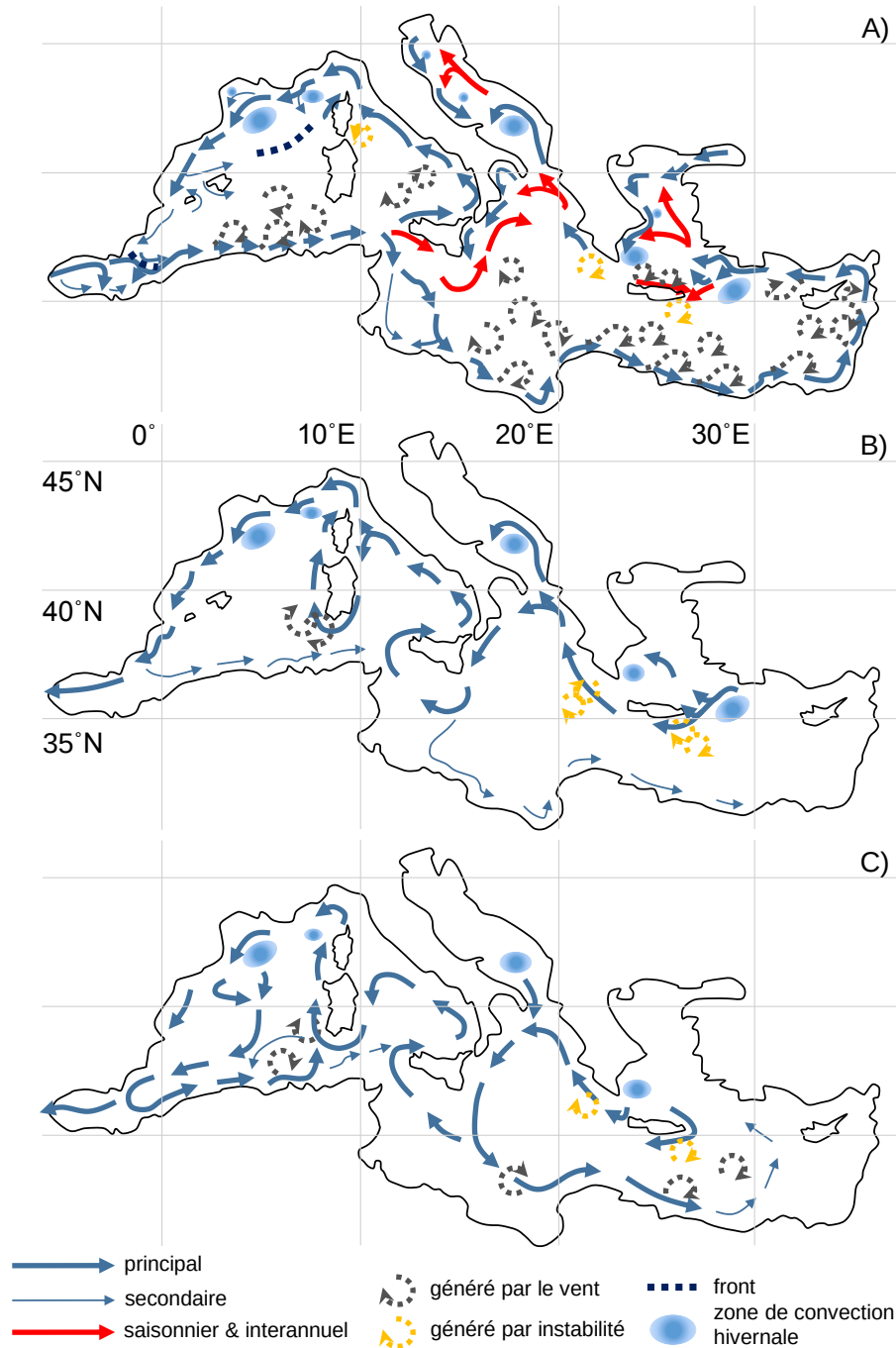


FIGURE 2.5 – Schéma de la circulation de surface, intermédiaire et profonde, tiré et modifié de (Milot and Taupier-Letage, 2005).

2.2.2 Variation de la circulation profonde : l'EMT et la WMT

Nous venons de décrire les caractéristiques actuelles moyennes de la circulation en mer Méditerranée. Il est peu aisé de parler d'état « actuel » de la mer Méditerranée. Cela réfère évidemment au moment où cette thèse est écrite, mais plus généralement nous l'identifions comme la période venant après l'ère pré-industrielle. Depuis les quelques décennies où la mer Méditerranée a été plus intensément étudiée, son schéma de circulation à différents niveaux a évolué. Les observations plus nombreuses ont permis de mieux décrire la variabilité interannuelle de la circulation thermohaline, dont le phénomène le plus manifeste est l'EMT (Eastern Mediterranean Transient), qui affecte la ventilation des masses d'eau profondes. Cet événement, survenu au début des années 1990, a conduit à une modification des origines de l'EMDW, principalement alimenté par la CDW (Cretan Deep Water) et non par l'adDW. Les raisons de ce basculement ont été attribuées à une réorganisation de la circulation dans le bassin Est, ainsi qu'à la succession de plusieurs hivers froids en mer Égée, qui ont permis la formation d'eaux très denses en mer de Crète (CDW). Parallèlement, une diminution de la formation de masse d'eau en mer Adriatique - à cause de la redistribution de la circulation qui a abaissé sa salinité - fit que l'EMDW était uniquement alimenté par la CDW (Beuvier et al., 2010; Roether et al., 1996; Stratford and Haines, 2002; Theocharis et al., 1999; Wu et al., 2000).

Associé à l'EMT, un autre phénomène joue sur la formation d'eaux profondes mais cette fois-ci dans le bassin Ouest. La WMT (pour Western Mediterranean Transient), est un événement enregistré pendant l'hiver 2005, où a été observée une zone de convection beaucoup plus étendue dans le Golfe du lion, combinée à des propriétés plus chaudes et plus salées des eaux profondes (Canals et al., 2006; López-Jurado et al., 2005; Schröder et al., 2006). Deux causes peuvent expliquer cette variation. La première est un hiver particulièrement froid survenu pendant l'année 2005, ayant entraîné une perte importante de chaleur et de flottabilité, un peu à l'instar de l'EMT (López-Jurado et al., 2005). La seconde, est attribuée à une modification des masses d'eau advectées du bassin Est, dont dépend la formation de WMDW : les propriétés des masses d'eau venant de l'Est auraient été modifiées à la suite d'événements d'EMT (Millot et al., 2006). C'est pourquoi ces deux événements sont intimement liés.

Une grande incertitude persiste sur l'évolution de la circulation de la mer Méditerranée au prochain siècle sous l'effet du changement climatique. Les prévisions, selon des scénarii de changement global, indiquent une réorganisation de la circulation intermédiaire et profonde (Adloff et al., 2015; Somot et al., 2006), cependant avec une grande incertitude, puisque la circulation peut être amplifiée ou réduite selon les scénarii.

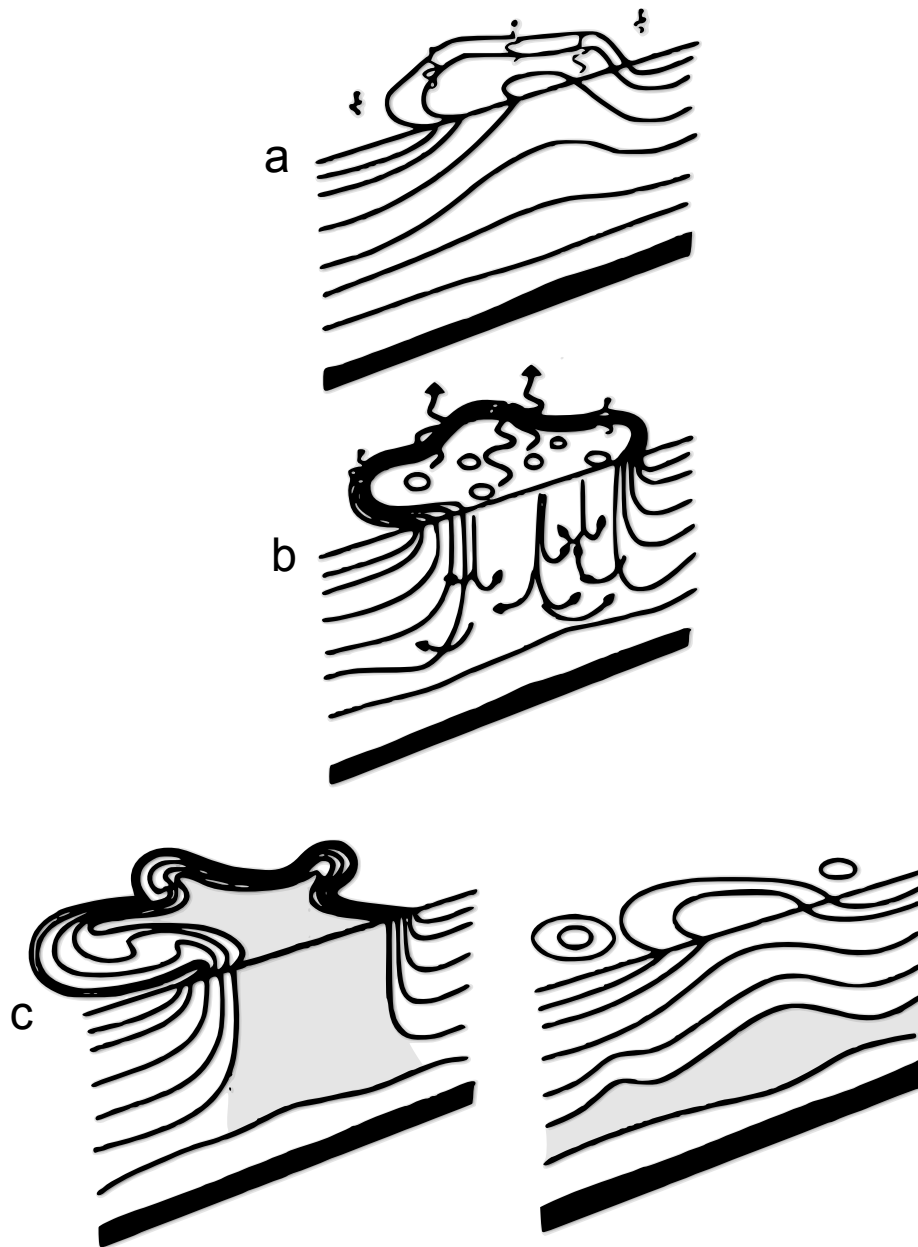


FIGURE 2.6 – Schéma des différentes étapes de la convection. a) pré-conditionnement, b) convection et c) échange latéral et diffusion. Les flèches représentent le flux de flottabilité, les lignes continues la stratification, et les zones grises les masses d'eau mélangées par la convection. Schéma tiré et modifié de Marshall and Schott (1999).

2.2.3 Description des propriétés biogéochimiques du bassin méditerranéen

Disparités spatiales et temporelles des principales composantes biogéochimiques

Cette circulation anti-estuarienne a un impact majeur sur la biogéochimie du bassin méditerranéen. Malgré des apports de nutriments fluviaux (avec plus de 30 rivières et fleuves s'y déversant), et atmosphériques (notamment par des dépôts de poussières provenant du Sahara), cette région marine est « oligotrophe », c'est-à-dire pauvre en nutriment et en chlorophylle. La concentration en chlorophylle est notamment un indicateur de l'activité biologique, reflétant le mécanisme de photosynthèse (ou productivité primaire) par les différents types de phytoplanctons étant à la base de la chaîne alimentaire marine. Qualitativement, une zone oligotrophe est définie comme une région dont la productivité primaire n'excède pas $0.3 \text{ à } 0.4 \text{ gC.m}^{-2}.\text{jour}^{-1}$ (Longhurst et al., 1995), ce qui est le cas pour la mer Méditerranée, avec une production moyenne de $0.19 \text{ gC.m}^{-2}.\text{jour}^{-1}$. Cette valeur étant une moyenne, elle ne reflète pas la variabilité spatiale et temporelle de la concentration en nutriments et en chlorophylle. En effet la circulation de surface induit un gradient ouest-est de la concentration en nutriments : les eaux arrivant de l'océan Atlantique, riches en nutriments, s'appauvrissent en surface lors de leur passage dans le bassin Ouest (par photosynthèse), et les eaux intermédiaires et profondes s'enrichissent (par reminéralisation bactérienne). Arrivé dans le bassin Est, les eaux de surface contiennent très peu de nutriments, et la productivité primaire est très faible. Dans les eaux intermédiaires et profondes, la reminéralisation de la matière organique a pour effet d'enrichir les masses d'eau en nutriments (Crispi et al., 2001).

La variabilité saisonnière quant à elle, tient aux variations des apports fluviaux et atmosphériques, mais surtout aux échanges verticaux entre les couches superficielles et plus profondes. Comme nous l'avons vu précédemment, pour décrire le processus de convection, des eaux de sub-surface remontent en hiver, par l'action du vent, et la diminution de la température tend à homogénéiser les eaux superficielles et intermédiaires. Ces phénomènes augmentent la disponibilité en nutriments pour les phytoplanctons (c'est en profondeur que les concentrations en nutriments sont plus élevées, cf paragraphe précédent). Cependant la limitation lumineuse hivernale ne permet pas une augmentation de la productivité primaire, et c'est plutôt à la fin de l'hiver/début du printemps que celle-ci a lieu. C'est le cas notamment dans le Golfe du Lion, où se produit chaque printemps un « bloom », avec des concentrations de chlorophylle plus élevées pendant le mois de mars (Figure 2.7). Inversement, en été, les températures chaudes stratifient la colonne d'eau, empêchent les échanges verticaux et inhibent la productivité primaire en

surface.

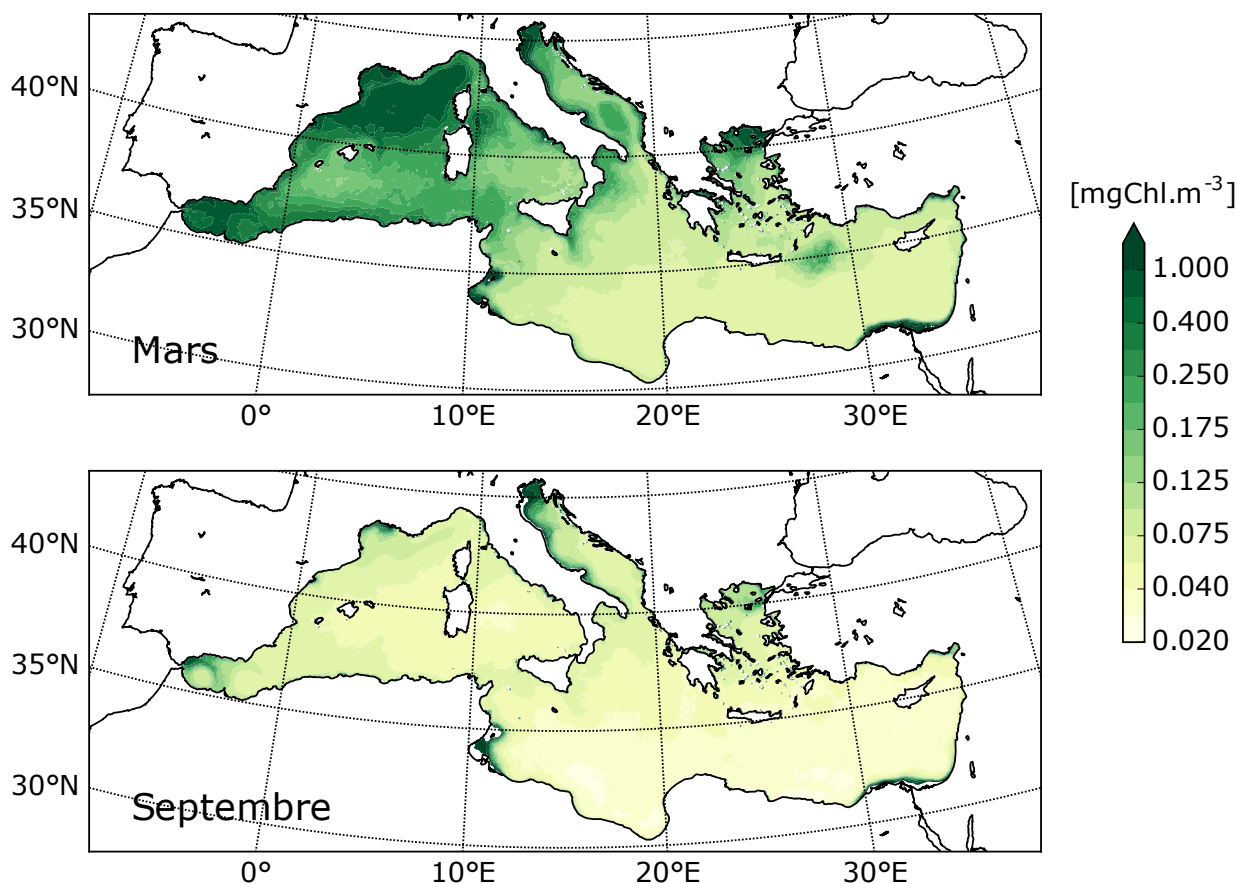


FIGURE 2.7 – Cartes de la chlorophylle de surface au mois de Mars et de Septembre produit par les données satellitaire SeaWifs (l'échelle de couleur est non linéaire).

Impact sur la concentration en oxygène

Dans les cycles biogéochimiques, l'oxygène (appellation abusive du dioxygène) intervient à plusieurs niveaux, soit, par exemple, en étant le produit de la photosynthèse soit en étant le réactif de la reminéralisation. Dans le cas de la Méditerranée, la distribution verticale de l'oxygène est assez unique puisque le maximum de sa concentration est en sub-surface (100 mètres) quand le maximum est atteint en surface pour l'océan Atlantique Nord. Cela est dû à la disponibilité en nutriments que nous évoquions plus tôt, tout en tenant compte de la disponibilité en lumière qui décroît très rapidement en mer avec la profondeur⁴. La teneur

4. Si la concentration en oxygène est plus faible en mer Méditerranée que dans l'Atlantique Nord, c'est aussi principalement dû à la température de formation (de ventilation) des eaux intermédiaires et profondes. À 5 °C la solubilité de l'eau de mer est d'environ 45 % plus élevée qu'à 25 °C. L'activité biologique va principalement affecter le profil en surface avec un maximum en sub-surface typique de la Méditerranée. La faible activité biologique a pour conséquence une moindre utilisation de l'oxygène dans les eaux plus profondes comparativement à l'Atlantique.

en oxygène en mer Méditerranée est donc, soit contrôlée par la circulation via les épisodes de ventilation, initiés par des événements climatiques (saisonnier ou décennal) permettant ainsi le renouvellement des masses d'eau, soit résultant des cycles biogéochimiques. La dynamique océanique joue donc un rôle primordial pour réguler l'oxygène et les variables biogéochimiques. Cependant des perturbations d'amplitude extrême venant d'apports extérieurs (fluviaux, dépôts atmosphériques...), d'ordinaire avec un impact local, peuvent affecter dans son intégralité le bassin méditerranéen, comme les événements de sapropèle.

Chapitre 3

Les évènements de sapropèle

3.1 Description succincte

Les sapropèles en mer Méditerranée ont été découverts pendant la seconde moitié du XXème siècle (Kullenberg, 1952), lors des premières campagnes de carottage (1947). Ces couches de sédiments (sapropèle vient du grec *sapros* et *pelos*¹), sont identifiées comme très sombres, laminées, et contenant une concentration élevée en carbone organique marin (Kidd et al., 1978) en comparaison avec les couches environnantes (Emeis et al., 1998). Ils sont généralement retrouvés dans le bassin Est-méditerranéen, à une profondeur supérieure à 300 mètres dans l'océan ouvert (Rohling and Gieskes, 1989). Dans le bassin Ouest, ces évènements de dépôts sont plus connus sous le nom d'ORL (« Organic Rich Layers ») (Cramp and O'Sullivan, 1999; Rogerson et al., 2008).

La préservation de cette matière organique (figure 3.1) implique une très faible concentration de l'oxygène de fond (proche de l'anoxie) : La faible teneur en oxygène peut provenir soit d'une augmentation de l'export, soit d'un déficit de ventilation, soit d'une combinaison des deux processus. L'épaisseur de ces dépôts (de plusieurs centimètres) indique que l'anoxie/amplification de l'export de matière perdure pendant plusieurs millénaires. L'occurrence des dépôts montre que les sapropèles interviennent à peu près tous les 21000 ans, avec plus ou moins de régularité. Cette fréquence est reliée au cycle de la précession orbitale, modulant l'insolation terrestre, perturbant fortement les régimes des moussons et les précipitations associées, qui est la cause *in fine* des dépôts de sapropèle. Cependant même si l'horloge interne des sapropèles est pilotée par les variations d'insolation (principalement liées à la précession), l'empreinte visible dans les sapropèles, imprimée par les modifications du cycle hydrologique, sont éminemment variables. Ainsi tous les sapropèles ne se déclenchent pas aux même moments (c'est-à-dire qu'une durée non-fixe les sépare), durent plus ou moins « longtemps » (dans le maintien des conditions

1. « Relatif à la décomposition » et « sol » respectivement.

anoxiques et/ou de l'export de matière organique), et avec une « force » variable (différents degrés d'anoxie et/ou différentes quantités de matière organique exportées).



FIGURE 3.1 – Photographies de sapropèles : à gauche, à l'intérieur d'une carotte de sédiment (Hemleben et al., 2003) (photographie prise par E.J Rohling et K.C Emeis), à droite, dans un affleurement, tirée de Plancq et al. (2015).

Le dernier sapropèle

Le dernier événement de sapropèle, le « S1 », a été daté entre 10800 et 6100 ans cal BP selon la plupart des carottes marines du bassin oriental méditerranéen (De Lange et al., 2008). Le dépôt du S1 n'est pas simultané dans tous les bassins : en mer Adriatique par exemple il est plus tardif (que celui de l'océan ouvert) avec un dépôt démarrant autour de 9500/9800 ans cal BP (De Lange et al., 2008; Siani et al., 2013). De loin le plus documenté des sapropèles, l'étude du S1 (avec d'autres sapropèles un peu plus anciens) a servi de base pour identifier les causes du déclenchement de l'anoxie des eaux de fond en mer Méditerranée.

3.2 Hypothèses de formation

3.2.1 La mousson africaine

Comme l'atteste la présence de ces dépôts, ils apparaissent depuis la formation de la mer Méditerranée, c'est-à-dire jusqu'à 13,5 millions d'années (Hilgen et al., 2003; Krijgsman et al., 1995, 2001; Schenau et al., 1999; Sierro et al., 1999) dans les affleurements terrestres (les dépôts remontant au maximum jusqu'à 500 000 ans dans les carottes sédimentaires). De plus, l'absence de ceux-ci pendant la crise Messinienne (Larrasoana et al., 2013), révèle entre autre qu'ils sont

contrôlés par les apports d'eau en mer Méditerranée. Nous avons déjà présenté brièvement les sapropèles : une fréquence d'apparition de 21000 ans pour la grande majorité d'entre eux, avec une variabilité à la fois de la fréquence, de la durée et de l'intensité des sapropèles. La plupart des bouleversements climatiques (comme les épisodes de glaciation) sont reliés à la variation des paramètres orbitaux de la Terre qui contrôlent l'insolation. 21000 ans est la période de la précession orbitale, dont la variation influe sur la longueur des saisons et leur intensité. Quel est donc le rapport avec les sapropèles ? Une longue chaîne de processus reliant climat global et impacts régionaux. Quand l'indice de précession atteint un minimum, il y a une augmentation de l'insolation dans les moyennes latitudes. Il y a alors un contraste fort entre des étés plus chauds et des hivers plus froids. Ceci induit notamment des gradients de température plus importants entre l'océan et les continents, conduisant à l'amplification de la mousson indienne et africaine (intensité, couverture spatiale). L'augmentation des précipitations africaines amplifie le débit du Nil. En effet ce fleuve, dont le bassin versant s'étend de l'Égypte jusqu'en Ouganda, prend sa source dans le lac Tana (Nil bleu) (Blanchet et al., 2015), et dans le lac Victoria (Nil Blanc) région exposée à la mousson africaine. Le Nil déverse alors de grande quantité d'eau douce dans le bassin oriental, zone la plus salée de la mer Méditerranée, la rendant ainsi beaucoup plus stratifiée (en terme de salinité et de densité de l'eau). Cette stratification agit comme une barrière physique, réduisant fortement le mélange vertical et empêchant le renouvellement des couches d'eau les plus profondes (par ventilation). Avec ces échanges réduits, la concentration en oxygène des eaux profondes et de fond diminuent jusqu'à atteindre l'anoxie (définie pour une concentration de 20 mmol d'oxygène par m^{-3} d'eau). Cette concentration très faible d'oxygène permet la préservation de la matière organique aboutissant aux dépôts des sapropèles. Parallèlement, l'afflux d'eau en provenance du Nil transporte une quantité plus importante de nutriments (phosphate, nitrate, silicate, fer). Ceci a pour conséquence de favoriser non seulement la production primaire et d'augmenter la production de matière organique et son export vers le fond, mais également de diminuer la concentration en oxygène des eaux de fond par reminéralisation de cette même matière (=respiration bactérienne). Ces deux processus ont longtemps été en concurrence pour expliquer l'anoxie : il semble aujourd'hui qu'ils soient complémentaires pour expliquer les événements de sapropèle.

Le sapropel S1 s'est déposé pendant le début de l'ère Holocène (il y a environ 10000 ans). Cette époque correspond au dernier passage de l'indice de précession par un minimum, augmentant l'insolation et initiant le contraste saisonnier introduit plus haut. Pour le début de l'Holocène, l'augmentation des précipitations africaines a été mise en évidence par Rossignol-Strick et al. (1982), comme moteur des changements hydrologiques conduisant aux sapropèles, associé avec une longue période humide (Hoelzmann et al., 1998; Jolly et al., 1998). Les simulations numériques globales ont validé cette hypothèse, en montrant comment les moussons asiatiques

et africaines sont modifiées par ces variations d'insolation (Bosmans et al., 2012; Braconnot et al., 2007a; Joussaume et al., 1999; Kutzbach, 1997; Marzin and Braconnot, 2009; Voss and Mikolajewicz, 2001). L'augmentation du débit du Nil a été de surcroît documentée depuis 12.5 ka par Adamson et al. (1980), Williams et al. (2000) et Revel et al. (2014). De plus, des mesures du $\delta^{18}\text{O}$ en Méditerranée orientale indiquent une signature plus négative de cet isotope pendant et avant le S1, relative au mélange des eaux salées avec d'avantage d'eau pluviale (Emeis et al., 2003).

La chaîne de causalité aboutissant aux sapropèles, de la variation de la précession orbitale jusqu'à l'anoxie des eaux de fond, a pu se construire grâce à de nombreux travaux et études s'étalant sur plus d'un demi-siècle. Le mécanisme précédemment évoqué est robuste (synthétisé par la figure 3.2), car des données ont montré la corrélation entre minima d'indice de précession et un grand nombre de sapropèles. Cependant, tous les minima d'indice de précession n'ont pas leur sapropèle associé, certains sont manquants. De plus, le délai entre le maximum d'insolation et le « sapropel mid-point » varie d'un événement à un autre, soulignant le fait que d'autres facteurs (climatiques et environnementaux) contrôlent ces dépôts (figure 3.3) (Grant et al., 2016). Ainsi, des hypothèses initialement écartées pour expliquer la formation et le maintien de ces événements permettent de comprendre la modulation observée dans l'archivage des sapropèles

3.2.2 Inversion de la circulation

L'apport massif d'eau douce dans le bassin oriental a eu pour conséquence de diminuer la salinité de surface. Stanley et al. (1975) et Thunell and Williams (1989), ont avancé comme hypothèse que cette baisse de salinité aurait rendu le bassin occidental plus salé que l'oriental, résultant en une inversion de la circulation de retournement et empêchant ainsi la ventilation. Kallel et al. (1997a), avec des enregistrements supplémentaires, ont montré que le signal était plat (gradient nul). Finalement Rohling and De Rijk (1999) ont montré que le signe du gradient de salinité était identique à l'actuel mais réduit de 75%. En fin de compte cette hypothèse n'a pas été retenue (Emeis et al., 2000a), car si une inversion du gradient de salinité a eu lieu, ce ne fut pas le cas pour celui de température, montrant que l'évaporation est bien restée supérieure dans le bassin Est (et donc que la structure de la circulation de surface et intermédiaire/profonde est restée à peu près inchangée).

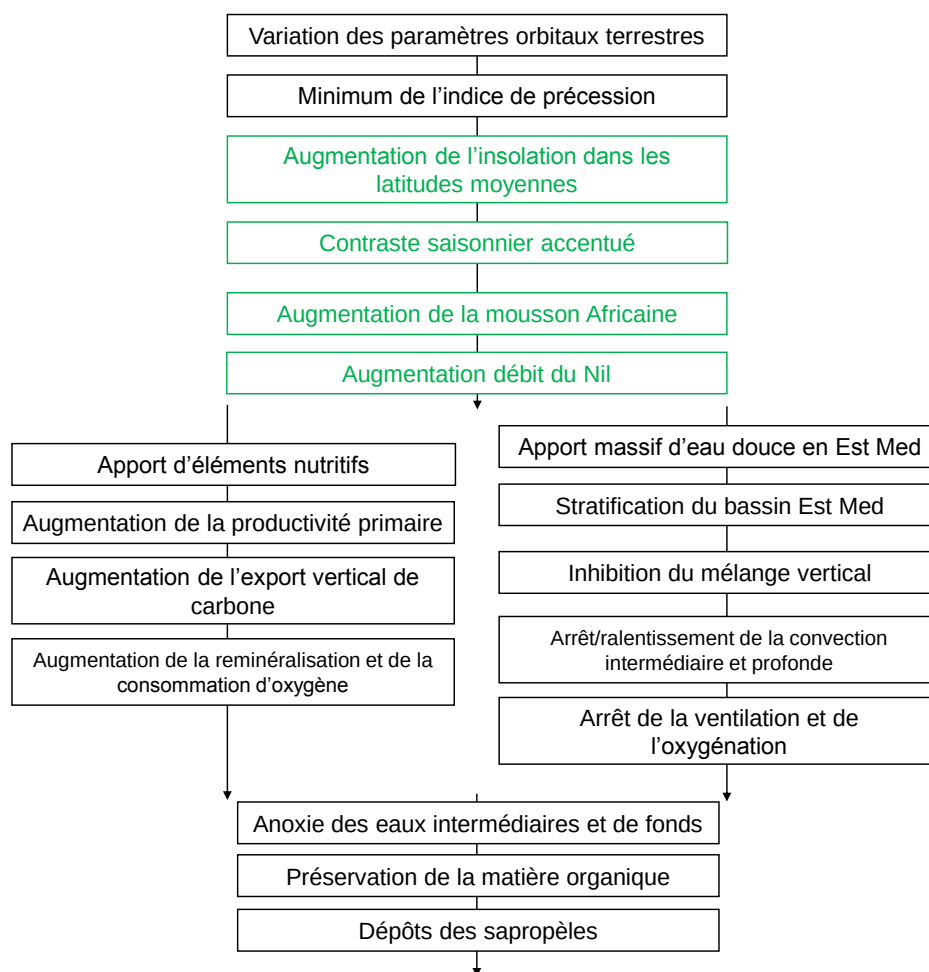


FIGURE 3.2 – Synthèse de la chaîne de causalité des sapropèle, partie I. Représentation de la branche principale liée aux changements de précession et à l'augmentation du débit du Nil. Ce schéma et ceux qui vont intervenir n'ont pas pour but de résoudre de manière exhaustive les causes menant aux sapropèles. Comme présenté dans ce chapitre la plupart des mécanismes sont interdépendants et peuvent difficilement être mis en relation dans un schéma. L'intérêt est de représenter les principaux groupes de mécanismes et de voir comment le travail de cette thèse s'inscrit dedans.

3.2.3 Précipitations en région méditerranéenne

L'amplification de la mousson africaine n'a pas uniquement eu comme conséquence d'augmenter la pluviométrie, mais également d'en étendre la couverture spatiale, vers le Nord de l'Afrique. Ce point est illustré par la mise en évidence d'épisodes de Sahara vert (Larrasoana et al., 2013), notamment au début de l'Holocène, attestée par des preuves archéologiques (Art pariétal, restes humains et végétaux) et palynologiques (relatif à l'étude des pollens fossilisés). Cette extension aurait alimenté les bassins versants des rivières nord-africaines (Rohling et al., 2002b), et augmenté leur débit. La découverte de paléo-lacs en Tunisie (Fontes and Gasse, 1991), en Algérie (Callot and Fontugne, 1992; Petit-Maire et al., 1991) et en Libye (Gaven et al., 1981;

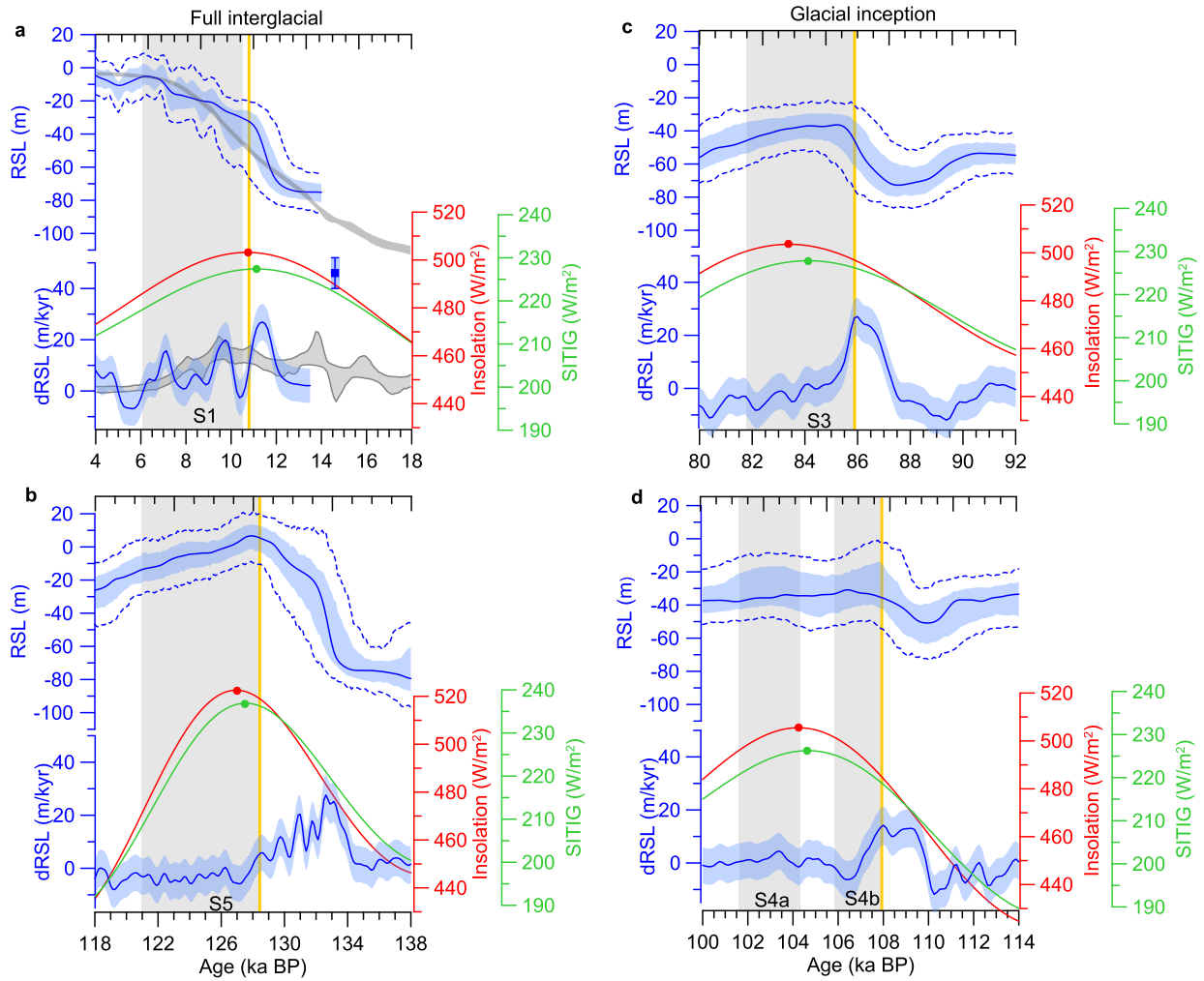


FIGURE 3.3 – Figure montrant la relation entre insolation (courbe rouge), niveau marin (courbes bleues), augmentation du débit du Nil (trait jaune) et les dépôts des 4 derniers sapropèles (en gris), tirée de Grant et al. (2016). Cette figure montre comment le niveau marin, et plus particulièrement les effets et rétroactions relatifs à son augmentation (baisse de salinité dans l’Atlantique Nord, modification de la mousson africaine...), affecte le tempo entre insolation et sapropèle, notamment le S1 et le S5.

Lezine and Casanova, 1991), l’étude isotopique du Néodyme, attestant d’un ruissellement accru du Sahara vers la Lybie (Osborne et al., 2008), ainsi que des imageries satellitaires, révélant des paléo-rivières dans cette région (Paillou et al., 2009, 2012), renforcent cette hypothèse.

La mer Méditerranée est également affectée par d’autres perturbations en eau douce, particulièrement par des changements de précipitations continentales et océaniques, répondant aux changements climatiques globaux induits par l’augmentation de l’insolation. Pour illustrer ce point, plaçons-nous encore au début de l’Holocène. Pendant cette période, la région méditerranéenne connaît également un contraste saisonnier plus prononcé entre été et hiver. Des études basées sur les niveaux des lacs, les feux (de forêts...), les pollens, ainsi que sur des spéléo-

thèmes, ont montré que la période estivale était en moyenne plus sèche et moins abondante en précipitation. En hiver au contraire, les conditions étaient plus humides, associées à des précipitations plus importantes en Méditerranée et notamment au nord du bassin oriental (Magny et al., 2013; Peyron et al., 2011). En plus de l'apport d'eau douce amené par les précipitations océaniques, les rivières de la bordure Nord-est méditerranéenne auraient déversé plus d'eau douce (Ehrmann et al., 2007; Krom et al., 1999). Cependant, l'impact de l'apport d'eau douce relatif aux précipitations sur la déstabilisation de la circulation méditerranéenne est discutable. En effet Rohling et al. (2015) souligne que l'humidité de la région méditerranéenne provient principalement de l'évaporation de la mer elle-même. Ainsi les précipitations accrues contrebalanceraient cette perte, sans véritable changement du bilan hydrologique global de la mer Méditerranée.

La figure 3.4 synthétise les liens de causalité liés aux changements régionaux des précipitations.

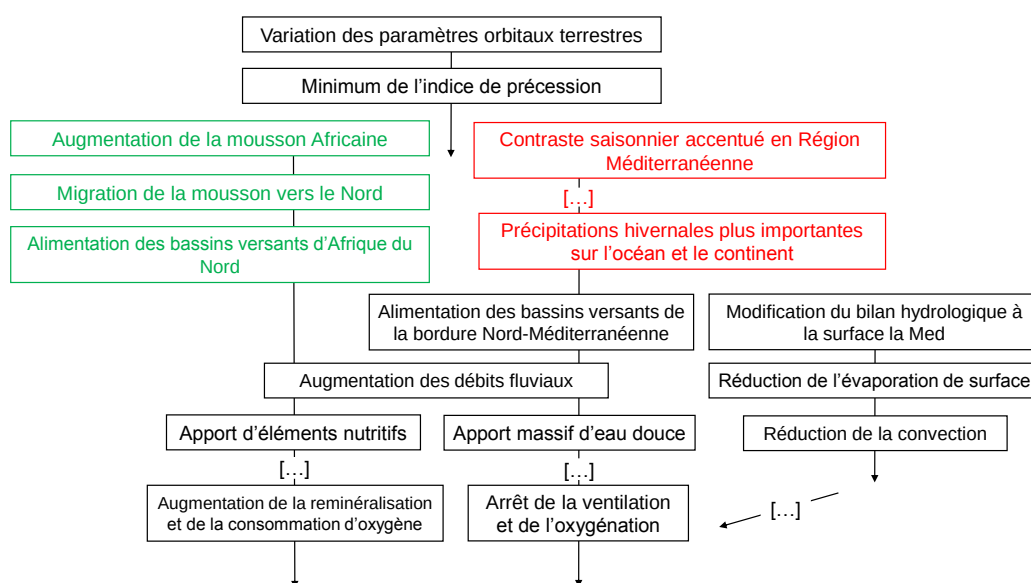


FIGURE 3.4 – Synthèse de la chaîne de causalité des sapropèle, partie II. Représentation de la branche liée aux changements de précession et aux changements climatiques induits dans la région du bassin méditerranéen.

3.2.4 Niveau marin

Les variations du niveau marin global, à travers les échanges entre océan Atlantique et mer Méditerranée par le détroit de Gibraltar, ont été pensées à l'origine comme déclencheur des évènements de sapropèle. Il est intéressant de noter que Bradley (1937) (avant la découverte des sapropèles) avait à ce propos émis comme hypothèse que des sédiments riches en matière organique auraient pu être déposés en raison de la fluctuation du niveau marin pendant le Pléis-

tocène. Plus récemment, Grant et al. (2016) à partir de travaux de synchronisation de proxies, ont suggéré que les phases de déglaciation (rejet massif d'eau douce dans l'Atlantique Nord par la fonte des calottes polaires) pouvaient avoir un double effet sur le dépôt des sapropèles. Un effet direct, par l'augmentation du niveau marin qui augmente les échanges entre la Méditerranée et l'Atlantique par Gibraltar, réduisant la salinité de surface par l'apport d'eau douce. L'effet indirect de la fonte provoquerait un délai dans l'amplification de la mousson africaine qui retarderait l'apport d'eau douce dans la Méditerranée orientale via le Nil. Par exemple, l'effet de la dernière déglaciation, testé par simple modélisation hydraulique, a montré qu'elle amenait à une stratification de la Méditerranée depuis 14 ka (Béthoux and Pierre, 1999; Rohling and Hilgen, 1991; Rohling, 1994).

Grimm et al. (2015), avec leur modèle couplé océan-biogéochimie du MPI (Max Planck Institute for Meteorology), ont montré avec plusieurs simulations que l'effet de la déglaciation, et en particulier les variations brutales associées au dernier événement de Heinrich (HE1), autour de 15 ka BP, (Vidal et al., 1999), a été déterminant pour déclencher l'anoxie menant au dépôt du S1 dans le bassin Est. L'augmentation du Nil, à lui seul, étant incapable de produire cet effet (figure 3.6).

3.2.5 Impact de la mer Noire

La deuxième connexion la plus importante de la mer Méditerranée après l'océan Atlantique est celle avec la mer Noire. Actuellement la mer Noire se déverse dans la mer Égée via la mer de Marmara à travers les détroits du Bosphore et des Dardanelles. Lors de la dernière baisse globale du niveau de la mer ces connexions ont été coupées (120 mètres de profondeur pour le Bosphore, 82 mètres pour les Dardanelles). En parallèle, la fonte de la calotte eurasiennne a provoqué un rafraîchissement de la mer Noire. Cependant, cette reconnexion par le détroit du Bosphore est datée à 9.3 cal ka (Bahr et al., 2008; Major et al., 2006). Cette date correspond à la toute fin de la déglaciation, soit plus de 1000 ans après le début du S1. De plus, des preuves montreraient qu'il n'y a pas eu d'eaux peu salées dans la mer de Marmara venant de la mer Noire pendant cette période (Sperling et al., 2003). L'hypothèse de la reconnexion comme source d'eau douce affectant la circulation méditerranéenne est préférablement attribuée aux S5, S6 et S8 (Rohling et al., 2015).

Cependant, à l'instar de la Méditerranée pré-conditionnée par des eaux de fonte via l'océan Atlantique, rien n'exclut un effet similaire par la mer Noire. En effet, Soulet et al. (2011) ont montré que pendant le HE1, la mer de Marmara était alimentée par la mer Noire, alors elle-

même alimentée par les eaux de fonte de la calotte polaire eurasiennne, fonte initiée à partir de 18 ka BP (Patton et al., 2017). En supposant un remplissage suffisant pour dépasser les 82 mètres de profondeur du détroit des Dardanelles, la mer de Marmara (et la mer Noire) se serait comportée comme une baignoire déversant dans la mer Égée et donc apportant un débit d'eau douce non négligeable dans le bassin oriental méditerranéen. Ce dernier point a été notamment souligné par Major et al. (2002), où les auteurs montrent avec un modèle conceptuel de seuil bas et profond, qu'un flux de la mer Noire vers la mer Égée était probable entre 20 et 11 ka environ.

La figure 3.5 synthétise les liens de causalité liés à ces changements glaciaires/interglaciaires.

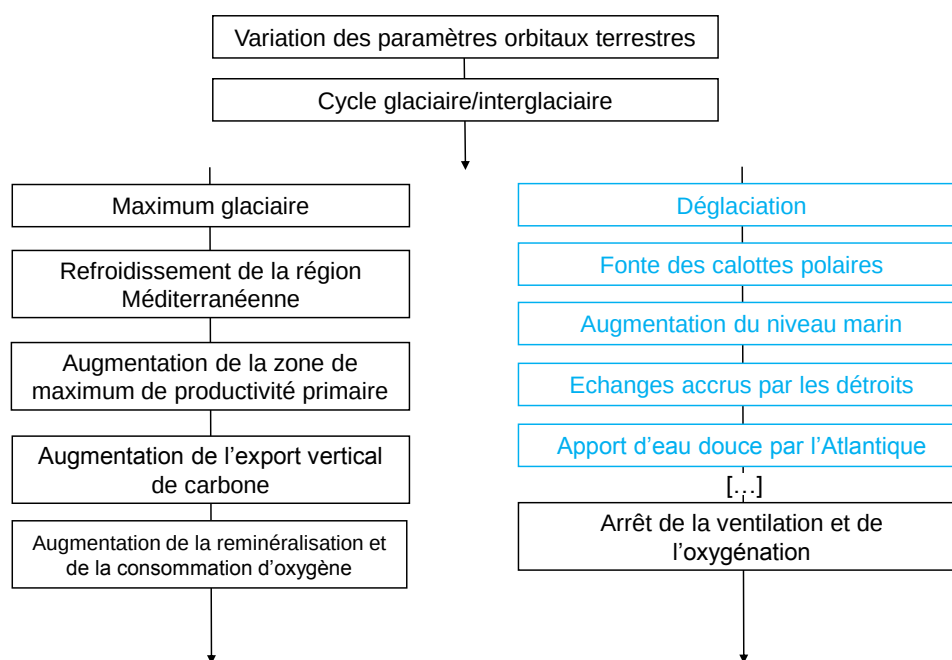


FIGURE 3.5 – Synthèse de la chaîne de causalité des sapropèles, partie III. Représentation de la branche liée aux changements glaciaires/interglaciaires.

3.2.6 Interruption du S1

Le S1 a la particularité (également partagée avec le S6 et le S8) d'avoir subi une interruption. Cette interruption se traduit par une coupure du dépôt organique, visible dans la plupart des carottes sédimentaires du bassin Est d'environ 200 ans, comprise entre l'intervalle 8.5 et 7.8 cal ka (Rohling et al., 2002a). Cette interruption est liée au retour de l'oxygénation des eaux profondes, due à un épisode climatique froid autour de 8.2 ka (Pross et al., 2009), ayant initié de la convection profonde malgré la stratification permanente déjà mise en place, montrant ainsi la sensibilité des sapropèles.

3.3 Les enregistrements *in situ* de la période du S1

Avant d'aborder le côté modélisation, nous allons faire une revue rapide et non exhaustive des différents proxies qui ont été utilisés dans l'étude du S1 décrite jusqu'à présent. L'une des bases des études sédimentologiques marines repose sur les cycles biogéochimiques. Les différentes couches sédimentaires sont constituées par de matière organique rejetée par les organismes marins, et par ces organismes eux-mêmes qui, à leur mort, sont déposés et enfouis dans les fonds marins. Les organismes qui constituent ces archives sédimentaires sont essentiellement composés de phytoplanctons et de zooplanctons. La plupart de ces espèces se développent sous des conditions précises de température, salinité, pH, alcalinité, et de pression. En combinant la présence ou l'absence de ces fossiles dans les sédiments, la datation de leur âge, ainsi que des analyses des éléments traces qui les entourent ou les constituent, une reconstitution des propriétés de la mer Méditerranée dans le passé est possible. Les éléments traces couramment utilisés en reconstitution du climat en mer Méditerranée sont les isotopes stables, ^{18}O (pour la température, la salinité...), le ^{13}C (pour la ventilation...) et la composition isotopique du Néodyme (pour la circulation).

3.3.1 $\delta^{18}\text{O}$

Le $\delta^{18}\text{O}$ (basé sur le rapport $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$) peut enregistrer les variations de température et de salinité de l'eau de mer dans le passé. Cela tient principalement au fait que l'évaporation tend à appauvrir les eaux en ^{16}O , isotope plus léger qui s'évapore plus facilement (fractionnement isotopique). Les carbonates (et par extension les foraminifères), utilisent entre autre l'oxygène de l'eau de mer pour la formation de leur test calcaire, et enregistrent le rapport isotopique pendant cette formation. Les processus de précipitation modifient également le rapport isotopique qui, associés aux transports latitudinaux de grandes échelles, conduisent à une signature spécifique des régimes de précipitations (moussons, précipitations neigeuses polaires...). Pour ces mêmes processus de fractionnement, il existe également une relation entre le $\delta^{18}\text{O}$ de l'eau de mer et sa salinité car l'évaporation/précipitation augmente/diminue la salinité des eaux.

Les mesures basées sur le $\delta^{18}\text{O}$ des carottes sédimentaires en mer Méditerranée montrent une diminution du $\delta^{18}\text{O}$, notamment dans le bassin Est-méditerranéen; caractérisant entre autre une baisse de la salinité pendant le S1. Ceci indique comment un flux accru d'eau douce s'est manifesté pendant cette période (Emeis et al., 2000a). En effet les eaux douces, et en particulier celles provenant de précipitation venant des moussons, ont un contenu plus bas en $\delta^{18}\text{O}$ par

rapport à l'eau de mer.

3.3.2 $\delta^{13}\text{C}$

Le $\delta^{13}\text{C}$ (basé sur le rapport $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$) est utilisé indépendamment de la température et de la salinité pour reconstituer la ventilation des eaux intermédiaires et profondes. En effet, ce rapport est basé sur le fractionnement isotopique du carbone lors de la production primaire. Lors de la photosynthèse (qui rappelons-le est un processus consommant du CO_2), le phytoplancton absorbe préférentiellement des molécules de $^{12}\text{CO}_2$ par rapport au $^{13}\text{CO}_2$. Le premier isotope étant plus léger, la signature de la matière organique produite par le phytoplancton est plus négative, par rapport au CO_2 dissous des eaux résiduelles de surface. La matière organique sédimentant vers le fond subit une oxydation par reminéralisation bactérienne, dont le processus consomme de l'oxygène et produit du CO_2 pauvre en $\delta^{13}\text{C}$ qui, en profondeur sera plus faible que celui des eaux de surface. Ainsi les épisodes de ventilation, marqués par un apport des masses superficielles (résiduelles) vers le fond, seront caractérisés par une signature plus positive en $\delta^{13}\text{C}$ et se démarqueront des eaux profondes plus pauvres.

Les mesures de $\delta^{13}\text{C}$ sont généralement faites sur les foraminifères benthiques (vivant dans les eaux de fond, pour mesurer la ventilation). L'absence d'une signature isotopique pour les espèces de fond pour le S1, en mer Adriatique par exemple (Siani et al., 2013), montre que celles-ci n'ont pas été présentes pendant le S1, soulignant l'anoxie en place les empêchant de se développer.

Pour les espèces benthiques ayant pu se développer, celles-ci reflètent une signature en $\delta^{13}\text{C}$ faible pendant le S1, comme par exemple au détroit Siculo-Tunisien (Cornuault et al., 2018), en mer Égée (Kuhnt et al., 2007) et en mer Levantine (Schmiedl et al., 2010). Ces faibles valeurs indiquent que les eaux de fond sont restées isolées pendant le S1. Les fluctuations de la signature de surface, mesurées sur les foraminifères planctoniques (vivant en surface) sont beaucoup moins faciles à interpréter. En effet les eaux de surface sont exposées à de nombreux mécanismes faisant varier le contenu en $\delta^{13}\text{C}$, et les dé-corréler les uns des autres n'est pas un exercice évident. Par exemple une remontée des eaux plus profondes (upwelling) aura pour conséquence d'appauvrir en ^{13}C les eaux de surface. Une signature plus faible pourra également être interprétée comme une baisse du niveau de la photosynthèse, qui aura comme conséquence des eaux résiduelles moins riches. Ou encore l'apport massif de matière organique continentale, par des débits fluviaux plus forts par exemple, se traduira par une reminéralisation de cette matière dès les couches superficielles, aboutissant à un appauvrissement en $\delta^{13}\text{C}$.

3.3.3 Nd

Si les compositions en $\delta^{18}\text{O}$ et en $\delta^{13}\text{C}$ pour reconstituer des variables océaniques sont (relativement) difficiles à interpréter, la composition isotopique du Néodyme (NIC ou encore ε_{Nd}) est un traceur approprié de la circulation océanique, car celui-ci est quasi-conservatif et ne dépend (en première approximation) peu des processus physico-chimiques, loin des sources (marges continentales, rivières). Ce traceur sera ultérieurement présenté en détail car il est largement utilisé dans le premier chapitre de cette thèse. En effet, c'est un traceur tout à fait approprié pour valider les changements de dynamique dans le bassin méditerranéen. Dans le cadre du S1 il y a encore peu de mesures actuellement. Cornuault et al. (2018), et Dubois-Dauphin et al. (2016) ont réalisé des mesures ε_{Nd} qui mettaient notamment en évidence une circulation réduite de la LIW, et une circulation distincte entre le bassin Est et Ouest pendant la période du S1. Ces premières conclusions semblent cohérentes avec un arrêt de la convection intermédiaire et profonde.

3.4 L'apport de la modélisation numérique à la compréhension du sapropèle S1

Ici nous exposerons brièvement les différents travaux de modélisation relatifs à la simulation du sapropèle S1 (entre autre) avec des outils de modélisation du climat (excluant donc les modèles conceptuels). Ce support pour la compréhension des sapropèles a émergé depuis la fin des années 90 de concert avec les avancées numériques de modélisation du climat (océan, atmosphère...). De ce fait, les travaux de modélisation du S1 ont acquis des degrés supplémentaires de complexités au fur et à mesure du temps. A la différence des proxies paléoclimatiques présentés précédemment, la description des outils de modélisation se fera dans le chapitre suivant.

Myers et al., 1998

Myers et al. (1998) furent les premiers à utiliser un modèle 3D de circulation général océanique à $1/4^\circ$ dédié à la mer Méditerranée pour reconstruire des conditions de stagnation. Afin de forcer leur modèle océanique, les auteurs ont utilisé des reconstructions de température pour l'Holocène comme conditions initiales (Kallel et al., 1997a; Rohling and De Rijk, 1999; Thunell and Williams, 1989), dans le but de tester entre autre l'hypothèse d'une inversion de la circulation (cf section précédente). Avec ces configurations, les auteurs ont trouvé que la circulation anti-estuarienne actuelle était maintenue. Néanmoins, ces forçages induisent une disparition

de la LIW, et un transport de sel réduit de l'est vers l'ouest qui provoquerait une ventilation profonde moins importante dans la mer Tyrrhénienne et le bassin Ouest.

Stratford et al, 2000

Stratford et al. (2000) ont testé l'influence de plusieurs scénarii de changement de circulation (anti-estuarienne faible, estuarienne forte et estuarienne faible) sur la ventilation de d'oxygène, l'export de nutriments, ainsi que sur le dépôt de matière organique potentiellement favorable au dépôt du dernier sapropèle. Utilisant un modèle de circulation océanique général ($1/4^\circ$) ainsi qu'un modèle de cycle de nutriments simplifié, les auteurs ont montré qu'une circulation anti-estuarienne réduite était suffisante pour augmenter raisonnablement la productivité primaire (et donc l'export de matière organique). De plus cela permettait le développement vertical de l'anoxie afin d'arriver à une concentration de l'oxygène proche de 0 mol.m^{-3} au bout de 2000 ans. Une inversion de circulation produit un effet amplifié au développement de l'anoxie (atteinte au bout de 1400 ans) et de la productivité, menant à une concentration plus forte de carbone organique dans les sédiments. Cependant cette étude suggère que le S1 déclenché à la suite d'une circulation anti-estuarienne réduite serait suffisante, puisque ce sapropèle a un contenu en carbone organique relativement faible comparé aux autres sapropèles.

Myers, 2002

Myers (2002), avec le même modèle que Myers et al. (1998), mais des conditions aux limites plus réalistes (introduction de valeurs de relaxation sur les flux de surface obtenues à partir d'observation pour l'expérience de contrôle), ont prescrit une diminution de l'évaporation de 8 à 80 % sur l'ensemble du bassin méditerranéen (pour simuler des conditions plus humides) et son impact sur la circulation. L'auteur a montré qu'une légère diminution de l'évaporation suffisait à affaiblir la circulation profonde. A partir de 20 % des conditions de stagnation des eaux profondes se mettaient en place. Vers 60 - 80 %, les valeurs de salinité simulées se rapprochaient des reconstructions (Emeis et al., 2000b; Kallel et al., 1997a).

Meijer and Thüenter, 2007

Meijer and Thüenter (2007) ont testé l'influence de la précession orbitale sur le bilan hydrologique de la mer Méditerranée ainsi que sur sa circulation. Pour cela les auteurs ont utilisé un modèle couplé global océan-atmosphère à 500 km de résolution horizontale aux moyennes latitudes (3 niveaux verticaux pour l'atmosphère et 12 pour l'océan) pour forcer un modèle océanique de $1/4^\circ$ sur la mer Méditerranée. Leur simulation du climat global sous un indice de précession minimal leur a indiqué des changements de P-E (précipitation moins évaporation)

sur la mer Méditerranée ainsi qu'une modification du débit des rivières (sur la bordure Nord-méditerranéenne et le Nil). Les auteurs ont montré que le changement de P-E sur la salinité de surface et sur la couche de mélange était d'importance égale ou supérieure à l'effet de l'augmentation du débit fluvial. Concernant la formation des eaux intermédiaires et profondes, la diminution de celle-ci, engendrée par l'augmentation du débit du Nil, serait équivalente à l'effet de P-E et de l'augmentation du débit des rivières de la bordure Nord-méditerranéenne.

Adloff et al., 2011 (et Adloff, 2011)

Adloff et al. (2011) ont simulé pour la première fois le climat de la région méditerranéenne au début de l'Holocène et son impact sur sa mer, afin d'identifier le ou les mécanismes contribuant au dépôt du S1. Ils ont utilisé un modèle couplé global océan (3° de résolution, 40 niveaux verticaux) atmosphère (T31 de résolution horizontale, 19 niveaux verticaux) afin de forcer par "downscaling" un modèle océanique méditerranéen de $1/4^\circ$. Dans sa thèse, Adloff (2011) a testé l'impact de plusieurs sources d'eau douce sous plusieurs aspects (augmentation du débit du Nil, du Po, augmentation des précipitations, ouverture du Bosphore...) sur les zones de formation des eaux intermédiaires et profondes ainsi que sur la circulation de retournement et la stagnation profonde. Le premier constat de ces expériences fut qu'aucune de ces perturbations, même combinées, n'étaient capable de faire baisser la salinité de surface à des valeurs équivalentes aux reconstructions pour le début de l'Holocène : l'écart entre la simulation de contrôle et les tests de sensibilité montrait une amplitude maximale de quelques dixièmes de PSU au maximum, contre une baisse de 1 à 4 PSU pour les reconstructions. Cet écart aurait pour origine, soit une interprétation faussée de la salinité basée sur la composition isotopique de l'oxygène (Rohling, 1999), soit un manque d'une autre source importante d'eau douce dans les simulations. De manière générale, toutes les perturbations ont mené à un affaiblissement de la circulation de retournement dans le bassin oriental. L'auteur a de plus montré que l'origine de ces perturbations avait son importance sur la ventilation profonde. Néanmoins son étude a soulevé plusieurs points cruciaux en terme de modélisation. En effet si les impacts en eau douce paraissaient quasiment immédiats sur la circulation, le moment où les couches plus profondes s'équilibraient aux perturbations (après quelques siècles), correspondait à un retour de la circulation profonde et à des conditions plus ventilées. Ce point illustre notamment l'importance du paramètre de mélange vertical. En effet Meijer and Dijkstra (2009) ont montré à ce propos qu'une réduction de ce paramètre était requise pour permettre des conditions de sapropèle. Or dans les simulations en général (et dans celle d'Adloff) ce paramètre reste inchangé. Toujours en ces termes, Adloff mentionne que les simulations transitoires, où une baisse progressive de salinité serait imposée, sont nécessaires pour maintenir une stagnation profonde.

Grimm et al., 2015 (et Grimm, 2012)

Bianchi et al. (2006), avec un modèle 1D d'écosystème marin forcé par les simulations océaniques du S1 de Myers et al. (1998), ont montré que la déposition du S1 était initiée par l'absence de ventilation et l'augmentation de la productivité associée à un export de matière organique. Des années plus tard, Grimm et al. (2015), ont réalisé des scénarii idéalisés à partir de simulations 3D avec un modèle de biogéochimie marine afin de tester, en se basant sur les simulations dynamiques de Adloff (2011), si l'anoxie pouvait être atteinte avec ces conditions. Les auteurs ont montré qu'un pré-conditionnement de la mer Méditerranée était requis pour déclencher l'anoxie des eaux de fonds. Ce pré-conditionnement prendrait sa source très loin en amont du sapropèle S1, au démarrage de la déglaciation, il y a 20000 ans, qui se serait déroulé selon la séquence suivante. Dans un premier temps, entre le DMG et le dernier événement de Heinrich (HE1), les conditions climatiques auraient favorisé l'export de matière organique par augmentation de la zone où se produit le maximum de chlorophylle (et donc de productivité), et ainsi diminué l'oxygène de fond. Ensuite, à la fin du HE1, la transition climatique vers l'Holocène produit un réchauffement global conduisant à une augmentation du niveau marin, associée à une diminution de la salinité dans l'Atlantique Nord, menant à un apport d'eau plus douce par le détroit de Gibraltar vers la mer Méditerranée. Vient ensuite l'augmentation de la mousson africaine et des précipitations dans la région méditerranéenne, et le début de l'intensification du débit du Nil menant à une stratification verticale importante et à l'inhibition de la circulation. Après l'anoxie biologique est donc venue l'arrêt de la circulation qui a permis aux conditions d'anoxie d'être maintenues si longtemps et de mener au dépôt du S1.

Le principal apport des travaux de Adloff et al. (2011), et Grimm et al. (2015), qui ont une configuration très proche puisque développée au sein du même laboratoire, est d'avoir montré qu'en terme de modélisation des simulations longues (plusieurs milliers d'années) étaient requises pour mettre en place le sapropèle S1. Par contre, ces scénarii pour le S1 restent très contextuels, et ne permettent pas de généraliser les crises de sapropèles, qui ont lieu presque tous les 21000 ans, dans des contextes géologiques et climatiques radicalement différents.

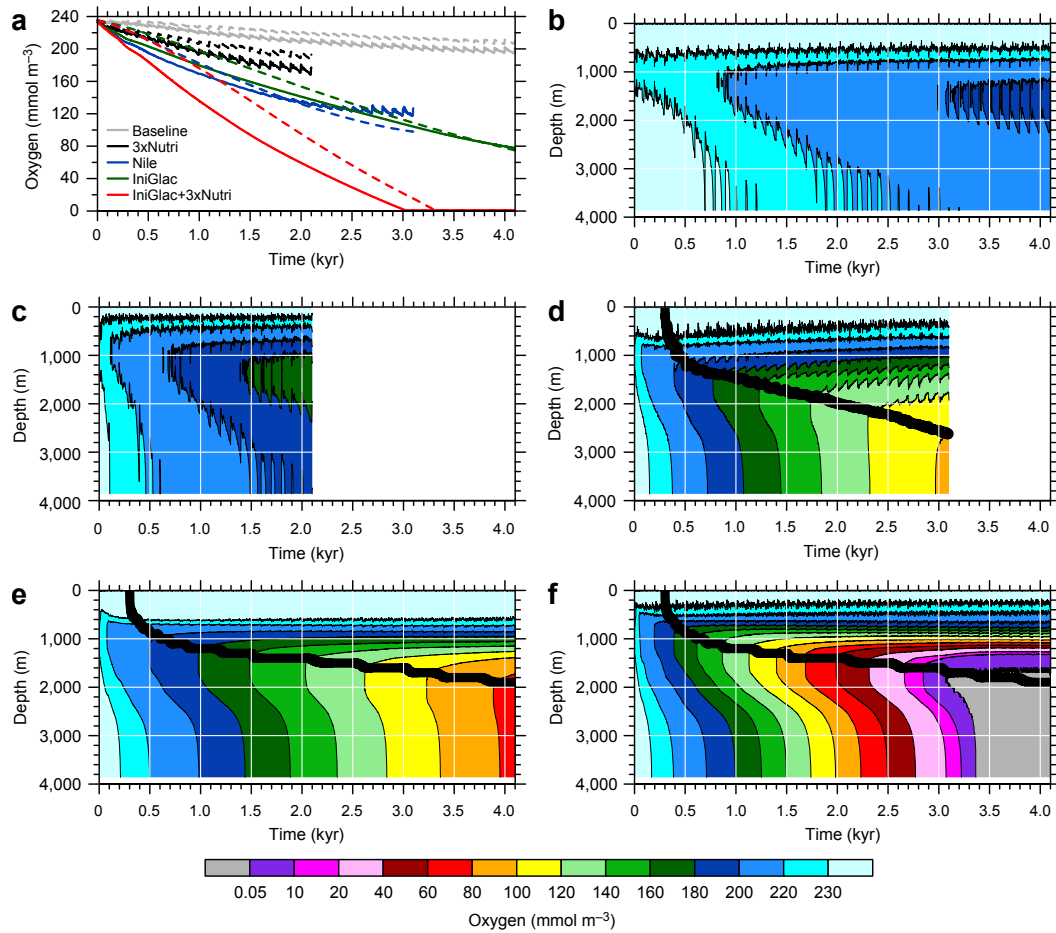


FIGURE 3.6 – Simulations réalisées par Grimm et al. (2015) de la concentration en oxygène. Figure a, concentration à 1800 m (trait plein) et 2920 m (tireté). Figure b, c, d, e, f, diagramme Hovmöller de la concentration en oxygène, b, expérience de contrôle, c, multiplication par un facteur 3 des nutriments, d, augmentation du débit du Nil, e, effet de la montée du niveau marin, f, combinaison de c et e. Le trait plein en noir indique la limite entre les eaux ventilées et les eaux stagnantes. Cette figure montre comment l'effet combiné d'un changement d'activité biologique et de la déglaciation permet la mise en place de l'anoxie des eaux profondes.

3.5 Comment s'inscrit notre étude dans le paysage existant ?

Nous avons dépeint un tableau succinct des connaissances sur les sapropèles en mer Méditerranée, montrant la complexité de ces événements. Les divers travaux de modélisation ont apporté des éléments de réponse concernant les processus mis en jeu dans l'établissement des conditions anoxiques.

Dans cette thèse, nous voulons revisiter avec de nouveaux outils, la problématique du sapropèle S1 dans le domaine de la modélisation climatique, en utilisant des résolutions spatiales plus grandes que celles utilisées jusqu'à présent. Cela afin d'être en mesure de mieux représenter les processus en mer Méditerranée, et en particulier, la convection. Mais pour quel(s) objectif(s) ? Nous avons vu que pour atteindre l'anoxie nécessaire au dépôt du S1, des simulations longues étaient requises. Or, augmenter en résolution signifie faire des concessions sur la durée des expériences. En fin de compte, un long processus de pré-conditionnement, contextuel à la dernière déglaciation, serait nécessaire pour la mise en place de l'anoxie permettant le dépôt du S1. Mais cela n'est peut être pas aussi simple. Premièrement, cette explication semble très contextuelle à la déglaciation. De plus, la majorité des sapropèles se manifestent depuis presque 13 millions d'années et cela bien avant la mise en glace des calottes de glace. Évidemment les cycles de glaciation-déglaciation engendrent des changements hydrologiques à l'échelle global, et des rétroactions sur le climat, dont l'occurrence des sapropèles ne saurait être épargnée, comme a pu le montrer Grant et al. (2016). Ainsi, un nouvel enjeu serait d'identifier les autres sources d'eau douce et selon quel tempo ils se manifestent dans le déclenchement des sapropèles. Dans ce contexte, la puissance des nouveaux proxies utilisés en paleocéanographie, tel que l' ε_{Nd} (dont l'utilisation est de plus en plus fréquente en Méditerranée), est une source d'informations supplémentaires et très riche pour reconstruire la circulation méditerranéenne pendant la dernière centaine de milliers d'années. L'interprétation des données ε_{Nd} , combinée à une nouvelle modélisation de ce traceur, permettront de mieux comprendre les informations enregistrées par ce proxy, et les processus qui conduisent à l'arrêt de la circulation intermédiaire et profonde, et à l'établissement des conditions anoxiques.

Dans une perspective orientée cette fois-ci sur les interactions entre climat et circulation océanique, l'enjeu de l'utilisation de la haute résolution est un atout. En effet, dans les travaux de modélisation du S1 apportés jusqu'à présent, les conditions hydrologiques imposées (bilan d'eau douce à l'interface air-mer, flux des rivières...) à la mer Méditerranée étaient soit dérivées de reconstructions, soit dégradées de modèles basse résolution. Dans un second temps

nous proposerons donc, à partir d'une architecture de modèle développée dans le cadre de cette thèse, de restituer le climat du bassin méditerranéen à haute résolution pendant le début de l'Holocène, et de transférer les composantes hydrologiques résultantes pour forcer le modèle de circulation océanique. Grâce à cette méthode nous pourrions identifier clairement, en plus du Nil, les contributions en eau douce qui ont joué de manière complémentaire, à l'échelle des sous-bassins, sur la circulation pendant le début de l'Holocène.

L'amplification du débit du Nil, et donc les variations d'insolation/précession, sont à première vue les acteurs majeurs dans le déclenchement des sapropèles. Cependant, il est indéniable que les fluctuations orbitales à plus basses fréquences, c'est-à-dire représentées par les transitions glaciaires-interglaciaires, sont déterminantes pour expliquer le fait qu'il y ait de telles différences entre chaque sapropèle. L'étude de Grant et al. (2016) va dans ce sens en mettant en contexte les derniers sapropèles par rapport aux variations plus large d'insolation. L'apport de Grimm (2012) et Adloff et al. (2011) montre bien que le développement du S1 prend racine avant l'augmentation du débit du Nil au début de l'Holocène, par un changement hydrologique de la Méditerranée induit par le rafraîchissement de l'océan Atlantique pendant la dernière déglaciation, via le détroit de Gibraltar. Cependant, la conséquence de la déglaciation via le continent sur la mer Noire et *in fine* sur la Méditerranée a été mis en arrière-plan jusqu'à présent, notamment à cause du fait que les dates de reconnexion des détroits ne coïncidaient pas. Or, nous savons par les travaux de Major et al. (2002) et Soulet et al. (2011) qu'un flux d'eau du continent vers la Méditerranée a eu lieu. Cela constituera le troisième volet de cette thèse. En utilisant les méthodes développées lors de la partie précédente, et en considérant les dernières études qui quantifient le flux d'eau de fonte vers la Méditerranée, nous établirons des scénarii d'impact de ces eaux sur la circulation océanique.

Chapitre 4

Présentation synthétique des modèles utilisés (NEMOMED8, LMDz-OR, PISCES, Nd)

Au cours de cette thèse nous avons utilisé différents modèles représentant les composantes principales du climat, afin d'étudier la mer Méditerranée, à haute résolution, dans le cadre du dernier sapropèle. Dans ce chapitre sera expliqué dans les grandes lignes le principe et le fonctionnement de chacun des modèles que nous avons utilisé. La naissance de la modélisation du climat est évidemment conjointe à celle de l'informatique. Les premiers calculateurs ont d'abord répondu au besoin de prévisions météorologiques malgré des performances restreintes. La compréhension de plus en plus fine de la dynamique océanique entre les années 60 et 90, qui a été de paire avec la capacité de plus en plus grande des puissances de calcul, a permis de calculer la circulation dynamique de l'océan global, et, également, de mieux comprendre, à l'échelle régionale, le fonctionnement de la mer Méditerranée. De manière globale, le fait de pouvoir reproduire des systèmes impossibles à recréer en laboratoire a également motivé les premières expériences de modélisation. Depuis une trentaine d'années, le changement climatique a de ce fait poussé les recherches en modélisation du climat et par extension celui du système Terre. L'ensemble des premiers travaux de modélisation de la dynamique océanique, ont montré qu'une haute résolution sur la mer Méditerranée était requise pour représenter les courants ainsi que la circulation thermohaline, qui sont aussi fortement contrôlés par la géométrie du bassin. Cependant cette augmentation de la résolution spatiale et des processus résolus s'accompagnent d'une augmentation (non linéaire) des temps de calcul.

4.1 Circulation océanique en Mer Méditerranée avec NEMOMED8

Nous avons principalement utilisé NEMOMED8 (Beuvier et al., 2010; Herrmann et al., 2010) qui est un modèle de circulation océanique régional (ou ORCM : Ocean Regional Climate Model) dédié à la mer Méditerranée. Ce modèle est la configuration régionale du modèle de circulation océanique à l'échelle globale (OGCM), NEMO (Nucleus for European Modelling of the Ocean) (Madec, 2008). NEMO possède plusieurs composantes, OPA (Ocean PARallel) calculant la dynamique de l'océan, LIM (Louvain la Neuve sea Ice Model) reproduisant la glace de mer, et TOP (Tracers in the Ocean Paradygm) pour le couplage avec les modules biogéochimiques (entre autre PISCES et le Nd qui seront détaillés ci-après).

4.1.1 Description des équations utilisées dans NEMO

NEMO résout les équations différentielles de la dynamique des fluides et de la thermodynamique, discrétisées sur une grille de type "Arakawa-C" (figure 4.1). Associées aux approximations liées à la spécificité de la Terre et des fluides géophysiques, ces équations constituent les équations dites « primitives ». Les approximations et équations décrites ci-après sont tirées de Madec (2008).

Approximation de la Terre sphérique

Cette approximation suppose que les surfaces géopotentielles¹ sont sphériques, impliquant que l'accélération terrestre est parallèle au rayon de la Terre.

Approximation de couche mince

L'épaisseur de l'océan (et de l'atmosphère) est négligeable devant le rayon terrestre. Cela implique que la courbure terrestre est négligée dans les équations.

Hypothèse de fermeture turbulente

Les flux turbulents, processus sous-maillages, sont déduits à partir des gradients des variables.

1. Le géopotentiel désigne le potentiel gravitationnel en un point sur la Terre à une altitude donnée. Comme la Terre n'est pas complètement sphérique, du en particulier à sa rotation, l'accélération terrestre n'est pas dirigée vers le centre de la Terre.

Approximation de Boussinesq

Les variations de densité ρ sont négligées, sauf dans le cas où elles sont combinées à la force de gravitation.

Hypothèse hydrostatique

Verticalement, l'équation de Navier-Stokes est réduite à un équilibre entre le gradient vertical de pression et la la force de flottabilité. Ceci implique que les processus convectifs dans cette équation sont inexistant.

Hypothèse d'incompressibilité

L'eau (à la différence de l'air) est un fluide incompressible. Mathématiquement cela implique que la divergence de la vitesse du fluide est nulle.

$$\frac{\partial \mathbf{U}_h}{\partial t} = - \left[(\nabla \times \mathbf{U}) \times \mathbf{U} + \frac{1}{2} \nabla (\mathbf{U}^2) \right]_h - f \mathbf{k} \times \mathbf{U}_h - \frac{1}{\rho_0} \nabla_h p + \mathbf{D}^{\mathbf{U}} + \mathbf{F}^{\mathbf{U}} \quad (4.1)$$

$$\frac{\partial p}{\partial z} = -\rho g \quad (4.2)$$

$$\nabla \cdot \mathbf{U} = 0 \quad (4.3)$$

$$\frac{\partial S}{\partial t} = -\nabla \cdot (S \mathbf{U}) + D^S + F^S \quad (4.4)$$

$$\frac{\partial T}{\partial t} = -\nabla \cdot (T \mathbf{U}) + D^T + F^T \quad (4.5)$$

$$\rho = \rho(T, S, p) \quad (4.6)$$

Dans ces équations, $\mathbf{U}$ représente les trois composantes du vecteur vitesse dans le plan orthogonal terrestre $(\mathbf{i}, \mathbf{j}, \mathbf{k})$. $\mathbf{U} = \mathbf{U}_h + w \mathbf{k}$, avec h la composante horizontale de la vitesse, w la composante vertical, et $\mathbf{k}$ le vecteur tangent au plan $(\mathbf{i}, \mathbf{j})$, parallèle aux surfaces géopotentielle. p représente la pression, T la température potentielle, S la salinité et t le temps. g est l'accélération terrestre et $f = 2\boldsymbol{\Omega} \cdot \mathbf{k}$ est l'accélération de Coriolis ($\boldsymbol{\Omega}$ est le vecteur vitesse associé à la rotation de la Terre). $\frac{\partial}{\partial t}$ est la dérivée partielle, ∇ la dérivée vectorielle selon les trois dimensions.

Enfin $\mathbf{D}^U$ (ainsi que D^S et D^T) désigne la paramétrisation des processus sous-maillages², et $\mathbf{F}^U$ (ainsi que F^S et F^T) les forçages de surface³.

L'équation (4.1) désigne la conservation de la quantité de mouvement, (4.2) l'équilibre hydrostatique, (4.3) l'incompressibilité, (4.4) et (4.5) la conservation du sel et de la chaleur respectivement, et enfin (4.6) l'équation d'état de l'eau de mer.

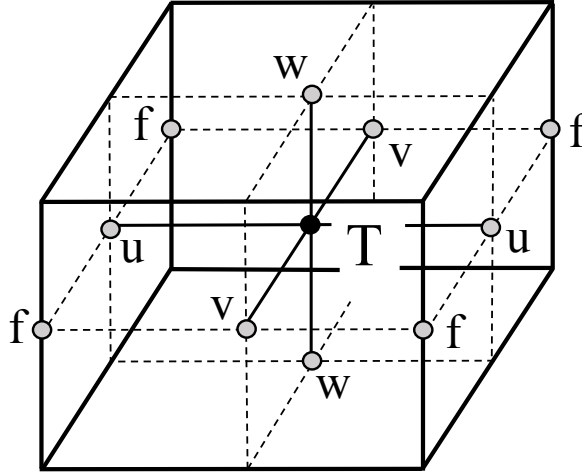


FIGURE 4.1 – Schéma représentant une grille de Arakawa, sur laquelle sont discrétisées les équations primitives afin d'être résolues numériquement. T représente le positionnement des variables scalaires T, S, ρ , P et la divergence horizontale. u, v et w représentent la position des vitesses horizontales et verticale, et f le positionnement des vorticités (relative et planétaire).

4.1.2 Configuration en mer Méditerranée

NEMOMED8 a un domaine qui s'étend de 11°W à 35°E en longitude et de 30°N à 44°N en latitude. Le modèle a une résolution horizontale de $1/8^\circ$ en longitude et $1/8^\circ \cos \phi$ en latitude (avec ϕ la latitude), correspondant à une résolution de 9 à 12 km du nord au sud de la Méditerranée (figure 4.2). Le modèle a 43 niveaux verticaux non-homogènes (la moitié des niveaux sont compris entre la surface et 700 mètres de profondeur). Pour représenter correctement les flux d'eau, de sel et de température entrant en mer Méditerranée, une zone tampon est configurée entre 11°W et le détroit de Gibraltar, dans l'océan Atlantique, avec sa dynamique propre et une augmentation de la résolution horizontale allant jusqu'à 6 km. La surface de la mer est

2. Les processus sous-maillages sont liés aux processus ne pouvant pas être représentés explicitement, car leur échelle est inférieure aux dimensions de la grille du modèle. C'est le cas par exemple des nuages dans l'atmosphère ou des tourbillons dans les modèles de circulation à faible résolution. Ces processus sous-maillages sont traités dans le modèle de façon empirique, à partir de données actuelles.

3. Ces termes peuvent regrouper par exemple le bilan hydrologique à la surface ($E - P$), ou les flux de chaleur de surface.

paramétrisé par une configuration "free-surface", impliquant que le volume de la mer Méditerranée n'est pas conservé. Afin de conserver ce volume, l'eau évaporée sur l'entièreté du bassin est redistribuée, à chaque pas de temps, dans la zone tampon. Il existe des versions de NEMO en mer Méditerranée où la résolution peut atteindre $1/12^\circ$ et $1/36^\circ$. Cependant pour réaliser des simulations paléoclimatiques, c'est-à-dire assez longues, dans un délai raisonnable et des ressources informatiques équivalentes, la version à $1/8^\circ$ est le choix le plus judicieux.

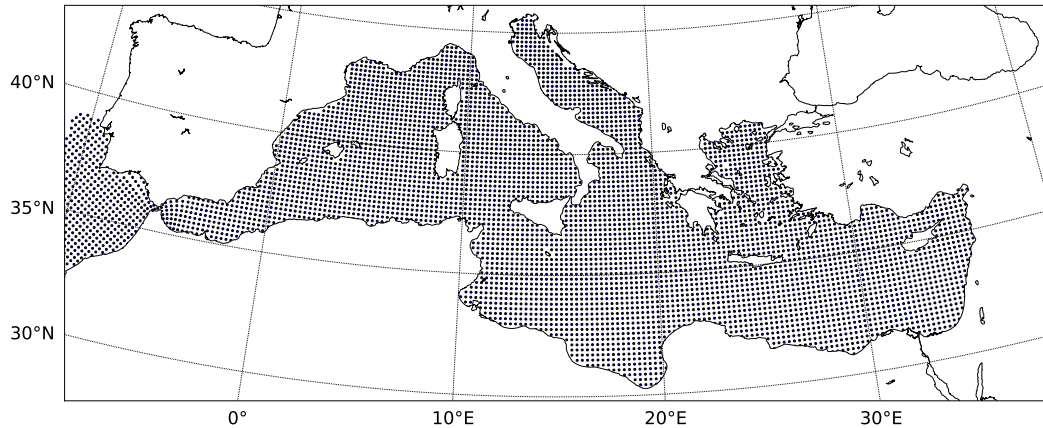


FIGURE 4.2 – Grille de NEMOMED8, un point sur deux est représenté en longitude et en latitude.

4.2 Circulation atmosphérique globale et régionale avec LMDz4

LMDz⁴ est un modèle de circulation atmosphérique. Il se base sur des calculs de bilans locaux de masse, de quantité de mouvement et d'énergie. A l'instar de NEMO, LMDz intègre les équations primitives sous certaines hypothèses.

Approximation des gaz parfaits

Pour une parcelle de gaz de masse volumique ρ , le produit de sa pression p par son volume V reste proportionnel à sa température absolue T . C'est l'équation des gaz parfaits. En météorologie, cette relation est écrite comme :

$$P = \rho R^* T \quad (4.7)$$

4. Pour « Laboratoire de Météorologie Dynamique », lieu où il a commencé à être développé. Le z signifie « zoomed », caractéristique permettant d'étirer et contracter la grille du modèle afin de se focaliser sur certaines régions en particulier

Avec ρ la masse volumique de l'air et $R^* = \frac{R}{M}$ (R étant la constante des gaz parfaits et M la masse molaire de l'air). LMDz utilise aussi l'hypothèse hydrostatique et de couche mince qui ont déjà été évoquées plus haut. LMDz est scindé en une partie dynamique, qui résout numériquement les équations primitives, et une partie physique qui calcule les forçages physiques en chaque point de grille. Nous avons utilisé deux versions de LMDz4. Une version globale (Hourdin et al., 2006) qui possède une résolution horizontale de 96×72 points de grille, soit une distribution uniforme de 2.5° en latitude et 3.75° en longitude. Nous avons également utilisé une version zoomée de LMDz sur la région méditerranéenne (Li et al., 2012) avec 200×121 points de grille de résolution horizontale (35km, figure 4.3). Les deux versions ont 19 niveaux verticaux.

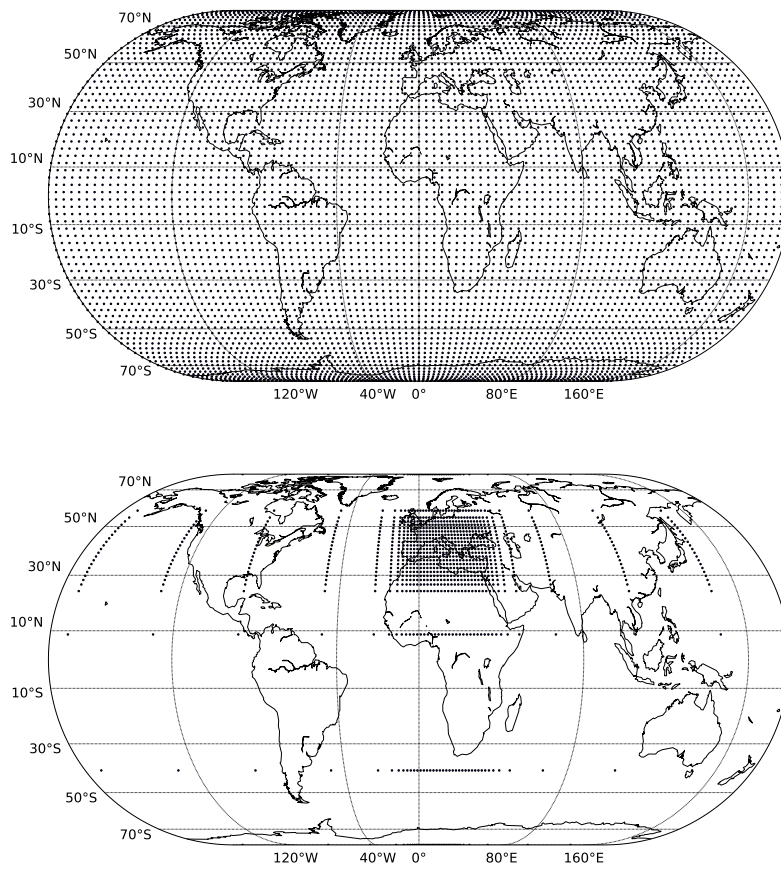


FIGURE 4.3 – Schéma de la grille de LMDz4 dans sa configuration globale (tous les points) et régionale (1 point de grille sur 5).

4.3 Biosphère continentale et cycle du carbone terrestre avec ORCHIDEE

LMDz est utilisé conjointement avec ORCHIDEE (Organising Carbon and Hydrology In Dynamic Ecosystems). Ce modèle reproduit l'évolution des surfaces continentales, en particulier les différents types de végétation, permettant de simuler le cycle du carbone terrestre. Pour présenter le modèle de manière non-exhaustive, celui-ci repose sur l'utilisation des PFTs (Plant Functional Types), au nombre de 12 par défaut (cultures agricoles, herbacées, arbres tropicaux, tempérées et boréales...), pour représenter la distribution de la végétation. Ensuite le modèle est décomposé en trois modules : un qui simule les échanges biophysiques d'eau et d'énergie entre le continent et l'atmosphère, un autre qui calcule les processus phénologiques (la respiration du sol et l'allocation du carbone dans la plante), et enfin un module décrivant la dynamique de la végétation à long terme (apparition et disparition de plante en fonction de critères climatiques entre autres...). Dans toutes les simulations impliquant LMDz, seuls les deux premiers modules sont actifs et la végétation n'est pas dynamique (c'est à dire que les PFT d'une maille ne bougent pas). Cela peut représenter une limitation importante car les changements de végétation peuvent être une rétroaction puissante des changements climatiques (Braconnot et al., 2007b).

4.4 Biogéochimie marine et cycle du carbone océanique avec PISCES

Afin de résoudre les problématiques liées à la biologie marine et à l'évolution de l'oxygène, nous avons utilisé le modèle PISCES (Aumont et al., 2015). Ce modèle reproduit l'évolution du cycle carbone marin ainsi que des principaux nutriments à l'intérieur des échelons trophiques dits "inférieurs". Le modèle comprend 24 variables dont 5 nutriments (nitrate, ammonium, phosphate, silice et fer), limitant la croissance et la productivité biologique. A cet effet le modèle est dit « Redfieldien », c'est-à-dire que le rapport C/N/P (carbone/nitrate/phosphate) est constant (122/16/1) dans les compartiments biologiques. Dans le modèle, ces compartiments, au nombre de 4, comprennent 2 de zooplancton et 2 de phytoplancton (chaîne trophique inférieure). La figure 4.4 synthétise le fonctionnement de PISCES.

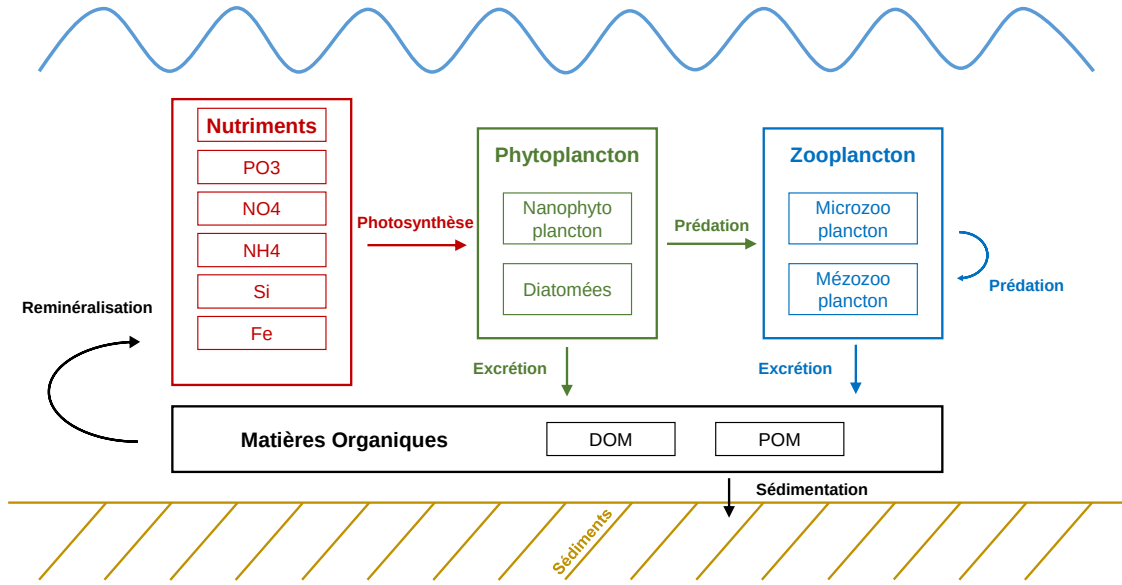


FIGURE 4.4 – Schéma général du fonctionnement du modèle PISCES. Adapté de Aumont et al. (2015).

Dans le contexte de la simulation des sapropèles, PISCES permet de modéliser l'oxygène. Dans le modèle son évolution est calculé de cette manière :

$$\begin{aligned}
 \frac{\partial O_2}{\partial t} = & O_2^{ut} (\mu_{NH_4}^P P + \mu_{NH_4}^D D) \textcircled{1} + (O_2^{ut} + O_2^{nit}) (\mu_{NO_3}^P P + \mu_{NO_3}^D D) \textcircled{2} \\
 & + O_2^{nit} N_{fix} \textcircled{3} - O_2^{ut} \gamma^Z (1 - e^Z - \sigma^Z) \sum_I g^Z(I) Z \textcircled{4} - O_2^{ut} \gamma^M (1 - e^M - \sigma^M) \\
 & \left[\sum_I g^Z(I) + \sum_I g_{FF}^M(I) \right] M \textcircled{5} - O_2^{ut} \gamma^M R_{up}^M \textcircled{6} - \left[O_2^{ut} Remin - O_2^{nit} Nitrif \right] \textcircled{7}
 \end{aligned} \tag{4.8}$$

Dans cette équation⁵ (Aumont et al., 2015), les termes ① à ③ sont des sources d' O_2 , et les termes ④ à ⑦ sont des puits. Les 2 premiers termes⁶ désignent la production d'oxygène par le phytoplancton (les nanophytoplanctons et les diatomées), via la photosynthèse. ③ correspond à la fixation de diazote par les diazotrophes, qui produisent également de l'oxygène. Les termes ④ et ⑤ sont liés au zooplancton (les microzooplanctons et les mésozooplanctons) : il effectue la respiration et consomme de l'oxygène⁷. Le terme ⑥ est la respiration par les niveaux trophiques

5. O_2^{ut} : changement en oxygène relatif au carbone quand l'ammonium (NH_4) est converti en matière organique). O_2^{nit} : consommation d'oxygène pendant la nitrification (processus biologique par lequel les nitrates sont produits dans l'environnement).

6. μ : taux de croissance du phytoplancton (P , nanophytoplancton, D , diatomés). NH_4 et NO_3 sont les réactifs de la photosynthèse, consommés par le phytoplancton.

7. g : taux de pâturage. σ : fraction non-assimilée. γ : excrétion. e : efficacité de la croissance du zooplancton.

supérieurs (R_{up}^M) : en effet PISCES ne représente que les premiers niveaux trophiques mais il y a une consommation "invisible" d'oxygène par le reste de la chaîne trophique. Enfin ⑦ correspond à la consommation de l'oxygène par la reminéralisation bactérienne et la nitrification.

Pour les simulations biogéochimiques, les principaux forçages viennent des rivières (nutriments) et des conditions prescrites dans la zone tampon atlantique. La version de PISCES utilisée dans cette thèse ne comprend pas le dépôt des poussières atmosphériques.

4.5 Module de modélisation du cycle du Nd

Parmi les traceurs simulés par NEMO, un est particulièrement d'intérêt dans le cadre de cette thèse, le Néodyme (Nd). Cet élément chimique est une terre rare se trouvant à la surface du manteau terrestre et dans la lithosphère. En géochimie c'est le rapport isotopique $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ qui est utilisé. Le ^{143}Nd est issue de la désintégration radioactive du samarium 147 avec une période de demi-vie de l'ordre d'une centaine de milliard d'années (10^{11} ans). Ainsi la composition isotopique d'une roche varie en fonction de son âge géologique. Ce rapport est très utilisé en paléocéanographie. En effet le Nd dans l'océan est majoritairement de source lithosphérique (échange direct entre les marges continentales et l'océan), ou amené par les apports des rivières ou par les dépôts de poussières atmosphériques. De plus, l'augmentation du ^{143}Nd est négligeable devant l'échelle de renouvellement de l'océan global (plusieurs millénaires). De ce fait, connaissant les signatures isotopiques des sources, il est possible de tracer les masses d'eaux et la circulation océanique passée.

La composition isotopique est plus généralement exprimé par la grandeur ε_{Nd} :

$$\varepsilon_{Nd} = \left[\frac{(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{\text{sample}}}{(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{\text{CHUR}}} - 1 \right] \cdot 10^4 \quad (4.9)$$

Cette définition représente la déviation du rapport $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ mesurée dans un échantillon par rapport à une valeur moyenne terrestre de référence CHUR (CHondritic Uniform Reservoir), exprimé en pour mille, avec $(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{\text{CHUR}} = 0.512638$, (Jacobsen and Wasserburg, 1980).

Dans l'océan, les sources de Nd sont les apports atmosphériques (poussières), les apports fluviaux, les flux hydrothermaux, et le contact avec les marges continentales. Ce dernier représente 95 % de l'apport total en Nd (Lacan and Jeandel, 2005). La sédimentation et les échanges dis-

Z : microzooplancton, M : mésozooplancton (I renvoyant à l'un des deux). g_{FF}^M : "Flux feeding rate".

sous/particulaires constituent les puits (Figure 4.5).

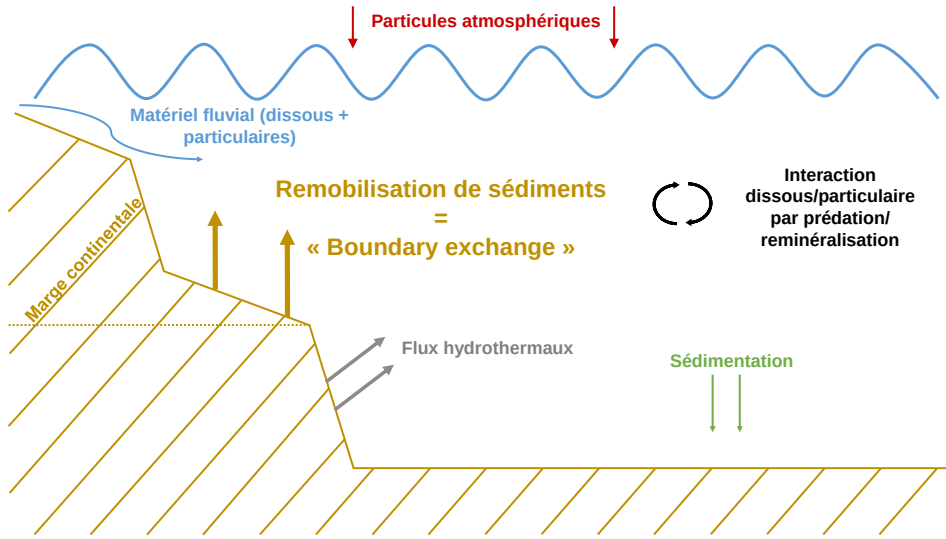


FIGURE 4.5 – Sources et puits de Néodyme dans l’océan. Figure tirée et modifiée d’après Arsouze et al. (2009).

L’ ε_{Nd} est modélisé comme un traceur passif n’affectant pas la circulation. Dans le modèle, le traceur est transporté par NEMOMED8 incluant les sources et les puits d’ ε_{Nd} , où seul le « boundary exchange » (l’échange avec les marges continentales évoqué plus haut) est considéré. Ce terme est paramétrisé par une équation de relaxation prenant en compte la signature en ε_{Nd} des marges continentales (Arsouze et al., 2007) :

$$S(\varepsilon_{Nd}) = \frac{1}{\tau}(\varepsilon_{Ndmargin} - \varepsilon_{Nd}) \cdot mask_{margin} \quad (4.10)$$

Avec τ , le temps de relaxation, (de 3 mois en mer Méditerranée) (Ayache et al., 2016), ε_{Nd} est la composition isotopique en Nd de l’eau de mer, et $\varepsilon_{Ndmargin}$ celle des marges continentales (développée pour la mer Méditerranées dans le cadre de la thèse de Ayache (2016), figure 5.1). $mask_{margin}$ est le pourcentage de marge continentale sur chaque point de grille. L’ ε_{Nd} , simulé en mer Méditerranée avec cette configuration du « boundary exchange » seul, est correcte mais bien amélioré lorsque est pris en compte les sources supplémentaires que sont l’apport des rivières et les poussières atmosphériques⁸ (Ayache, 2016).

8. Nous n’avons malheureusement pas pu exploiter cette nouvelle version pour des raisons qui seront expliquer dans le chapitre suivant.

4.6 Choix d'une configuration appropriée

Dans cette thèse nous avons utilisé toutes les composantes évoquées dans plusieurs configurations. En première partie, nous avons utilisé un modèle couplé océan-atmosphère à très haute résolution, qui va permettre de bien comprendre et modéliser la convection (y compris un mécanisme proche de l'EMT), et la dynamique des masses d'eau. Les changements de dynamique ont été validés avec la modélisation de ε_{Nd} et la comparaison aux données existantes. Cependant le modèle couplé limite le temps d'intégration à la centaine d'années au grand maximum, trop court pour l'étude des sapropèles.

Par conséquent, nous avons développé une méthode permettant des simulations un peu plus longues et mieux contraintes. Cette méthode allie modèles atmosphériques global et régional, pour forcer le modèle océanique à très haute résolution, avec un climat constant, mais très bien résolu dans la zone d'intérêt.

Enfin, que ce soit, en forcé ou en couplé, l'étude du sapropèle S1, qui se produit dans un contexte particulier pendant la déglaciation, nécessite non seulement de prendre en compte l'eau douce du Nil, mais également la perturbation hydrologique sur l'ensemble du bassin pendant la dernière déglaciation. Nous avons pour cela fourni un jeu de perturbations hydrologiques sur la base de données isostatiques et sédimentaires, pour reconstituer les différentes sources au cours du temps.

Chapitre 5

Simulating the occurrence of the last sapropel event (S1) : Mediterranean basin ocean dynamics Simulations using Nd isotopic composition modeling

Ce chapitre de thèse a pour but d'étudier la conséquence d'un changement de dynamique océanique, et le changement associé sur la signature isotopique du Neodyme de l'eau de mer, à une augmentation abrupte du débit du Nil (5 fois sa valeur pré-industrielle). Ce forçage a pour but de représenter l'apport d'eau douce venant du Nil lors du dernier événement de sapropèle (S1), relié à l'intensification de la mousson Africaine. Ici nous utilisons un modèle couplé océan-atmosphère d'une résolution de $1/8^\circ$ sur la mer Méditerranée, afin de représenter au mieux la convection hivernale. Ce chapitre fait l'objet d'une publication dans la revue *Paleoceanography and Paleoclimatology* (Vadsaria et al., 2019).

Abstract

Sapropels are sediments rich in black, pelagic organic matter which occur mainly in the Eastern Mediterranean, documenting anoxic environments and high biological productivity. The quasiperiodicity of deposition of sapropels - over millions of years - relates to the Earth's precession cycle, which directly enhances the African monsoon, ultimately increasing freshwater input from the Nile. The last sapropel event, S1, occurred about 10,000 years ago (Early Holocene), when the Mediterranean region was warmer and wetter than today. Several modeling studies reflect the impact of this climate and a stronger Nile influx on Mediterranean oceanic circulation, but the regional models used lacked the spatial resolution necessary to simulate winter intermediate and deep convection. Here, we investigate recently occurring changes in the convective areas in the Eastern Mediterranean using a regional ocean-atmosphere coupled climate model of high spatial resolution, essential to the simulation of a realistic Mediterranean circulation for present-day conditions. We focused on the thermohaline circulation and the simulation of neodymium isotopic composition to compare our modeling results to modern data and paleo-proxies. A sensitivity experiment shows a radical response of the Mediterranean to enhanced Nile discharge, creating the appropriate conditions for sapropel formation. We thus demonstrate that increased discharge of the Nile River can trigger the shutdown of Eastern Mediterranean convection and create conditions favorable to the development of anoxic events.

5.1 Introduction

Since the closure of the East-Tethys seaway 14 million years ago (Hamon et al., 2013), the only connection between the Mediterranean and the global ocean is the Strait of Gibraltar. This enclosed configuration has created favorable conditions for the development of sapropel events, that is, anoxic conditions. The properties of sapropel events (strength, extension, duration) vary over time (Rohling et al., 2015). The last event (S1) took place 10,000 years ago, is the best documented, and subject of a large body of research (both observations and modeling). Rossignol-Strick et al. (1982), in their pioneering study, found that the occurrence of sapropels was correlated with orbital forcing. They hypothesized that orbital parameters can strongly modulate the African monsoon, and therefore drastically influence the freshwater input in the eastern part of the Mediterranean Sea. However, how physical mechanisms at orbital frequencies affect the ocean is not clearly understood. The changes in ocean dynamics (e.g., seawater convection in winter) and in biogeochemistry (e.g., consumption of oxygen), induced by changes in freshwater inputs, are major issues. To better understand these issues, we used a high-resolution coupled ocean-atmosphere model to accurately represent convection in the

Mediterranean Sea. Neodymium (Nd) is a rare earth element commonly used as a tracer of water masses, and Nd data have been used in recent reconstructions to gain information on changes in circulation during S1 sapropel deposition (Cornuault et al., 2018; Dubois-Dauphin et al., 2016). We simulated the Nd isotopic composition in Mediterranean Sea waters (Ayache et al., 2016) to evaluate our modeling study.

5.1.1 The sapropels

Sapropel events have been described and investigated since they were first identified in the middle of the twentieth century (Kullenberg, 1952). These events, occurring quasiperiodically with a frequency of about 21,000 years, are specific to the Mediterranean Sea. They have been recorded over the last 13.5 million years, that is, since the closure of the East-Tethys Sea (Hamon et al., 2013), with an interruption during the Messinian Salinity Crisis (Suc, 1984). For the last 5 million years, these events can be clearly identified in marine sediments and in outcrops. They are characterized by an organic-rich layer of sedimentation, and found mainly in the eastern basin. Sapropel sedimentation occurred in an anoxic environment allowing organic matter to be preserved : either due to the shutdown of thermohaline ventilation, which inhibits oxygenation (Möbius et al., 2010; Sachs and Repeta, 1999), and/or enhanced biological productivity leading to increased oxygen consumption (Calvert et al., 1992; Martinez-Ruiz et al., 2000).

One of the major mechanisms invoked as a trigger of sapropel events is the intensification of the African monsoon which explains the correlation between the occurrence of sapropels and insolation variations due to the precession (Emeis et al., 2003). Since the pioneering study of Rossignol-Strick et al. (1982), which found a relationship between sapropel occurrences and precession cycles, many studies have tried to quantify this causal link. The large amount of geological evidence (Calvert et al., 1992; Demenocal et al., 2000; Emeis et al., 2003; Hennekam et al., 2014; Kallel et al., 1997b, 2000; Kotthoff et al., 2008; Krom et al., 1999; Kuhnt et al., 2007; Martinez-Ruiz et al., 2000; Revel et al., 2014; Siani et al., 2013; Tachikawa et al., 2015) provided a set of constraints to explore the causes of sapropels (Bethoux, 1993; Casford et al., 2003; Cramp and O’Sullivan, 1999; De Lange et al., 2008; Grant et al., 2016; Rohling and Hilgen, 1991; Rohling, 1994; Rohling et al., 2015). Numerical modeling proved its efficiency in the reconstruction of dynamic and biological conditions compatible with sapropel formation (Bianchi et al., 2006; Meijer and Tuentler, 2007; Meijer and Dijkstra, 2009; Meijer and Tuentler, 2007; Meijer and Dijkstra, 2009; Stratford et al., 2000).

Recent modeling studies (Adloff et al., 2011; Grimm, 2012; Grimm et al., 2015) aimed to simulate the S1 event from its onset. Using an oceanic model with a carbon cycle at a spatial resolution of $1/4^\circ$, they found that enhanced Nile runoff could not trigger the necessary anoxic conditions to form sapropel. A more specific scenario, involving preconditioning due to the last deglaciation, was suggested to explain S1 formation.

The aim of this paper is to revisit the issue of the sensitivity of a coupled Atmosphere-Ocean Regional Climate Model (AORCM) to an increase in Nile freshwater through hosing experiments, at a higher spatial resolution of the regional Mediterranean Sea model ($1/8^\circ$) than previous investigations. Changes in ocean dynamics, caused by inputs of freshwater, are crucial to trigger sapropel formation, and the increased resolution allows better simulation of the formation of intermediate and deep waters in winter (Adloff et al., 2015; Beuvier et al., 2010; Somot et al., 2006). With Nd isotopic composition incorporated in our modeling system, our main goal is to assess the abrupt shutdown of Mediterranean Thermohaline Circulation (MTC), in comparison to recently retrieved data in the Mediterranean Sea. We also want to show the potential of Nd as a tracer revealing changes in oceanic dynamics.

5.1.2 New constrains on Mediterranean Sea dynamics

Nd is a rare earth element with seven isotopes. In oceanic waters, its main source is from continental margin sediments and adjacent seawater, known as boundary exchange (BE) (Arsouze et al., 2007; Tachikawa et al., 2004). Other minor sources for ocean waters are discharges from rivers and dust deposition. The Neodymium Isotopic Composition (NIC), expressed as ε_{Nd} ¹, behaves quasi-conservatively in open ocean, when far from lithogenic sources. This characteristic allows for the tagging of water masses. Indeed, ε_{Nd} is commonly used as a tracer of water masses for oceanic circulation in both the past and present (Arsouze et al., 2008; Frank, 2002; Lacan and Jeandel, 2005; Piotrowski et al., 2004).

In the context of sapropel events, ε_{Nd} in marine sediments and cold corals allow the origin of the freshwater supply to be identified, as suggested by Freydier et al. (2001), Scrivner et al. (2004) and Revel et al. (2014) in the case of the Nile River. ε_{Nd} is also an appropriate tracer of circulation in the Mediterranean. The continental margin in the Mediterranean region is characterized by a strong west-east NIC gradient (Figure 5.1) which is also observed in the data of modern distribution (Henry et al., 1994; Tachikawa et al., 2004; Vance et al., 2004).

1. $\varepsilon_{Nd} = \left[\frac{(^{143}Nd/^{144}Nd)_{sample}}{(^{143}Nd/^{144}Nd)_{CHUR}} - 1 \right] \cdot 10^4$, where CHUR is the CHondritic Uniform Reservoir, related to the present day average value for the Earth surface, $^{143}Nd/^{144}Nd_{CHUR}=0.512638$; Jacobsen and Wasserburg (1980)

Recent coral data from the Sardinia Channel suggest a reduction of the Levantine Intermediate Water (LIW) circulation (Dubois-Dauphin et al., 2016) during the S1 sapropel, while Cornuault et al. (2018) find two distinctly different behaviors in the WMS (Western Mediterranean Sea) and the EMS (Eastern Mediterranean Sea) in their observations at the Sicily-Tunisian Strait and in the Levantine basin.

5.1.3 Outline of the paper

In this paper, we re-investigate the Nile hypothesis as a cause for sapropel events, this time using a higher resolution model ($1/8^\circ$) of the Mediterranean Sea compared to previous studies, which allows us to better simulate the intermediate and deep convection occurring in winter in convection spots. Moreover, the model used here is a regional ocean-atmosphere coupled model, including simulations of ε_{Nd} distribution, which provides a new constraint and insight into oceanic circulation. The development of an appropriate tool coupling ocean and atmosphere at high-resolution and including useful tracers (such as ε_{Nd}), allows us to correctly depict the present day circulation and to quantify the causal link between changes of insolation and stratification of the eastern basin. It should be recognized however, that, in this paper, high spatial resolution simulations - with a complex platform coupling ocean, atmosphere and biogeochemical models - only analyses the triggering of S1 for hundreds of years. At this stage, we are not able to conduct coupled simulations of long duration but can only demonstrate that the response of ocean dynamics creates conditions favorable to anoxic events. It is to be noted that our study does not aim to simulate the sapropel S1 from its onset to the deposit, since our model setup did not take into account major forcing needed to the development of anoxic environment and leading to the S1 deposit (sea level rise, climate...).

5.2 Materials and methods

We used a coupled ocean-atmosphere regional modeling platform to investigate the impact of a freshwater perturbation on the dynamics and its associated impact on the Mediterranean ε_{Nd} distribution.

5.2.1 The regional ocean-atmosphere coupled model

The regional model LMDz4-NEMOMED8, was used by L'Hévéder et al. (2013), for their investigation on the interannual variability of deep convection in the Northwestern Mediterranean Sea. This coupled modeling platform was selected for the present study, because of its ability to capture the formation of deep water masses in the Mediterranean Sea.

The ocean model NEMOMED8 (Beuvier et al., 2010) is the regional configuration of the NEMO global ocean modeling platform (Madec, 2008) for the Mediterranean basin. It includes a buffer zone in the Atlantic Ocean from the Strait of Gibraltar to 11°W. This buffer zone serves as a boundary for the Mediterranean Sea. Both temperature and salinity are relaxed to observed climatology in the Atlantic Ocean. The horizontal resolution is $1/8^\circ$ in longitude and $1/8^\circ \cos \phi$ (ϕ is the latitude), corresponding to a range of 9 km to 12 km from the north to the south. The grid is stretched and tilted at the Gibraltar Strait to properly represent its NW-SE axis, so that the local resolution is increased to 6 km. The model has 43 vertical layers of inhomogeneous thickness (from 6 m at the surface to 200 m at the bottom). It also explicitly represents 33 river mouths. The Black Sea, with its net hydrological balance, is considered as a river flowing into the Aegean basin. NEMOMED8 has been used to assess mechanisms controlling the interannual variability in the Mediterranean Sea, such as the Eastern Mediterranean Transient event ("EMT"). This event was observed in the 1990s, when the formation of deep water in the eastern basin was moved from the Adriatic basin to the Aegean basin (Béranger et al., 2010; Beuvier et al., 2010).

LMDz4-regional (Li et al., 2012) is a regional configuration of the global atmospheric general circulation model LMDz4 (Hourdin et al., 2006). Its spatial resolution is about 35 km over the Mediterranean region, and becomes rapidly coarser outside this region. It has 19 vertical layers. As outlined in L'Hévéder et al. (2013), the behavior of the LMDz4-regional is free to evolve in the Mediterranean domain but is restored to ERA-Interim reanalysis beyond the region. The oceanic and atmospheric components are interactively coupled to each other through the OASIS3 coupler with a daily coupling frequency.

5.2.2 The Neodymium model

The neodymium tracer is implemented in the NEMO model following the approach proposed by Ayache et al. (2016). It takes into consideration only the main source of Nd in the ocean, i.e., the boundary exchange (BE), with the continental margin representing the major source of Nd on the global scale (Arsouze, 2007; Rempfer et al., 2011). About 90% of the total input comes from boundary exchange while the contribution from dust and rivers is marginal in the upper ocean (1500m), (Arsouze et al., 2009). This simplified approach allows the general characteristics of the global ε_{Nd} distribution to be represented in the Mediterranean basin (Ayache et al., 2016), even if the reconstructed isotopic distribution is too radiogenic due to the consideration of the boundary exchange only. Indeed, the imposed ε_{Nd} signature, especially in the eastern basin (Figure 1), makes the seawater very radiogenic without the dust deposition, characterized by low ε_{Nd} signature (Ayache, 2016). The ε_{Nd} modeling can be used to provide information on the response of a transient event such as the EMT event. Although including dust deposition slightly improves the ε_{Nd} seawater simulation, the exclusion of dust from the current version of our modeling platform is justified by the fact that data and model cannot constraint the Mediterranean Sea at high resolution, for the dust, and also because the wetter conditions in Northern Africa, during the Early Holocene, change the dust input from the Sahara.

This simplified modeling approach has also been used in paleoclimatic studies to investigate global oceanic circulation during the Last Glacial Maximum (LGM) (Arsouze et al., 2008) as well as the shoaling of the American Seaway during the Miocene (Sepulchre et al., 2014). In the model, ε_{Nd} is implemented as a passive tracer which does not affect ocean circulation. Transport is by advection and diffusion since BE is the only source considered. BE is parameterized by a relaxation equation of the isotopic composition of the continental margin (Arsouze, 2007) :

$$S(\varepsilon_{Nd}) = \frac{1}{\tau}(\varepsilon_{Ndmargin} - \varepsilon_{Nd}) \cdot mask_{margin} \quad (5.1)$$

According to Ayache et al. (2016), the relaxing time in the Mediterranean Sea is 3 months. The Nd composition of the continental margin, $\varepsilon_{Ndmargin}$, is prescribed from a high resolution map from Ayache et al. (2016) and is upscaled to the NEMOMED8 resolution (Figure 5.1). $\varepsilon_{Nd} \cdot mask_{margin}$ is the percentage of continental margin in the grid box.

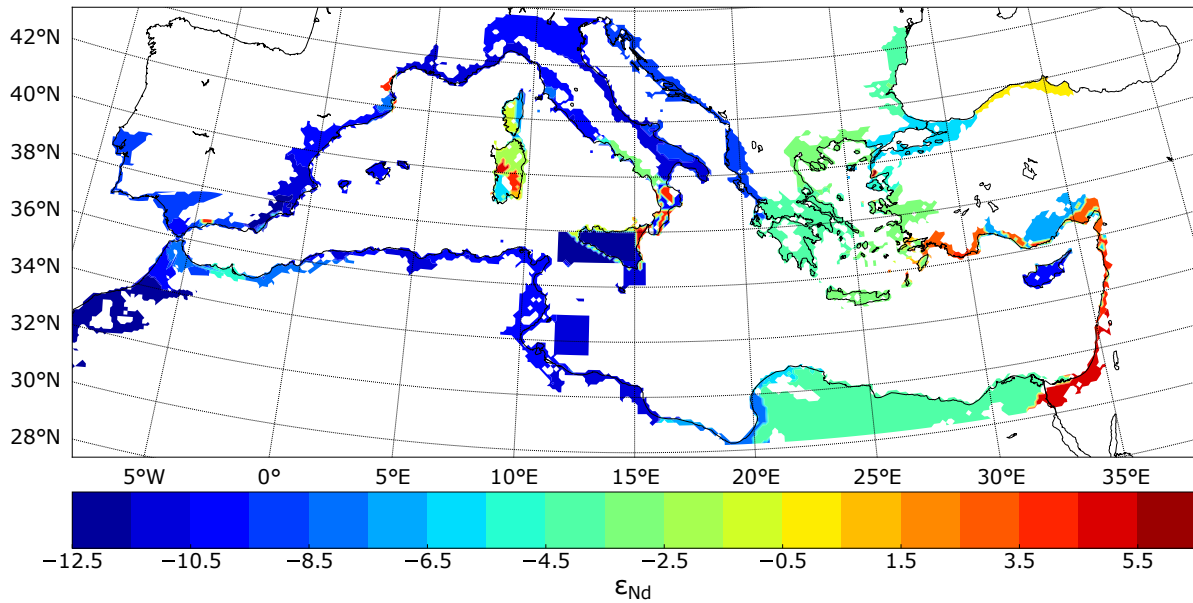


FIGURE 5.1 – Map of the $\varepsilon_{Ndmargin}$ used in the model as used in Ayache et al. (2016).

5.2.3 Experimental design and external forcing

We performed two major experiments with the AORCM. One is to simulate the pre-industrial state of the Mediterranean (CTRL) while the second focuses on the impact of a freshwater perturbation coming from the Nile (5NILE). The Nile water discharge in the control experiment is set at $2930 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$, the average amount estimated before the construction of the Aswan dam, according to the RivDIS database (Vorosmarty et al., 1998). For the hosing experiment, a supplementary runoff of $12000 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ was added to the pre-dam value, giving a rough total of $15000 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ (5NILE). This estimation has been derived from the PMIP2 (Braconnot et al., 2007a) global simulation during the early Holocene, showing an enhanced African monsoon and an increase in the Nile outflow. This hypothesis on the Nile discharge is close to that used in Adloff (2011) and Grimm et al. (2015). The outputs from other Mediterranean rivers are based on modern values from Ludwig et al., [2009] and the Black Sea is treated as a river flowing into the Aegean Sea. The Atlantic buffer zone is relaxed to a climatological observed water temperature and salinity from Levitus (1983).

The atmospheric model is driven by ERA-interim reanalysis. The relaxing time scale is 10 days inside the Mediterranean domain and half an hour outside. The nudged variables include meridional wind, zonal wind, temperature and humidity at 6 hours interval. In order to avoid introducing the current anthropogenic climate change trend into the simulations, we firstly formed a set of atmospheric forcing for randomly selected years between 1979 and 1989. The

same sequence is used in both of the AORCM simulations. There is no special treatment when moving from December of one year to January of the following year. The duration of the CTRL and 5NILE simulations is 90 years for each.

The neodymium configuration used the exchange with the continental margin as the boundary condition and the main source of Nd (Figure 5.1). In the Atlantic buffer zone, ε_{Nd} values are defined from observations using the NE Atl. MED-15 vertical profile from Spivack and Wasserburg (1988). The 90 years of ε_{Nd} simulations, based on the CTRL and 5NILE ocean dynamics, seem long enough for the model to reach an equilibrium state (see appendix A).

5.3 Results

5.3.1 Present-day circulation and convection in the Mediterranean Sea

Mean Characteristics

We firstly examine the vertical convection of the water column using the stratification index, corresponding to the vertical integration of the Brunt-Väisälä frequency. It varies in response to the temporal integration of the surface buoyancy flux (Adloff et al., 2011, 2015; Beuvier et al., 2010; Somot et al., 2006). IS (in $\text{m}^2.\text{s}^{-2}$) can be formally calculated at each model grid (x,y), for a given depth h as follows :

$$IS(x, y, h) = \int_0^h N^2(x, y) z dz \quad (5.2)$$

With z being the depth, and N the local Brunt-Väisälä frequency, where $N^2 = \frac{g}{\rho} \frac{\partial \rho}{\partial z}$. This index is a proxy for convection inhibition. When the index is low, convection is more likely to occur. In this study, as for Adloff et al. (2015), the maximum depth, h , is set as the bottom, or as 1000 m when the depth is greater than 1000 m. Figure 5.2 shows the IS from MEDATLAS II for JFM (January-February-March) and the counterpart from CTRL. The model produces a realistic IS pattern compared to MEDATLAS, showing the same regions of intermediate and deep convection, located in the Levantine basin, Aegean Sea, Adriatic Sea and the Gulf of Lion (deep blue corresponds to the side effect of the IS calculation). However, simulated convective

regions are more extensive than observations.

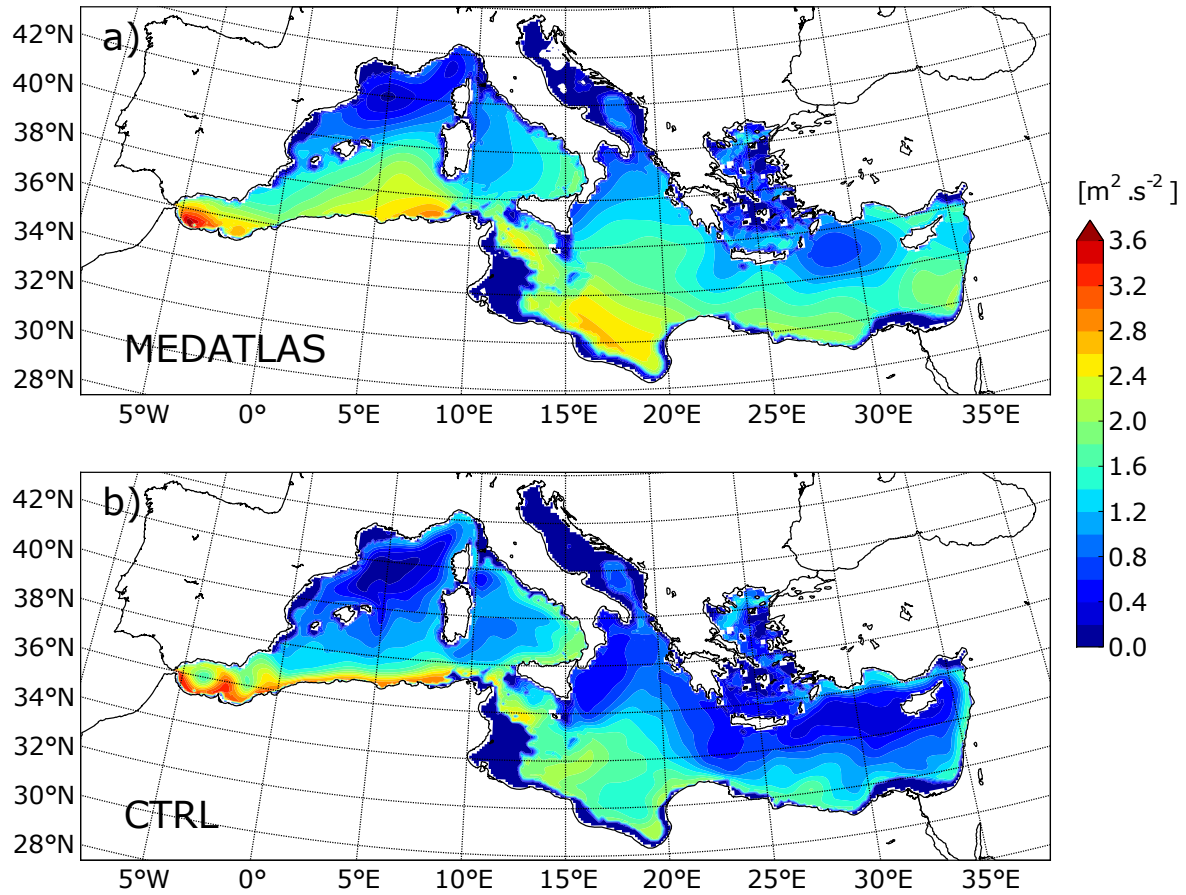


FIGURE 5.2 – Index of stratification (IS , $\text{m}^2 \cdot \text{s}^{-2}$) during winter represented for a) MEDATLAS-II climatology and b) CTRL (averaged over the entire simulation).

The model is also able to simulate a realistic distribution of the mixed layer depth (MLD, Figure 5.3). Intermediate and deep convection areas simulated in the Gulf of Lion and in the Adriatic Sea correspond to the MLD climatology of Houpert et al. (2015). However, in the eastern basin, the convection generated by the model in the Cretan Sea and in the Northern Levantine basin is overestimated. Furthermore, the model tends to also overestimate the overall depth of convection. The simulated depth in the Gulf of Lion is 360m versus an observed depth of 400 m (Houpert et al., 2015), with simulated and observed depths of 350 m and 200 m, respectively in the Adriatic Sea and of 240 m and 150 m, respectively in the Cretan Sea.

The zonal and meridional overturning stream functions (ZOF and MOF) are useful diagnostics to analyze the Mediterranean Thermohaline Circulation (MTC) for the present day (Somot et al., 2006), for future scenarios (Adloff et al., 2015; Somot et al., 2006) and for paleoclimate studies (Adloff et al., 2011; Meijer and Tuentner, 2007; Meijer and Dijkstra, 2009). We use the

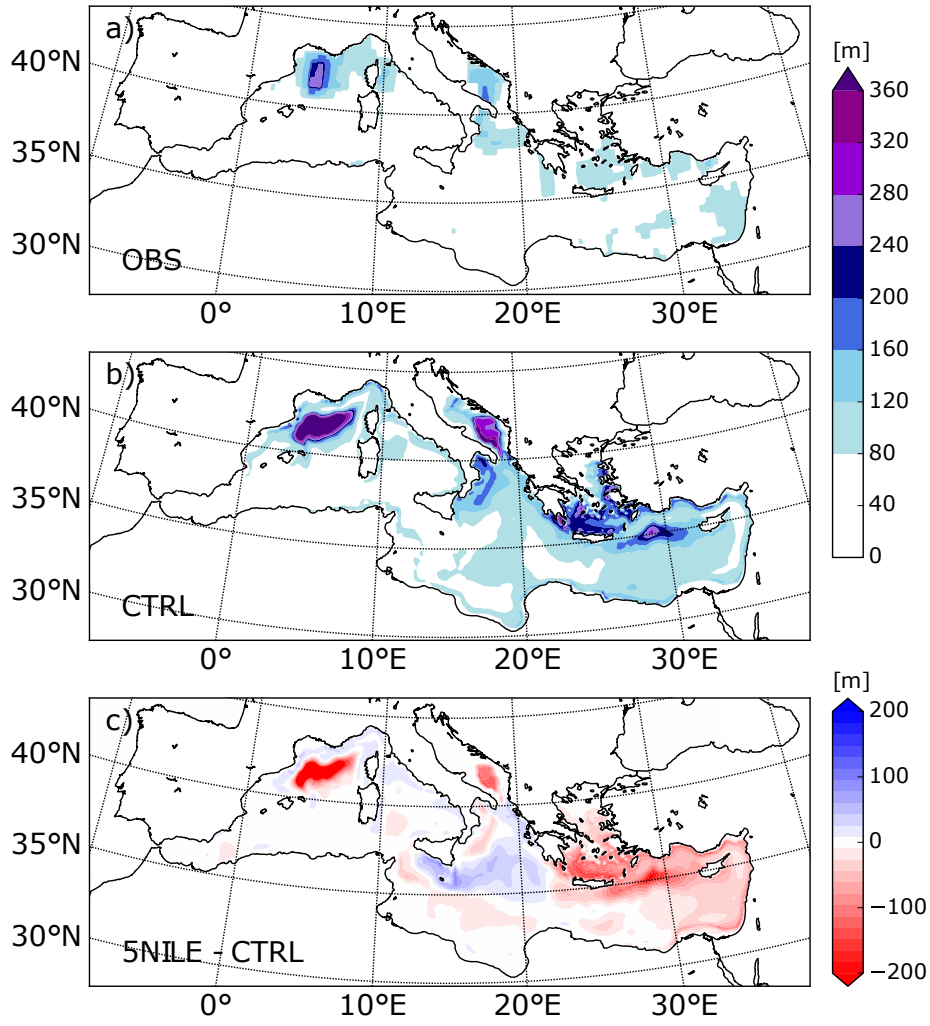


FIGURE 5.3 – JFM mixed layer depth (MLD, in m), a) observation from Houpert et al. (2015), b) CTRL, c) 5NILE minus CTRL (averaged over the entire simulation).

usual definition of stream functions in meteorology and oceanography and a standard method to calculate them :

$$ZOF(x, z) = \int_h^z \int_{y_s}^{y_n} u(x, y, z) \, dy \, dz \quad (5.3)$$

$$MOF(y, z) = \int_h^z \int_{x_e}^{x_w} v(x, y, z) \, dx \, dz \quad (5.4)$$

With ZOF and MOF being the zonal and meridional stream functions, respectively. In cartesian coordinates, u and v are the zonal and meridional currents, respectively, h is the bottom depth, and y_n, y_s, x_w, x_e are respectively, the north, south, west, east coordinates.

The *ZOF* for CTRL (averaged over the entire simulation) is presented in Figure 5.4. It exhibits the main features of the MTC. The first cell is the surface and subsurface cell (in warm colors, clockwise) created by strong evaporation in the eastern basin (Bryden and Kinder, 1991; Sanchez-Gomez et al., 2011). The water deficit is compensated by flow through the Gibraltar Strait. The Atlantic water moves eastward along the African coast, gaining in salinity and density by the time it enters the Levantine basin where it is transformed into an intermediate water mass and returns westward into the Atlantic. The model reproduces well this cyclonic surface circulation (Milot and Taupier-Letage, 2005) with an inflow at Gibraltar of about 1Sv, consistent with observations (Baringer and Price, 1997; Bormans and Garret, 1989; Bryden and Stommel, 1984; Garret, 1996).

The second branch (in cold colors, counterclockwise) represents the intermediate and deep circulation. In winter, the combined effect of cold temperatures and strong winds leads to the formation of dense waters that sink to intermediate and deep levels (Marshall and Schott, 1999). This process occurs preferentially in the eastern basin, with high surface salinity, to create the Levantine Intermediate Water (LIW, Figure 5.4a) which is mainly formed near Cyprus (Figure 5.3b). Flowing westward, LIW contributes to the formation of the Cretan Intermediate Water and Adriatic Deep Water. In CTRL, these waters initiate the convection patterns as shown in Figure 5.4c and 5.4d. The LIW reaches the western basin, becoming the EIW (Eastern Intermediate Water, since its properties are quite different from the initial LIW) (Milot, 2013), and participates, in the Gulf of Lion, in the formation of the Western Mediterranean Deep Water (WMDW, Figure 5.4b) (Milot and Taupier-Letage, 2005). The circulation patterns simulated in CTRL are consistent with those in Somot et al. (2006) and Adloff et al. (2015) who used the same oceanic model (NEMOMED8), but a different atmospheric model.

Interannual variability of the convection

Figure 5.5 shows the interannual variation of the MLD (in the Gulf of Lions, the Adriatic Sea, the Aegean Sea and the Levantine basin) compared to the *ZOF* (for the major eastern cell). For the CTRL experiment, MLD variability is pronounced in the Gulf of Lions, is less intense in the Aegean Sea, in the Levantine, and in the Adriatic Sea. The *ZOF* variability is related to the formation of deep waters in the Levantine (for years 20-30 and around year 70), and in some cases in the Adriatic Sea and Aegean Sea. The fact that a maximum of MLD is never reached simultaneously in the Adriatic and the Aegean Sea shows that the model is able to reproduce an EMT-like mechanism, even with random forcing.

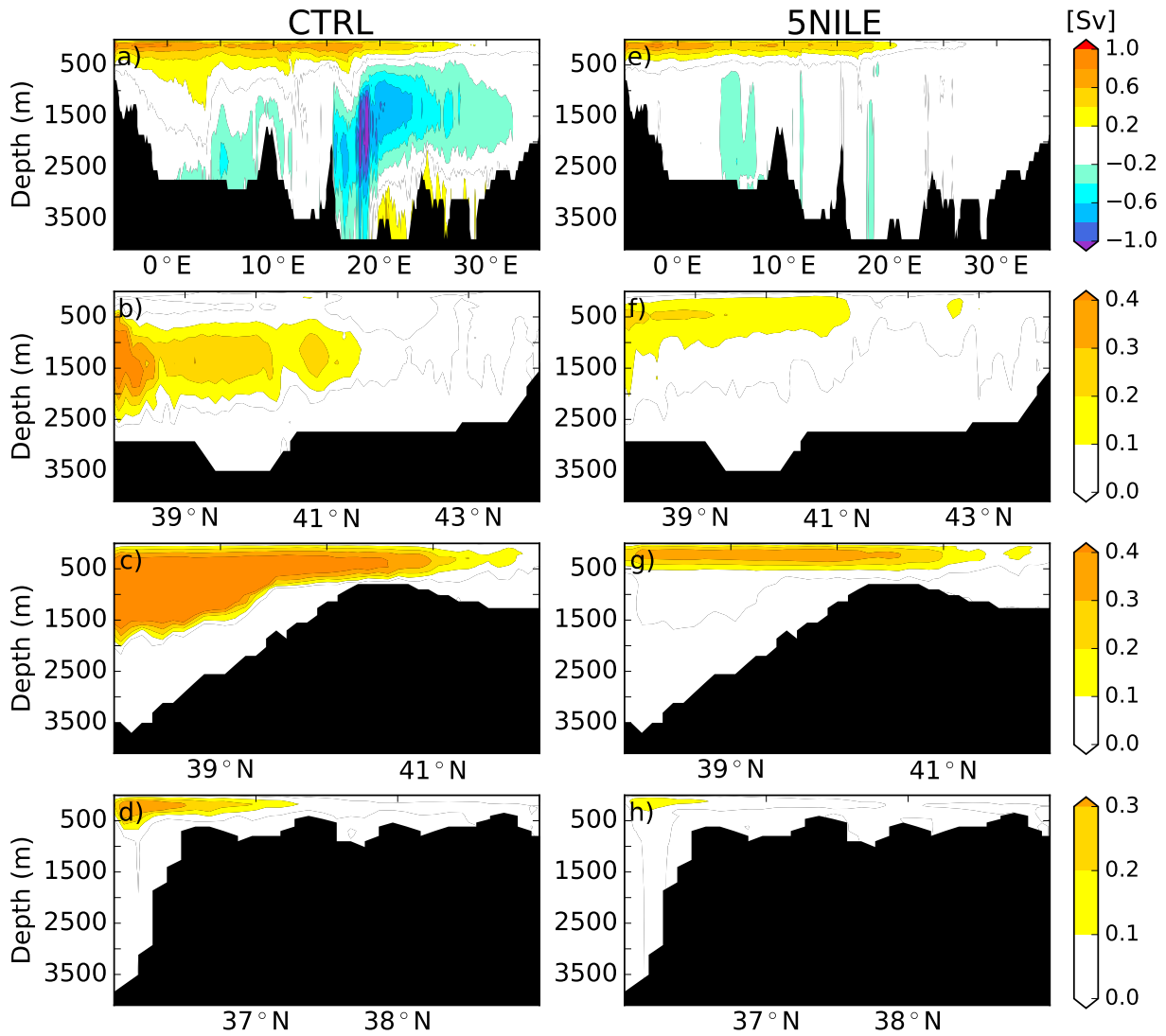


FIGURE 5.4 – Overturning stream functions from CTRL (left column) and 5NILE (right column) : a and e) Zonal Overturning stream Function (*ZOF*) in the section depth-longitude; b and f) Meridional Overturning stream Function (*MOF*) in the section depth-latitude for the Gulf of Lions; c and g) *MOF* for the Adriatic Sea; d and h) *MOF* for the Aegean Sea. All averaged over the entire simulation.

5.3.2 Impact of enhanced Nile on the MTC

The most remarkable characteristic emerging from the 5NILE experiment is the decrease in sea surface salinity (SSS) in the Levantine basin (Figure 5.6b) due to the enhanced freshwater input from the Nile. 5NILE shows a reduction of MLD over all convective areas of the Mediterranean Sea. MLD drops to a depth of 240m in the Gulf of Lion, to 200-280m in the Adriatic Sea and

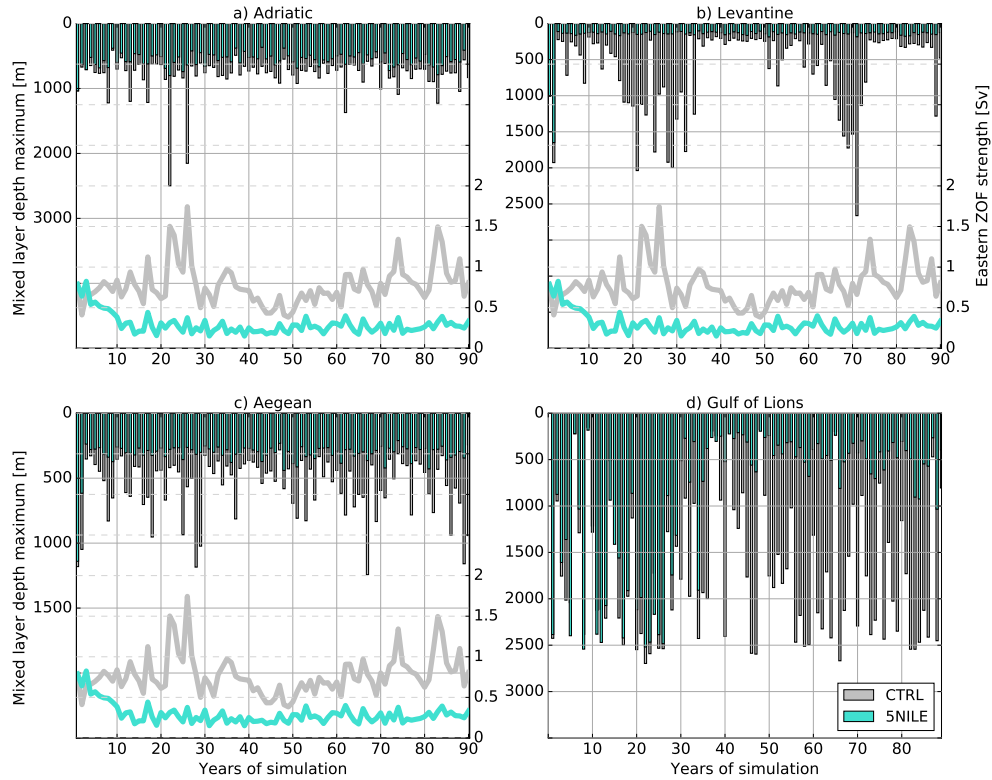


FIGURE 5.5 – Interannual evolution of Mixed layer depth (bars, left vertical axis) for a) Adriatic Sea, b) Levantine basin, c) Aegean Sea, and d) Gulf of Lions. Superimposed curves in panels a, b and c show the strength of the zonal overturning stream function which characterizes the intensity of the Atlantic incoming water flow.

to 80m in the Cretan Sea (Figure 5.3c). Circulation intensity is also reduced as shown from the *MOF* and *ZOF* (Figure 5.4) : the Nile perturbation affects both the eastern and western basins, with the upper cell shifting westward and becoming shallower while the intermediate and deep cells are strongly reduced. The reduction of *MOF* for the Adriatic, Aegean and Gulf of Lion is coherent with the overall reduction of MLD in 5NILE. In 5NILE, the convection cell becomes shallower and more sluggish in the Adriatic and completely disappears in the Aegean. The Gulf of Lion is also affected, with a reduced circulation cell shifted upward. The 5NILE experiment strongly reduces the MLD (and the *ZOF*) variability at the Gulf of Lion where the two experiments CTRL and 5NILE behave similarly until year 35.

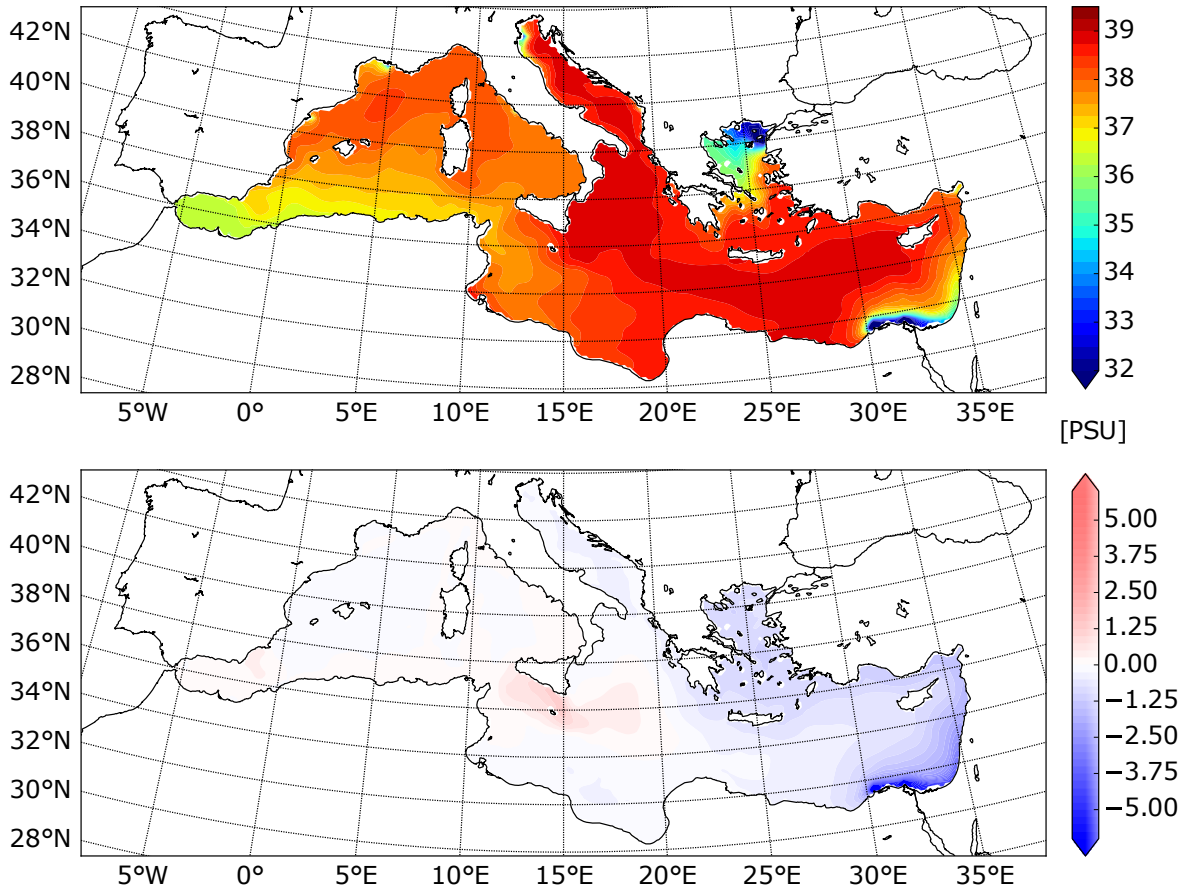


FIGURE 5.6 – a) Sea Surface Salinity (SSS) for CTRL, b) SSS anomalies between 5NILE and CTRL (averaged over the entire simulation).

5.3.3 Evaluation of the change in circulation with ε_{Nd} tracer

Present-day Mediterranean ε_{Nd} distribution : simulation vs observations

Figure 5.7a shows the simulated distribution of ε_{Nd} and a comparison with observations for a vertical profile averaged over the whole Mediterranean. Figure 5.8b shows vertical variations along a zonal transect. The model generally captures the observed east-west gradient in the surface layers from the Alboran Sea (-9.5) to the Levantine basin (-6). Water masses are more radiogenic at depth, and reach up to -3 in the Levantine and in the Libyan Sea at around 1500m. The comparison with observations reveals that the model overall generates water that is too radiogenic, a similar bias as is seen in Ayache et al. (2016). Despite the excessive radiogenic behavior, the model is able to reproduce a variation in the vertical similar to observations, especially the more radiogenic signature at intermediate depth (500-800m) associated with LIW. As a whole, the incorporation of neodymium tracers introduces an interesting tool to

investigate circulation anomalies in the Mediterranean, as performed in Ayache et al. (2016).

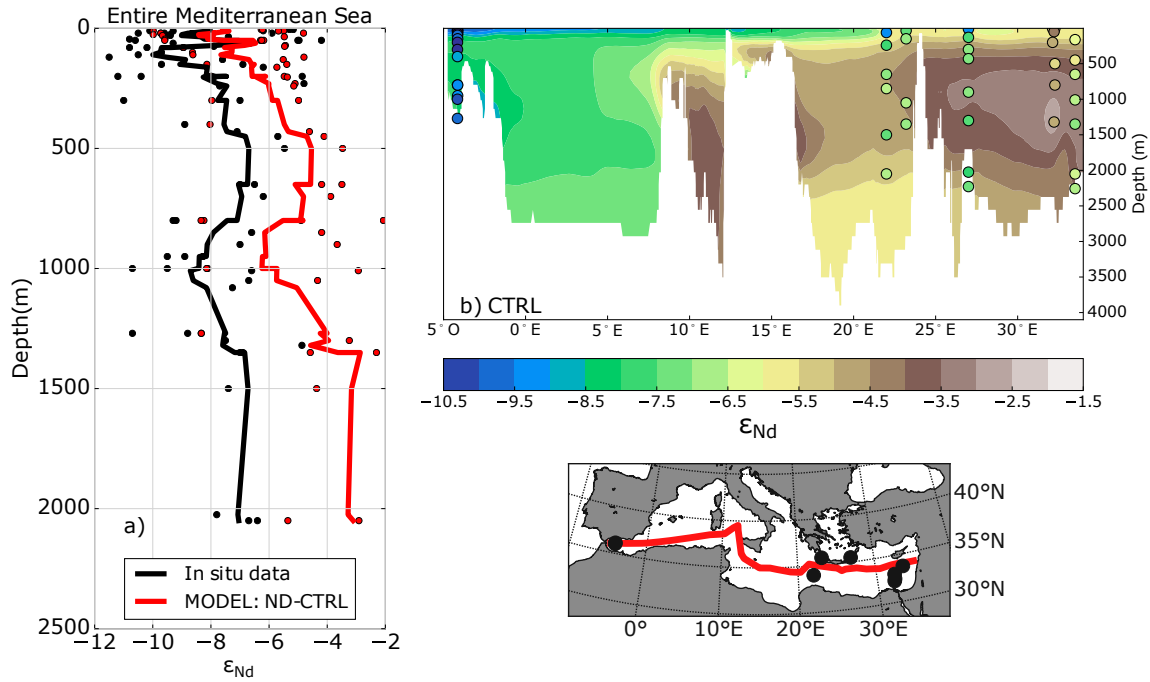


FIGURE 5.7 – a) a) Entire Mediterranean ϵ_{Nd} vertical distribution for CTRL and in situ data (Tachikawa et al., 2004; Vance et al., 2004), b), ϵ_{Nd} vertical transect for CTRL, dots represent in situ data (Tachikawa et al., 2004; Vance et al., 2004).

Impact of a weaker circulation on the ϵ_{Nd} distribution

Variations in ϵ_{Nd} distribution between CTRL and 5NILE at different levels of the Mediterranean at the surface, at 500m and at 1500m, as well as a cross-section are shown in figures 5.8 and 5.9. The hosing experiment generally reproduces less radiogenic water masses in the western basin, which is a result of reduced exchange with the eastern basin. In the eastern basin, however, we observe less radiogenic waters at the surface in the Levantine basin, but more radiogenic ones in the Ionian basin. These variations in ϵ_{Nd} at the surface are consistent with changes in surface currents. The surplus freshwater input from the Nile has two major effects : the current in the Levantine basin is intensified, especially south of Crete and along the Eastern Libyan coast and secondly the inflow from the west is shifted southward into the Gulf of Gabès instead of entering the Ionian Sea (Figure 5.9a). Consequently, the current structure of the eastern basin surfaces as reproduced in 5NILE, shows conditions favorable to the propagation of low-radiogenic western water in the Levantine basin and its mixing with the freshwater from the Nile. The increased ϵ_{Nd} signal simulated in the Ionian Sea is caused by enhanced surface currents bringing more radiogenic waters from the Northern Levantine basin.

At intermediate depth (500m), near the LIW, the Mediterranean becomes less radiogenic overall, with the exception of the Cretan Sea. This signal, also clearly detectable along the transect, is the sign of a less vigorous circulation and reduced LIW. Both reduce the exchange with high-radiogenic material from the east and affect the overall connection between the eastern and western basins.

At further depth (1500m), anomalies are more radiogenic in the eastern basin and the Tyrrhenian Sea, and less negative in the west in the Alboran Sea and in the Ligurian sub-basin. This is the consequence of the sluggish circulation simulated in 5NILE. It reproduces stagnation in deep waters that generates a ε_{Nd} signature closer to the value of the surrounding margins.

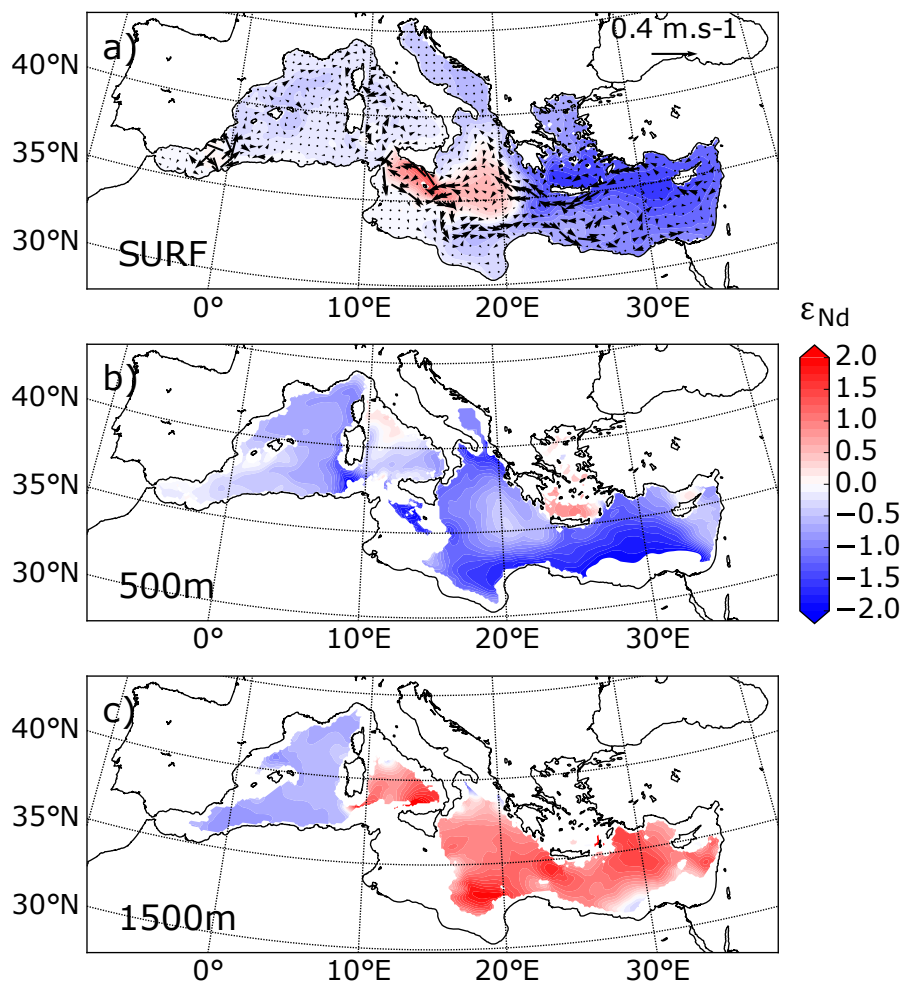


FIGURE 5.8 – ε_{Nd} anomalies between 5NILE and CTRL. a) Sea surface regarding sea surface velocities anomalies (5NILE vs CTRL), b) 500m, c) 1500m.

Comparison with ε_{Nd} reconstructions for the S1 period

Few existing ε_{Nd} reconstructions provide data for the last sapropel period in the Alboran Sea (Jiménez-Espejo et al., 2015), Sardinia Channel (Dubois-Dauphin et al., 2016), Eastern Levantine and the Sicily-Tunisian Strait (Cornuault et al., 2018). Figure 5.9 summarizes the ε_{Nd} anomalies in 5NILE along a transect from west to east in the Mediterranean, with the available observations superimposed. At the Sardinia Channel, observations of Dubois-Dauphin et al. (2016) display an anomaly of about $-0.73 \varepsilon_{Nd}$ between the sapropel S1 and the modern (ventilated) period. It is believed that this situation is the result of a weaker circulation and reduced LIW/EIW : during the Early and Late Holocene, Sardinian cold-water corals (CWC) were under the influence of the Cretan intermediate water which was highly radiogenic. During S1, Sardinian CWC were not in contact with the LIW/EIW and, instead, were potentially in contact with the Western Intermediate Water (WIW) which was less radiogenic (Dubois-Dauphin et al., 2016). The model is able to simulate less radiogenic values in the water of the Sardinia Channel with a reasonably accurate amplitude ($-0.78 \varepsilon_{Nd}$ in the model and $-0.73 \varepsilon_{Nd}$ in the observed data).

The core in the Levantine Basin (1781m, Cornuault et al. (2018), depicts the changes of deep circulation in the eastern basin. It shows more radiogenic waters during sapropel events than during modern times ($+2.7 \varepsilon_{Nd}$, Figure 5.9) (Cornuault et al., 2018). This can be attributed to the combined effect of a reduced circulation that transports less low-radiogenic water from the western basin, and an enhanced flux of radiogenic materials from the Nile river. It is more difficult to compare the core at the Levantine basin with our simulation because of the influence of the riverine ε_{Nd} . The model reproduces a signal similar to observations at this location but with a weaker amplitude ($+0.9 \varepsilon_{Nd}$ from 5NILE - CTRL, Figure 5.9). This result suggests that at 1781m, the depth of the core, observations are greatly affected by the change in deep circulation. It is also suggested that other mechanisms such as the fueling of radiogenic particles have to be taken into account in order to simulate the correct amplitude of the observed signal.

The situation is similar at the Sicily-Tunisian Strait (771m) where observations also depict more radiogenic waters during the sapropel compared to the modern seawater signature ($+2.5 \varepsilon_{Nd}$). The model reproduces the positive signal but with an order of magnitude below ($+0.2 \varepsilon_{Nd}$, Figure 5.9). The simulation suggests that this observation is located in a region where strong gradients in the ε_{Nd} anomaly are produced, so that this signal is difficult to analyse. The records at shallower depth, more characteristic of LIW, may also be significantly influenced by the signal generated by the enhanced radiogenic flux from Nile river input or from dust deposition rather than by the variation caused by the change in circulation.

In the core retrieved in the Alboran sea, a ε_{Nd} signature of -9.75 was sampled at the end of the S1 (6970 years BP) (Jiménez-Espejo et al., 2015). This gives a difference of $-0.45 \varepsilon_{Nd}$ with the modern Alboran seawater signature, -9.3 (Tachikawa et al., 2004). The imprint from the hosing experiment reproduces a close signal ($-0.5 \varepsilon_{Nd}$) even if the ε_{Nd} boundary condition imposed for both experiments in the Atlantic buffer-zone is the same ($-11 \varepsilon_{Nd}$), and it is likely that the Atlantic signature was different during the Early Holocene.

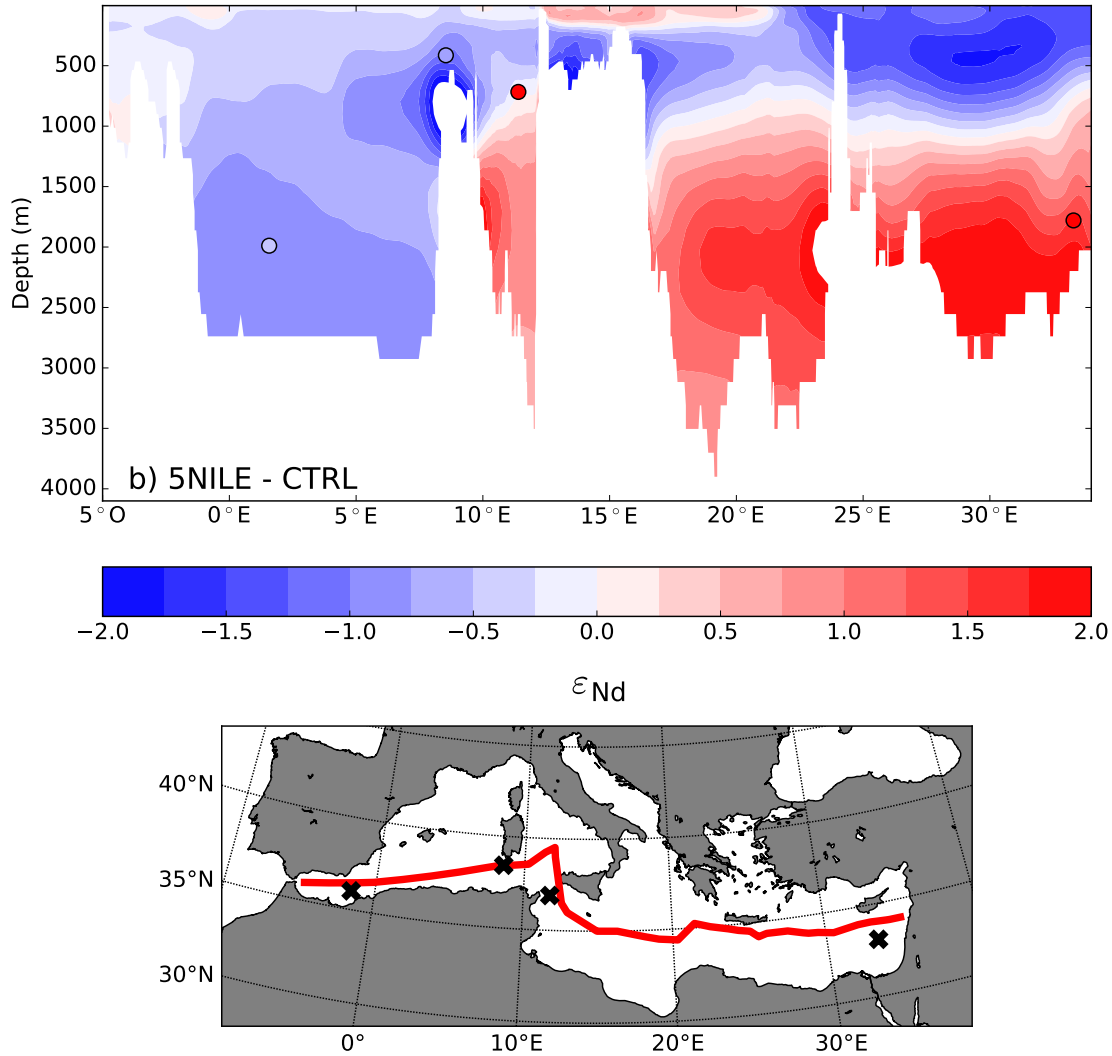


FIGURE 5.9 – ε_{Nd} anomalies (5NILE vs CTRL) in vertical transect, dots represents the ε_{Nd} signal recorded in Alboran Sea (Jiménez-Espejo et al., 2015), Sardinia Chanel, Dubois-Dauphin et al. (2016), Sicily Strait and Levantine basin (Cornuault et al. (2018) for both). The data are shown in comparison to modern ε_{Nd} values. The crosses correspond to the surface equivalents of the dots.

5.4 Conclusion and perspective

5.4.1 Overview of the results and limits of the modeling

Changes in ocean dynamics

Our results show that a large shutdown of convection in the Eastern Mediterranean basin may be triggered by the direct action of the precession cycle on the monsoon precipitation and on the consequent freshwater input from the Nile. The enhanced Nile freshwater input (which is estimated as 5 times its pre-industrial amount at the Early Holocene) strongly affects the dynamics of the whole Mediterranean Sea, and especially the convection in different key areas, with shoaling of the MLD over convection spots and reduction of deep and intermediate water circulations. The Nile perturbation also affects the WMS by reducing convection in the Gulf of Lion. The reduced salinity of the surface waters in the western basin (Figure 5.6) impacts on convection as well as the LIW/EIW transport from the eastern basin.

Oceanic circulation changes revealed with ε_{Nd}

We further explored the evolution of circulation changes through the simulation of ε_{Nd} in our model. Equilibrium of major oceanic circulations was achieved after 90 years. It is to be noted that some biases of epsilon Nd were identified in our control simulation. They have two possible sources. Firstly, in the current version of our model, only the exchange of Nd with the continental margin was considered, with dust deposition and neodymium input from rivers being neglected as forcing. This simplified approach generates too-high radiogenic ε_{Nd} values (Ayache et al., 2016). Preliminary studies indicate that including dust deposition can improve the simulation of ε_{Nd} (Ayache et al., 2016). Secondly, the excessively strong convection in the eastern basin reproduced in the model potentially increases the exchange with the eastern margin and may lead to radiogenic values that are too high in this area at depth.

Despite biases, the simulated ε_{Nd} is revealed very useful to assess oceanic circulation changes during the sapropel. As in Ayache et al. (2016) dealing with the EMT, our experiment for S1 revealed consistent changes in the ε_{Nd} distribution, useful for the interpretation of observations. Our results show that the change in circulation generates ε_{Nd} anomalies that explain a large part of the signal observed in paleo-archives. The lower radiogenic ε_{Nd} signal recorded at the Sardinia Channel during the sapropel is revealed to be associated with a reduction of LIW

transporting normally highly radiogenic water masses from the eastern basin. Our study also suggests that the signal recorded in the Levantine basin is largely affected by the reduction in circulation

5.4.2 Perspectives for future studies

This paper is our first attempt to study the effect of the Nile freshwater perturbation on the Mediterranean circulation with the aid of a high-resolution regional ocean-atmosphere fully coupled model. We would like to examine the hypothesis that the increase in the Nile river discharge during the last African humid period was the trigger of the last sapropel deposition at the Early Holocene. The experimental design and model setup, at present stage, do not allow an anoxic environment to be reached or the stability of the perturbation over the entire S1 time scale to be studied. Instead, we focused on the change of oceanic dynamics (faster than the biogeochemistry) with ε_{Nd} simulation. Nd is a suitable tracer to study past oceanic circulation. Our next step is to implement a complete Nd scheme in our model, by including other sources of Nd, such as dust deposition and river discharges.

It is also to be noted that a full understanding of the S1 event needs a representation of the whole hydrological cycle of the Early Holocene climate over the Mediterranean basin, in strong relation with the contrasting seasonality of this period. It is necessary to include the evaporation and precipitation fluxes over the Mediterranean Sea and the river runoff changes, not only from the Nile but also from the Northwestern African Margin and the Eastern European Region, caused by changes in continental precipitation.

Finally, from a practical point of view, our full coupling between the atmosphere and ocean is very time consuming and does not allow us to perform very long simulations with limited resources. We are thus developing a sequential way to perform simulations similar to that used in Adloff (2011); Adloff et al. (2011), while maintaining a high-resolution in the regional atmosphere (LMDz-regional, 30 km horizontal resolution). We expect to find a balance between the good simulation of the specificity of the Mediterranean region and the need to run long-duration oceanic simulations.

5.5 Impact of reduced circulation on simulated oxygen distribution

This section is relative to the supplementary material associated with the paper submitted in Paleoceanography and Paleoclimatology. It deals with our attempt to simulate the oxygen evolution in response to the shutdown of the Mediterranean circulation. As we encounter some difficulties, not very technically but mainly scientific, to replace our oxygen simulation in the context of sapropel S1 development, we refine the aim of the paper (and part of the thesis) to focus on abrupt oceanic circulation changes trigger by the Nile enhancement and its associated impact of ε_{Nd} distribution.

5.5.1 Experimental design of the oxygen simulations

The oxygen simulations was performed using PISCES (Aumont et al., 2015). It has been used previously for biogeochemical modelling studies in the Mediterranean Sea (Richon et al., 2018). This model has 24 biological compartments and includes four living compartments : two phytoplanktons divided between nanophytoplankton and diatoms and two zooplanktons divided between micro and meso zooplanktons. It includes five limiting nutrients for forcing phytoplankton growth (phosphate, nitrate, silicate, and iron). In this model, the Redfield ratio applies, with the elemental composition of carbon, nitrogen, phosphorus in marine organic matter being fixed at 122 :16 :1.

For the biogeochemical runs, we used an initial nutrient concentration from the SeaDataNet database (Schaap and Lowry, 2010) and we used the World Ocean Atlas for the Atlantic buffer zone (Locarnini et al., 2006). In the control experiment, the coastal and riverine nutrients is taken from Ludwig et al. (2009) for the year 1960. Oxygen was calculated twice in the hosing experiment : with and without taking into account the enhanced nutrient inputs associated with the additional freshwater supply from the Nile. The simulation of the nutrient enhancement (by a factor of five, 5NILE+5NUT) allows us to consider the effect of the nutrient supply on remineralization of the organic matter and its implication for oxygen consumption. The decision to apply a linear response from the water runoff to the nutrient discharge is a strong assumption. The duration of the CTRL, 5NILE and 5NILE+5NUT is 90 years each. These runs started from SeaDataNet initialization.

5.5.2 Results

The simulated O_2 profiles over the EMS were compared with the SeaDataNet database (Figure 5.10a). The O_2 concentrations generated by CTRL simulation are in good agreement with observation data up to 250 m but are largely overestimated below this depth (observation value of 195 mmol.m^{-3} versus CTRL simulated value of 215 mmol.m^{-3} below 1000m). This discrepancy is due to the overestimation of convection in our control experiment as previously mentioned. Compared to CTRL, the oxygen decreases in 5NILE and 5NILE+5NUT in both the EMS and the WMS. In the eastern basin, the decrease reaches an amplitude of about 20 mmol.m^{-3} for 5NILE+5NUT (and 18 mmol.m^{-3} for 5NILE) below 1000m depth and produces a vertical profile similar to observation in the upper sea. Over the western basin, decrease in oxygen starts after 30 years of simulation, and reaches -20 mmol.m^{-3} (Figure 5.10a). However, O_2 concentrations in the hosing experiments have not reached equilibrium at the bottom (Figure 5.10b and 5.10c) despite a significant decrease after 90 years of simulation. The deep ocean is still far from anoxic conditions. Even if the dynamical circulation reached a steady state, the integration time is too short to have anoxia for biogeochemical components. We also noticed that the effect of additional nutrient input is negligible compared to the dynamical effect (Figure 5.10b, c) at short time scales, but can represent a significant impact over longer periods

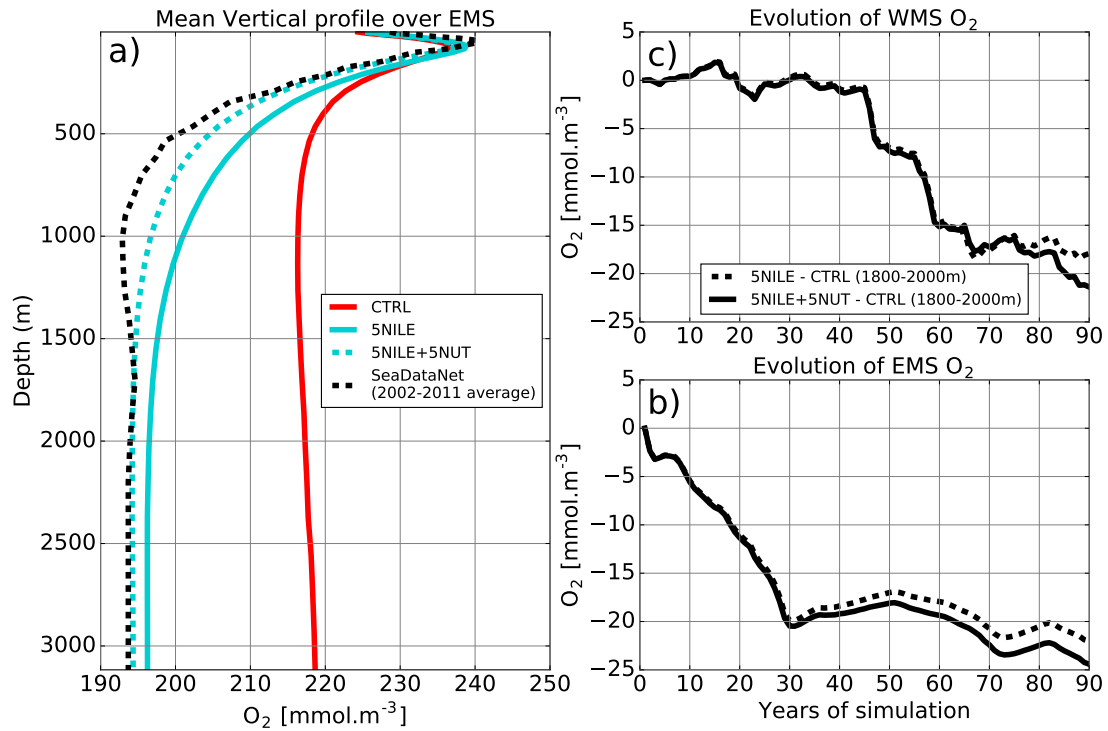


FIGURE 5.10 – a) Mean O_2 vertical profile over the EMS for each last year of the simulations and SeaDataNet. Temporal evolution of deep O_2 changes (1800-2000m) between 5NILE (and 5NILE+5NUT) and CTRL in WMS (panel b) and in EMS (panel c).

Chapitre 6

Development of a sequential tool for global to regional simulation over the Mediterranean basin : a case study of the Early Holocene climate changes

Ce chapitre de thèse a pour but de simuler le climat du début de l'Holocène sur le bassin Méditerranéen, plus exactement lors du dernier optimum climatique, autour de 9.5 ka, caractérisé par une insolation plus importante dans les latitudes moyennes, due au dernier passage par un minimum de l'indice de précession terrestre. Comme nous l'avons déjà vu, l'insolation plus marquée a conduit à une migration et à l'augmentation de la mousson africaine, ainsi qu'à des précipitations plus forte sur le bassin méditerranéen. Identifier l'apport additionnel de ces eaux douces sur le bilan hydrologique de la mer Méditerranée est crucial pour déterminer leur contribution menant à la baisse de salinité du bassin Est, et à l'augmentation de la stratification. C'est pour quoi nous avons développé une architecture de modèle, permettant de représenter les précipitations continentales et océaniques, sur une échelle assez fine, pour les transférer ensuite à la mer Méditerranée. Ce chapitre fait l'objet d'une publication dans *Geophysical Model Development*, actuellement en cours de soumission.

Abstract

Achievements in simulating the Mediterranean ocean dynamics have been recently reported using high spatial resolution of atmospheric and oceanic models. High resolution is generally needed to appropriately capture synoptic variability required to initiate intermediate and deep-sea water formation, the engine of the MTC (Mediterranean Thermohaline Circulation). For paleoclimate studies, simulation of regional climate changes suffers from a major constraint : no boundary conditions are available from observations or data reconstruction to drive high-resolution regional models. Therefore, a complete global to regional approach constitutes a consistent way for paleoclimate modeling. Such an approach, unfortunately, needs long-time integration to reach equilibrium (hundreds of years), which implies enormous computational resources. To tackle this issue, a sequential architecture of a global-regional modeling platform is developed and described in detail in this paper. The platform is firstly validated for the historical period. It is then used to investigate the Early Holocene climate around the Mediterranean, especially the oceanic circulation. This period was characterized by a large MTC reorganization that strongly affects intermediate and deep water oxygen supply, which ultimately led to anoxic crisis (called sapropel). Beyond the case study shown here, such a platform may be used in a large number of paleoclimate contexts from Quaternary to Pliocene as far as regional tectonics is globally unchanged. For example, the last interglacial (LIG), the last glacial maximum (LGM) and the Late Pliocene, all, offer interesting scientific challenges for which this numerical platform is suitable for diagnosing the Mediterranean basin climate response.

6.1 Framework of the study

6.1.1 Introduction

The Mediterranean basin is a key region of the global climate system, and considered as a climate “hotspot” (Giorgi et al, 2006), due to its high sensitivity to global warming. In the past, it hosted important human civilizations, and it continues to play a very important role in the international geopolitics with a dense population along its coasts. There is a large diversity of the Mediterranean ecosystems, both on the surrounding land and in the sea. The Mediterranean basin is also a region rich of paleoclimatic records with a variety of proxies. Indeed, this area experienced major changes during glacial interglacial cycles (Jost et al., 2005; Ramstein et al., 2007).

Due to the peculiarity of both atmospheric and oceanic circulations in the region, a performant climate modeling in the Mediterranean region should possess a high spatial resolution. Indeed, strong winds and wind bursts in winter are essential ingredients to trigger oceanic convections. They can be correctly represented only in high-resolution models. Limited area models (LAM), or regional climate models (RCM), have some advantages for this regard, since they generally consume less computing resources, which allows them to run in a given region with high spatial resolution. However, they are hardly useful for paleoclimate purposes, because there are no adequate lateral boundary conditions to drive RCMs. This is a main reason why very few comprehensive modeling works have been performed to understand paleoclimate changes around the Mediterranean, since they are generally not affordable by the lack of computing resources to conciliate high resolution and long simulations. This is especially the case for the Mediterranean Thermohaline Circulation (MTC), which significantly changed during the past, from centennial to millennial scales.

In this paper, we developed a suite of modeling that allows us to provide high-resolution atmospheric conditions over the Mediterranean basin from global ESM (Earth System Model) paleoclimate simulations. Secondly, we use this atmospheric forcing to run a highly resolved ocean model (NEMOMED8 $1/8^\circ$) to simulate accurately ocean dynamics. Such a tool provides a framework to achieve appropriate high spatial resolution and to run equilibrated simulations (100 years). Developing an appropriate comprehensive modeling platform, for paleoclimate studies in the Mediterranean basin is the objective of this study. In particular, we illustrate the potential of this platform by investigating the present period, and the Early Holocene climate that contributes to generate sapropel events.

The sapropel events are excellent case studies of the impact of global changes over the Mediterranean. These periodic events are related with a long period of anoxia of the deep and bottom waters triggered by an enhancement of the African Monsoon in relation to the periodicity of orbital precession. However, the forcing source from orbital variability is still under debate. This is especially the case for the last sapropel, S1, which occurred during the Early Holocene (from 10.5 to 6.8 ka BP) (De Lange et al., 2008). Reproducing past climate variation over the Mediterranean basin, such as sapropel events is therefore a challenge for the modeling community.

The paper is organized as follows. In a first part, we briefly review different approaches used to simulate the Mediterranean climate and sea, and present the concept of the sequential procedure that we proposed. In a second part, we present in detail the model architecture we developed. Finally, we present applications with simulation of the historical period (1970-1999) and the Early Holocene (around 9.5 ka).

6.1.2 Overview of the current Mediterranean Sea modeling

Mediterranean Sea ocean dynamics, due to its limited size and its semi-enclosed configuration, has a faster equilibrium response (100 year) compared to the global ocean (1000 year). Nevertheless, due to this semi-enclosed configuration, the Mediterranean Sea modeling needs to satisfy a few requirements to represent properly its evolution. A high resolution in both atmospheric forcing and oceanic configuration is necessary to simulate appropriately the convection areas and the associated thermohaline circulation (Lebeaupin Brossier et al., 2011). Ocean models resolution used by the research community ranges from $1/4^\circ$ (for paleo-climatic simulation for instance), to $1/75^\circ$ (for hourly description of the mixed layer, tides based investigation for instance) depending on the mechanism studied. The oceanic convection results are highly dependent on the flux (heat, water) and wind stress applied at the air-sea interface, especially its seasonal variability and its intensity. Many modeling configurations exist in the scientific literature. It is inadequate to try to make an exhaustive review on all of them. We synthesize them by presenting the different approaches used to drive the Mediterranean oceanic model, and their advantages and drawbacks.

Observations and reanalysis driven

The most common way to investigate the Mediterranean Sea general circulation is to run a regional oceanic general circulation model forced by surface fluxes and wind stress from observations and reanalyses. This general practice allows driving an oceanic model with realistic flux. In most cases, it implies a finer spatial atmospheric resolution smaller than 50 km and at least a daily temporal resolution to simulate the formation of dense water (Artale, 2002). This approach is adapted to simulate the present-day Mediterranean Sea and to explore the complexity of its sub-basin circulation and water mass formation (Millot and Taupier-Letage, 2005). Such a method is, however, not appropriate for past and future climate.

Atmospheric model driven

A second method consists in forcing a regional oceanic model with simulations from an atmospheric model, AGCM (Atmospheric Global Climate Model) or ARCM (Atmospheric Regional Climate Model). Since the AGCM resolution (typically 100 to 300 km horizontally) is coarse, statistical and/or dynamical downscaling is usually needed, especially for wind-stress to more appropriately force ORCM (Ocean Regional Circulation Model) (Béranger et al., 2010). However, dynamical downscaling with ARCM is currently privileged because it generally improves simulated climate in the Mediterranean region and in particular on the hydrological cycle (Li et al., 2012).

This configuration is broadly used to assess anthropogenic climatic changes (Adloff et al., 2015; Macias et al., 2015; Somot et al., 2006). In these studies, the Mediterranean Sea is generally driven by outputs of an ARCM, which is in its turn driven by forcing from GCM or observations. It is to be noted that biases in oceanic variables can be reduced through a constant flux correction (Somot et al., 2006). This configuration is suitable for simulation of past Mediterranean Sea at high resolution (Mikolajewicz (2011) for the LGM, Adloff et al. (2011) for the Early Holocene, among others).

Regional coupled model

Although the majority of the Mediterranean Sea models are ocean alone models, some of them use a coupled configuration between the Mediterranean Sea and the atmosphere. Such a coupled configuration generally improves the air-sea fluxes including their annual cycle (De Zolt et al., 2003), but it may show climate drifts in key parameters such as the SST. Regional coupled model is now an emerging tool in the Mediterranean climate modeling community (Artale et al., 2010; Dell'Aquila et al., 2012; Drobinski et al., 2012; Sevault et al., 2014; Somot et al., 2008). However, this configuration of full coupling is currently not affordable for paleoclimate issues at high resolution that often require long simulation.

Importance of boundary conditions

A critical point concerns the boundary conditions applied to the Mediterranean Sea domain. Especially, the water, salt and heat exchanges with the Atlantic Ocean through the Strait of Gibraltar modulate significantly the Mediterranean circulation (Adloff et al., 2015). This is especially relevant over the millennial scale where deglaciation episodes and fluctuations of the AMOC (Atlantic Meridional Overturning Circulation) affect the Mediterranean Sea and conversely (Swingedouw et al., 2018). Similarly, the main rivers discharge is also crucial as illustrated by the sapropel episodes, when increase of freshwater amount has drastically slowed down the MTC. Most of current models impose prescribed (observed when possible) conditions in the near Atlantic zone, including temperature and salinity. The same methodology can be used for prescribed river discharges. However, we should recognize that inputs from rivers into the Mediterranean Sea, either water or other materials, are still challenging for modeling.

6.1.3 Major concepts for sequential procedure for global-regional modeling

In this paper, we propose a new architecture for modeling at high resolution the Mediterranean basin climate for past, present and future climate through much consistency as possible.

Step 1 : Global climate

Our goal is to simulate different climate conditions for the Mediterranean basin. The first step of any relevant procedure should allow us to obtain corresponding global climate conditions. Actually, they can be produced from an AGCM running with appropriate global Sea Surface Temperature (SST) and Sea Ice cover (SIC). SST is crucial to determine atmospheric features and responses, while SIC has a key role in controlling the global albedo. Monthly SST and SIC are necessary and sufficient to drive AGCM.

Step 2 : Regional climate

After running AGCM, regional climate can be now produced with ARCM nested into high-frequency outputs from AGCM. Of course, ARCM can be operated in parallel to running AGCM, or with a small delay in time. In such a way, we avoid accumulating a large amount of intermediate information passing from AGCM to ARCM. We assume, in our study, that the regional climate would not feedback to global scale, so we only consider a “one-way” transfer of information (from global to regional). In our case, the ARCM is a strongly-zoomed version of the AGCM, it is also driven by monthly SST and SIC as well. The higher resolution of the ARCM allows depicting the synoptic variability of the Mediterranean region and its seasonality required to produce realistic winds and hydrological cycle. This approach has been developed, as a general framework to be used for many different paleoclimate periods from Pliocene to Pleistocene as far as tectonics of the basin is unchanged.

Step 3 : Mediterranean Sea

Daily air-sea fluxes and wind stress provided by ARCM are used as surface boundary conditions to drive ORCM in order to investigate the oceanic dynamics of the Mediterranean. These air-sea fluxes can be reasonably assumed to contain appropriate boundary conditions to represent long-term trends of the oceanic dynamics. Rivers can be or not interactive following investigation purposes : runoffs can be prescribed from climatology, or obtained from the hydrological component of the surface model used. We remind again that there is no feedback in our architecture, from the regional ocean to the regional atmosphere, neither from the regional ocean

to the global ocean. This configuration prevents us to deal with some issues, for example, the influence of the Mediterranean Outflow Water to the Northern Atlantic Ocean but is completely adapted to provide consistent river runoff associated with continental precipitation changes.

6.2 Model architecture and method

We used an ensemble of modeling tools that includes two atmospheric models and a regional oceanic model. Figure 6.1 summarizes the configuration and shows the experimental flowchart.

6.2.1 The atmospheric models (AGCM and ARCM)

LMDz4 (Hourdin et al., 2006; Li, 1999) is the atmospheric general circulation model developed and maintained in IPSL (Institut Pierre Simon Laplace). It was largely used in the previous phase of CMIP and PMIP projects. The model has variable resolution. Its global version used here (referred to as LMDz4-global) is 1.875° in longitude and 1.25° in latitude with 19 layers in the vertical. It provides boundary conditions to drive LMDz4-regional. LMDz4-regional (Li et al., 2012) is a regionally-oriented version of LMDz4 with the same physics and same vertical discretization, dedicated to the Mediterranean region. The zoomed model covers an effective domain from 13°W to 43°E and 24°N to 56°N with a horizontal resolution of about 30 km inside. The rest of the globe beyond this domain is considered as the buffer-zone for LMDz4-regional where a relaxation operation is performed to nudge the model with variables from AGCM. The resolution of LMDz4-regional rapidly decreases outside its effective domain. In both LMDz4-global and LMDz4-regional, land-surface processes, including the hydrological cycle, are taken into account through a full coupling with the surface model ORCHIDEE.

6.2.2 The regional oceanic model (ORCM)

NEMOMED8 (Beuvier et al., 2010; Herrmann et al., 2010) is the regional Mediterranean configuration of the NEMO oceanic modeling platform (Madec, 2008). The horizontal domain includes the Mediterranean Sea and the nearby Atlantic Ocean which serves as a buffer zone (from 11°W to 7.5°W). The horizontal resolution is $1/8^\circ$ in longitude and $1/8^\circ \cos\Phi$ in latitude (Φ is latitude in degree), i.e. 9km to 12km from the north to the south. The model has 43 layers in the vertical, with inhomogeneous thickness (from 7m at the surface to 200m in the deep).

Rivers discharges are taken into account as a fresh water flux in grids corresponding to rivers mouths. A first dataset of rivers discharges represents 33 river mouths across the Mediterranean. It contains monthly mean climatological values of runoff. When the rivers fresh water discharges are interactively calculated by the land-surface model ORCHIDEE, there are 192 river mouths for the Mediterranean. The Black Sea, not included in NEMOMED8, is considered as a river dumping fresh water into the Aegean. The dumping rate is calculated with the total runoffs into the Black Sea, enhanced by net budget of P (precipitation) minus E (evaporation) over the Black Sea.

6.2.3 Sequence of modeling

As shown in figure 6.1, the first step of our modeling chain is to obtain SST and SIC from simulation of an Earth System Model that is able to produce global climate (for the past, present or future). We can reasonably formulate the hypothesis that major global climate information can transit from global SST and SIC. This hypothesis was approved to be a very reasonable one for climate downscaling purposes, as reported in Krinner et al. (2014) and Hernández-Díaz et al. (2017) for the Antarctic and Africa respectively. In the present work, we actually use IPSL-CM5A (Dufresne et al., 2013) to extract relevant SST and SIC to drive AGCM (LMDz4-global) and ARCM (LMDz4-regional). The next step is to run the two atmospheric models, LMDz4-global and LMDz4-regional, in the usual way as proposed by the AMIP community. This is the most expensive step, since atmospheric models are usually very time consuming. Fortunately, it is not necessary to run them for very long time, atmosphere being able to reach equilibrium quickly. We run 30 years for both models. We consider here that this duration is long enough to depict climatic variability for the simulation of past events. The AGCM nudge the ARCM in the traditional way of one-way nesting for temperature, humidity, meridional and zonal wind every two hours. The nudging is done by an exponential relaxation procedure that is controlled by a timescale of half an hour outside the zoom and 10 days inside the zoom. Table B.1 summarizes the forcing used, especially the orbital forcing and atmospheric CO₂.

The ARCM provides the necessary variables (surface air temperature, wind stress, P-E over the sea, heat fluxes) to NEMOMED8. The salinity and temperature conditions are provided in three dimensions in the buffer zone. The river runoff depends on the configuration used. Table B.2 detailed these boundary conditions.

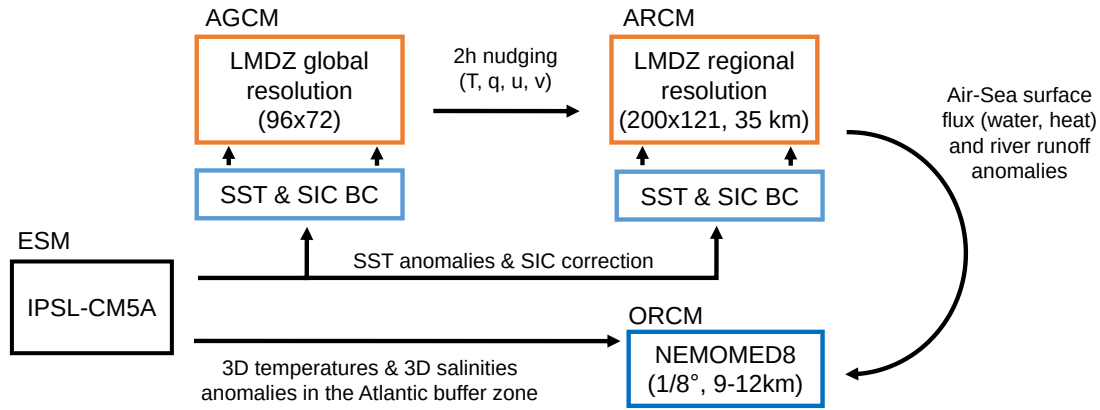


FIGURE 6.1 – Flowchart of the modeling chain including four main components : ESM, AGCM, ARCM and ORCM. BC : boundary condition, u : meridional wind, v : zonal wind, q : specific humidity, T : temperature, S : salinity, SST : sea surface temperature, SSS : sea surface salinity.

6.2.4 Bias corrections possible in the sequential modeling chain

The sequential modeling chain, although there is no interactivity and no feedback at interfaces, allows us to eventually make error removal or bias correction at each step of the methodology. This adjustment is sometimes crucial, especially when one needs model outputs to be of very high quality for their incorporation into impacts studies. This concept was further described in Krinner et al. (2018) (as illustrated in their Fig. 16). So to enhance our confidence and realism of simulation results, we may think to introduce bias-correction when necessary. The correction method that we use in the present work follows the general idea of the classical procedure, which is based on the difference between model outputs for present-day simulation and the actual observation. The biases corrected in such a way, theoretically only valid for the historical simulation (named HIST hereafter) is assumed to keep unchanged for past and future scenarios simulations. However, the transferability to past and future periods is questionable. Indeed nothing can strictly guarantee that the error of a model for a period is the same for other periods, even though the model physics is the same. Nevertheless, paleo-data are often rare and incomplete, so not suitable to be used for evaluation and correction of model errors. The most reasonable base is that established for present-day.

We illustrate this procedure for our experiments driven by IPSL simulations. IPSL-CM5A is a fully-coupled climate system model. It operates autonomously for either present-day climate, or future climate scenarios, or paleo climate reconstructions, in function of external forcing or boundary conditions exerted on it. For its historical simulation of modern climate (from 1850 to 2005), we can point out a few general biases that we want to correct before running our regional

system for paleo periods (Early Holocene). For this purpose, we need to firstly examine global fields of SST and SIC oceanic 3-D structures (temperature and salinity only, not circulation) and rivers fresh water discharges.

Global fields of SST and SIC

Global fields of SST and SIC are the most important variables in our methodology since they are supposed to contain the main climate change information to be transferred from global scale to regional scale. They are used to force both AGCM and ARCM. SST has a global cold bias that highly affects the Mediterranean Sea and the nearby Atlantic region. To remove this bias, we simply applied an offset based on the difference between IPSL-CM5A historical simulation and ERA-Interim reanalysis (Dee et al., 2011) over the period 1970-1999.

On the contrary, IPSL-CM5A tends to overestimate temperatures over the poles, which leads to an underestimation of the SIC. This bias affects the surface albedo and the global energy budget. It also affects the meridional temperature gradient and then the mid-latitude atmospheric eddies. The bias correction that we used for SIC is the analogue method presented in Beaumet et al. (2017). The basic idea is to adjust the total areas covered by sea ice for each hemisphere and for each month following their biases. As for SST, the biases of hemispheric and monthly SIC areas are based on the difference between IPSL and observed SIC (Climatological monthly mean over 1970-1999 from ERA-Interim). Finally, the geographic distributions of SIC are determined by the hemispheric and monthly SIC areas following an analogue relationship extracted to match the observation from 1970 to 2012.

3D temperatures and salinities in the Atlantic buffer-zone

As for SST, 3-D fields of oceanic temperature and salinity (over the whole water column) in the Atlantic buffer zone can be adjusted with a simple shift operation. We used the World Ocean Atlas (WOA, (Locarnini et al., 2013)) as our reference to correct outputs from the IPSL-CM5A historical simulation.

River runoff into the Mediterranean Sea

Fresh water discharges from rivers around the Mediterranean Sea are the most important ingredient controlling the overturning circulation of the Mediterranean. Due to the high sensitivity of oceanic circulation to this variable, we decided to apply an adjustment to it, since the atmospheric model, LMDz4 (especially the regional configuration LMDz4-regional), coupled to the land surface model ORCHIDEE, tends to overestimate the amount of freshwater runoff in LMDz4 compared to present-day observations. To overcome this problem, we applied a bias-

correction with observed climatological runoff. In this study, we choose to correct the river runoff with an absolute difference between the LMDz simulations. When the difference is not significant, the corrected runoff is set to the climatology, especially to avoid negative values¹. This methodology is questionable : indeed the overestimated river runoff, even corrected by an absolute difference could be still too high. A solution would be to correct the runoff by a relative difference instead. However, in order to stay consistent with the methodology of SST and SIC bias correction, we choose the absolute difference correction for the river runoff. The correction is based on month per month difference between LMDz4 runoff and climatology (Rivdis database, Vorosmarty et al. (1998), and Ludwig et al. (2009)), especially to correct the Early Holocene simulation.

6.3 Validation of the model for the period 1970-1999

In this section, we evaluate the capability of the model of reproducing climate of the recent past decades. Especially, a good performance in simulating sea surface characteristics as well as the Mixed Layer Depth (MLD) and oceanic convection pattern is a key element to investigate evolution of the Mediterranean Sea in the past.

6.3.1 Experimental design

For the experiment called HIST, we used observed SST and SIC (source from ERA-Interim) to force the AGCM. River runoff is the climatology of Ludwig et al (2009). Monthly mean climatological sea temperatures and salinities (from WOA) are used in the Atlantic boundary zone. HIST atmospheric simulations last 30 years for both global and regional simulations. Length of HIST oceanic simulation is also 30 years, but obtained after a 150-year spin-up. (see figures A.3 and A.4 in annexe A).

6.3.2 Evolution of temperatures

Figure 6.2 depicts the temporal evolution, between 1970 and 1999, of annual-mean 2-meter surface air temperature in the atmospheric simulations (global and regional) compared with

1. Namely when the difference does not exceed 25%, of the annually average annual difference for the Nile river runoff (due to the simulated amplitude, cf section 4.4) and 5% for the rest of the rivers.

observations for the whole globe and over the Mediterranean region, respectively. The two models reproduce a range of temperatures similar to the observations, with the Mediterranean temperature warmer than the global temperature. The regional model reproduces the interannual variability and the warming trend, quite close to observations.

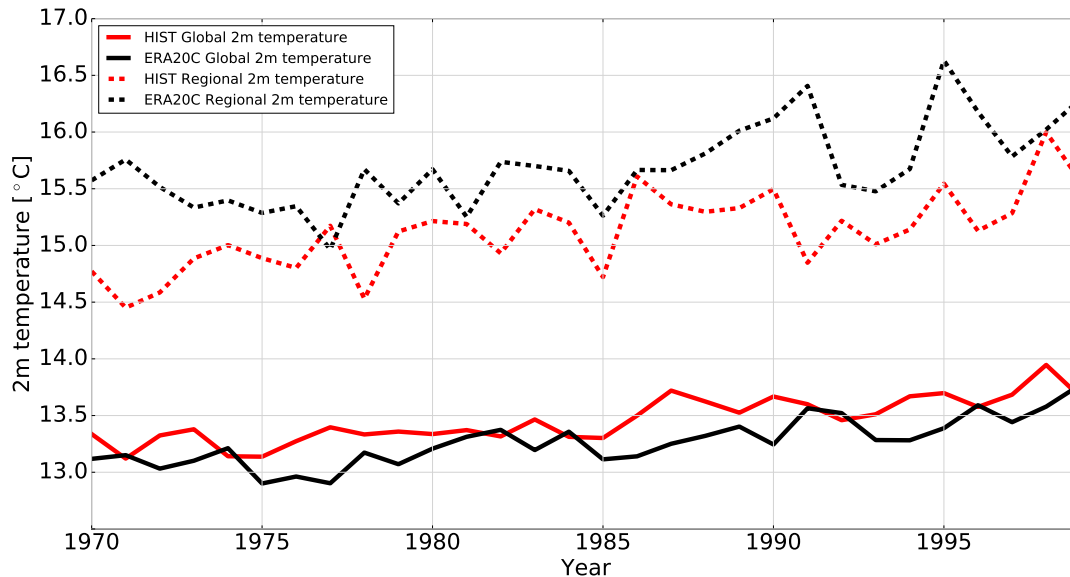


FIGURE 6.2 – Time series of annual-mean 2-m surface air temperature in HIST (red) and ERA20C (black) for global average (solide lines) and Mediterranean-only average (dashed lines).

6.3.3 Precipitation and freshwater budget

Figure 6.3 shows the annual precipitation in HIST over the Mediterranean region averaged on the period 1970-1999 and the differences with observations. Main features of the distribution of precipitation over the Mediterranean region are reproduced, especially the salient contrast between very low precipitation in the southern region and higher precipitation in the north. However, the regional model tends to overestimate the precipitation over most of Europe, especially over the Alps, the Pyrenees, the Balkans and other mountainous regions. Table 3 sums up the freshwater budget over the Mediterranean Sea for observations (from a synthesis study of Sanchez-Gomez et al. (2011)) and different simulations performed in this study. The simulated continental precipitation is overestimated, but the precipitation over the Mediterranean Sea in HIST is very close to the observations as well for the evaporation.

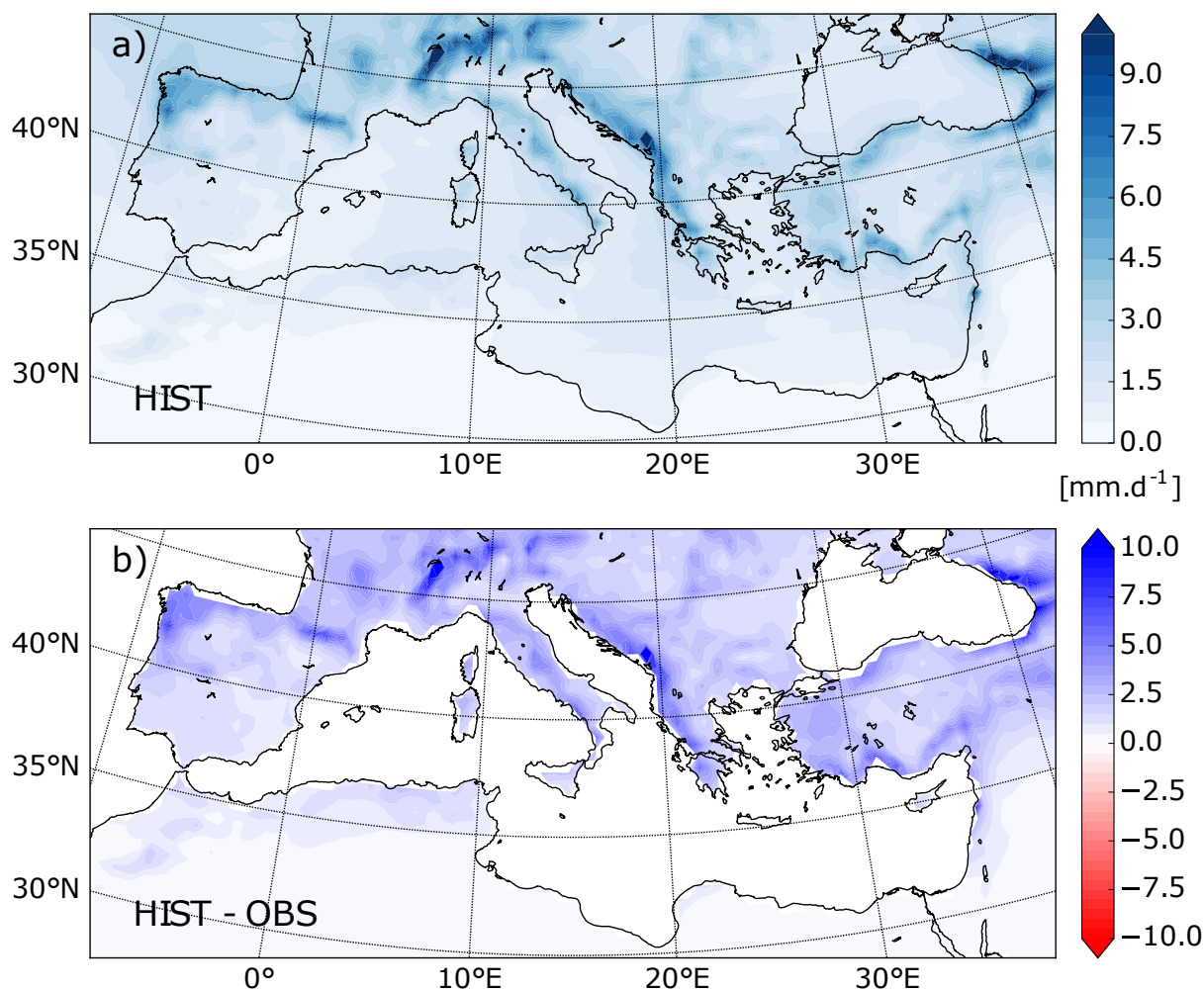


FIGURE 6.3 – Annual-mean precipitations (mm.d^{-1}) in HIST (panel a). Deviation of HIST simulation from observation-based CRU data (HIST-CRU, panel b, only over land).

Variables(mm.yr^{-1})	Evaporation	Precipitation	River runoff
Experiments			
OBS	1129	426	102-142
HIST	1106	443	74
PICTRL	1031	451	98
EHOL	1094	460	225

TABLE 6.1 – Mediterranean Sea freshwater budget. OBS is a Sanchez-Gomez et al. (2011) (over the period 1958-2008).

6.3.4 Mediterranean Sea surface characteristics

Figure 6.4 displays temperatures and salinities of the Mediterranean Sea simulated in HIST and deviations from observations. The model is able to capture the main characteristic of the SSS in the Mediterranean Sea with a pronounced west-east gradient (Figure 6.4a). Nevertheless,

values are in the range of observations (mean bias = -0.32 PSU, error = 0.37 PSU, table 6.2). The Aegean Sea is too fresh and the Adriatic/Ionian Sea is too salty. The model reproduced the temperature gradient from northwest to southeast, as shown in Figure 4b. However, the model shows general cold temperature bias (from -0.5 to -1.5°C) over the entire Mediterranean (Figure 6.4e), caused by the cold bias already observed for the 2m air temperature in the regional atmospheric forcing (cf Figure 6.2).

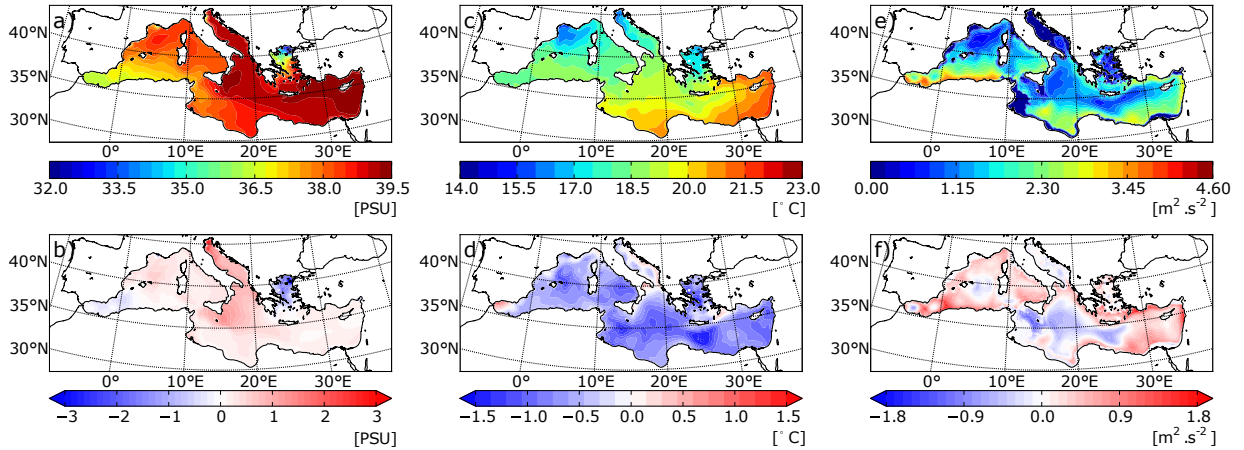


FIGURE 6.4 – Annual-mean sea-surface salinity (left panels, SSS in PSU), sea-surface temperature (middle panels, SST in $^{\circ}\text{C}$) and index of water column stratification (right panels, winter IS in $\text{m}^2.\text{s}^{-2}$) as simulated in HIST (top panels) and as deviation of HIST from observation-based MEDATLAS.

	SST ($^{\circ}\text{C}$)	SSS (PSU)	IS ($\text{m}^2.\text{s}^{-2}$)
Mean bias	0.64	-0.32	-0.91
Error	0.45	0.37	0.29

TABLE 6.2 – Mean bias (OBS-HIST) and error (root mean square deviation) between observations (MEDATLAS-II) and HIST.

6.3.5 Mediterranean thermohaline circulation

We now evaluate the general characteristics of the simulated thermohaline circulation in regions of deep and intermediate water formation. Figure 4c displays the index of stratification (IS^2) for HIST. IS is a vertical integration of the Brunt-Vaisala frequency. Lower IS implies more likely convection. The amplitude of IS biases (Figure 6.4f), is from -1 to $1 \text{ m}^2.\text{s}^{-2}$ (mean bias = $-0.91 \text{ m}^2.\text{s}^{-2}$, error = $0.29 \text{ m}^2.\text{s}^{-2}$). The model satisfactorily reproduces convection in areas, known for intermediate and deep water formation, namely the Gulf of Lions, the Adriatic Sea, the Ionian Sea, the Aegean Sea and the Northern Levantine.

$$2. \text{IS}(x, y, h) = \int_0^h N^2(x, y) z dz$$

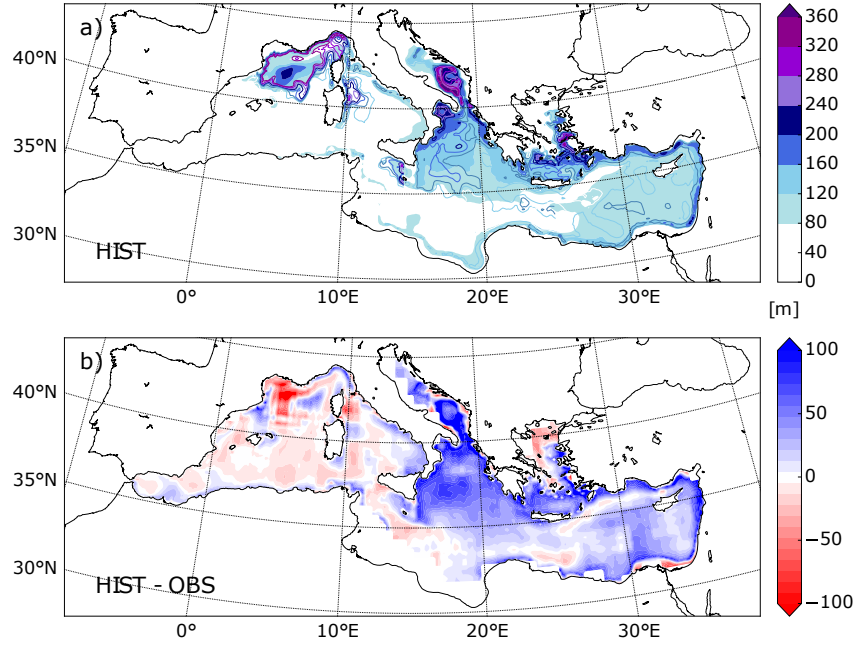


FIGURE 6.5 – Mixed layer depth simulated in HIST (panel a, in m) and as deviation of HIST from observations of Houpert et al. (2015).

Comparison with mixed layer depth observations (Houpert et al., 2015) confirms that the model actually reproduces realistic intermediate and deep waters formation patterns (Figure 6.5a), with thicker MLD in the eastern basin and shallower MLD at the Gulf of Lions (Figure 6.5a).

We then analyze the simulated Mediterranean overturning circulation figure 6.6. The Zonal Overturning stream Function in figure 6.6a (ZOF^3) depicts the surface and intermediate circulation and the intermediate/deep circulation. The surface flow coming from the Gibraltar goes up to 30°E and back to the Atlantic Ocean in intermediate layers, through the Levantine Intermediate Water (LIW) outflow. Figure 6.6 b c d represents the Meridional Overturning stream Function (MOF^4) in the Gulf of Lions, Adriatic Sea and Aegean Sea respectively. The surface cell in the longitude-depth plan is comparable to previous studies done with the same regional oceanic model, but with different forcing (Adloff et al., 2015; Somot et al., 2006) : the mean strength of the surface cell ranges from 0.8 to 1.0 Sv, and the longitudinal extension is from 5°W to 30°E. The simulated intermediate and deep cells are recognized to have different characteristics among existing studies. Our simulated pattern is very close to a similar historical run in Adloff et al. (2015), but somehow weaker compared to a historical run in Somot et al.

3. $ZOF(x, z) = \int_h^z \int_{x_s}^{x_n} u(x, y, z) dy dz$

4. $MOF(y, z) = \int_h^z \int_{x_e}^{x_w} v(x, y, z) dx dz$

(2006) and a second historical configuration (with refined air-sea flux) in Adloff et al. (2015). The presence of large spreading among models for this pattern indicates that there is still a lack of modeling capability in simulating the deep circulation in the Mediterranean Sea.

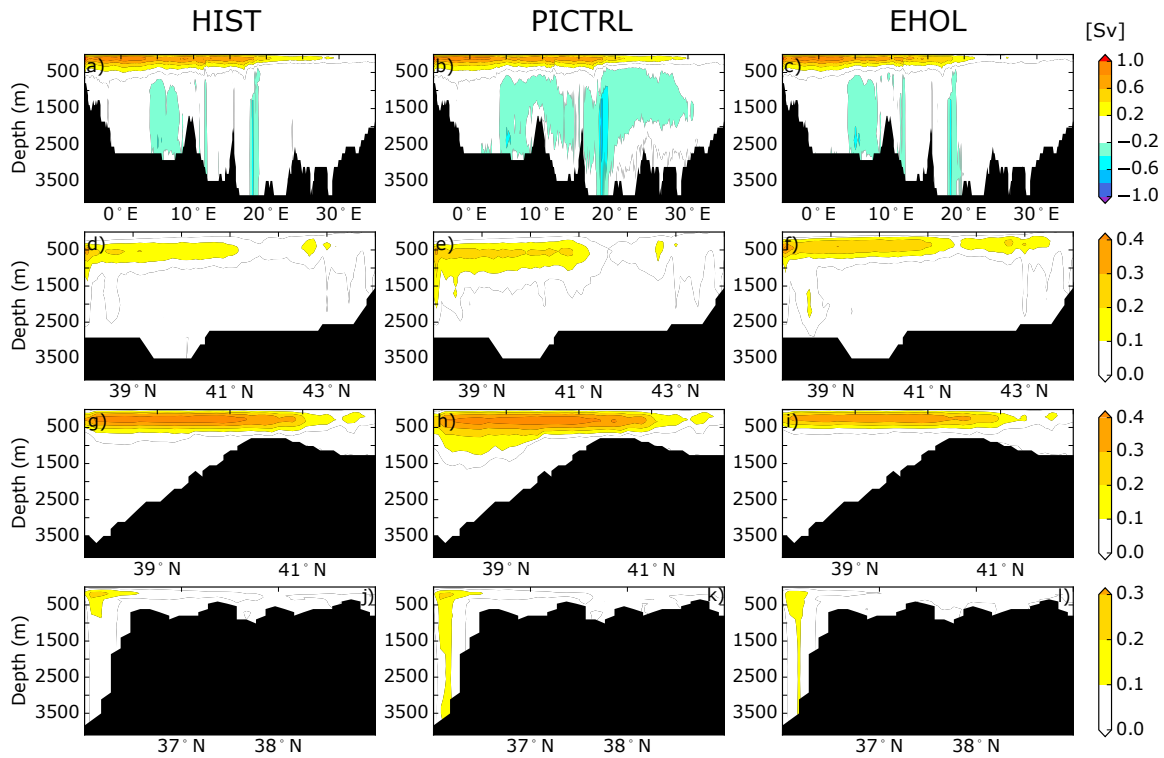


FIGURE 6.6 – Zonal Overturning stream-Function (ZOF, first row, panels a, b and c) integrated from north to south and shown as a longitude-depth section for the whole Mediterranean Sea, for HIST, PICTRL and EHOL simulations (from left to right), respectively. Other panels show Meridional Overturning stream-Function (MOF) shown as a latitude-depth section, integrated west/east for the Gulf of Lion (second row), the Adriatic/Ionian Sea (third row), and the Aegean Sea (last row), respectively. HIST, PICTRL and EHOL simulations are in columns from left to right. Units are Sv for all stream-functions.

6.3.6 Summary for the modeling chain validation

The validation of our platform was based on the historical period from 1970 to 1999. The atmospheric simulation shows a consistent behavior with observations in terms of 2-meter air temperature for both global and regional levels. There is a significant overestimation of precipitation over lands surrounding the Mediterranean Sea. However, the freshwater budget over the sea water is close to observation for both evaporation and precipitation. When fresh water discharges from rivers into the Mediterranean Sea are bias-corrected against the observed climatology, the model produces overall realistic areas of intermediate and deep convection. The

thermohaline circulation is well captured by the oceanic model, which provides confidence in our modeling platform for conducting investigation into past climate.

6.4 Application for the Early Holocene

In this section, we present results obtained with our sequential modeling chain applied in a paleoclimate context, which was indeed our motivation for developing this modeling tool. We chose to test the ability of our tool for a period marked by important changes of climate and ocean dynamics, the Early Holocene, when the last sapropel S1 occurred in the Mediterranean Sea. Our experimental design relies on comparison of two simulations : Early Holocene (EHOL) versus PICTRL with pre-industrial conditions, the latter being served as a reference.

6.4.1 Experimental design

As indicated in the general flowchart of our modeling platform, we need global SST and SIC to initiate our approach. The basic assumption is that climate change signal can be reconstructed from global SST and SIC. In this study, we use two existing long-term coupled simulations from IPSL-CM5A to extract global SST and SIC : PICTRL and EHOL. We use their last 100 years to construct climatological SST and SIC. After bias-correction on them, they are then used to drive LMDz-global and LMDz-regional in a further step. The duration of PICTRL and EHOL atmospheric simulations is 30 years (both global and regional).

When running NEMOMED8, oceanic temperature and salinity in the Atlantic buffer-zone, as well as fresh water discharges from Mediterranean rivers, are all bias-corrected, as described previously. We need however to point out that the Nile River discharge is not from its modern observation, but set to its pre-industrial values ($2930 \text{ m}^3.\text{s}^{-1}$ for annual mean).

Two other issues need to be argued at the Early Holocene. The first one is the sea level, which was 20 meters lower than the modern sea level Peltier et al. (2015). For the sake of simplicity, we did not take into account this difference of sea level in the EHOL simulation. The second issue is on the timing of the (re)connection between the Black Sea and Aegean Sea. This topic is still under debate. Sperling et al. (2003) suggest a reconnection since 8.4 ka BP, while Soulet et al. (2011) recorded it around 9 ka BP. Other studies found that an overflow of the Black Sea was likely before this reconnection due to Fennoscandian ice-sheet melting during the deglaciation (Chepalyga, 2007; Major et al., 2002; Soulet et al., 2011). For the work reported here, we decided

to maintain the Bosphorus open in our simulation, with water exchange set to its modern value. EHOL oceanic simulation is 90 years and 30 years for PICTRL, performed after a 200 year spin-up of PICTRL (See Figures A.5 and A.6 in A).

6.4.2 Climate features depicted in LMDz-global

Figure 6.7 shows the difference between EHOL and PICTRL for the summer/winter temperature, JJAS (June to September) precipitation and JAS surface runoff. The atmospheric model imprints the stronger seasonality due to the increased Early Holocene insolation. The warmer summer temperatures occurring over Europe and Northern Africa (+ 6 degrees) and lower winter temperatures over Africa (− 2 degrees) reflect this feature. The variation of the precession index also triggers the enhancement of the African Monsoon (+ 10 mm/day over the Ethiopian region). The main consequence of this increase in precipitation is an enhanced surface runoff over the Ethiopian region. Such a hydrological state is close to the African Humid Period with enhanced African Monsoon and increased surface runoff as shown in Rossignol-Strick et al. (1982).

Our results are similar to the previous modeling exercise for Early and mid-Holocene climate (Adloff et al., 2011; Bosmans et al., 2012; Braconnot et al., 2007b; Marzin and Braconnot, 2009). They are also consistent with different reconstructions of mid-Holocene precipitation (Harrison et al., 2014). A detailed comparison can be done with the Early Holocene simulation of Marzin and Braconnot (2009) that used the same orbital parameters and the same atmospheric model as we did. However, their model was coupled to an oceanic model, while we used only the atmospheric model and prescribed SST and SIC as boundary conditions. Our results are very comparable to this study for both surface air temperature and precipitation, which is also an approval for the validity of our approach with an atmosphere-only model constrained by boundary conditions. The ensemble of PMIP simulations, available for Early Holocene and mid-Holocene, show some robust features of climate response to orbital forcing and some common weaknesses (Braconnot et al., 2007b; Kageyama et al., 2013). This is especially the case with the underestimation of African monsoon spread towards Northern Africa, which explain the fact that we do not change the river runoff over this area. However, the increased Nile river discharge induced by monsoon is supported by data (Adamson et al., 1980; Revel et al., 2014; Williams et al., 2000).

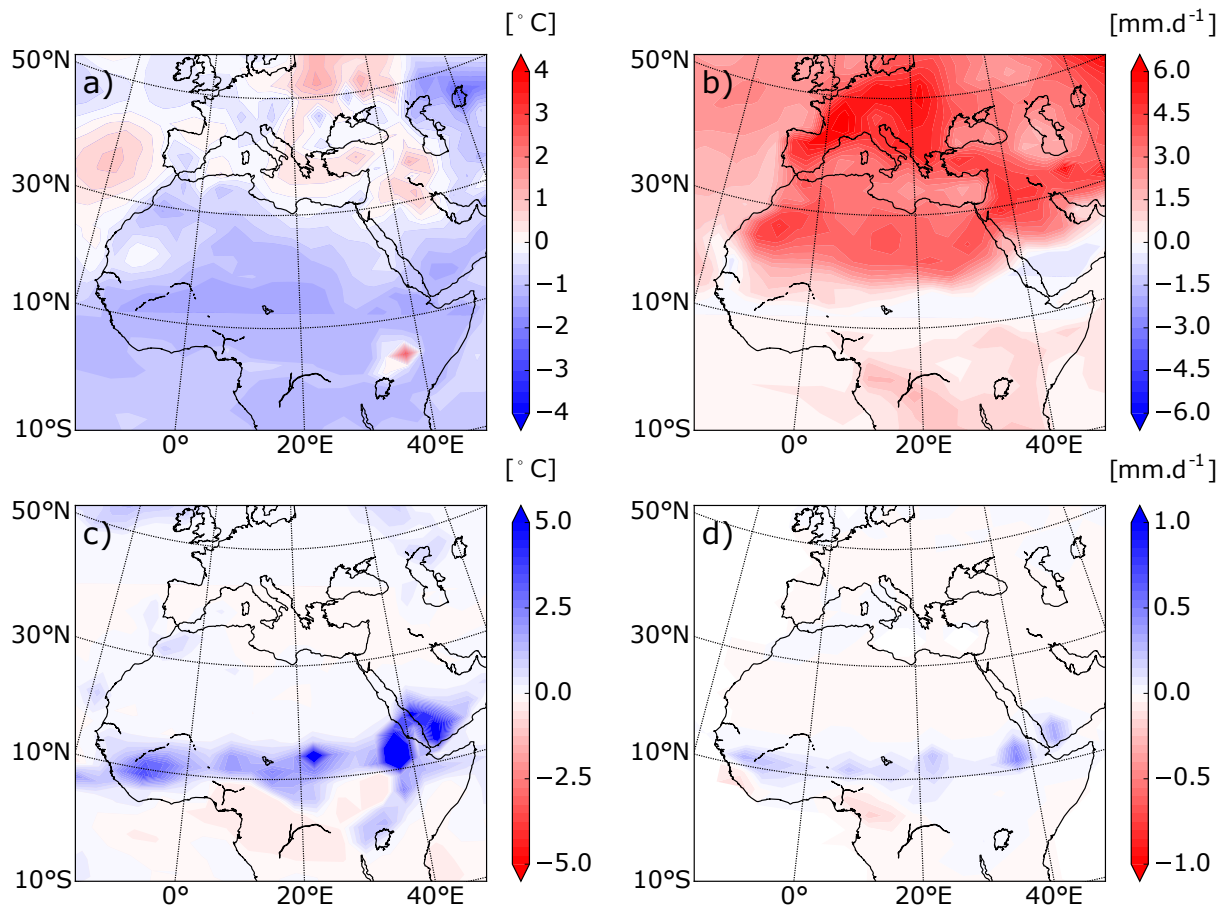


FIGURE 6.7 – Deviations of EHOL simulation from PICTRL, a) winter temperatures at 2m, c) summer temperatures at 2m, b) JJAS (June to September) precipitation, d) JAS (July to September) surface runoff.

6.4.3 Mediterranean climate features with the dynamical downscaling refinement

Figures 6.8, 6.9 and 6.10 show results from the regional atmospheric model (LMDz-regional, compared to those from LMDz-global) for PICTRL and EHOL over the Mediterranean region. As the global simulation, the regional one also depicts an increased seasonality with warmer summer (+ 2 to + 6 °C) and colder winter especially over land (− 3 to − 1 °C, , figures 6.8). The downscaling with LMDz-regional shows slightly reduced amplitude of the summer warming, and a more homogenous signal in winter over lands. The surface wind in PICTRL in winter shows a general circulation from West to East (Figure 6.9b), in relation to the dominant regime of westerlies in the region in winter. This important feature is almost missed in the global model (Figure 6.9a) which reproduces a reduced intensity compared to the ARCM. In the regional model, the difference (EHOL-PICTRL, figure 6.9d) shows a northward shift in position, with maximum changes in the Levantine basin. The global model depicts a different

response, with a dipole of the change in wind intensity (figure 6.9c). The winter precipitation in EHOL, for ARCM (LMDz-regional), increases over land in the Balkans, in Italy and over the Adriatic, Ionian and Aegean Seas (figure 6.10b). These changes are also present in AGCM (LMDz-global) that furthermore shows an increase in Spain and Portugal (figure 6.10a). It is in summer that the two models show the largest differences. In ARCM (LMDz-regional), the Mediterranean basin experiences drier conditions except in Italy and the North of the Balkans. Over the water surface, precipitations slightly increase in EHOL (figure 6.10d). AGCM (LMDz-global) shows however drier conditions in the two third north area of the Mediterranean domain, and more humid conditions in the third south (figure 6.10c). Changes in precipitation imply unavoidably modifications of runoff and rivers discharge flowing into the Mediterranean Sea.

Although it is not straightforward to compare our “snapshots” simulations against environmental records (often reconstruct a timeline), our results compare well with available data over this area (see supplementary material). Numerous proxies depicts the Mediterranean climate as Lakes levels and salinities, fires occurring, pollen data, isotopes signal recovered from speleothems. The coupling among all of these proxies is necessary to provide clear definition of the Mediterranean climate for this period (Magny et al., 2013; Peyron et al., 2011). Magny et al. (2007), through their records for the Lake Aversa (Italy) suggested that aridification took place around 9200–7700 cal BP. Zanchetta et al. (2007), based on speleothem recovered in Italy conclude that the Western Mediterranean basin experienced enhanced rainfall during the S1 (10 - 7 ka cal BP). Jalut et al. (2009), with pollen data suggest short dry summer and abundant rainfall in winter (autumn and spring as well) and noticed wetter conditions that favoured broad-leaf trees vegetation. Proxies seem to indicate contrary information and it is necessary to introduce seasonality to reconcile them. Peyron et al. (2011), mentioned wet winters and dry summers during the ‘Holocene optimum’. Magny et al. (2013), supported the seasonality contrast from the analysis of multi-proxies.

Our EHOL simulation successfully depicts the temperature contrast between winter and summer. Precipitation is enhanced in winter. During the summer, the Mediterranean region is globally drier, except over Northern Italy and Northern Balkans. As explained above, there is no precipitation signal over Northern Africa, whereas evidence of paleo-lakes in Algeria (Callot and Fontugne, 1992; Petit-Maire et al., 1991), Tunisia (Fontes and Gasse, 1991) and Lybia (Gaven et al., 1981; Lezine and Casanova, 1991) during the Early Holocene have been found, implying more rainfall in this area. We provide data comparison between simulated continental precipitation and pollen reconstruction (section 6.6.1). This comparison shows consistent anomalies in winter precipitation but also a net difference in summer due to the more contrasted summer in the EHOL simulation.

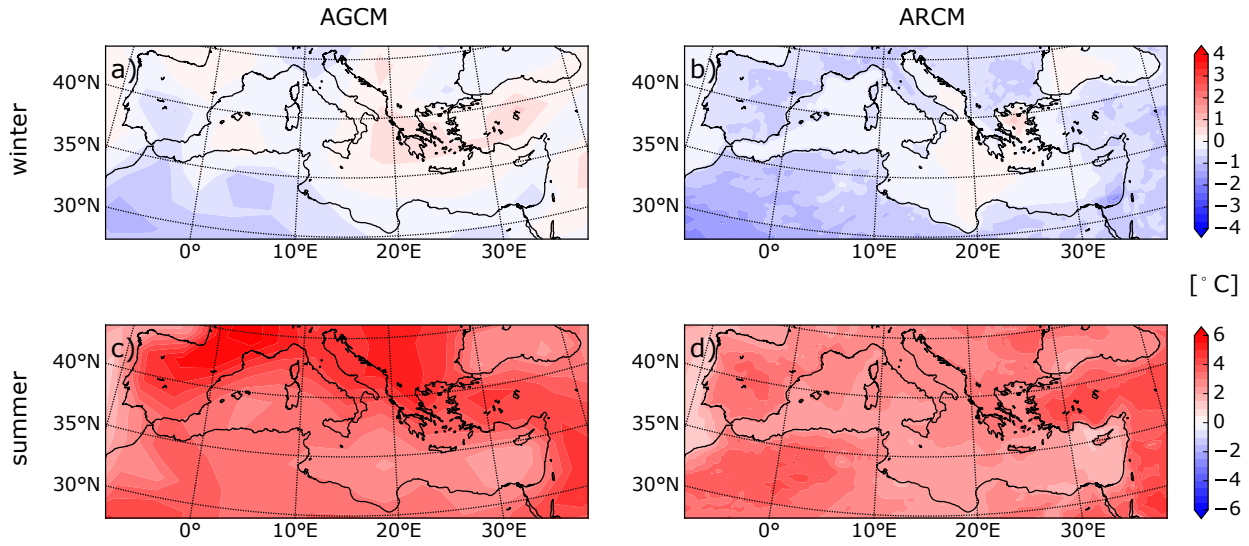


FIGURE 6.8 – Changes (EHOL-PICTRL) in winter 2m temperature (first row) and in summer 2m temperature (second row), for AGCM (first column) and ARCM (second column).

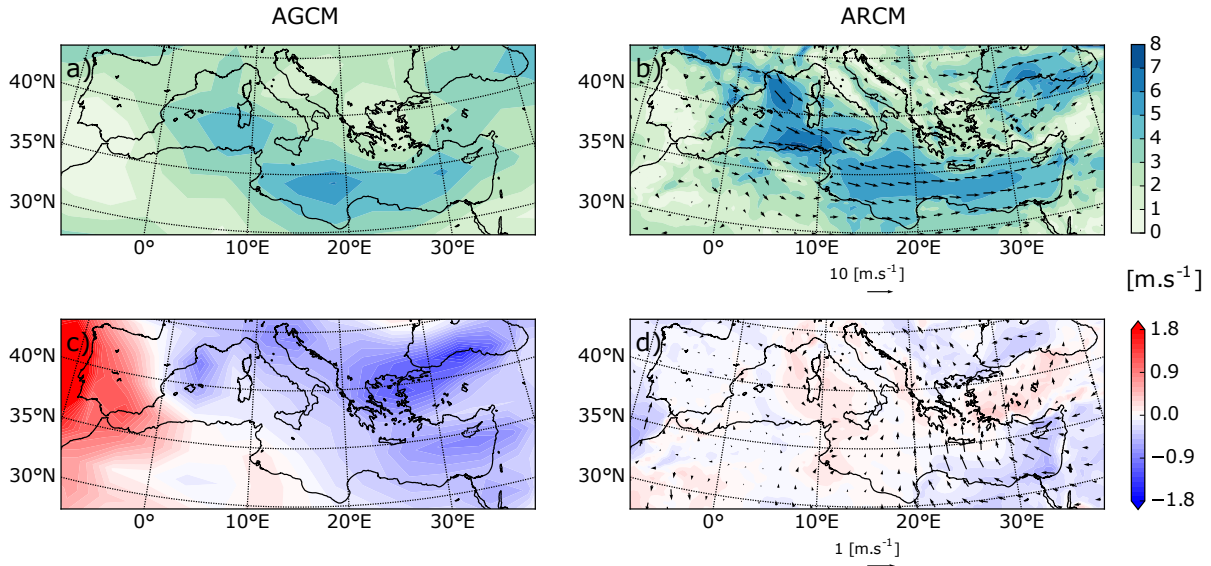


FIGURE 6.9 – Winter wind speed in PICTRL (first row) for a), the AGCM and b), the ARCM. Changes (EHOL-PICTRL, second row) for c), the AGCM and d), the ARCM.

6.4.4 Hydrological changes

Figure 6.11 shows the runoff simulated by the atmospheric model. The Nile River is shown in Figure 6.11a. Figures 6.11b and 6.11c plot river discharge anomalies between EHOL and PICTRL. The simulated Nile runoff in PICTRL shows an increased signal due to the overestimation of the precipitation compared to pre-damming values. A maximum is reached in summer for both observation and simulation.

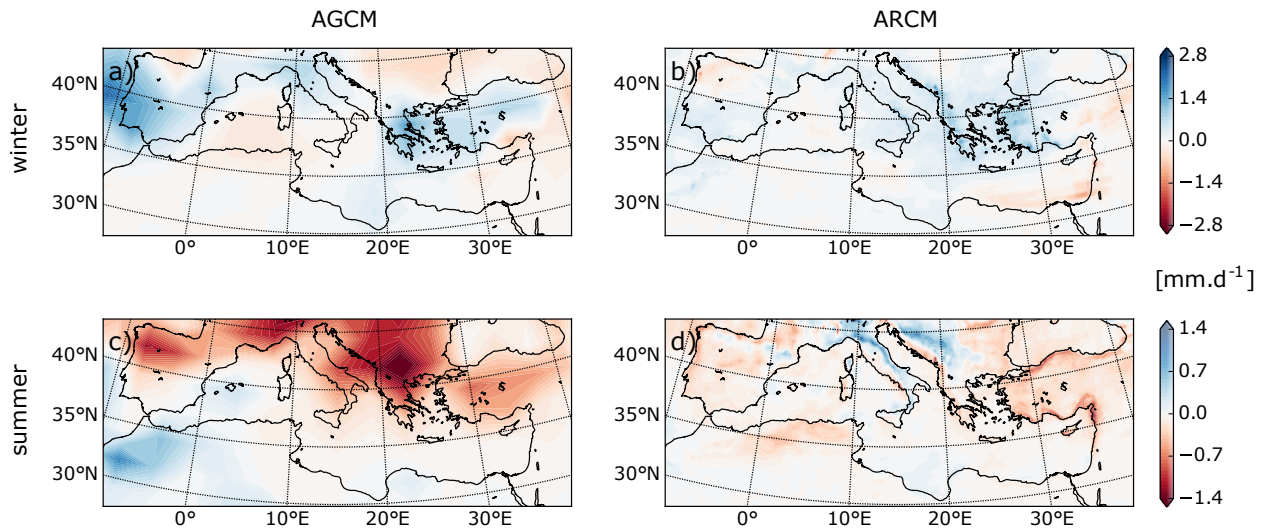


FIGURE 6.10 – Changes (EHOL-PICTRL) in winter precipitation (first row) and in summer precipitation (second row), for AGCM (first column) and ARCM (second column).

Figures 6.11b and 6.11c show that the Nile River is the main contributor in terms of freshwater supply anomaly into the Eastern Mediterranean basin during summer and autumn. However, the EHOL simulation produces a positive anomaly in winter in that the Albanian rivers (Drini, Mat, Dures, Shkumbin and Vjosa) as well as the Vardar and the Buyukmenderes, have an increased input due to enhanced winter continental precipitation (figure 6.10). The supplementary freshwater input into the western basin in winter shown in EHOL is less pronounced than that of the eastern basin. However, the Northern African rivers have not been represented because precipitation has not drastically changed in their catchment area in our simulation (figure 6.10).

6.4.5 Implication on the ocean

At the end of our modeling chain, we can now examine changes of sea water properties of the Mediterranean produced by NEMO-med8 for PICTRL and EHOL. It is important to mention at this stage, that the correction of the river runoff does not use the historical simulation as reference (as for the SST and SIC) but the pre-industrial one. Indeed, we wanted to keep river runoff anomalies free of anthropic influence. Moreover, the fact that the “pre-industrial” Nile river runoff (namely before damming) is well known, motivated this choice. Figure 6.12 shows changes (EHOL minus PICTR) for sea surface salinities, index of stratification and MLD. The freshwater inputs from the Nile and the Northeastern Mediterranean margin imply a low salinity anomaly over the eastern basin. This decrease in salinity generates enhanced stratification over all the Mediterranean Sea (with an exception in the Sicily Sea) and affects

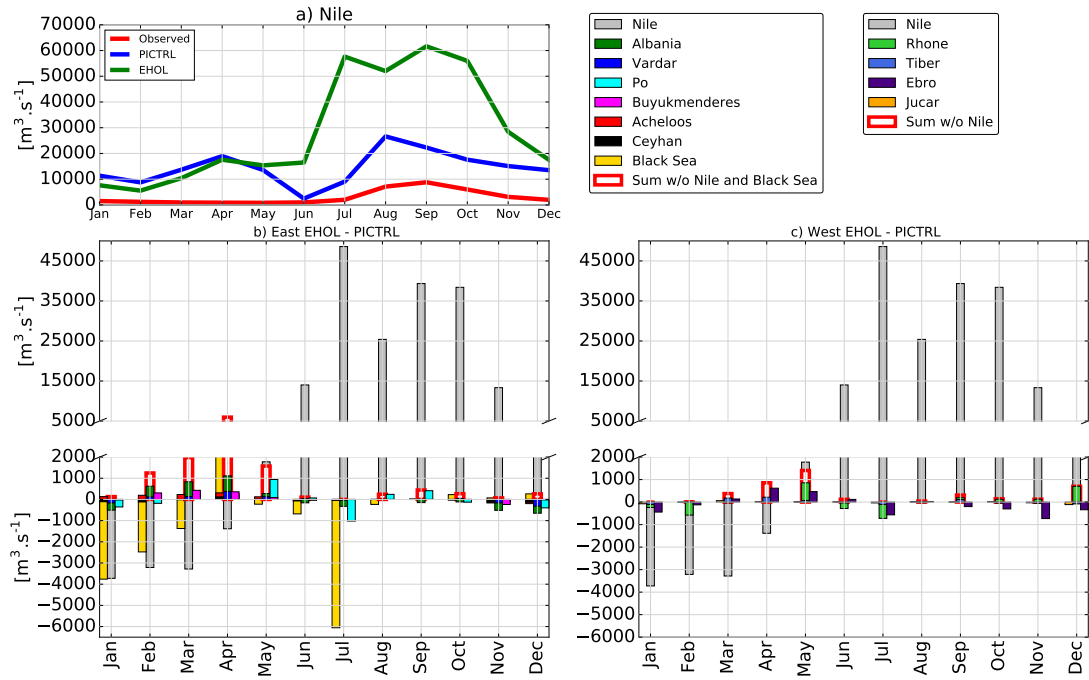


FIGURE 6.11 – a) climatological runoff of the Nile River : observed pre-damming values (red), PICTRL (blue), EHOL (green), EHOL – PICTRL anomalies applied to observations. Monthly anomalies between EHOL and PICTRL in the simulated river runoff for b) river flowing into the eastern basin, c) river flowing into the western basin with the Nile River (the scale are different between upper and lower b) and c) sub figures).

the area of convection by decreasing the MLD. This global stratification in EHOL is followed by a general the reduction of the thermohaline circulation compared to PICTRL (ZOF and MOF, figure 6.6 i, j, k, l).

Numerous studies documented the sapropel S1 and the associated state of the Mediterranean Sea. Emeis et al. (2000a), mentioned a decreased SSS during this period in both eastern and western basin (As well as (Kallel et al., 1997a) in the Tyrrhenian basin). In section 6.6.2 and 6.6.3 we compared simulated SST and SSS outputs with reconstructions. Although the simulated SST outputs are in good agreement with reconstructions, there is a gap between simulated SSS outputs and reconstructions. This discrepancy is not surprising, and may be explained by many reasons. One of them is the frequent weaknesses in Early to mid-Holocene simulations, namely the restricted northward spread of the African monsoon and therefore the underestimation of freshwater from Northern Africa. Adloff (2011) has already pointed out that an additional freshwater input was missing during the Early Holocene in the Mediterranean Sea, and that this input could reconcile the simulated and observed SSS during this period. Our oceanic simulation well depicts these behaviors and is similar to previous modeling studies

with lower resolution (Adloff, 2011; Bosmans et al., 2015; Myers et al., 1998).

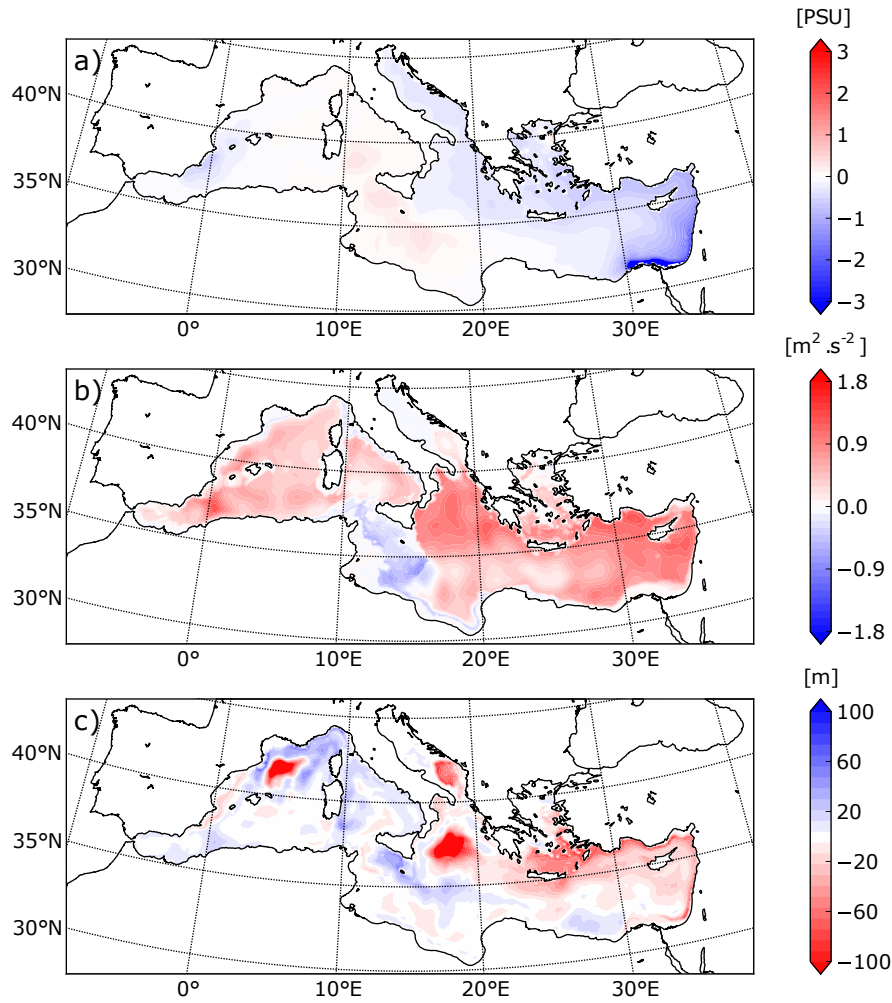


FIGURE 6.12 – PICTRL and difference to EHOL. a) PICTRL SSS, b) PICTRL IS, c) PICTRL MLD, d) SSS difference, e) IS difference, f) MLD difference.

6.5 Conclusion and perspectives on the modeling method

This study aimed to develop a modeling platform to simulate different climatic conditions of the Mediterranean basin. We developed a regional climate investigation platform with high spatial resolution for the Mediterranean region. It is particularly suitable for the study of the impacts on the Mediterranean Sea circulation. The model chain has been evaluated for the historical period. We presented Early Holocene simulations as an example of the potential of this platform for the modeling of past climates. For the Early Holocene, our model reproduced, in a very satisfactory way, the global and regional climate features, with good agreement with the data. Our platform has allowed, for the first time, a high-resolution freshwater budget to

be generated for this period, especially with regard to continental precipitation, a key element for the Mediterranean Sea, to assess its impact on circulation during the onset of sapropel S1.

The sequence of modeling, from global simulation at low resolution to high spatial regional ocean modeling, avoids problems of boundary conditions, and provides a fully consistent platform that may be used for many paleoclimate studies. We focused here on the Early Holocene period but this architecture can be used to study other periods, investigated in MIPs, such as the Last Glacial Maximum or the deposition of older sapropels, from Pliocene to Quaternary, as far as tectonics is mostly unchanged (PMIP, PlioMIP). An important limitation of our sequential approach is not accounting for feedback of ocean changes on atmospheric circulation. However, it allows performing bias correction at different levels of the platform. A way to overcome this problem is to consider an “asynchronous mode”, namely to let a feedback from the ocean component to the atmosphere at yearly or decadal frequency.

6.6 Model data comparison to evaluate the Early Holocene simulation

This section is a preliminary model-data comparison associated with the development of the global-regional model architecture. The continental precipitation, SSTs and SSSs evaluation was part of the supplementary content of the article submitted to Geophysical Model Development, since it was not the aim of the article.

6.6.1 Continental precipitation

The data used for the comparison to the EHOL simulation coming from Dormoy et al. (2009), for the Aegean Sea, Peyron et al. (2011) for the Lake Accessa and Tenaghi Philippon, and Magny et al. (2013) for Lake Pergusa. In these studies the reconstruction of continental precipitation are based on pollen sequence to emphasis the changes in precipitation seasonality. Multiple methods are used to determine these changes. We choose to present those changes relative to the Modern Analogue Technique (MAT) (Guiot, 1990), because Magny et al. (2013) in their study, compared their data to Peyron et al. (2011)'s MAT. We extract data values in a frame of a few hundred years around, 9.5 ka cal BP, because the orbital parameters of our atmospheric simulation (global and regional) have been set around this period. For the Northern Sahara, data are based on $\delta^{18}\text{O}$ from Bar-Matthews et al. (2003).

We can organized the model-data comparison in annual and seasonality changes and show them in anomaly compared to modern values. In winter, the model depicts the positive precipitation anomalies observed on the four sites (Lake accessa, model : + 20-36 mm, data : + 20-40mm, Tenaghi Philippon : + 30-45/+ 10-35mm, Aegean : + 29-45/+ 10-80mm, Lake Pergusa : + 7-26/+ 35-60mm, figure 6.13, a d g i). In summer, the model show a more contrast response, with negative anomalies (Figure 6.13, b e h j), due to the homogenous drought as depicted by summer temperatures. However, this comparison cannot reflect the entire continental precipitation changes. Indeed going a bit northward from Accessa Lake we see a in summer a positive anomalies (figure 6.10). If the Annual precipitation seems similar to observations (quite close in Lake Accessa and with an order of magnitude of 1 in Tenaghi Philippon), the model is out of range concerning the precipitation over Northern Sahara (and Northern Africa). As we mentioned earlier, LMDz model cannot reproduce the northward shift of the AHP, leading to underestimate the precipitation.

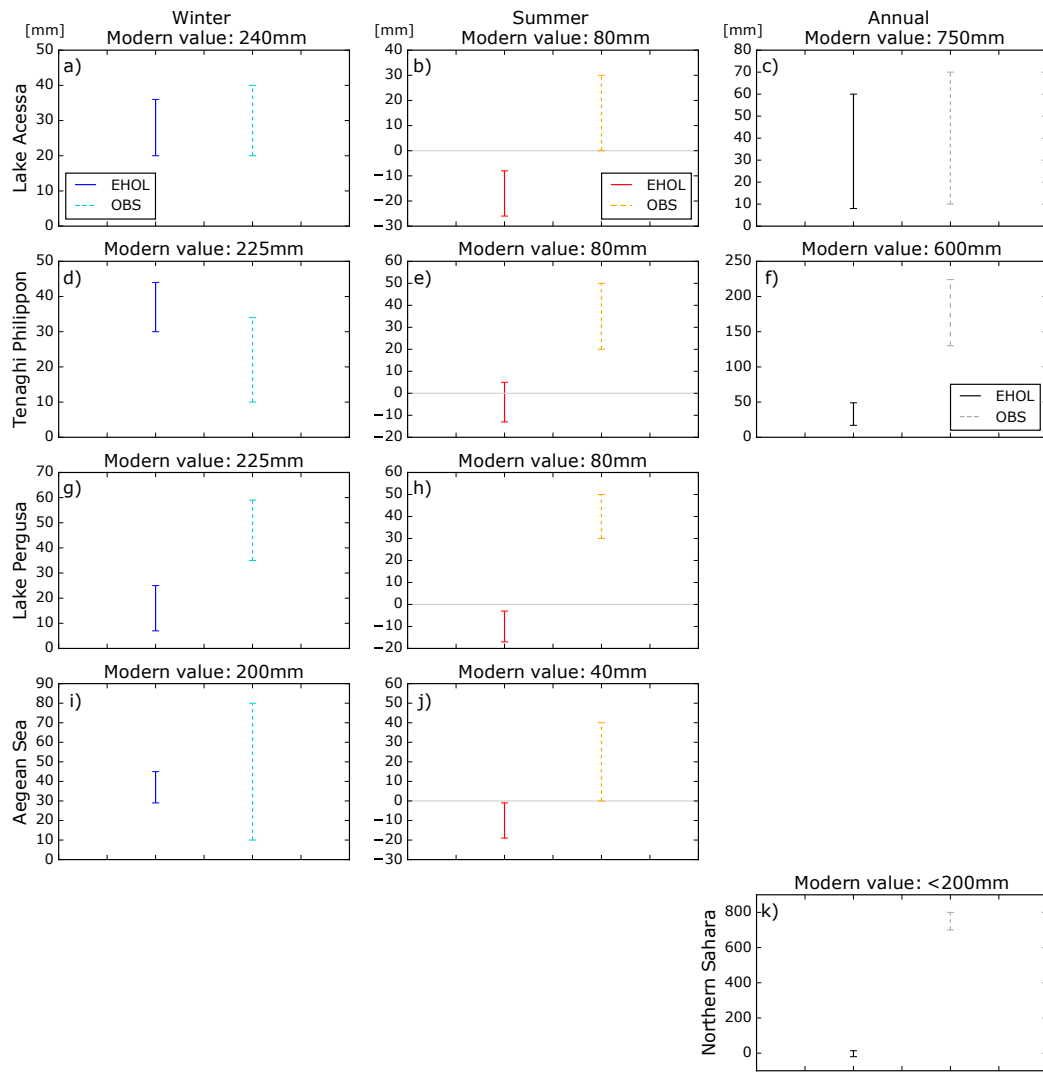


FIGURE 6.13 – Model data comparison for continental precipitation (solid lines, EHOL simulation, dashed lines, pollen data reconstruction). First Row, Lake Accessa (Northern Italy) (Peyron et al., 2011), second, Tenaghi Philippon, (Greece) (Peyron et al., 2011), third, lake Pergusa (Sicily), (Magny et al., 2013), fourth Aegean Sea, (Dormoy et al., 2009), fifth, Northern Sahara (Bar-Matthews et al., 2003). First column, winter precipitation, second, summer, third, annual.

6.6.2 Sea Surface Temperatures

We performed model data comparison for SST (figure 6.14), as Adloff (2011) did with the reconstruction of Kucera et al. (2011) (unpublished work). This reconstruction is based on census counts of foraminiferal species, artificial neural network for the transfert function. Data

span the Holocene Insolation maximum interval (8.5-9.5 ka BP). Winter SSTs (January to March) is a bit lower than reconstruction especially in the eastern basin. The simulated summer SSTs (July to September) are higher, from the Tyrrhenian Sea to the Levantine Sea. This emphasized contrast between winter and summer for simulated SST makes annual signal in good agreement with reconstruction. Compared to the simulations of Adloff (2011), our results depicts a same signal, with the difference due to the emphasized seasonal contrast.

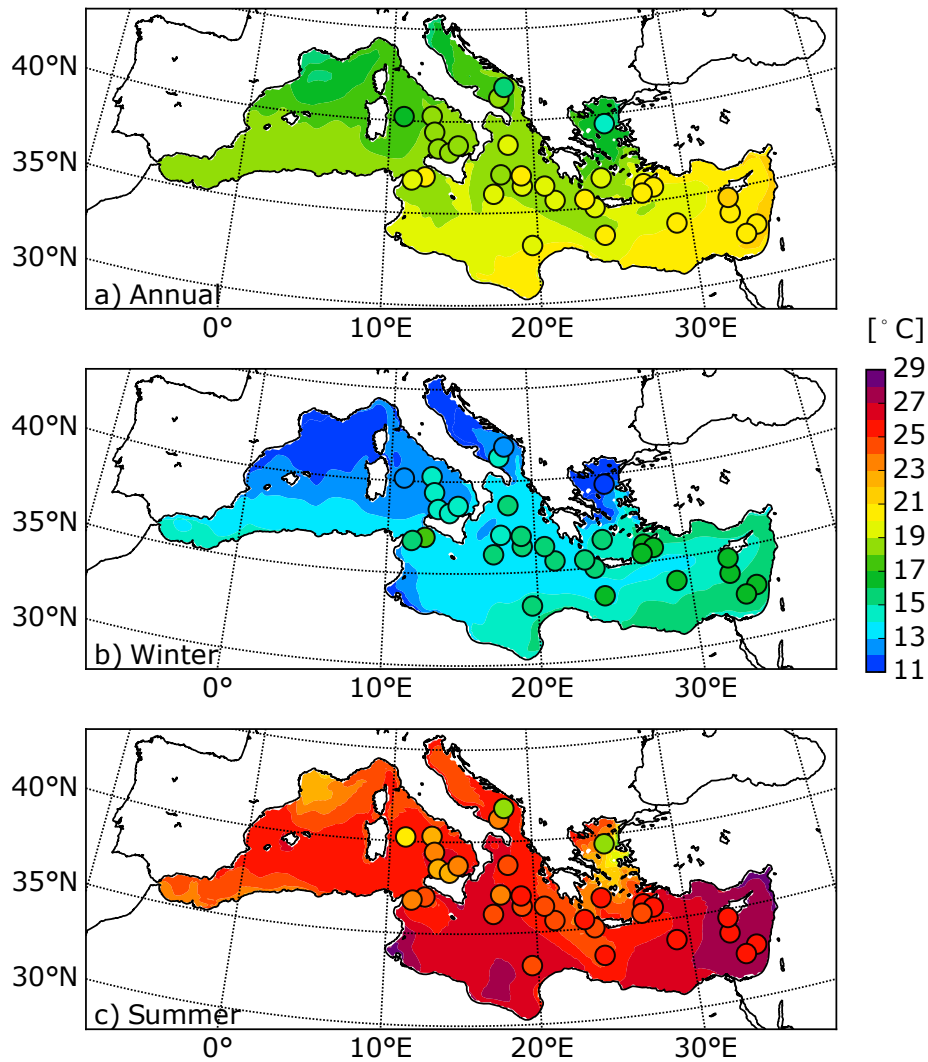


FIGURE 6.14 – Model data comparison for SST, adapted from Adloff (2011). Dots represents the unpublished synthesis of Kucera et al. (2011), published in Adloff (2011). On background color is the EHOL simulation.

6.6.3 Sea Surface Salinities

The comparison with SSS over the Mediterranean Sea is an appropriate indicator to the freshwater perturbation induced by enhancement river flux. In order to perform the comparison, we used the synthesis of Kallel et al. 1997 of SSSs sampled during the S1 deposition. Our EHOL simulation takes into account the Nile river enhancement, $13000 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ annually ($2930 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$, pre-industrial value), and the Northeastern Mediterranean margin river enhancement (Buyukmenderes, Vardar, Acheloos, Vjosa, Semanit, Shkumbin, Durres, Mat and Drini) for a total of $1622 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ annually and $3228 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ from February to May ($1082/1619 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ pre-industrial) inferred from the precipitation anomalies of the regional atmospheric model. As seen in Adloff et al. (2011), with the strongest simulation (in term of freshwater applied), EHOL cannot lead to a sufficient decrease of the SSS, as it is shown in figure 6.15, to reach the reconstruction. Even if part of the mismatch could come from salinity reconstruction, with errors in the interpretation of oxygen isotope composition in terms of salinity (Rohling, 1999, 2000), it is likely that an additional non-negligible source is missing. To account for a substantial SSS decreasing in addition to the Nile, we believe that the amplification of the rivers of the Northern African margin, whose catchments potentially under a pluviometry comparable to the AHP (that our simulation failed to reproduce but paleo-evidences shown), could be responsible of such decrease.

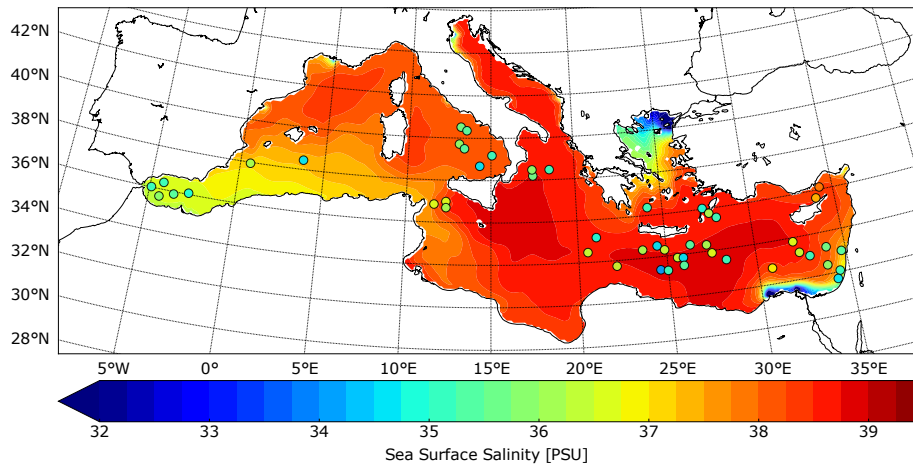


FIGURE 6.15 – Model data comparison for SSS. Dots represents the synthesis of Kallel et al. (1997a). On background color is the EHOL simulation.

Chapitre 7

Quantification de la contribution de la fonte de la calotte eurasiatique vers la mer Noire lors de la dernière déglaciation et simulation de son impact en eau douce sur le bassin Est-méditerranéen

Ce chapitre a pour but d'identifier et de quantifier la fonte de la calotte eurasiatique vers les mers Noire et Caspienne, qui auraient à leur tour déversé cette eau douce vers le bassin Est-méditerranéen, par la mer de Marmara et la mer Égée, via les détroits du Bosphore et des Dardanelles. Ce chapitre fait l'objet d'un article en cours d'écriture, dont le lecteur peut trouver une version en cours de finalisation en annexe C.

7.1 Introduction

7.1.1 Déglaciation de la calotte eurasiatique

Lors du dernier maximum glaciaire, (DMG, il y a environ 21000 ans), l'extension maximale des calottes de glace a notamment recouvert la mer de Barents ainsi qu'une partie du continent Nord-européen : la Fennoscandie et la quasi-totalité de l'actuel Royaume-Uni, comme représenté sur la figure 7.1. La fonte est initiée vers 23 ka pour les trois grandes structures (celtique, fennoscandienne, et celle de la mer de Barents, Patton et al. (2017), figure 7.2). Elles connaissent plusieurs phases de déglaciation, une première de 23 à 15 ka, avec une fonte lente et progressive. Vers 15-14 ka la fonte s'accélère dès l'entrée dans le Bølling-Allerød, associée à une période interstadiale chaude et humide. La fonte progresse jusqu'à 13 ka. Il y a ensuite une augmentation de la calotte, associée à l'ultime oscillation froide de la dernière période glaciaire, le « Younger-Dryas ». Enfin, la transition climatique globale vers l'Holocène et sa période plus chaude, est la dernière phase abrupte de la déglaciation jusqu'à la disparition complète de la calotte eurasiatique (figure 7.2).

7.1.2 Conséquence pour les mers Noire et Caspienne

Les principaux fleuves se déversant dans la mer Noire sont le Dniepr, le Danube, le Dniestr et le Don. Pour la mer Caspienne, ce sont l'Oural et la Volga. Plusieurs études ont montré comment la fonte de la calotte eurasiatique a alimenté les bassins versants du Dniepr et de la Volga (figure 7.1), à partir de carottes sédimentaires prélevées en mer Noire et Caspienne (Chepalyga, 2007; Soulet et al., 2011, 2013; Tudryn et al., 2016). De ces études, en ressort qu'une grande inondation a frappé la région Ponto-Caspienne (constituée de la mer Noire, la mer d'Azov et de la mer Caspienne) de 17 à 10 ka BP. Ces crues se seraient déroulées cycliquement, identifiées, comme pour la mer Caspienne par exemple, en plusieurs « transgressions » où son niveau marin aurait augmenté jusqu'à 100 mètres (par rapport à son niveau actuel), formant ainsi le « Early-Khvalyninan Basin » (Chepalyga, 2007) (figure 7.3). Pour cette région, la fin des apports d'eau douce venant de la FIS (Fennoscandian Ice Sheet) est datée autour de 13.5 ka BP (Tudryn et al., 2016). En parallèle, l'alimentation de la mer Noire par le Dniepr aurait eu lieu entre 17.2 et 15.7 ka BP (Soulet et al., 2013; Tudryn et al., 2016).

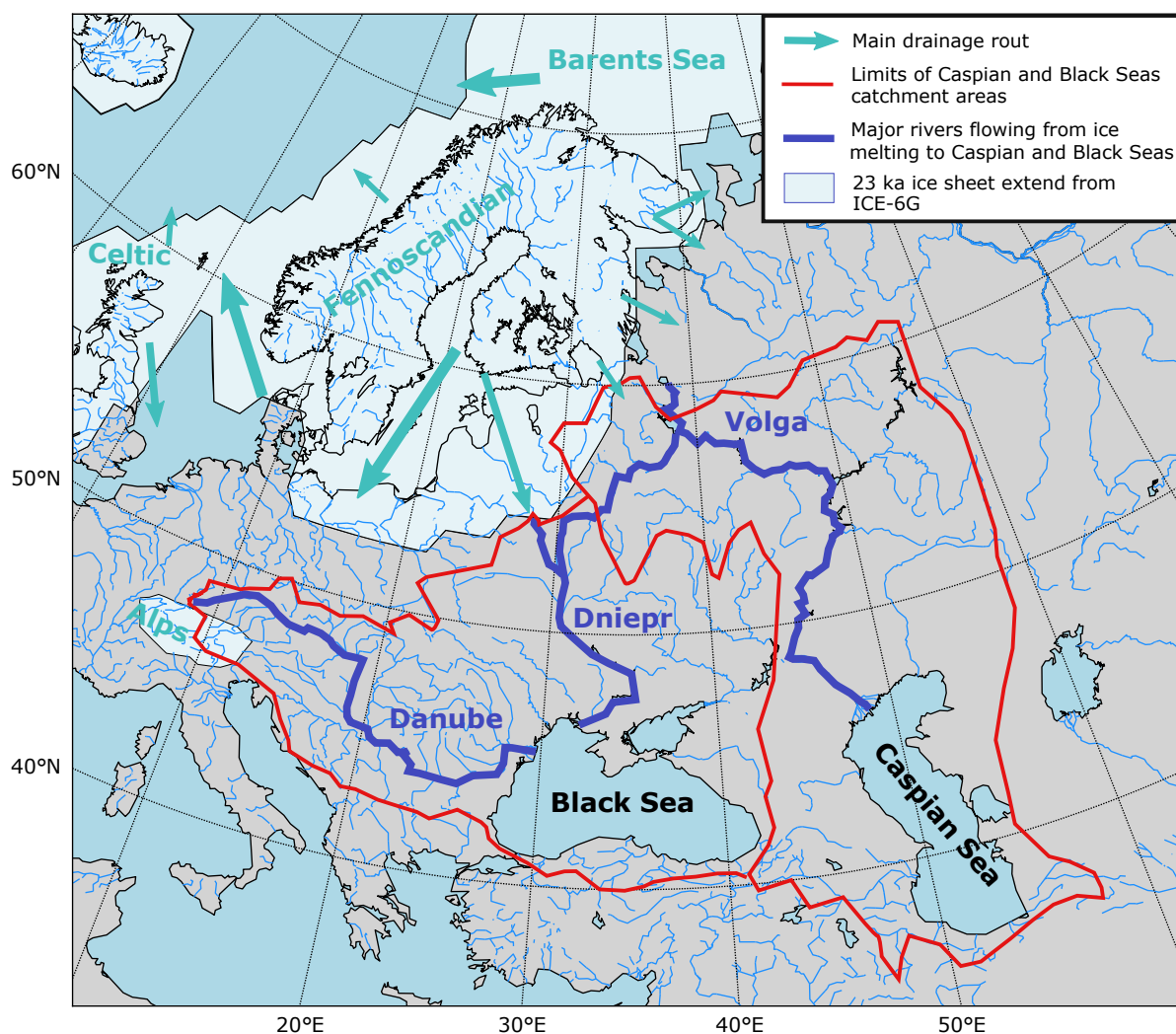


FIGURE 7.1 – Complexe glaciaire eurasiatique, et bassins versants des mers Noire et Caspienne. Figure modifiée d'après Patton et al. (2017), (pour le routage de la fonte), Tudryn et al. (2016) (bassins versants et rivières alimentées par la fonte des glaces), Soulet et al. (2013) (bassin versant de la mer noire et extension maximale de la zone glaciaire des Alpes) et Peltier et al. (2015) (extension de la calotte eurasiatique à 23 ka, correspondant à peu près à son maximum).

7.1.3 Conséquence pour la mer Méditerranée

Des études ont regardé comment les eaux glaciaires de fonte se seraient finalement déversées en mer Méditerranée via la mer de Marmara et les détroits des Dardanelles et du Bosphore. Tout d'abord via le Manych-Kerck spillway, à travers le détroit de Kuma-Manych (Chepalyga, 2007; Tudryn et al., 2016), la mer Caspienne aurait déversé son excédent d'eau douce vers la mer Noire (figure 7.3), entre 16 et 12.8 ka (Tudryn et al., 2016). Malgré un niveau marin global plus bas pendant la dernière période glaciaire (jusqu'à – 120 mètres au DMG), ayant conduit à la fermeture de la connexion entre la mer Noire et la mer Égée (détroit des Dardanelles

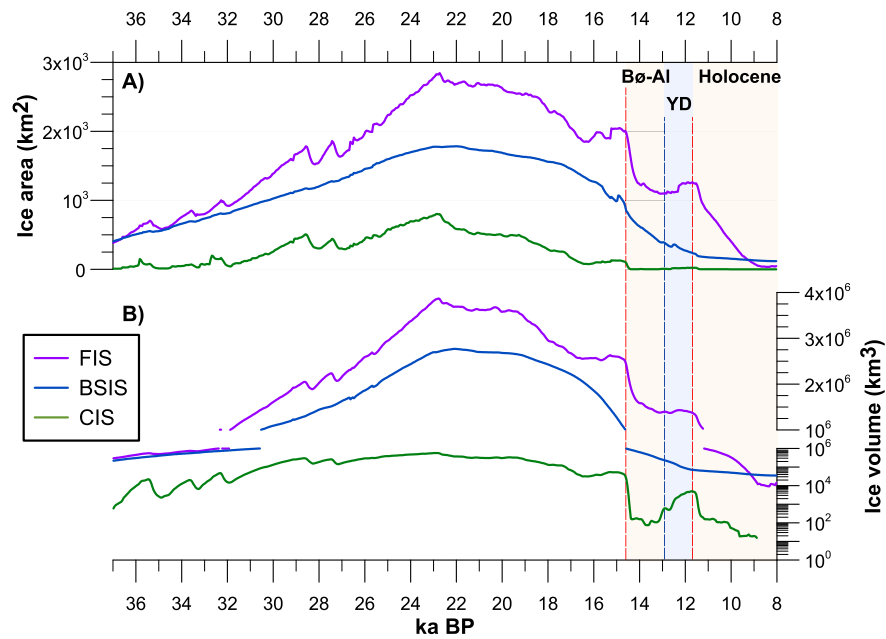


FIGURE 7.2 – Évolution temporelle des trois composantes de la calotte eurasiatique, figure tirée de Patton et al. (2017).

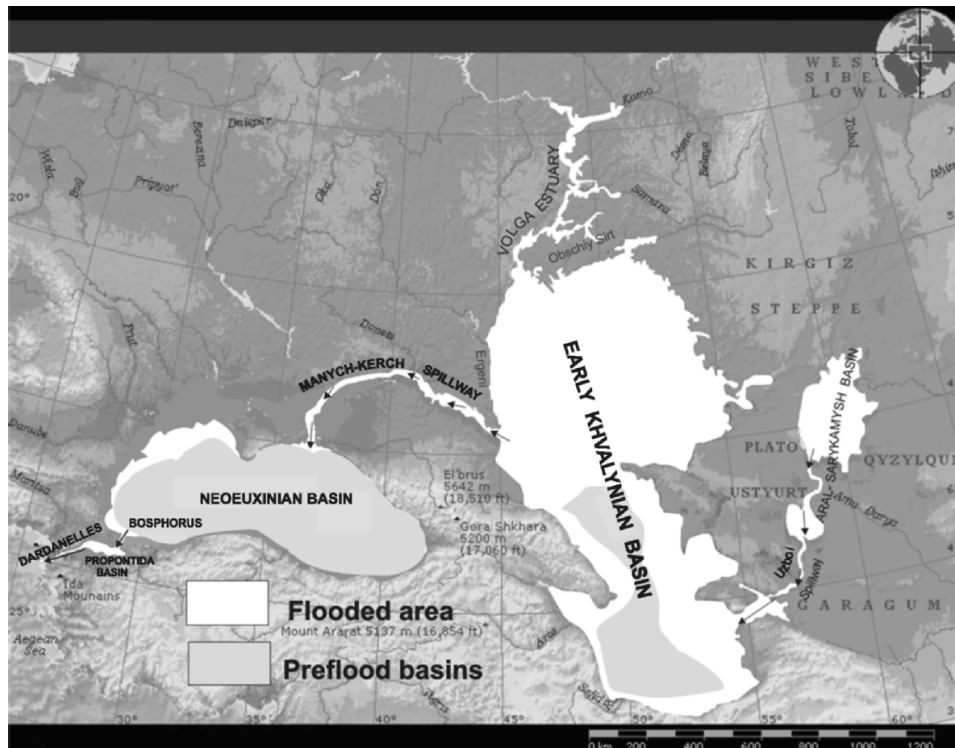


FIGURE 7.3 – Carte représentant l'extension des grandes inondations ayant affecté la région Ponto-Caspienne, tirée de Chepalyga (2007).

profond de 103 mètres et 110 mètres pour le Bosphore), l'excédent d'eau de fonte de la mer Noire se serait déversé vers la mer Égée, via la mer de Marmara (Aloisi et al., 2015; Chepalyga, 2007; Major et al., 2002; Soulet et al., 2011). Major et al. (2002) et Soulet et al. (2011) vont

même jusqu'à proposer une chronologie de ce déversement (à partir de modèles conceptuels et d'études sédimentologiques pour l'un et d'âge réservoir pour l'autre). De manière synthétique, en se basant sur ces études, le flux consécutif à la déglaciation commencerait véritablement vers 17 jusqu'à 10-8 ka.

7.2 Méthodes

7.2.1 Quantification du volume d'eau de fonte vers les mers Noire et Caspienne

Nous avons utilisé la reconstruction ICE-6G de Peltier et al. (2015) qui permet, à partir de mesures hydrostatiques, de déduire l'épaisseur de la calotte de glace et *in fine* son volume. Sur la période qui nous intéresse, la résolution temporelle est de 1000 ans, de 26 à 21 ka, et de 500 ans de 21 à 10 ka. Nous avons récupéré les données sur toute la surface potentiellement interceptée par le Dniepr et la Volga (figure 7.6). Pour estimer le débit, nous avons simplement appliqué une différence finie entre chaque pas de temps et divisé par le temps écoulé entre deux pas. Nous avons également tiré avantage de la récente synthèse de Patton et al. (2017) et de leur reconstruction dynamique de l'évolution de la FIS à haute résolution temporelle (50 ans). Comme le volume total de la FIS est d'à peu près 4 000 000 km³ à 23 ka, d'après Patton et al. (2017), et que le volume de la FIS interceptée par la Volga et le Dniepr est de 1 000 000 km³ (fig 7.7), nous avons simplement divisé par un facteur 4 les données de Patton et al. (2017) pour avoir la correspondance entre les deux jeux de données. Le tableau 7.1 donne la reconstruction du flux d'eau douce d'après Peltier et al. (2015)¹. Estimer que toute l'eau de fonte, venant de la partie de la calotte eurasiatique drainée par le Dniepr et la Volga, se déverse en mer Méditerranée est une approximation très forte. En effet, malgré le schéma de routage des différentes rivières et mers présenté précédemment, il se peut qu'une partie des eaux ne finissent pas toutes en Méditerranée. Notons cependant que nous ne prenons pas en compte dans cette étude les potentielles eaux venant de la fonte des Alpes via le Danube (par faute d'estimation de ce flux) qui pourraient ajouter un volume d'eau douce supplémentaire².

1. La reconstruction de la FIS par Patton et al. (2017) représente un volume de données trop important pour être restitué ici mais peut être demandée à l'auteur de cette thèse ou de l'article en question (henry.patton@uit.no).

2. Et également celles venant de l'Himalaya via la mer d'Aral et le seuil Uzboi.

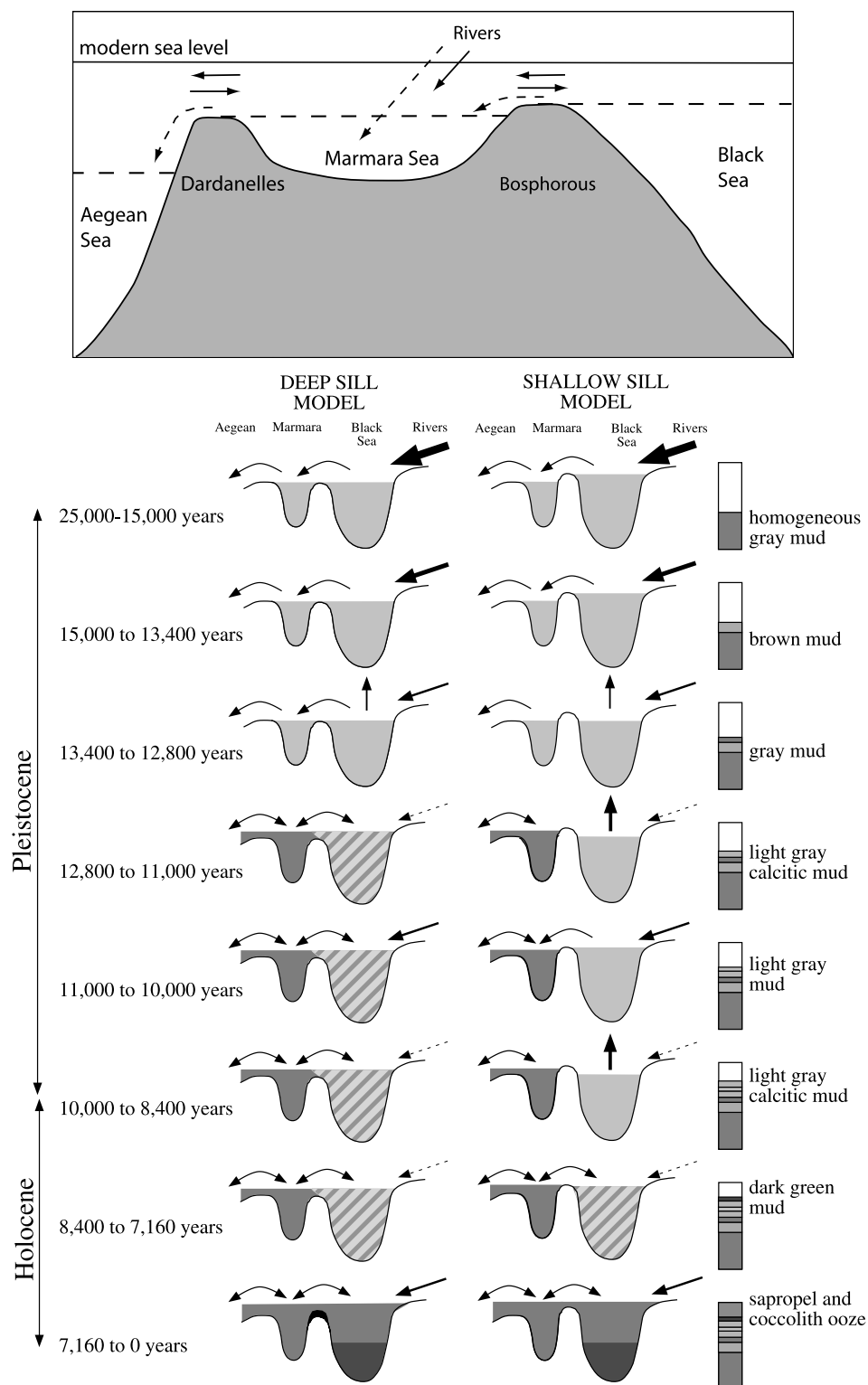


FIGURE 7.4 – Au-dessus, schéma représentant les échanges pendant l'ère glaciaire (traits tiretés) et l'époque actuelle (traits pleins) à la jonction entre la mer de Marmara, la mer Noire et la mer Égée tiré de Aloisi et al. (2015). Au-dessous, chronologie des échanges au sein de la jonction, tiré de Major et al. (2002).

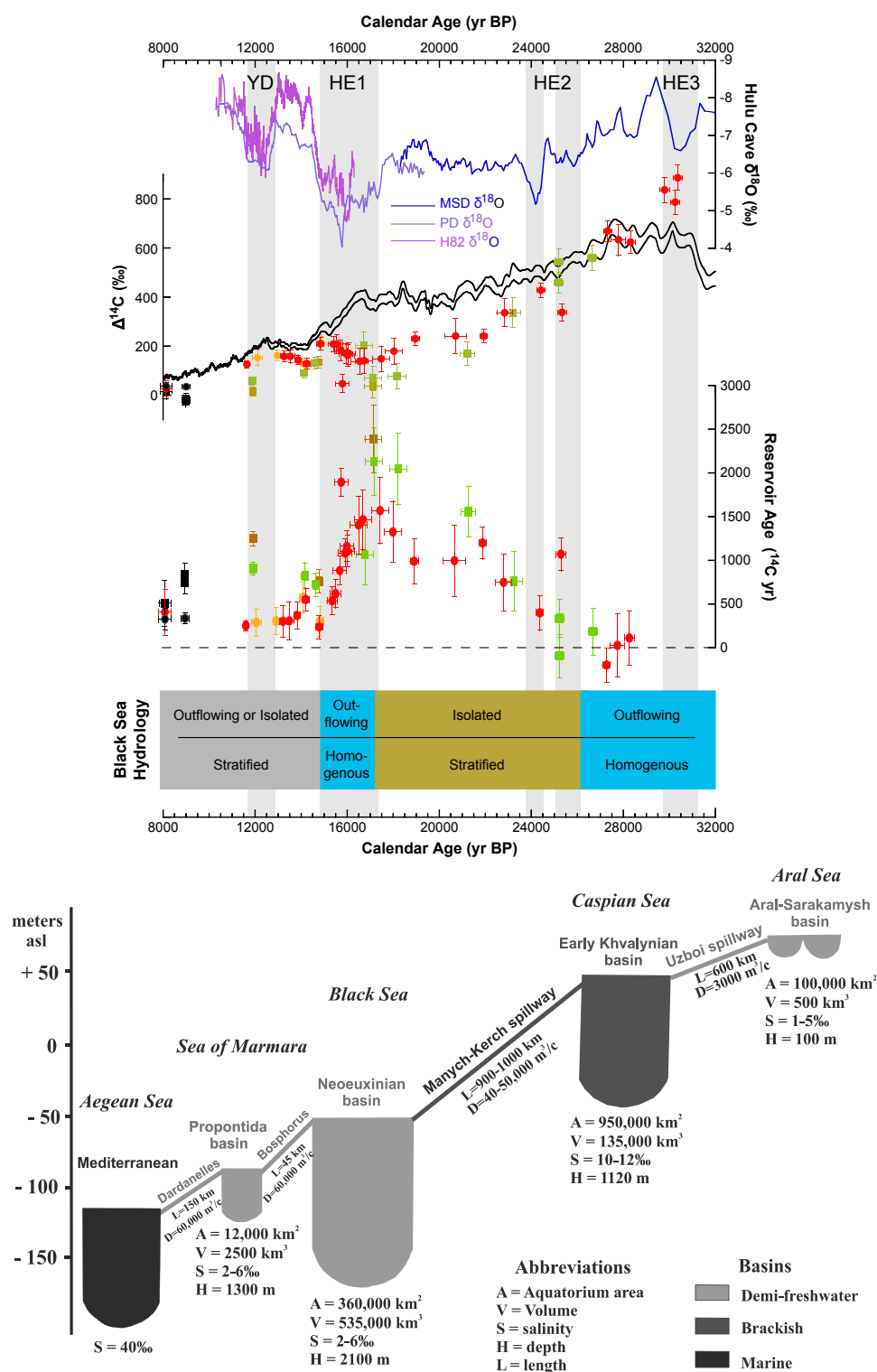


FIGURE 7.5 – Au-dessus, chronologie de l'activité de la mer Noire vers la mer Méditerranée, figure tirée de Soulet et al. (2011). Au-dessous, cascade de la mer Caspienne vers la mer Méditerranée pendant la déglaciation, schéma tiré de Chepalyga (2007).

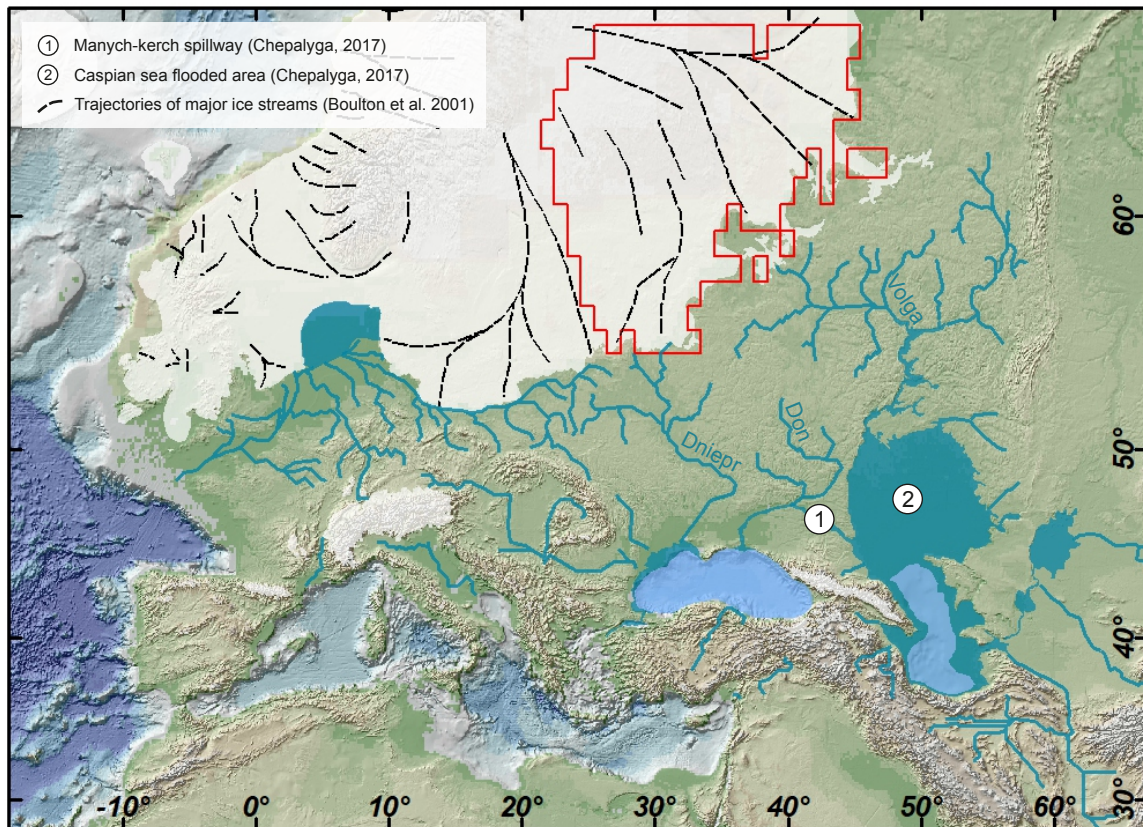


FIGURE 7.6 – Carte de la calotte eurasiatique (dont la FIS) et le routage des principaux fleuves. En rouge, le volume de glace intercepté par le Dniepr et la Volga, servant de base aux calculs dans le tableau ci-après.

Âge (ka)	Épaisseur moyenne (m)	Volume glace (km ³)	Volume eau (km ³)	Fonte (km ³ .s ⁻¹)	Fonte (mSv)
26	1 311	1 467 305	1 345 519		
25	954	1 067 998	979 354	366 165	11,6
24	935	1 046 823	959 937	19 417	0.62
23	938	1 049 498	962 390	− 2 453	− 0.08
22	1001	1 120 688	1 027 671	− 65 281	− 2.07
21	1053	1 178 829	1 080 986	− 53 315	− 1.69
20.5	1043	1 167 503	1 070 600	10 386	0.66
20	1095	1 225 543	1 123 823	− 53 223	− 3.38
19.5	1087	1 216 321	1 115 366	8 457	0.54
19	1082	1 210 982	1 110 471	4 895	0.31
18.5	1080	1 208 778	1 108 449	2 022	0.13
18	1062	1 188 666	1 090 007	18 442	1.17
17.7	1012	1 132 350	1 038 365	51 642	3.28
17	947	1 059 526	971 585	66 780	4.24
16.5	927	1 036 907	950 844	20 741	1.32
16	890	996 517	913 806	37 038	2.35
15.5	847	947 631	868 978	44 828	2.84
15	799	894 605	820 353	48 625	3.08
14.5	751	840 550	770 784	49 569	3.14
14	490	547 910	502 434	268 350	17.02
13.5	412	460 638	422 405	80 029	5.08
13	328	367 624	337 111	85 294	5.41
12.5	288	322 029	295 300	41 810	2.65
12	231	258 404	236 957	58 344	3.70
11.5	199	223 218	204 691	32 266	2.05
11	104	116 886	107 184	97 506	6.18
10.5	68	75 913	69 612	37 572	2.38
10	0	0	0	69 612	4.41

TABLE 7.1 – Reconstruction du flux d’eau douce (correspondant à la zone en rouge indiquée sur la figure précédente) de 26 à 10 ka, d’après les données isostatiques de Peltier et al. (2015). (1 Sv = 10⁶ m³.s⁻¹).

7.2.2 Modélisation de la mer Méditerranée en réponse au flux d'eau douce

Nous avons utilisé le modèle de circulation océanique en mer Méditerranée NEMOMED8 pour estimer l'impact des flux d'eau douce. L'aspect le plus important vient des forçages utilisés pour établir différents scénarii. Pour les forçages atmosphériques nous avons utilisé ceux venant de la simulation EHOL (c'est-à-dire le début de l'Holocène), développée lors du chapitre précédent avec notre architecture séquentielle globale-régionale. La simulation atmosphérique régionale EHOL sur le bassin Méditerranéen reproduit le climat du début de l'Holocène, et non celui s'étant produit depuis la dernière déglaciation. Cependant c'est la période la plus proche dont nous disposons à ce jour (à haute résolution sur le bassin Méditerranéen). Nous avons produit plusieurs simulations océaniques en réponses aux différents flux d'eau venant de la mer Noire, appelé XmSv, correspondant aux différentes phases identifiées dans la fonte (« X » désignant le flux reconstruit, identifié dans la partie résultats). La simulation de contrôle 9kstd, simulation de référence, utilise les débits préindustriels des rivières (Ludwig et al., 2009; Vorosmarty et al., 1998). La simulation 9kNile, prend en compte l'augmentation du débit du Nil (relatif aux précipitations africaines plus intenses). Toutes les simulations océaniques durent 100 ans (suffisant pour arriver à l'équilibre, cf figures A.7 et A.8 de l'annexe A), et utilisent les mêmes forçages atmosphériques de 30 ans (flux d'eau et de chaleur à l'interface air-mer), répétés en boucle.

7.3 Résultats

7.3.1 Évaluation de la fonte pendant la déglaciation vers la mer Méditerranée

La figure 7.7 montre l'évolution du volume de glace et de la fonte d'eau associée se déversant en mer Méditerranée, de 26 à 8 ka. Différentes phases de fontes peuvent être extraites. Une première phase, progressive et lente, de 20 à 14.5 ka avec un flux moyen de 1.8 mSv ($1 \text{ mSv} = 1000 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$). Un pic de fonte se manifeste à 14.5 ka (associé au Bølling-Allerød), où le flux est proche de 17 mSv. Cette période est suivie par une nouvelle diminution progressive jusqu'à la fonte complète de la calotte FIS, néanmoins ponctuée par un autre pic de fonte autour de 11 ka, certainement lié à l'entrée dans l'Holocène. De 14 à 10 ka le flux moyen d'eau calculé vers les mers Caspienne et Noire est de 4 mSv. De 18.5 à 10 ka, ce flux moyen est de 3.9 mSv. En

ce qui concerne les données de Patton et al. (2017), nous voyons que l'approximation faite sur l'ensemble de leurs données de la FIS, donne une forme à peu près équivalente aux données de Peltier et al. (2015). Le volume de Patton est inférieur à la reconstruction de Peltier entre 24 et 13 ka. Concernant les pics, ils interviennent plus tôt que ceux de Peltier et ont une plus forte amplitude, de 22 mSv pour celui de 14.5 ka par exemple. En faisant une comparaison sur les mêmes phases identifiées dans Peltier, cela donne : de 20 à 14.5 ka, 1.93 mSv (1.8 mSv pour Peltier), de 14 à 10 ka, 2.43 mSv (3.9 mSv), de 18.5 à 10 ka, 2.7 mSv (4 mSv).

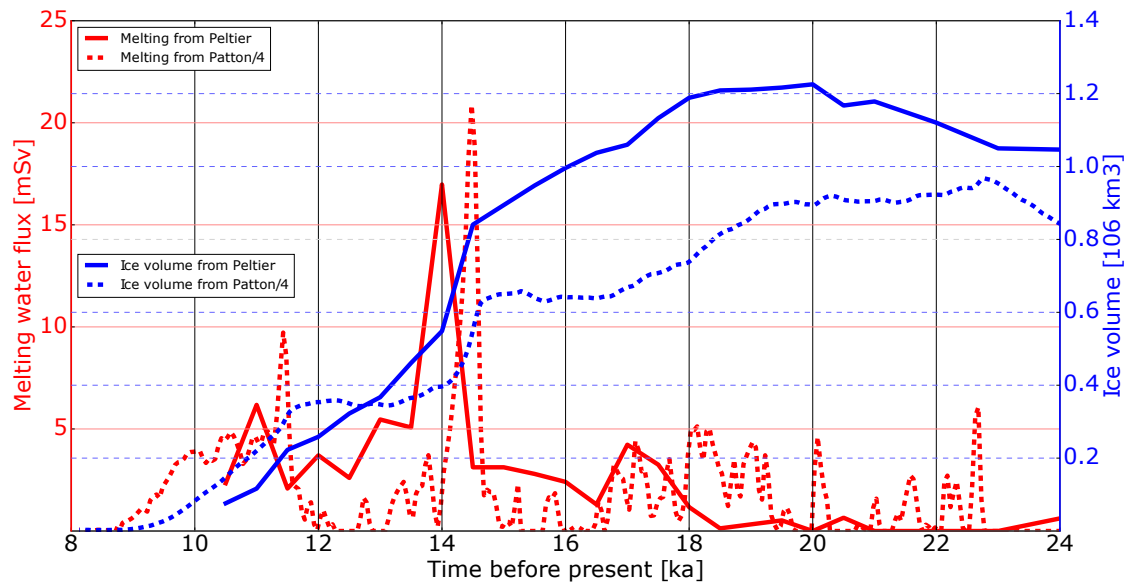


FIGURE 7.7 – Volume de glace potentiellement intercepté par les bassins versants de la mer Noire et de la mer Caspienne (trait plein bleu) associé à un flux d'eau douce reconstruit (trait plein rouge), déduit d'après les données isostatiques ICE-6G de Peltier et al. (2015). En tireté est représenté le même calcul avec les données de Patton et al. (2017), divisées par un facteur 4. Le lecteur notera que nous n'avons pas pris en compte les valeurs négatives de fonte, remise à zéro lorsque cela se présentait.

7.3.2 Impact sur le bassin oriental Méditerranéen

Les phases précédemment identifiées nous ont permis d'élaborer plusieurs scénarii, 4mSv, 17mSv, pour la déglaciation, 4mSv+9kNile pour la période où les apports du Nord et celui du Nil sont synchrones, ainsi que 9kNile lorsque la calotte est complètement fondue.

La simulation de référence (9kstd, figure 7.8) montre les salinités de surface élevées (SSS) dans le bassin Est-méditerranéen dues à la forte évaporation dans cette région (figure 7.8). L'indice de stratification (IS) et la couche de mélange (MLD) indiquent les zones de convection en mer Égée, nord Levantin, mer Adriatique et mer Ionienne. Les simulations XmSv, avec leur

perturbation d'eau douce appliquée au détroit du Bosphore, montrent une salinité réduite en mer Égée (jusqu'à -2 et -6 PSU pour 4mSv et 17mSv respectivement), et qui s'étend vers les mers Adriatique et Ionienne, proportionnellement à X. L'anomalie de salinité dans la simulation 9kNike s'étend vers l'ouest en suivant la côte vers le Nord Levantin, la mer Égée, la mer Ionienne et la mer Adriatique. Les effets spatiaux de l'anomalie de salinité sont combinés dans la simulation 4mSv+9kNile. Cette baisse de la salinité de surface dans toutes les simulations entraîne une diminution du potentiel de convection (IS plus grand) dont la force est proportionnelle au degré d'anomalie en eau douce ($+0.5, 1.0, 1.5, 2 \text{ m}^2.\text{s}^{-2}$ dans 4mSv, 9kNile, 4mSvNile et and 17mSV respectivement). La couche de mélange (MLD pour Mixed Layer Depth) est également fortement réduite. Les expériences incluant l'augmentation du débit du Nil réduisent la MLD en mer Levantine, les XmSv plutôt en mer Égée ainsi qu'en mer Adriatique/Ionienne.

Toutes les expériences semblent avoir une réponse additive et proportionnelle au degré de la perturbation en eau douce appliquée, sur les grandeurs S, IS et MLD. Au contraire l'effet sur la circulation thermohaline, le paramètre contrôlant la ventilation profonde, et l'apport en oxygène, semblent obéir à un effet de seuil. Pour cela nous nous basons sur la fonction zonale et méridienne de retournement (ZOF et MOF, figure 7.9). Dans 9kstd, ces fonctions sont les plus fortes (1.25 Sv pour la ZOF et 0.6 pour la MOF en mer Adriatique/Ionienne, et 0.25 pour la MOF en mer Égée), indiquant que cette simulation est la plus ventilée. Lorsque la ventilation est déstabilisée, c'est la ZOF dans le bassin Est-méditerranéen qui est la plus affectée (associée à la convection intermédiaire et profonde en mers Levantine et Ionienne), où sa force tombe de 0.85 Sv à 0.25/0.3 Sv. Ensuite vient la cellule Adriatique/Ionienne où l'état passe de 0.6 Sv, pour une situation ventilée, à 0.4 Sv lorsqu'il est perturbé. La cellule en mer Égée est la moins affectée ne montrant presque aucun changement (2.5 Sv ventilée, 2.0 perturbée). Finalement l'écart de ventilation, s'il existe, semble très restreint entre chaque simulation de perturbation en eau douce (l'écart le plus important dans ces simulations vient de 17mSv avec la cellule Adriatique/Ionienne par rapport aux autres).

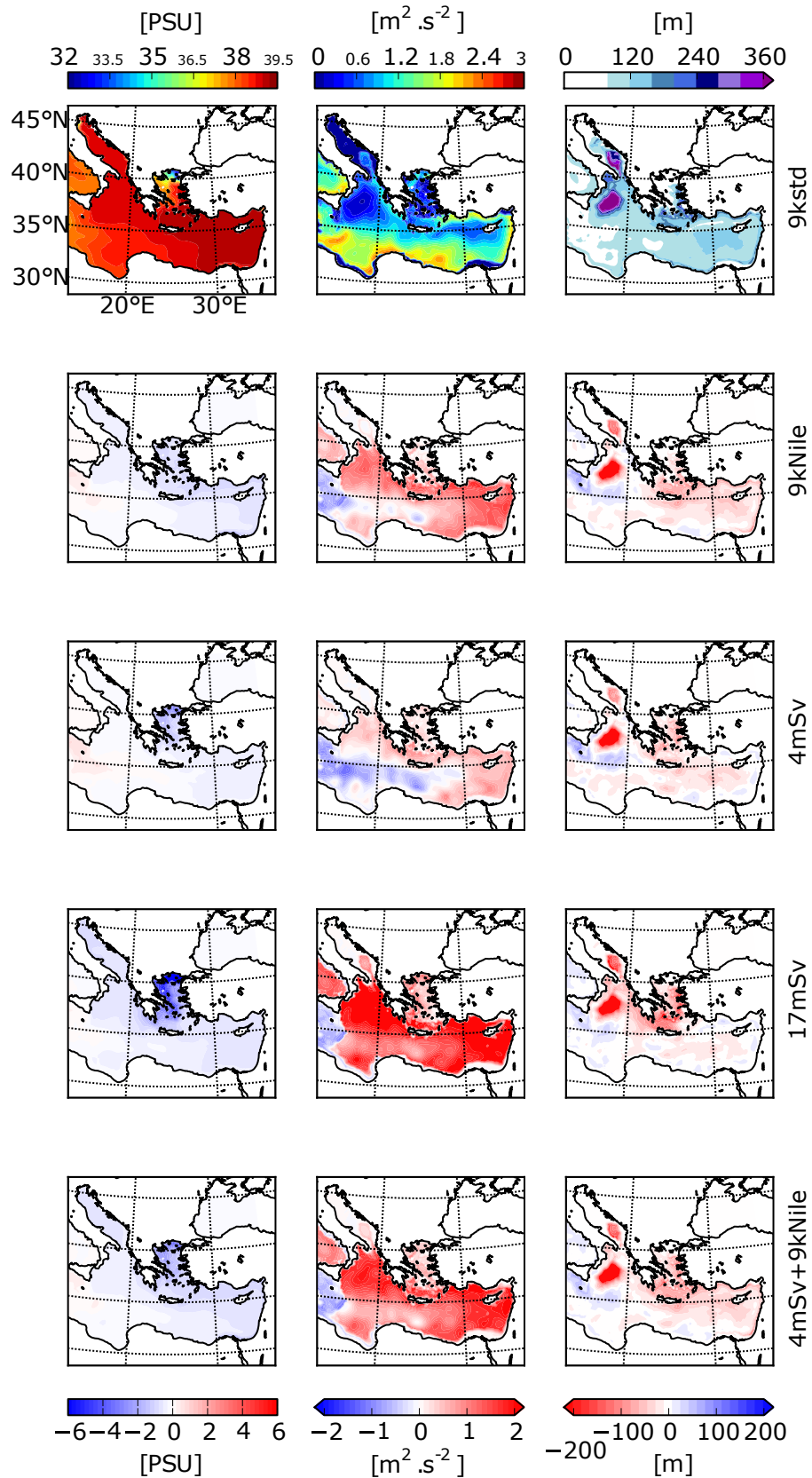


FIGURE 7.8 – Première colonne, salinité de surface dans la simulation 9kstd et les anomalies pour chaque simulation de perturbation en eau douce. Seconde colonne, pour l'indice de stratification. Troisième colonne pour la couche de mélange (chaque figure représente la moyenne des 10 dernières années de simulation).

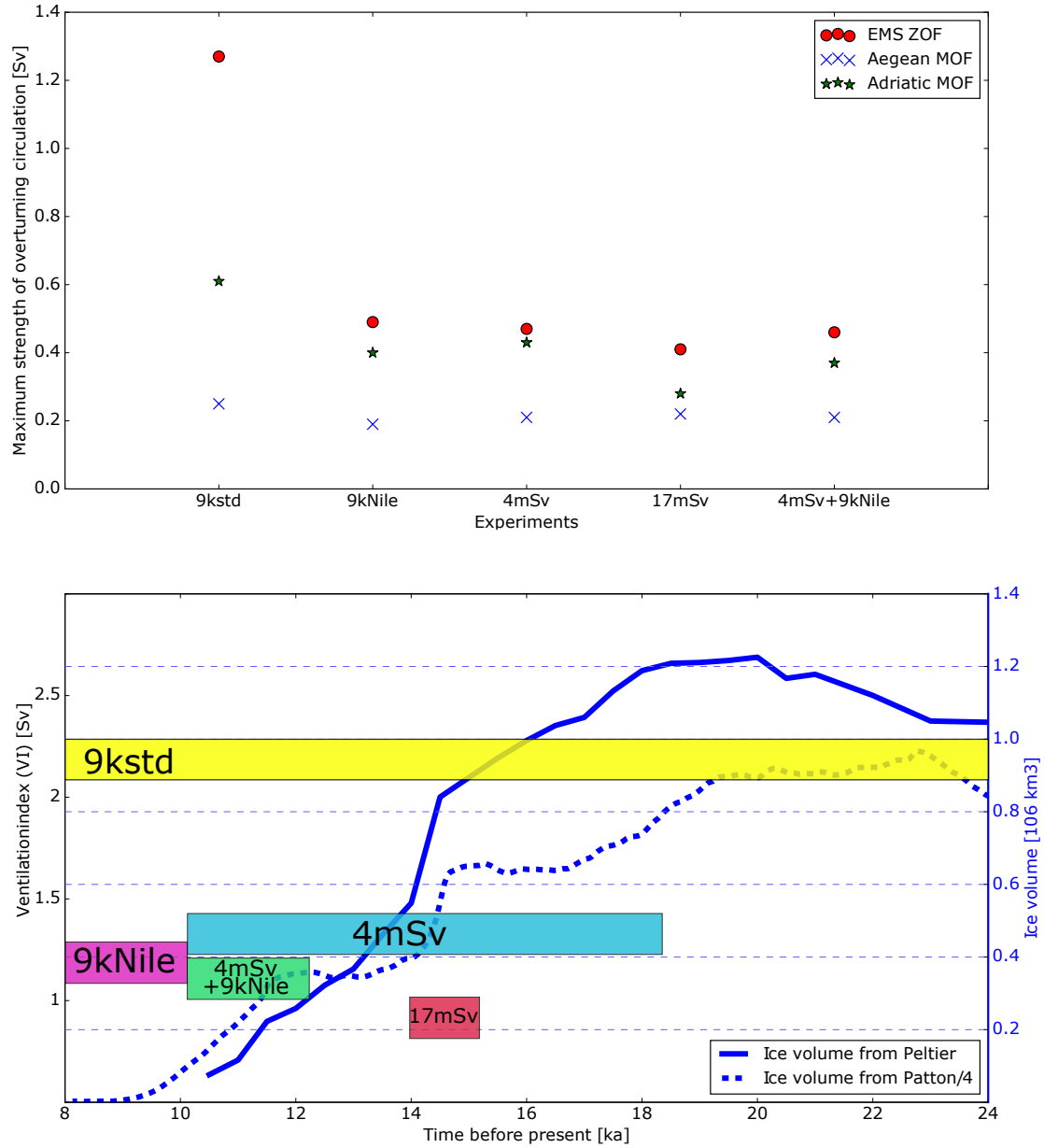


FIGURE 7.9 – Au dessus, valeur maximale du transport dans les cellules de circulation dans le bassin méditerranéen oriental (bassin Levantin, mer Égée et mer Adriatique, moyenné sur les dix dernières années de simulations). En dessous, synthèse des simulations dans le contexte de la déglaciation en utilisant l'index de ventilation.

7.4 Conclusion

7.4.1 Reconstitution d'une chronologie au cours de la déglaciation des apports du nord et leur impact sur l'EMS

L'apport massif d'eau douce dans le bassin Est-méditerranéen a pour effet de réduire significativement la stratification et la convection, menant à un ralentissement de la circulation thermohaline. Nous pouvons replacer, de 22 à 10 ka les différentes simulations et leurs impacts sur la ventilation en utilisant un indice de ventilation (VI), simplement basé sur la somme des fonctions de courant dans chaque bassin (figure 7.9). 9kstd est notre simulation de référence, avec un VI de 2.13 Sv, pouvant être confronté à 4mSv (VI = 1.11 Sv), le flux moyenné sur l'ensemble depuis 18 ka. À 14.5 ka, le VI de la simulation 17mSv (associé au pic d'eau douce du Bølling-Allerød) est réduit à 0.91 Sv. De cet événement, jusqu'à la fin de la déglaciation, le flux restant (aux alentours de 4mSv) est superposé à l'effet de l'amplification du Nil, intervenant autour de 12-11 ka (4mSvNile, VI = 1.04 Sv). Après la fonte complète de la FIS, le Nil est l'un des principaux contributeurs d'eau douce dans le bassin orientale (VI = 1.08 Sv). Nos simulations montrent que la convection et la ventilation, entraînées par une perturbation en eau douce venant de la mer Noire due à la fonte de la calotte fennoscandienne, sont interrompues *a priori* de manière discontinue sur toute la période de la déglaciation. Ceci est un résultat majeur de la mise en place du sapropèle S1, pour le développement de l'anoxie, car jusqu'à présent cette contribution n'avait pas été prise en compte dans les modèles.

7.4.2 Pouvons-nous généraliser ce contexte de déglaciation à d'autres événements de sapropèle ?

Ce scénario, contextuel au S1, tout comme le pré-conditionnement Atlantique mis en lumière par Grimm et al. (2015), peut être replacé dans un contexte plus large comparé à l'insolation comme facteur limitant, depuis les 400 000 dernières années, lorsque d'importantes calottes de glace ont commencé à se mettre en place dans l'hémisphère Nord (figure 12). De cette figure nous pouvons distinguer deux familles de sapropèle. La première famille fait référence aux sapropèles intervenant en fin de cycle glaciaire-interglaciaire (comme le S1, le S5, le S10 et le S1). Ensuite, il y a ceux pilotés par les fortes amplitudes de l'insolation (S3, S4, S6, S7, S8 et S9). Les principaux apports en eau douce identifiés jusqu'à présent sont ceux relatifs aux précipitations continentales (moussons africaines, précipitations méditerranéennes...) et ceux

liés aux fluctuations du niveau marin global et donc des phases de déglaciation. D'après notre classification, dans le premier cas, où les variations d'insolation sont faibles, l'anoxie (et donc les sapropèles) serait préférentiellement pilotée par l'apport d'eau venant des fluctuations du niveau marin global. Pour la mer Méditerranée, ce sera évidemment par le détroit de Gibraltar, qui est directement connecté à l'océan Atlantique (apport océanique), mais également par le détroit du Bosphore (apport continental). Dans le second cas, ce sont les précipitations continentales qui aboutiraient à l'anoxie. Ainsi le scénario développé au cours de ce chapitre, s'inscrit bien en tant que potentielle histoire menant au dépôt du sapropèle S1 (apport d'eau de fonte continentale), en plus des simulations menées par Grimm et al. (2015) et Adloff et al. (2011) (apport d'eau de fonte océanique) mais pourrait expliquer également le S5, S10 et le S11.

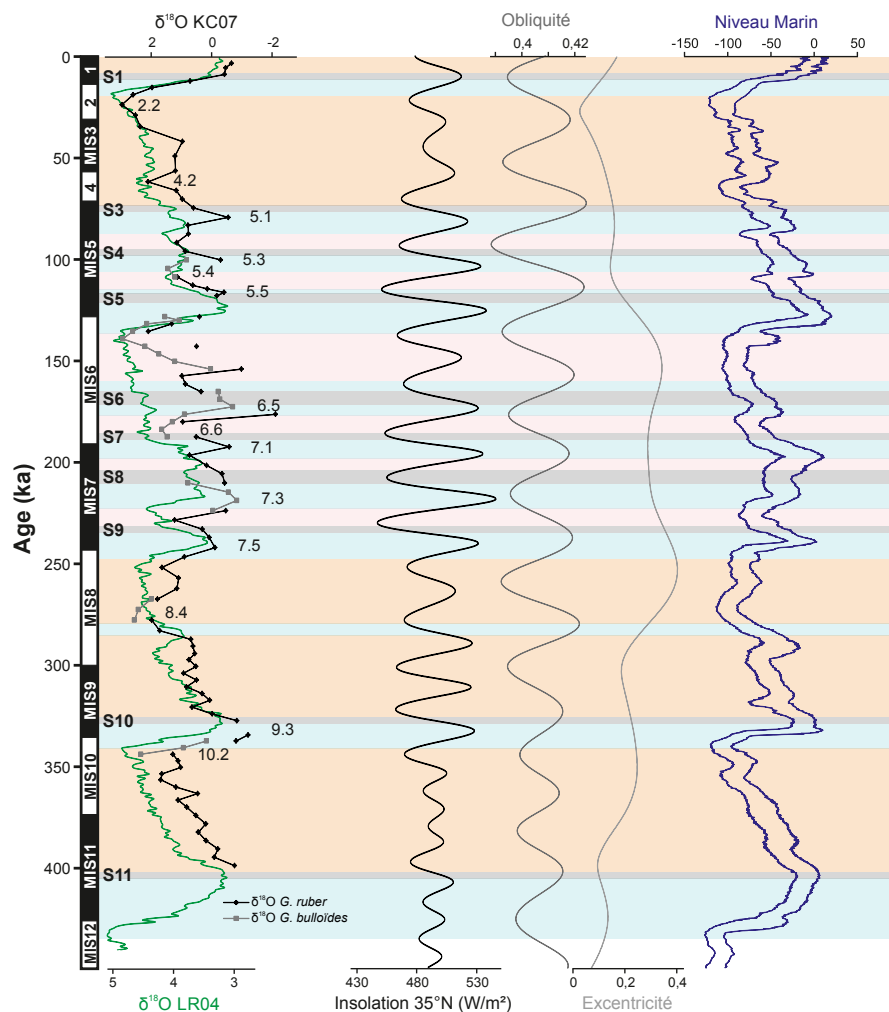


FIGURE 7.10 – Occurrence des sapropèles des derniers 400 000 ans, mis en lien avec le $\delta^{18}\text{O}$ de la carotte MOCOSSED KC07 en mer Ionienne (Köng et al., 2017), le $\delta^{18}\text{O}$ LR04 (Lisiecki and Raymo, 2005), l'insolation à 35°N, l'obliquité et la précession orbitale, ainsi que le niveau marin global. Figure modifié de Köng. La couleur de fond correspond à la couleur du sédiment dans la carotte KC07, elle caractérise l'oxygénation et la ventilation des eaux de fonds. Le niveau le plus ventilé correspond à la couleur jaune/ocre, et l'anoxie au gris (sapropèle), en passant par le rouge et le bleu.

Chapitre 8

Conclusion générale

Nous avons articulé cette thèse autour de trois axes majeurs. Le premier s'est focalisé sur l'impact que pouvait représenter une amplification du débit du Nil sur la dynamique océanique de la mer Méditerranée. Nous nous sommes intéressés en particulier aux changements de dynamique et de convection en simulant le néodyme, comme traceur de la circulation, et avons confronté nos résultats aux mesures directes. Ensuite nous avons élargi spatialement le domaine d'étude en développant une architecture de modélisation appropriée pour le début de l'Holocène. Cette approche est valable pour toutes simulations paléoclimatiques globales. Elle permet d'aborder la réponse de la dynamique à très haute résolution, ici $1/8^\circ$, dans des contextes climatiques très différents. Enfin nous avons voulu prendre en compte l'effet potentiel de la fonte de la calotte eurasiatique via les mers Noire et Caspienne lors de la dernière glaciation sur le bassin Est-méditerranéen.

8.1 Principaux résultats

8.1.1 Modélisation de l' ε_{Nd} comme traceur de l'arrêt de la circulation

Un débit correspondant environ au maximum qu'a pu atteindre le Nil pendant le début de l'Holocène, conduit à un arrêt de la circulation thermohaline sur toute la mer Méditerranée. Cette arrêt se traduit par un abaissement significatif du potentiel de convection, et de la couche de mélange, empêchant ainsi des événements convectifs en hiver. La modélisation de l' ε_{Nd} en réponse à ce changement, enregistre l'arrêt (brutal) de la circulation comme en témoigne les variations de la signature de ce traceur, par rapport à une simulation très ventilée. Dans le bassin Est, en surface, la diminution de la circulation entraîne une réduction des échanges avec les marges continentales qui sont plus radiogéniques que dans le bassin Ouest : la signature isotopique en surface est plus négative (jusqu'à $-1.5 \varepsilon_{Nd}$) par rapport à une situation où la circulation de surface est plus active. En profondeur, c'est l'inverse, avec une signature plus positive que nous interprétons comme une stagnation des eaux intermédiaires et de fond (jusqu'à $+2 \varepsilon_{Nd}$), scénario cohérent avec la mise en place du sapropèle S1.

Ce dernier point est corroboré par la baisse en oxygène que nous enregistrons dans la simulation de perturbation (-20 mmol.m^{-3} dans le bassin Ouest et -25 mmol.m^{-3} après 90 ans de simulation). Cependant, la limitation en terme de ressources informatiques nous a empêché de réaliser des simulations longues pour l'oxygène afin d'atteindre l'anoxie.

8.1.2 Établissement d'une plateforme dédiée à la modélisation globale/régionale de la circulation océanique dans le bassin méditerranéen : le cas de la transition vers Holocène

De très nombreuses simulations existent sur les derniers cycles climatiques du Quaternaire (Dernier maximum glaciaire, début de l'Holocène, Holocène moyen). Il était donc intéressant de développer une plateforme permettant, à partir de ces simulations globales, d'aller vers des simulations du climat et de la circulation océanique, à très haute résolution sur le bassin méditerranéen.

Nous avons donc développé une telle plateforme et l'avons testé sur un cas particulièrement intéressant dans le cadre de cette thèse : le début de l'Holocène.

Pour ce faire, nous avons choisi d'utiliser le modèle IPSL (CM5A), avec lequel nous avons étudié le climat du bassin méditerranéen pendant le début de l'holocène, période du dépôt du dernier sapropèle. Avec ces outils nous avons reproduit le climat caractéristique de cette époque, à savoir un contraste saisonnier accentué en été, sur le continent européen et Nord-africain (jusqu'à $+6^{\circ}\text{C}$), et en hiver (jusqu'à $-3/4^{\circ}\text{C}$) sur le continent africain, par rapport au climat pré-industriel. Ce contraste, et notamment la différence de température entre océan et continent, amplifie le système de la mousson Africaine. Cela se manifeste par des précipitations estivales plus intenses que nous observons dans nos simulations ($+10\text{ mm/jour}$). En ce qui concerne le climat du bassin méditerranéen, le modèle régional enregistre une réponse un peu différente du modèle global, en particulier pour l'hiver, où la différence de température entre l'Holocène et le climat pré-industriel est moins marquée, par rapport à la réponse enregistrée par le modèle global (jusqu'à -3°C sur le continent et très peu de variations en moyenne sur l'océan). Les précipitations hivernales sont plus importantes dans la région des Balkans (environ $+2\text{ mm/jour}$), et les précipitations estivales plus importantes dans le nord de l'actuel Italie et au nord des Balkans (autour de $+1.5\text{ mm/jour}$). Ce climat Holocène induit un bilan hydrologique différent pour la mer Méditerranée, notamment la composante représentée par le ruissellement des rivières associée aux précipitations accrues. Ainsi, même si les flux d'évaporation et de précipitation sont plus importants pour la mer Méditerranéen dans nos simulations holocènes, ce sont les rivières qui vont affecter le plus la circulation thermohaline (jusqu'à $+45000\text{ m}^3.\text{s}^{-1}$ en été pour le Nil, et $+5000\text{ m}^3.\text{s}^{-1}$ à la fin de l'hiver pour l'ensemble des autres rivières se déversant dans le bassin Est). En quantifiant les différentes perturbations hydrologiques autour du bassin méditerranéen au début de l'holocène, liées au changement climatique simulé, nous montrons que le Nil est le principal contributeur en eau douce.

8.1.3 Estimation de la fonte continentale et impact sur la Méditerranée orientale

L'effet de la déglaciation est de plus en plus étudié comme élément ayant permis la mise en place du sapropèle S1. Grimm et al. (2015) ont mis en évidence comment l'adoucissement, entre autre, de l'océan Atlantique a pré-conditionné le bassin méditerranéen, favorisant l'installation de conditions anoxiques. De manière complémentaire à ces travaux, nous avons voulu également nous intéresser à la déglaciation, mais cette fois-ci en considérant les effets que cette dernière a pu avoir sur le continent européen et *in fine* sur le bassin Est-méditerranéen. Grâce à des reconstructions de la calotte glaciaire eurasiatique (Peltier et al., 2015; Patton et al., 2017), nous avons pu estimer le flux d'eau douce s'étant potentiellement déversé en Méditerranée via la Mer Noire. Nous avons largement schématisé la chronologie de la fonte de la calotte eur-

asiatique pour tester la contribution de cette perturbation via la mer Noire à la circulation en Méditerranée. Cette quantification nous indique qu'un flux constant, relativement faible, d'eau douce s'est déversé depuis le début de la déglaciation (4mSv), ponctué par un ou deux (selon les données de référence) pics d'eau douce associés à un débit plus important, correspondant à la transition vers le climat plus chaud de l'Holocène (17mSv). Nous avons intégré ces différentes phases de fontes dans des scénarii très idéalisés pour estimer l'impact que cela pourrait avoir sur la MTC (Mediterranean Thermohaline Circulation). Ces simulations montrent une réduction du potentiel de convection et de la couche de mélange selon le degré de perturbation en eau douce appliqué. Cependant, nous montrons que la réduction de la MTC ne répond pas linéairement à ces perturbations. Néanmoins, si nous replaçons tous ces scénarii, chronologiquement et selon leur degré, nous voyons que les eaux de fonte glaciaire affectent la dynamique méditerranéenne pendant une bonne partie de la déglaciation, et pourraient expliquer en partie le long conditionnement nécessaire à la mise en place de l'anoxie. Ces résultats sont très complémentaires de l'approche de Grimm et al. (2015), mais en quantifiant cette fois les perturbations du cycle hydrologique continental. Ainsi, nos résultats démontrent clairement que les cycles glaciaires-interglaciaires - et dans ce cas précis la dernière déglaciation - jouent un rôle déterminant pour le sapropèle S1, avant son déclenchement par les cycles de précession.

8.2 Discussion

Pour finir, remettons les résultats précédemment évoqués dans un contexte plus large, dans ce qu'ils peuvent nous apprendre sur les contributions en eau douce nécessaire au déclenchement du sapropèle S1, avec leurs faiblesses, et dans les futures perspectives de recherche qu'ils peuvent engendrer.

8.2.1 Des perturbations hydrologiques, au blocage de la convection, à l'anoxie : un domaine qui reste à étudier

Dans la première partie nous avons utilisé un modèle couplé océan-atmosphère. Une telle configuration est idéale pour représenter correctement la convection actuelle en mer Méditerranée. Pour étudier, par exemple, sa sensibilité à un événement brutal, comme la déstabilisation de la MTC par une forte augmentation du débit du Nil. Cependant cette configuration demande énormément de ressources informatiques, et limite le nombre d'années simulées par jour de calcul. Ce problème se manifeste également avec la simulation de l'oxygène (et par extension de la

biogéochimie marine), qui ne permet pas pour l’instant d’atteindre dans un temps raisonnable l’anoxie (si la tendance vue dans nos simulations se confirmait) et d’étudier le S1 dans cette thèse sous cet angle. De plus, l’utilisation de l’oxygène remettait profondément en question notre travail vis-à-vis du problème concernant le tempo des variations d’insolation, d’amplification de la mousson africaine, et du rôle du niveau marin dans le dépôt des sapropèles.

8.2.2 Comprendre et tracer les changements de dynamique océanique et de convection

Nous avons donc focalisé nos travaux essentiellement sur les aspects de la dynamique océanique. Pour mieux valider nos résultats, nous avons utilisé le traceur ε_{Nd} qui nous permettait, en plus de son intégration numérique relativement peu coûteuse, de comparer les résultats avec des données récentes, échantillonnées pendant la période du S1. Même si ces données, encore peu nombreuses, montrent un signal analogue à celui simulé - montrant que l’ ε_{Nd} est principalement sensible aux changements de dynamique initié par le Nil - de nombreuses améliorations numériques peuvent affiner l’interprétation des données du S1. Premièrement, la prise en compte de la signature spécifique des flux d’eau douce par les rivières (et particulièrement celle du Nil), qui ont un impact sur la signature portée par les eaux méditerranéenne. Ensuite, dans le même registre il a été montré que les poussières atmosphériques et les processus physico-chimiques faisaient varier la signature en ε_{Nd} , comme l’a montré l’étude de modélisation de Ayache (2016). Notons que dans ces deux cas, avoir une estimation de ces signatures est déjà difficile pour la période actuelle (en particulier à cause de la résolution des forçages des poussières), et reste un défi pour le début de l’Holocène. Indépendamment de cela, nos simulations souffraient d’un biais hautement radiogénique, vraisemblablement produit par le fait que la dynamique simulée était «trop» convective.

8.2.3 Pertinence de la plateforme globale-régionale

Le choix d’une architecture de type séquentielle permet de nombreux degrés de liberté, notamment pour imposer des conditions aux limites les plus «réalistes» possibles. Évidemment, cela engendre un profond manque de la prise en compte des rétroactions entre l’océan et l’atmosphère, qui est primordial, en particulier pour tenir compte des variations hydrologiques du bassin méditerranéen pendant le S1. Néanmoins ce choix nous a permis de développer une imbrication cohérente entre les modèles.

La simulation du climat global a reproduit l'amplification de la mousson africaine. Si l'intensité des précipitations est bien reproduite, le modèle, cependant, ne génère pas sa migration vers le Nord de l'Afrique comme ont pu l'enregistrer les données. Cela est un manque notable, car si la pluviométrie sur les bassins versants des rivières Nord-africaines était aussi importante que celle sur le bassin versant du Nil, cela représenterait un apport d'eau considérable pour la mer Méditerranée, notamment dans le bassin Ouest, permettant d'expliquer l'écart entre salinité de surface, simulée et reconstruite. La simulation régionale, quant à elle, a montré un climat en bon accord avec les données disponibles en termes de températures estivales et hivernales, mais également dans les précipitations, cela malgré les biais du modèle régional. Les anomalies de précipitations continentales, une fois transférées en débit de fleuve en Méditerranée, montrent que le Nil est le principal acteur de l'apport en eau douce. Une première comparaison aux données de précipitation au début de l'Holocène, montre une cohérence sur les anomalies de précipitation positive simulées pendant l'hiver, mais un signal contraire sur les précipitations estivales, à cause du fort contraste été-hiver survenant dans nos simulations.

Un point névralgique, représenté par l'importance de la végétation, a été sous-estimé dans cette thèse. En effet, dans nos simulations, le couvert végétal est identique pour la période actuelle et pour celle du début de l'holocène, or ce dernier réagit évidemment au changement de précipitation et rétroagit sur l'humidité.

8.2.4 De la stratification du bassin Est-méditerranéen à l'anoxie : limite de notre approche

Ces mêmes perturbations en eau douce combinées (en prenant en compte l'augmentation du débit du Nil et une estimation de l'amplification des rivières de la bordure Nord-est méditerranéenne), ou prises séparément, montrent que c'est le Nil qui parvient le plus à déstabiliser la circulation intermédiaire et profonde. Cette déstabilisation serait propice à l'installation des conditions anoxiques, mais nos simulations, relativement courtes (90 ans), ne nous permettent pas de conclure sur le sujet¹. En effet Adloff (2011) a montré, sous plusieurs aspects (malgré un modèle océanique différent du nôtre), avec des simulations transitoires, qu'une perturbation abrupte ne pouvait réussir à déstabiliser continuellement la stratification et la convection sur plusieurs centaines d'années, ce qu'arrivait à faire une perturbation graduelle. De plus, il

1. Le lecteur le plus attentif remarquera que nous avons annoncé au début de cette thèse le développement de la plateforme de modélisation comme permettant de réaliser des simulations océaniques plus longues que 90 ans. Évidemment cela n'a pas été le cas. La "faute" revient à un important développement technique de celle-ci qui a consommé la plus grande partie des heures de calculs qui nous était allouées. Faire des simulations de 1000 ans était donc assez dangereux compte tenu de la phase de développement dans laquelle notre plateforme se trouvait.

semblerait qu'une réduction du paramètre du mélange vertical serait également requise pour maintenir une stagnation des eaux de fond, paramètre qui n'a pas été modifié dans cette thèse. Dans ce contexte, il est difficile de conclure sur la capacité de notre modèle océanique à pouvoir simuler des conditions menant à une anoxie, tant que des simulations de l'évolution de l'oxygène (*a priori* longue d'après ce que savons des précédentes études de modélisation) ne seront pas réalisées au sein de notre plateforme de modèle.

Notons pour conclure cette sous-partie, que nous avons pour la première fois simulé le climat du début de l'Holocène avec une résolution assez fine nous permettant de représenter le bilan hydrologique du bassin méditerranéen. Nous avons utilisé ces perturbations du cycle hydrologique pour simuler son impact sur la circulation océanique en mer Méditerranée avec l'aide de NEMOMED8, modèle utilisé pour l'une des premières fois dans un contexte paléoclimatique. De nombreuses recherches sont encore à réaliser pour pallier les défauts de la plateforme de modélisation que nous avons développé (extension spatiale de la mousson, végétation dynamique, niveau marin. . .).

8.2.5 Imposer les flux hydrologiques continentaux perturbant la Méditerranée pendant la déglaciation

Même si notre plateforme de modèles n'est pour l'instant pas appropriée pour des simulations longues et transitoires, nous avons néanmoins voulu tester l'impact de la fonte continentale de la calotte glaciaire eurasiatique sur la dynamique méditerranéenne du bassin oriental, via le débordement de la mer noire. Notre estimation du flux d'eau douce souffre de plusieurs approximations. La première est que nous nous servons des reconstructions de Peltier et al. (2015) à « faible » résolution temporelle (500 et 1000 ans). Les données récentes de Patton et al. (2017), corroborent assez bien la chronologie de la fonte, même si les flux ne sont pas les mêmes. Ensuite nous estimons que toute l'eau de fonte arrive en mer Égée, ce qui est évidemment faux. C'est pour cela que nous avons produit un jeu de simulations avec différents types de forçage pour le modèle océanique, afin d'estimer l'étendue que pouvait avoir la fonte sur la circulation thermohaline. Ces simulations, malgré leur simplicité, montrent sans ambiguïté comment les perturbations en eau douce réduisent la ventilation et la circulation intermédiaire et profondes. Remise dans la chronologie de la déglaciation selon leur degré de flux d'eau douce, ces simulations montrent que la mer Méditerranée Orientale a pu potentiellement être pré-conditionnée, à l'instar de l'évènement HE1 via l'océan Atlantique, pour l'installation des conditions anoxiques et le dépôt du S1.

8.3 Perspectives

8.3.1 Étendre les recherches du sapropèle S1 développées dans cette thèse à d'autres contextes paléoclimatiques.

L'avantage des sapropèles est qu'ils se produisent, du Miocène au Quaternaire dans des contextes climatiques très différents. En effet, à la fin du Miocène, le contenu atmosphérique en CO_2 est élevé, le climat est chaud, et il n'y a pas de cryosphère dans l'hémisphère Nord. Cependant, à partir de la transition Plio-Pléistocène (il y a environ 2.6 Ma), les calottes de glace se mettent en place, et des oscillations glaciaires-interglaciaires imposent un nouveau tempo à 40 puis à 100 ka (Tan et al., 2017). Dans ce contexte, il serait intéressant d'étudier d'autres événements de sapropèle se mettant en place durant le dernier cycle glaciaire-interglaciaire, en particulier ceux qui se manifestent dans des climats chauds, et pour lesquels nous disposons de simulations du climat, comme le sapropèle S5 et les sapropèles du Pliocène.

8.3.2 Mieux contraindre et valider nos résultats de modèles

En plus du traceur ε_{Nd} , dont nous voulons contribuer à améliorer la modélisation, nous souhaitons introduire le $\delta^{18}\text{O}$ dans nos simulations atmosphériques et océaniques. Des développements récents dans ces deux réservoirs, permettraient une validation de nos résultats de modèles extrêmement féconde. En effet, il existe bien plus de données concernant le $\delta^{18}\text{O}$ (malgré les limitations associées à l'interprétation des isotopes de l'oxygène) que des données de ε_{Nd} . De plus, pour les événements de sapropèle, la modélisation du $\delta^{18}\text{O}$ donnerait des indications fondamentales pour les perturbations en eau douce sur le bassin méditerranéen.

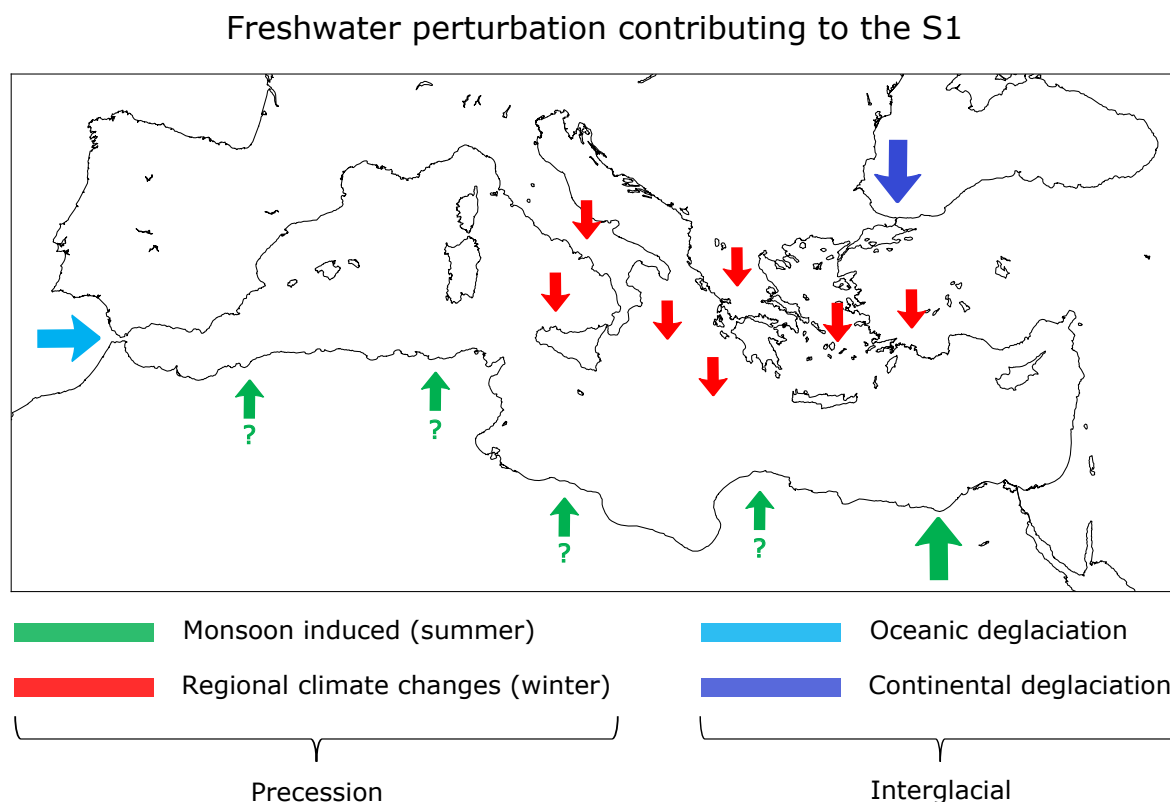


FIGURE 8.1 – Figure de conclusion : synthèse des perturbations hydrologiques affectant la mer Méditerranée et aboutissant potentiellement à la formation du dernier épisode de sapropèle. Nous pouvons distinguer deux grandes familles de perturbation : l'une associée aux variations de la précession orbitale et l'autre en rapport avec les cycles glaciaires-interglaciaires. A l'intérieur de ces deux familles, il y a les changements climatiques globaux (augmentation de la mousson africaine) et régionaux (sur le bassin méditerranéen), pour la première, et les effets des deux "types" de déglaciation (océanique et continentale), pour la seconde. Les couleurs font également références aux figures 3.2, 3.4 et 3.5.

Annexe A

Mise à l'équilibre des simulations

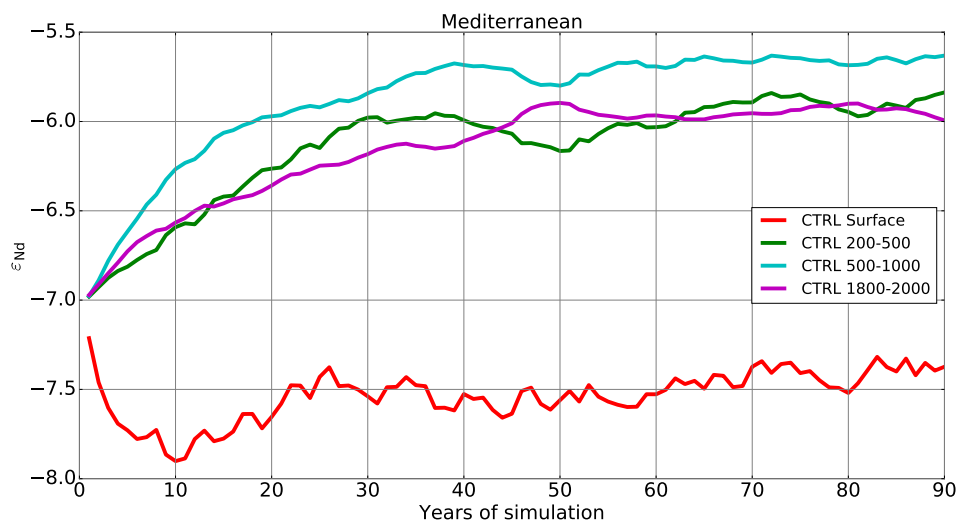


FIGURE A.1 – Evolution interannuelle de l' ϵ_{Nd} dans la simulation CTRL moyennée sur toute la Méditerranée sur différentes tranches de profondeur (Surface, 200-500m, 500-1000m, 1800-2000m).

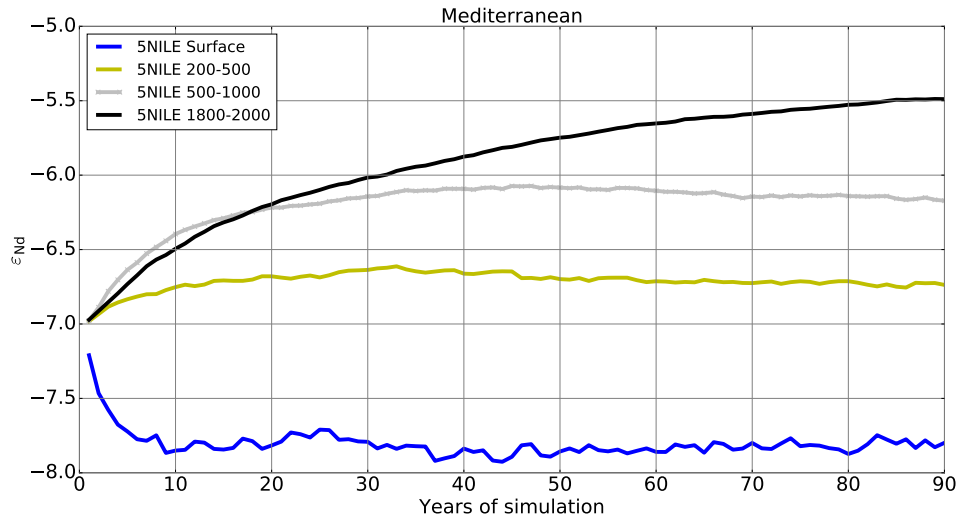


FIGURE A.2 – Evolution interannuelle de l' ϵ_{Nd} dans la simulation 5NILE moyennée sur toute la Méditerranée sur différentes tranches de profondeur (Surface, 200-500m, 500-1000m, 1800-2000m).

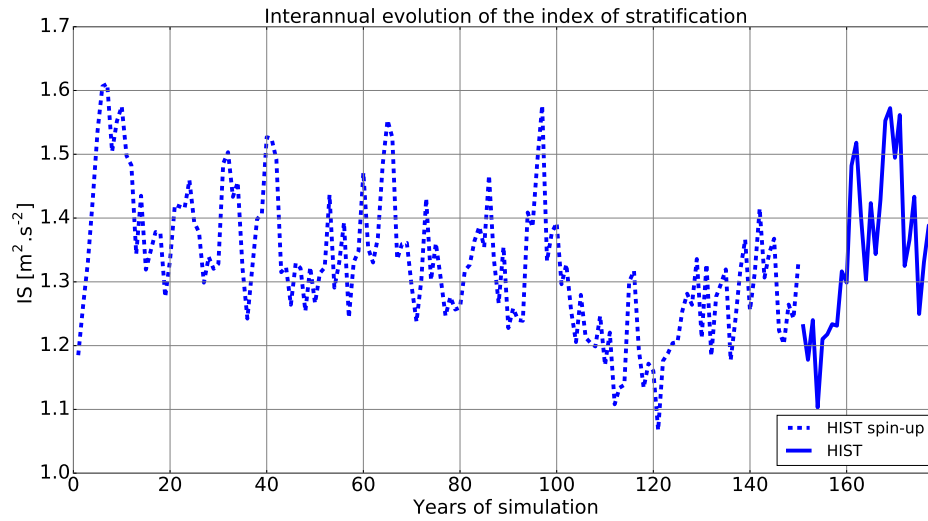


FIGURE A.3 – Evolution interannuelle de l'indice de stratification. En tireté est représenté le spin-up de la simulation HIST .

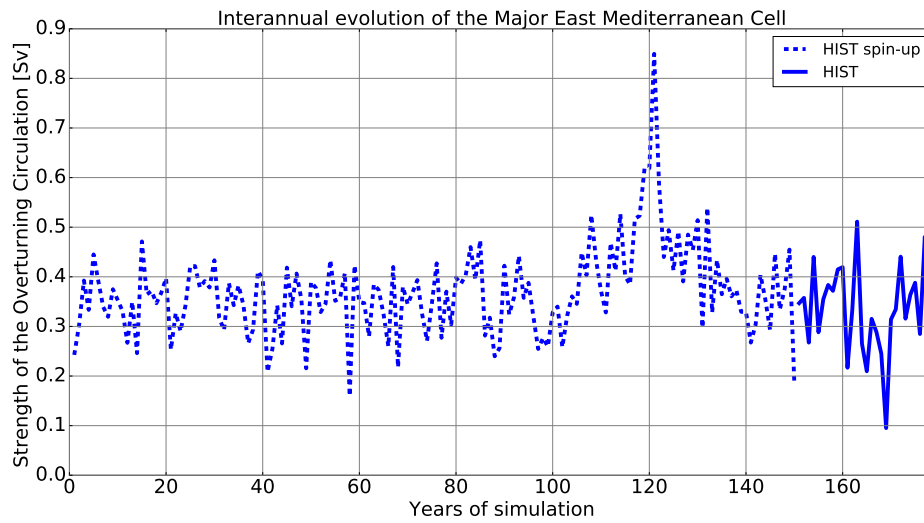


FIGURE A.4 – Evolution interannuelle de la ZOF dans le bassin Est-méditerranéen. En tireté est représenté le spin-up de la simulation HIST .

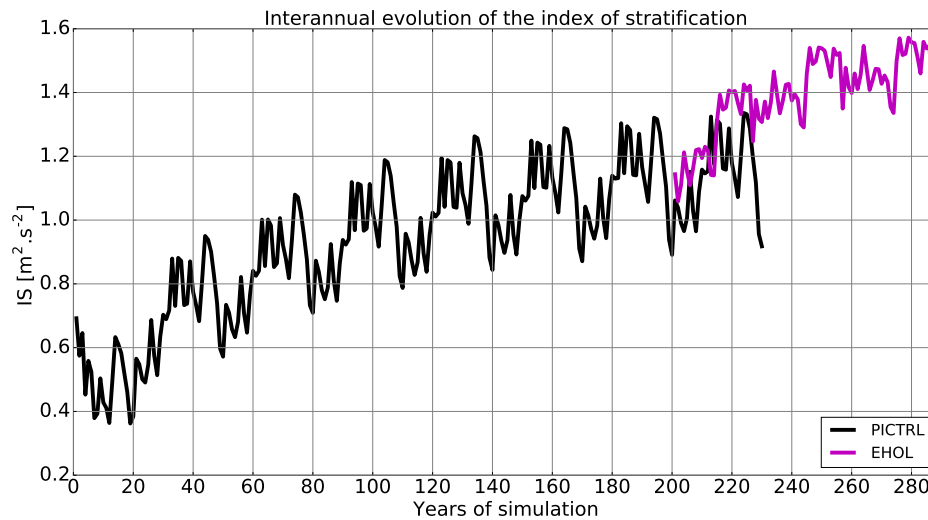


FIGURE A.5 – Evolution interannuelle de l'indice de stratification. En noir est représenté le spin-up de la simulation PICTRL (de 1 à 200 ans), la simulation EHOL de 90 ans démarre à partir du dernier mois de l'année 200 de PICTRL.

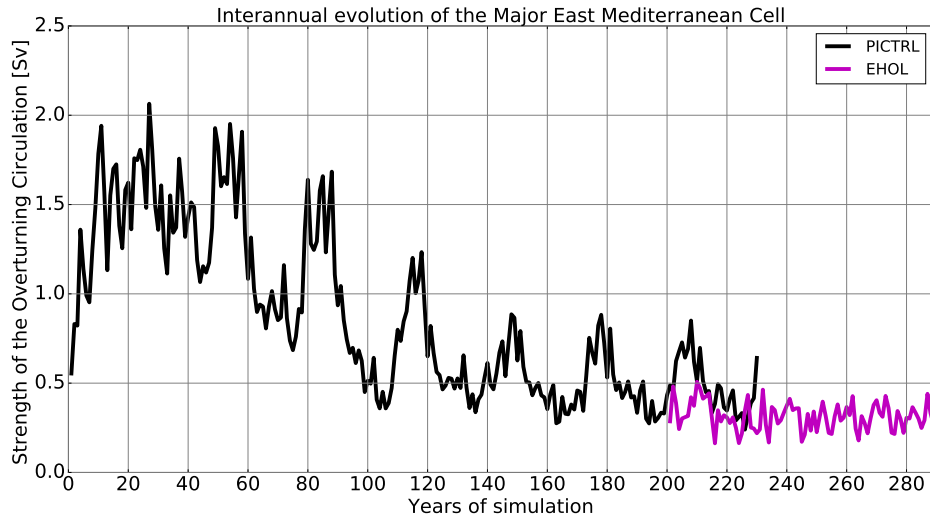


FIGURE A.6 – Evolution interannuelle de la ZOF dans le bassin Est-méditerranéen. En noir est représenté le spin-up de la simulation PICTRL (de 1 à 200 ans), la simulation EHOL de 90 ans démarre à partir du dernier mois de l'année 200 de PICTRL.

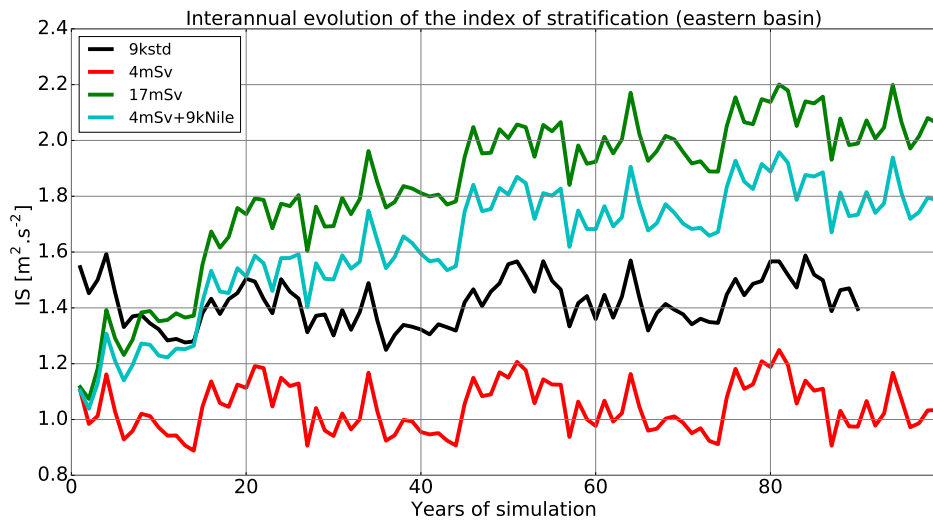


FIGURE A.7 – Evolution interannuelle de l'IS dans le bassin Est-méditerranéen.

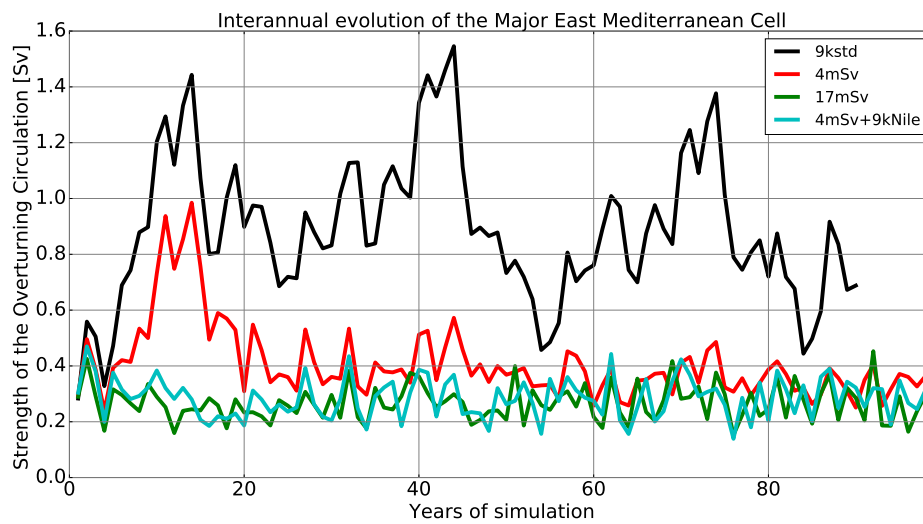


FIGURE A.8 – Evolution interannuelle de la ZOF dans le bassin Est-méditerranéen.

Annexe B

Détail des paramètres utilisés dans la sé- quence de modélisation

	HIST	PICTRL	EHOL
Orbital parameters	$e = 0.01672$ $\epsilon = 23.44$ $\omega - 180 = 102.7$	$e = 0.01672$ $\epsilon = 23.44$ $\omega - 180 = 102.7$	$e = 0.01935$ $\epsilon = 23.31$ $\omega - 180 = 303.3$
Atmospheric CO ₂	Annual observed global mean (1970-1999)	280 ppm	280 ppm
SST forcing	ERA-Interim monthly forcing (1970-1999)	IPSL-CM5A picontrol + SST correction	IPSL-CM5A Early Holocene + SST correction
SIC forcing	ERA-Interim monthly forcing (1970-1999)	IPSL-CM5A picontrol + SIC correction	IPSL-CM5A Early Holocene + SIC correction

TABLE B.1 – Forcing used in the AGCM and the ARCM. ϵ is the obliquity, e the eccentricity and ω the longitude of the perihelion, Atmospheric CO₂ follows the same annual concentration as set in Dufresne et al. (2013).

	HIST	PICTRL	EHOL
Atlantic buffer-zone 3D temperatures and 3D salinities	WOA monthly forcing (1970-1999)	IPSL-CM5A picontrol + T3D/S3D correction	IPSL-CM5A Early Holocene + T3D/S3D correction
River runoff	Ludwig et al. (2009) Rivdis database	Ludwig et al. (2009) Rivdis database (with pre-daming Nile)	Anomalies from EHOL - PICTRL ARCM simulations

TABLE B.2 – Forcing used in the ORCM.

Annexe C

Tilt contribution of continental freshwater input from Eurasian melting for the onset of the last sapropel

Cet article, en cours de finalisation, est relatif aux travaux réalisés dans le chapitre 7.

C.1 Abstract

There are clear evidences that periodic organic rich layers in the Mediterranean Sea sedimentation, also known as sapropel events, cannot be explained by the sole variation of African monsoon (Grant et al., 2016; Grimm et al., 2015). The imprint of sapropels in marine records from late Miocene to Pleistocene depicts large variability in carbon organic content, duration, decay and spatial patterns (Rohling et al., 2015). Superimposed to the main pacing associated with precession cycles (about 21 ka), many sapropels are also impacted by the 100 ka cycles associated with glacial-interglacial cycles. In particular, the last sapropel event, S1, which occurred at the end of the last glacial period and Early Holocene. Modeling investigation brought many advances to our understanding of S1, and recent research pointed out that anoxia was reachable only with a preconditioning in relation to the Heinrich event (HE1) in the North Atlantic a few thousand years preceding the S1. Moreover, the deglaciation has an impact on the continental runoff leading to the freshening of the Black Sea (Aloisi et al., 2015; Major et al., 2002; Soulet et al., 2011) but its effect onto the Mediterranean Sea is still unclear. Here we use dataset (Patton et al., 2017; Peltier et al., 2015) to quantify the meltwater flux from the Fennoscandian Ice Sheet since the Last Glacial Maximum that freshened the Black Sea, and assess its associated impact, concomitantly to the Nile perturbation at the termination of the

deglaciation, on the Eastern Mediterranean Sea with high-resolution modeling. We demonstrate that persistent freshwater (glacial and riverine) fueling through the deglaciation leads to the shutdown of the Mediterranean Thermohaline Circulation with notable extreme melting episodes. In a broader context, we also use marine cores to replace the S1 and older sapropels to classify them through their relationship with orbital parameters.

C.2 Introduction

Synchronous-proxy studies (Grant et al., 2016) suggest that the significant sea level rise at the end of last glacier period could play a direct role in the formation of S1, since the glacier melting in relation to global deglaciation could change the surface water buoyancy of the Mediterranean Sea and exert impacts on that sapropel. In this context, modeling investigation (Grimm et al., 2015) successfully simulated the long oxygen depletion for the S1 within a numerical Mediterranean general circulation model coupled to a biogeochemical component. The massive low-salinity Atlantic water induced by HE1 once entering the Mediterranean Sea through the Gibraltar Strait, combined with high biological productivity, could modify drastically the ventilation state and the development of anoxia within the Eastern Mediterranean Sea (EMS).

However, the Gibraltar Strait is not the unique way in which the deglaciation affected the Mediterranean Sea circulation. The nonlinear melting of the Fennoscandian ice sheet (FIS) largely disturbed the continental hydrologic cycle and the runoff budget of the basin. It is likely that the Black Sea would be a reservoir of freshwater flowing toward the EMS. The Black Sea is a controversial issue for its role in triggering the S1 deposition. Studies pointed out that the age of the Black Sea reconnection to the Mediterranean Sea, identified at 9.5 to 9.3 cal. ka, is about 1000 years after the S1 onset (Bahr et al., 2008; Major et al., 2006). Moreover, no clear evidences of Black Sea freshwater impacts into Sea of Marmara have been found during S1 (Sperling et al., 2003). In contrast, some other studies showed that the Black Sea did flow into the Sea of Marmara and the Mediterranean Sea during the deglaciation. Indeed, during this period the Caspian and Black Seas collected meltwater from the southern margin of the Eurasian ice sheet via the Volga and Dniepr rivers. Between 16 and 14 cal kyr the Caspian Sea water overflow into the Black Sea through the Kuma-Manych Strait (Tudryn et al., 2016). The Black Sea was connected to the Mediterranean Sea through the Bosphorus and Dardanelles straits since the LGM (23 ka BP) Vidal et al. (2010). Black Sea core combined with sill model highlighted that such flows likely took place from roughly 25 ka to 11 ka (Major et al., 2002). Moreover “dead” CO₂ measurements from another core showed that a long period (3 ka) of positive freshwater budget made it unambiguous that the Black Sea dumped freshwater into

the Marmara Sea (Soulet et al., 2011, 2013) during that period.

Due to the correlation between sapropel occurrence and precession cycle, the precession-induced African monsoon enhancement and associated Nile River runoff amplification (as well as the North Africa Rivers) remains the driver of sapropel event. Even though Nile contribution would be delayed for the S1, its contribution in term of freshwater is still consequent especially around 10 ka. To investigate the effect of the FIS melting through the Black Sea freshening toward the EMS, we use two distinct methods. First, we quantify fluxes of FIS meltwater into the Black and Caspian Sea catchments from reconstructed FIS evolution (Patton et al., 2017; Peltier et al., 2015). The spatial resolution of the Mediterranean Oceanic Regional Climate Model (ORCM) used, NEMOMED8, restricts fully simulations from the LGM to the Early Holocene. To overcome this issue we extract notable phases of the FIS melting (average and extremes). Then we impose the fluxes as boundary conditions to the ORCM with a pre-calculated climate and build different experiments (of 100 years each) in order to cover a whole range of scenarios (See Methods and Supplementary contents for a detailed description of the ice-sheet reconstruction and of the boundary conditions, experimental design).

C.3 Results

The reconstructed ice volume in the Black and Caspian Sea catchment and the associated meltwater are shown in figure 7.1¹. The flux depicts several phases from 25 to 8 ka (figure C.1). During a first phase of constant melting from 18 to 14.5 ka, the total ice volume drops from $1.2 \times 10^6 \text{ km}^3$ to $0.8 \times 10^6 \text{ km}^3$ and the average melting flux is about 1.8 mSv ($1 \text{ msv} = 1000 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$). An abrupt melting occurs around 14.5 ka and the ice volume decreases to $0.5 \times 10^6 \text{ km}^3$, the associated flux being 17 mSv. This event is followed by a constant decrease up to the complete vanishing of the ice sheet, the flux being 4 mSv over that period (14 to 10 ka). Over the entire melting (from 18.5 to 10 ka), the meltwater flux is 3.9 mSv. These quantifications have been used to force the ORCM through 4 experiments: 4mSv for the average flux, 17 mSv for the extreme event, and 4mSv plus the Early Holocene Nile Enhancement (4mSvNile). This last experiment aimed to account for the late glacial Melting and the Nile Enhancement in the same time relative to African Monsoon amplification recorded by data (Adamson et al., 1980; Revel et al., 2014) and imprinted by model (Adloff, 2011; Bosmans et al., 2012; Marzin and Braconnot, 2009).

The simulated Early Holocene standard experiment (9kstd) shows the high Sea Surface Salini-

1. The reconstruction of Patton et al. (2017) constitutes a large amount of data but can be asked by a request to the thesis' author of article's author (henry.patton@uit.no)

ties (SSSs) due the high EMS evaporation (figure C.2). The stratification index (IS) and the mixed layer depth (MLD) depicts both the areas of convection in Aegean Sea, in the North Levantine and especially high in the Adriatic and north Ionian Seas. The XmSv experiments, with their freshwater supply at the Bosphorus Strait reduce the SSS in the Aegean Sea (up to -2 , and -6 PSU for 4mSv, and 17mSv respectively) and spread over the Adriatic/Ionian and the Levantine proportionally to X. The 9kNile experiment shows a negative SSS anomaly that spreads westward over the Levantine, Aegean, Ionian and Adriatic Seas. The combined experiment, 4mSv+9kNile, depicts the additive effect of 4mSv and 9kNile. The freshwater anomaly leads to a large decrease of the potential of convection, which the strength and spread are proportional to the degree of anomaly ($+0.5, 1.0, 1.5, 2 \text{ m}^2.\text{s}^{-2}$ in 4mSv, 9kNile, 4mSvNile and 17mSV respectively). The MLD is also reduced in the same way, Nile based experiments reducing the MLD in Levantine, XmSv in Aegean and Adriatic/Ionian Seas. Moreover, whatever the experiments, the convection area in the Adriatic and Ionian Seas are strongly reduced.

All experiments seem to depict additive and proportional response to the freshwater applied, on the contrary, the effect on the thermohaline circulation, the parameter that control the ventilation and thus the oxygen availability, is likely threshold controlled as seen by the Meridional and Zonal Overturning stream function (MOF and ZOF, figure C.3). 9kstd is the most ventilated simulation, when disturbed, the EMS ZOF (related to the intermediation and deep convection in Ionian and Levantine) is the most impacted, with its strength drop from 0.85 Sv to 0.25/0.3 Sv. Then come the Adriatic/Ionian cell (intermediate and deep), its ventilated strength, 0.6 Sv, falls to 0.4 Sv in all experiments excepts in 17 mSv (0.3 Sv). Relatively, the Aegean cell is the less disturbed, from a ventilated state of 2.5 Sv to perturbed one of about 2 Sv. The massive output of freshwater in the EMS through the Black Sea freshening over the deglaciation leads to a deep reduction of the convection areas and the shutdown of the thermohaline circulation. A chronology of this story using a ventilation index (VI, in Sv) is synthetized in figure C.3. The 9kstd VI representing the reference state (2.13 Sv) is confronted to the 4mSv VI (1.11 Sv) that represents the ventilation integrated over the deglaciation. At 14.5 ka, the 17 mSv VI linked to the Bolling-Allerod meltwater pulse is reduced to 0.91. From the pulse until the end of the deglaciation, the remaining flux (about 4 mSv) is superimposed to the Nile effect (4mSvNile, VI = 1.04 Sv). After the complete vanishing of the FIS, the Nile is one of the major component bringing freshwater (1.08 Sv).

C.4 Conclusion

Here we have identified for the first time the role of the FIS melting over the deglaciation onto the Black Sea and its associated freshening of the EMS. Reconstructed ice-sheet evolution shows that the meltwater flux was nonlinear and punctuated by several pulses. This supposed effect on the EMS and its thermohaline circulation, through idealized modeling experiments, highlighted the sensitivity of the Eastern basin, depending of the localization of the perturbation and its strength. If we put forward the non-negligible role of the glacial Black Sea freshening from a dynamical point of view, unclear features linked with associated biogeochemical impact, onset of the anoxic environment, and interplay with Atlantic preconditioning as well need to be deepened. Above all, an obvious point is the succession of melting/fluvial freshwater fueled and sea level controlled that modulate sapropel since 400 ka.

C.5 Material

C.5.1 Estimation of the meltwater flux in Black and Caspian Sea catchments

We use the reconstruction of Peltier 6G that provided a global ice sheet evolution from 24 to 8 ka with a time step of step of 1000 yr and from 21 to 10 ka by steps of 500 years. Accounting for isostasy, we derived the thickness of the FIS, then we computed the ice volume and finally we extracted the melting water flux potentially catch by the Caspian and Black Seas though the Volga, Don and Dniepr rivers. We also use the recent reconstruction of Patton et al of the Fennoscandian ice sheet at 50 yr time step. The maximum volume reached by the FIS is $3.7 \cdot 10^6 \text{ km}^3$ around 22.8 ka. In 6G data it corresponds to a volume of $1.1 \cdot 10^6 \text{ km}^3$ at 23 ka. In order to compare the two dataset, we roughly divided Patton's data by a factor 4.

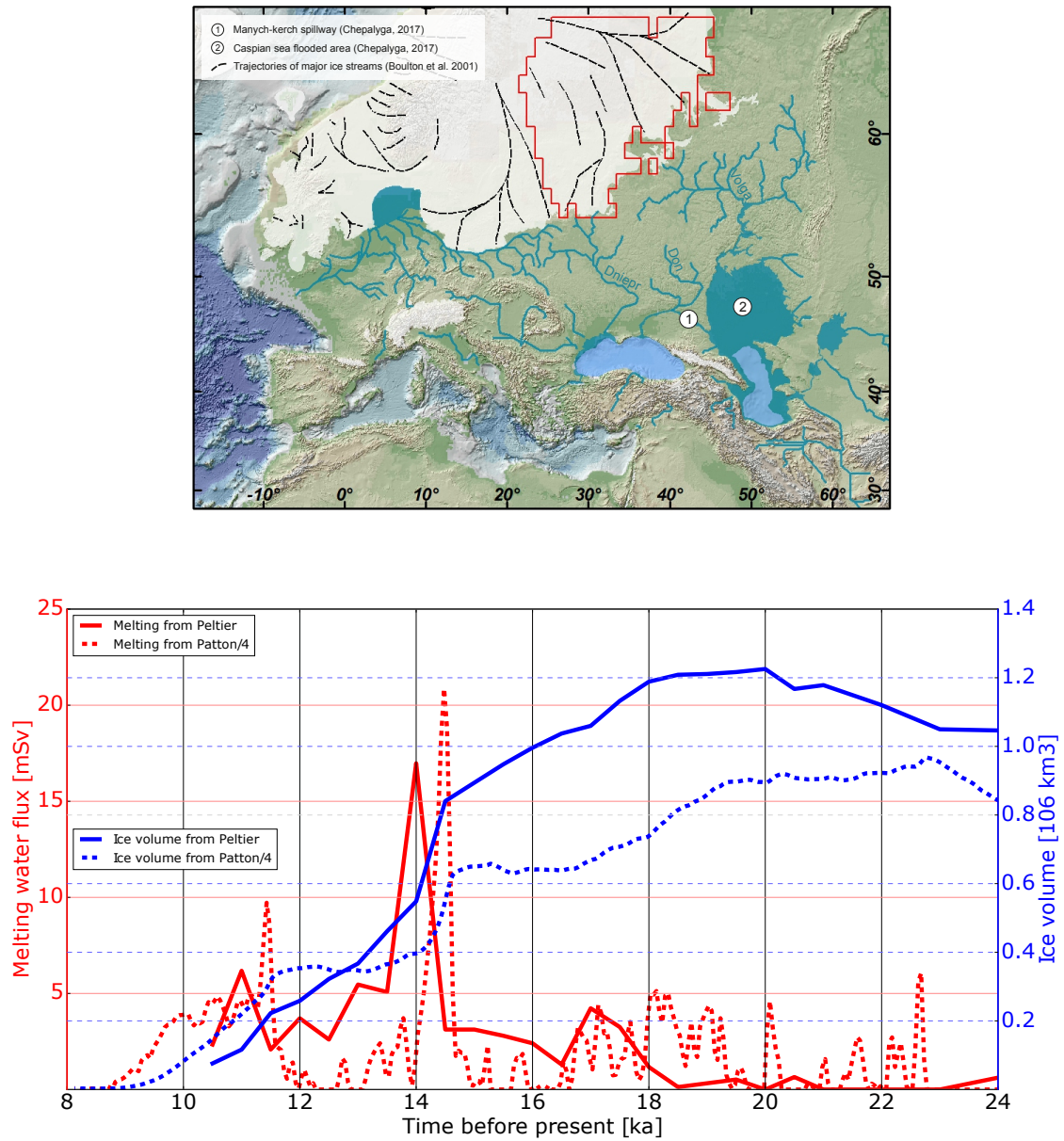


FIGURE C.1 – Upper : map of the Fenno-Scandian Ice Sheet (FIS) and basin drainage, surrounded in red are the extend/volume catch by The Volga, Don and Dniepr representing a volume of $1\,068\,000\text{ km}^3$. Lower : Ice sheet volume potentially flowing in the Black and Caspian Seas catchment (solid blue line) and its associated melting water flux (solid red line), according to the isostatic reconstruction of Peltier et al. (2015). In dashed lines are represented the same calculation with the 50 yr time-step data of Patton et al. (2017). The total ice volume at 22.8 ka calculated by Patton is about $4\,000\,000\text{ km}^3$, so we roughly divided by a factor 4 the Ice volume reconstructed with Peltier and the melting water flux.

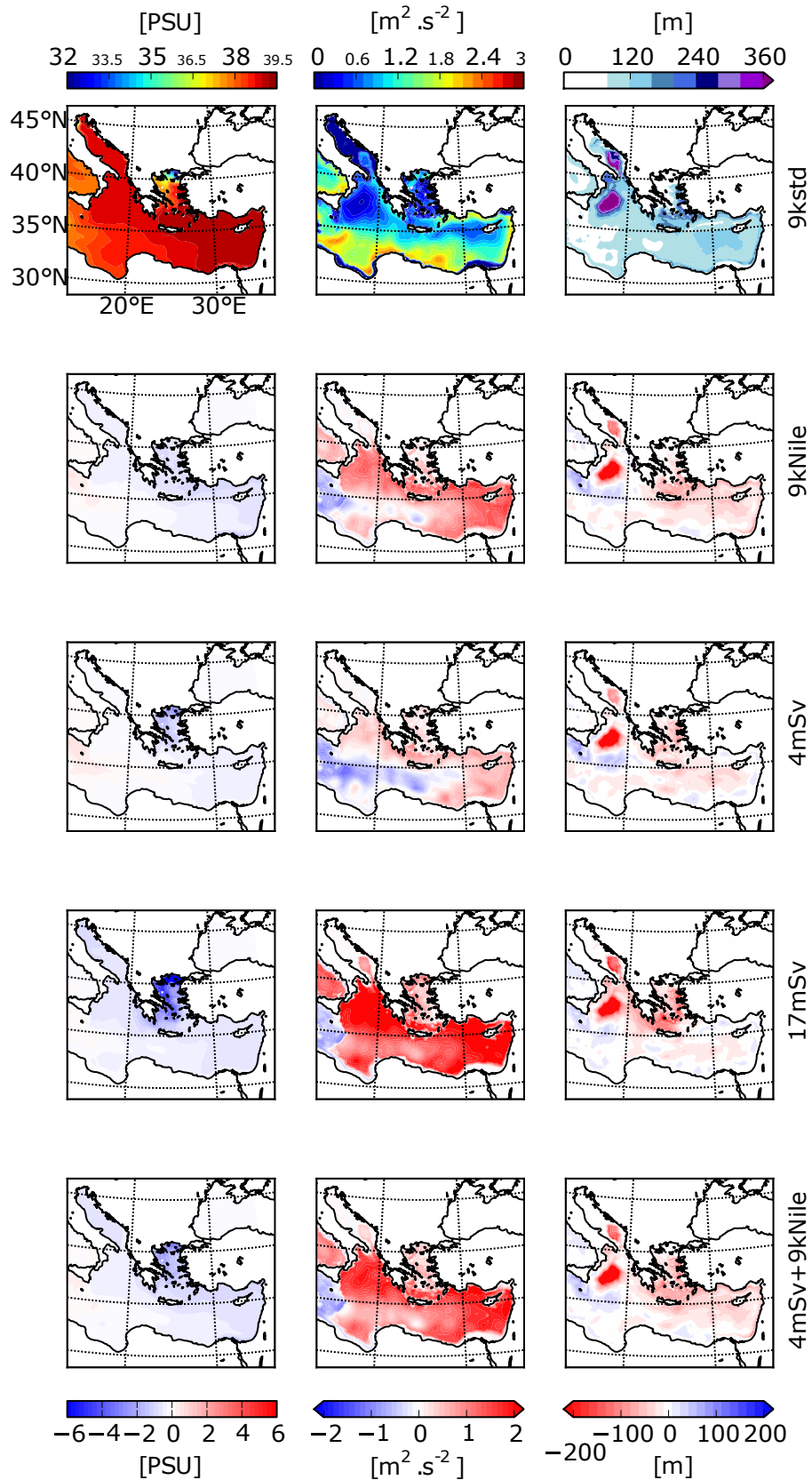


FIGURE C.2 – First column, sea surface salinity in 9kstd simulation and anomalies for each fresh water perturbation simulations. Second column, index of stratification (IS) in 9kstd simulation and anomalies for each fresh water perturbation simulations. Third column, mixed layer depth in 9kstd and anomalies for fresh water perturbation simulations (each simulation averaged over the last 10 years).

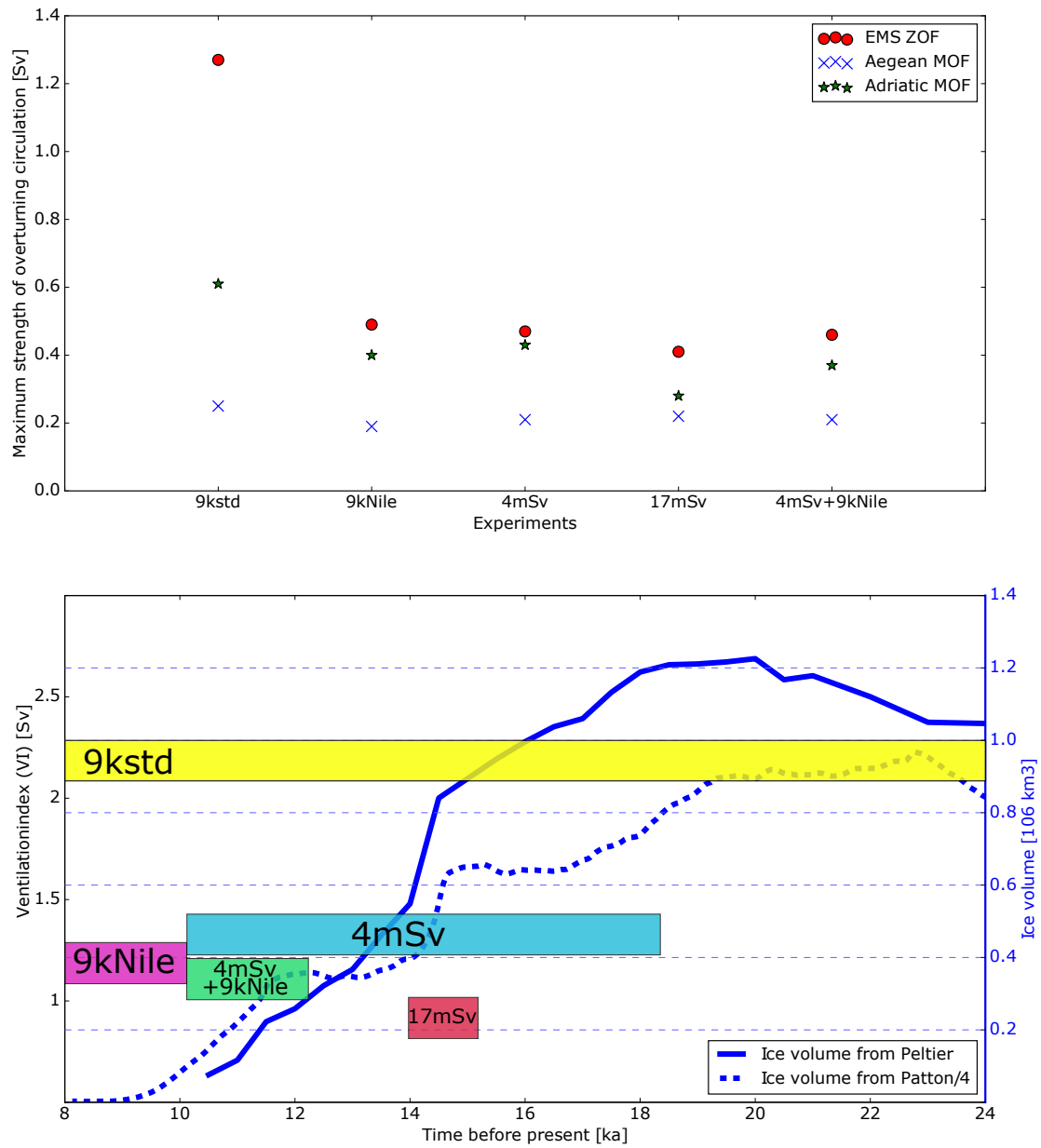


FIGURE C.3 – Top, Maximum values of the overturning stream function revealing the strength of the overturning circulation in the Eastern Mediterranean Sea (Levantine), the Aegean Sea and the Adriatic Sea for each simulation (Averaged over the last 10 years). Bottom, synthesis over the deglaciation using the ventilation index (based on the sum of the maximum of the strength of each basin of the previous figure).

C.5.2 Description of the oceanic model

The Oceanic Regional Circulation Model, NEMOMED8, is the Mediterranean version of the NEMO model (Madec, 2008). The horizontal domain includes the Mediterranean Sea and the near Atlantic Ocean as a buffer zone. The horizontal resolution is $1/8^\circ$ in longitude and $1/8^\circ \cos\Phi$ in latitude, e.g 9 km to 12 km from the north to the south. Vertically the model has 43 layers with inhomogeneous thickness. 33 rivers are represented in the model. The Black Sea is considered as a river flowing into the Aegean. The sea surface is parameterized by a filtered free-surface which involved the non-conservation of the total volume of the Mediterranean Sea. The evaporated water over the whole basin is redistributed in the buffer zone for conservation of the total volume at each time step.

C.5.3 Atmospheric forcing

The atmospheric forcing was derived from Mediterranean regional simulation of the Early Holocene period (9.5 ka), corresponding to the last insolation maximum, performed with a sequential global-regional model procedure (Vadsaria, GMD). This architecture is based on IPSL-CM5 global simulation (MIP protocol) (Dufresne et al. (2013)) as SST and Sea Ice Cover boundary condition in order to force a global atmospheric model to nudge at high frequency a regional atmospheric circulation model at 35 horizontal resolution over the Mediterranean region. This configuration allows representing precisely the hydrological budget through continental and oceanic precipitation. For more details, see Vadsaria et al, GMD The 30-year atmospheric forcing is the same for each simulation and used in loop to force (in SST, wind stress, precipitation minus evaporation, solar flux, and heat flux) the 100-year Mediterranean oceanic circulation experiments.

C.5.4 Freshwater forcing

The different simulations only differ by the fluvial input applied. 9kStd is a virtual configuration with pre-industrial rivers runoff (Ludwig et al. (2009) and Seadatanet (Vorosmarty et al., 1998)). 9kNile use the Early Holocene Nile enhancement provided by Vadsaria et al., GMD (under review) (see chapter 6). This reconstruction used the continental hydrological budget over the Nile catchment to provide a climatological signal. For XmSv experiments, we used the FIS melting reconstruction as presented in the results. The freshwater perturbation has been applied at the Bosphorus strait equally over the year.

C.5.5 Ventilation index

The ventilation index (VI) is a simple calculation based on the sum of the maximum strength of the zonal and meridional overturning circulation for each basin (Adriatic/Ionian, Levantine and Aegean). This index aims to sample the overall ventilation of the EMS.

Bibliographie

- Adamson, D. A., Gasse, F., Street, F. A., and Williams, M. A. J. (1980). Late Quaternary history of the Nile. *Nature*, 288(5786) :50–55.
- Adloff, F. (2011). *Early Holocene Eastern Mediterranean ocean climate and the stability of its overturning circulation*. PhD thesis.
- Adloff, F., Mikolajewicz, U., Kučera, M., Grimm, R., Maier-Reimer, E., Schmiedl, G., and Emeis, K. C. (2011). Upper ocean climate of the Eastern Mediterranean Sea during the Holocene Insolation Maximum - A model study. *Climate of the Past*, 7(4) :1103–1122.
- Adloff, F., Somot, S., Sevault, F., Jordà, G., Aznar, R., Déqué, M., Herrmann, M., Marcos, M., Dubois, C., Padorno, E., Alvarez-Fanjul, E., and Gomis, D. (2015). Mediterranean Sea response to climate change in an ensemble of twenty first century scenarios. *Climate Dynamics*, 45(9-10) :2775–2802.
- Aloisi, G., Soulet, G., Henry, P., Wallmann, K., Sauvestre, R., Vallet-Coulomb, C., Lécuyer, C., and Bard, E. (2015). Freshening of the Marmara Sea prior to its post-glacial reconnection to the Mediterranean Sea. *Earth and Planetary Science Letters*, 413 :176–185.
- Arsouze, T. (2007). *Modélisation du cycle océanique du néodyme*. PhD thesis.
- Arsouze, T., Dutay, J.-C., Kageyama, M., Lacan, F., Alkama, R., Marti, O., and Jeandel, C. (2008). A modeling sensitivity study of the influence of the Atlantic meridional overturning circulation on neodymium isotopic composition at the Last Glacial Maximum. *Climate of the Past*, 4(3) :191–203.
- Arsouze, T., Dutay, J. C., Lacan, F., and Jeandel, C. (2007). Modeling the neodymium isotopic composition with a global ocean circulation model. *Chemical Geology*, 239(1-2) :165–177.
- Arsouze, T., Dutay, J.-C., Lacan, F., and Jeandel, C. (2009). Reconstructing the Nd oceanic cycle using a coupled dynamical - biogeochemical model. *Biogeosciences Discussions*, 6(3) :5549–5588.
- Artale, V. (2002). Role of surface fluxes in ocean general circulation models using satellite sea surface temperature : Validation of and sensitivity to the forcing frequency of the Mediterranean thermohaline circulation. *Journal of Geophysical Research*, 107(C8) :3120.

- Artale, V., Calmanti, S., Carillo, A., Dell'Aquila, A., Herrmann, M., Pisacane, G., Ruti, P. M., Sannino, G., Struglia, M. V., Giorgi, F., Bi, X., Pal, J. S., and Rauscher, S. (2010). An atmosphere-ocean regional climate model for the Mediterranean area : Assessment of a present climate simulation. *Climate Dynamics*, 35(5) :721–740.
- Astraldi, M., Gasparini, G. P., Gervasio, L., and Salusti, E. (2001). Dense Water Dynamics along the Strait of Sicily (Mediterranean Sea). *Journal of Physical Oceanography*, 31 :3457–3475.
- Attenborough, D. (1987). *The First Eden : The Mediterranean World and Man*. Little, Brown and Company.
- Aumont, O., Ethé, C., Tagliabue, A., Bopp, L., and Gehlen, M. (2015). PISCES-v2 : An ocean biogeochemical model for carbon and ecosystem studies. *Geoscientific Model Development*, 8(8) :2465–2513.
- Ayache, M. (2016). *Modélisation d'éléments traces (3H , He , Nd , ^{14}C) en mer Méditerranée pour l'étude des cycles biogéochimiques et de la circulation océanique*. PhD thesis.
- Ayache, M., Dutay, J.-C., Arsouze, T., Révillon, S., Beuvier, J., and Jeandel, C. (2016). High resolution neodymium characterization along the Mediterranean margins and modeling of ϵNd distribution in the Mediterranean basins. *Biogeosciences*, (April) :1–31.
- Bahr, A., Lamy, F., Arz, H. W., Major, C., Kwiecien, O., and Wefer, G. (2008). Abrupt changes of temperature and water chemistry in the late Pleistocene and early Holocene Black Sea. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 9(1).
- Bar-Matthews, M., Ayalon, A., Gilmour, M., Matthews, A., and 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. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 67(17) :3181–3199.
- Baringer, M. O. and Price, J. F. (1997). Mixing and Spreading of the Mediterranean Outflow. *Journal of Physical Oceanography*, 27(8) :1654–1677.
- Beaumont, J., Krinner, G., Déqué, M., Haarsma, R., and Li, L. (2017). Assessing bias-corrections of oceanic surface conditions for atmospheric models. *Geoscientific Model Development Discussions*, pages 1–29.
- Béranger, K., Drillet, Y., Houssais, M.-N., Testor, P., Bourdallé-Badie, R., Alhammoud, B., Bozec, A., Mortier, L., Bouruet-Aubertot, P., and Crépon, M. (2010). Impact of the spatial distribution of the atmospheric forcing on water mass formation in the Mediterranean Sea. *Journal of Geophysical Research*, 115 :C12041.

- Bethoux, J.-P. (1993). Mediterranean sapropel formation, dynamic and climatic viewpoints. *Oceanologica Acta*, 16(2) :127–133.
- Béthoux, J. P. and Pierre, C. (1999). Mediterranean functioning and sapropel formation : Respective influences of climate and hydrological changes in the Atlantic and the Mediterranean. *Marine Geology*, 153(1-4) :29–39.
- Beuvier, J., Sevault, F., Herrmann, M., Kontoyiannis, H., Ludwig, W., Rixen, M., Stanev, E., Branger, K., and Somot, S. (2010). Modeling the Mediterranean Sea interannual variability during 1961-2000 : Focus on the Eastern Mediterranean Transient. *Journal of Geophysical Research : Oceans*, 115(8) :1–27.
- Bianchi, D., Zavatarelli, M., Pinardi, N., Capozzi, R., Capotondi, L., Corselli, C., and Masina, S. (2006). Simulations of ecosystem response during the sapropel S1 deposition event. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 235(1-3) :265–287.
- Blanchet, C., Contoux, C., and Leduc, G. (2015). Runoff and precipitation dynamics in the Blue and White Nile catchments during the mid-Holocene : A data-model comparison. *Quaternary Science Reviews*, 130 :222–230.
- Bormans, M. and Garret, C. (1989). The effect of Rotation on the Surface Inflow through the Strait of Gibraltar. *Journal of Physical Oceanography*, 19 :1535 – 1542.
- Bosmans, J., Drijfhout, S., Tuenter, E., Hilgen, F., Lourens, L., and Rohling, E. (2015). Precession and obliquity forcing of the freshwater budget over the Mediterranean. *Quaternary Science Reviews*, 123 :16–30.
- Bosmans, J. H., Drijfhout, S. S., Tuenter, E., Lourens, L. J., Hilgen, F. J., and Weber, S. L. (2012). Monsoonal response to mid-holocene orbital forcing in a high resolution GCM. *Climate of the Past*, 8(2) :723–740.
- Braconnot, P., Otto-Bliesner, B., Harrison, S., Joussaume, S., Peterchmitt, J., Abe-Ouchi, A., Crucifix, M., Driesschaert, E., Fichet, T., Hewitt, C., Kageyama, M., Kitoh, A., Laine, A., Loutre, M., Marti, O., Merkel, U., Ramstein, G., Valdes, P., Weber, S., Yu, Y., and Zhao, Y. (2007a). Results of PMIP2 coupled simulations of the Mid-Holocene and Last Glacial Maximum - Part 1 : experiments and large-scale features. *Climate of the Past*, 3(2) :261–277.
- Braconnot, P., Otto-Bliesner, B., Harrison, S., Joussaume, S., Peterchmitt, J.-Y., Abe-Ouchi, A., Crucifix, M., Driesschaert, E., Fichet, T., Hewitt, C. D., Kageyama, M., Kitoh, A., Loutre, M.-F., Marti, O., Merkel, U., Ramstein, G., Valdes, P., Weber, L., Yu, Y., and Zhao, Y. (2007b). Results of PMIP2 coupled simulations of the Mid-Holocene and Last Glacial

- Maximum - Part 2 : feedbacks with emphasis on the location of the ITCZ and mid- and high latitudes heat budget. *Climate of the Past*, 3(2) :279–296.
- Bradley, W. (1937). Mediterranean sediments and Pleistocene sea levels. *Science*, 88(2286) :224–226.
- Bryden, H. L. and Kinder, T. H. (1991). Steady two-layer exchange through the Strait of Gibraltar. *Deep Sea Research Part A. Oceanographic Research Papers*, 38, Supple(0) :445–463.
- Bryden, H. L. and Stommel, H. M. (1984). Limiting processes that determine basic features of the circulation in the Mediterranean Sea. *Oceanologica Acta*, 7(3) :289–296.
- Callot, Y. and Fontugne, M. (1992). Water tables levels in Holocene paleolakes from the northeastern Grand Erg Occidentak (Algeria). Technical report.
- Calvert, S. E., Nielsen, B., and Fontugne, M. R. (1992). Evidence from nitrogen isotope ratios for enhanced productivity during formation of eastern Mediterranean sapropels. *Nature*, 359(6392) :223–225.
- Canals, M., Puig, P., De Madron, X. D., Heussner, S., Palanques, A., and Fabres, J. (2006). Flushing submarine canyons. *Nature*, 444(7117) :354–357.
- Casford, J. S. L., Rohling, E. J., Abu-Zied, R. H., Fontanier, C., Jorissen, F. J., Leng, M. J., Schmiedl, G., and Thomson, J. (2003). A dynamic concept for eastern Mediterranean circulation and oxygenation during sapropel formation. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 190 :103–119.
- Chepalyga, A. L. (2007). The late glacial great flood in the Ponto-Caspian basin. In *The Black Sea Flood Question : Changes in Coastline, Climate, and Human Settlement*, number 2003, pages 119–148.
- Cornuault, M., Tachikawa, K., Vidal, L., Guihou, A., Siani, G., Deschamps, P., Bassinot, F., and Revel, M. (2018). Circulation changes in the eastern Mediterranean Sea over the past 23,000 years inferred from authigenic Nd isotopic ratios. *Paleoceanography and Paleoclimatology*, pages 264–280.
- Cramp, A. and O’Sullivan, G. (1999). Neogene sapropels in the Mediterranean : A review. *Marine Geology*, 153(1-4) :11–28.
- Crispi, G., Mosetti, R., Solidoro, C., and Crise, A. (2001). Nutrients cycling in Mediterranean basins : The role of the biological pump in the trophic regime. *Ecological Modelling*, 138(1-3) :101–114.

- De Lange, G. J., Thomson, J., Reitz, A., Slomp, C. P., Speranza Principato, M., Erba, E., and Corselli, C. (2008). Synchronous basin-wide formation and redox-controlled preservation of a Mediterranean sapropel. *Nature Geoscience*, 1(9) :606–610.
- De Zolt, S., Lionello, P., and Malguzzi, P. (2003). Implementation of an aorcm in the mediterranean sea. In *EGS - AGU - EUG Joint Assembly*, page 8425.
- Dee, D. P., Uppala, S. M., Simmons, A. J., Berrisford, P., Poli, P., Kobayashi, S., Andrae, U., Balmaseda, M. A., Balsamo, G., Bauer, P., Bechtold, P., Beljaars, A. C., van de Berg, L., Bidlot, J., Bormann, N., Delsol, C., Dragani, R., Fuentes, M., Geer, A. J., Haimberger, L., Healy, S. B., Hersbach, H., Hólm, E. V., Isaksen, I., Kållberg, P., Köhler, M., Matricardi, M., McNally, A. P., Monge-Sanz, B. M., Morcrette, J. J., Park, B. K., Peubey, C., de Rosnay, P., Tavolato, C., Thépaut, J. N., and Vitart, F. (2011). The ERA-Interim reanalysis : Configuration and performance of the data assimilation system. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 137(656) :553–597.
- Dell’Aquila, A., Calmanti, S., Ruti, P., Struglia, M. V., Pisacane, G., Carillo, A., and Sanino, G. (2012). Effects of seasonal cycle fluctuations in an A1B scenario over the Euro-Mediterranean region. *Climate Research*, 52(1) :135–157.
- Demenocal, P., Ortiz, J., Guilderson, T., Adkins, J., Sarnthein, M., Baker, L., and Yarusinsky, M. (2000). Abrupt onset and termination of the African Humid Period : Rapid climate responses to gradual insolation forcing. *Quaternary Science Reviews*, 19(1-5) :347–361.
- Dormoy, I., Peyron, O., Combourieu Nebout, N., Goring, S., Kotthoff, U., Magny, M., and Pross, J. (2009). Terrestrial climate variability and seasonality changes in the Mediterranean region between 15 000 and 4000 years BP deduced from marine pollen records. *Climate of the Past*, 5 :615–632.
- Drobinski, P., Anav, A., Lebeaupin Brossier, C., Samson, G., Stéfanon, M., Bastin, S., Baklouti, M., Béranger, K., Beuvier, J., Bourdallé-Badie, R., Coquart, L., D’Andrea, F., de Noblet-Ducoudré, N., Diaz, F., Dutay, J. C., Etche, C., Foujols, M. A., Khvorostyanov, D., Madec, G., Mancip, M., Masson, S., Menut, L., Palmieri, J., Polcher, J., Turquety, S., Valcke, S., and Viovy, N. (2012). Model of the Regional Coupled Earth system (MORCE) : Application to process and climate studies in vulnerable regions. *Environmental Modelling and Software*, 35 :1–18.
- Dubois-Dauphin, Q., Montagna, P., Siani, G., Douville, E., Wienberg, C., Hebbeln, D., Liu, Z., Kallel, N., Dapoigny, A., Revel, M., Pons-Branchu, E., and Colin, C. (2016). 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. *Climate of the Past Discussions*, (June) :1–36.

- Dufresne, J. L., Foujols, M. A., Denvil, S., Caubel, A., Marti, O., Aumont, O., Balkanski, Y., Bekki, S., Bellenger, H., Benshila, R., Bony, S., Bopp, L., Braconnot, P., Brockmann, P., Cadule, P., Cheruy, F., Codron, F., Cozic, A., Cugnet, D., de Noblet, N., Duvel, J. P., Ethée, C., Fairhead, L., Fichefet, T., Flavoni, S., Friedlingstein, P., Grandpeix, J. Y., Guez, L., Guilyardi, E., Hauglustaine, D., Hourdin, F., Idelkadi, A., Ghattas, J., Joussaume, S., Kageyama, M., Krinner, G., Labetoulle, S., Lahellec, A., Lefebvre, M. P., Lefevre, F., Levy, C., Li, Z. X., Lloyd, J., Lott, F., Madec, G., Mancip, M., Marchand, M., Masson, S., Meurdesoif, Y., Mignot, J., Musat, I., Parouty, S., Polcher, J., Rio, C., Schulz, M., Swingedouw, D., Szopa, S., Talandier, C., Terray, P., Viovy, N., and Vuichard, N. (2013). Climate change projections using the IPSL-CM5 Earth System Model : From CMIP3 to CMIP5. *Climate Dynamics*, 40(9-10) :2123–2165.
- Ehrmann, W., Schmiedl, G., Hamann, Y., and Kuhnt, T. (2007). Distribution of clay minerals in surface sediments of the Aegean Sea : A compilation. *International Journal of Earth Sciences*, 96(4) :769–780.
- Emeis, K. C., Sakamoto, T., Wehausen, R., and Brumsack, H. J. (2000a). The sapropel record of the eastern Mediterranean Sea - Results of Ocean Drilling Program Leg 160. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 158(3-4) :371–395.
- 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., and Koizumi, I. (2003). Eastern Mediterranean surface water temperatures and $\delta^{18}\text{O}$ composition during deposition of sapropels in the late Quaternary. *Paleoceanography*, 18(1).
- Emeis, K.-C., Schulz, H.-M., Struck, U., Sakamoto, T., Dooze, H., Erlenkeuser, H., Howell, M. W., Kroon, D., and Paterne, M. (1998). 26. Stable isotope and alkenone temperature record of sapropels from sites 964 and 967 : constraining the physical environment of sapropel formation in the Eastern Mediterranean Sea. *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*, 160(May) :309–331.
- Emeis, K. C., Struck, U., Schulz, H. M., Rosenberg, R., Bernasconi, S., Erlenkeuser, H., Sakamoto, T., and 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. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 158(3-4) :259–280.

-
- Flower, B. P. and Kennett, J. P. (1994). The middle Miocene climatic transition : East Antarctic ice sheet development, deep ocean circulation and global carbon cycling. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 108(3-4) :537–555.
- Fontes, J. C. and Gasse, F. (1991). PALHYDAF (Palaeohydrology in Africa) program : objectives, methods, major results. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 84(1-4) :191–215.
- Frank, M. (2002). Radiogenic isotopes : Tracers of past ocean circulation and erosional input. *Reviews of Geophysics*, 40(1).
- Freydier, R., Michard, A., De Lange, G., and Thomson, J. (2001). Nd isotopic compositions of Eastern Mediterranean sediments : Tracers of the Nile influence during sapropel S1 formation? *Marine Geology*, 177(1-2) :45–62.
- Garret, C. (1996). The role of the Strait of Gibraltar in the evolution of Mediterranean water, properties and circulation. In *Bull. Inst. océanogr. Monaco*, volume n° spécial, pages 1–40.
- Gasparini, G. P., Ortona, A., Budillon, G., Astraldi, M., and 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 Research Part I : Oceanographic Research Papers*, 52(6) :915–935.
- Gaven, C., Hillaire-Marcel, C., and Petit-Maire, N. (1981). A Pleistocene lacustrine episode in southeastern Libya. *Nature*, 290(5802) :131–133.
- Grant, K., Grimm, R., Mikolajewicz, U., Marino, G., Ziegler, M., and Rohling, E. (2016). The timing of Mediterranean sapropel deposition relative to insolation, sea-level and African monsoon changes. *Quaternary Science Reviews*, 140 :125–141.
- Grimm, R. (2012). *Simulating the early Holocene eastern Mediterranean sapropel formation using an ocean biogeochemical model*. PhD thesis.
- Grimm, R., Maier-Reimer, E., Mikolajewicz, U., Schmiedl, G., Müller-Navarra, K., Adloff, F., Grant, K. M., Ziegler, M., Lourens, L. J., and Emeis, K.-C. (2015). Late glacial initiation of Holocene eastern Mediterranean sapropel formation. *Nature Communications*, 6(7099).
- Guiot, J. (1990). Methodology of the last climatic cycle reconstruction in France from pollen data. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 80(1) :49–69.
- Hamad, N., Millot, C., and Taupier-Letage, I. (2005). A new hypothesis about the surface circulation in the eastern basin of the mediterranean sea. *Progress in Oceanography*, 66(2-4) :287–298.

- Hamon, N., Sepulchre, P., Lefebvre, V., and Ramstein, G. (2013). The role of eastern Tethys seaway closure in the Middle Miocene Climatic Transition (ca. 14 Ma). *Climate of the Past*, 9(6) :2687–2702.
- Harrison, S. P., Bartlein, P. J., Brewer, S., Prentice, I. C., Boyd, M., Hessler, I., Holmgren, K., Izumi, K., and Willis, K. (2014). Climate model benchmarking with glacial and mid-Holocene climates. *Climate Dynamics*, 43(3-4) :671–688.
- Hemleben, C., Hoernle, K., Jørgensen, B. B., and Roether, W. (2003). Ostatlantik-Mittelmeer-Schwarzes Meer, Cruise 51, 12 September-28 December 2001. Technical report.
- Hennekam, R., Jilbert, T., Schnetger, B., and De Lange, G. J. (2014). Solar forcing of Nile discharge and sapropel S1 formation in the early to middle Holocene eastern Mediterranean. *Paleoceanography*, 29(5) :343–356.
- Henry, F., Jeandel, C., Dupré, B., and Minster, J. F. (1994). Particulate and dissolved Nd in the western Mediterranean Sea : Sources, fate and budget. *Marine Chemistry*, 45(4) :283–305.
- Hernández-Díaz, L., Laprise, R., Nikiéma, O., and Winger, K. (2017). 3-Step dynamical downscaling with empirical correction of sea-surface conditions : application to a CORDEX Africa simulation. *Climate Dynamics*, 48(7-8) :2215–2233.
- Herrmann, M., Sevault, F., Beuvier, J., and Somot, S. (2010). What induced the exceptional 2005 convection event in the northwestern Mediterranean basin ? Answers from a modeling study. *Journal of Geophysical Research : Oceans*, 115(12) :1–19.
- Hilgen, F. J., Abdul Aziz, H., Krijgsman, W., Raffi, I., and Turco, E. (2003). Integrated stratigraphy and astronomical tuning of the Serravallian and lower Tortonian at Monte dei Corvi (Middle-Upper Miocene, northern Italy). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 199(3-4) :229–264.
- Hoelzmann, P., Jolly, D., Harrison, S. P., Laarif, F., and Bonnefille, R. (1998). and the Arabian peninsula : A data set for the analysis of biogeophysical feedbacks in the climate system. *Global ...*, 12(1) :35–51.
- Houpert, L., Testor, P., de Madron, X. D., Somot, S., D’Ortenzio, F., Estournel, C., and Lavigne, H. (2015). Seasonal cycle of the mixed layer, the seasonal thermocline and the upper-ocean heat storage rate in the Mediterranean Sea derived from observations. *Progress in Oceanography*, 132 :333–352.
- Hourdin, F., Musat, I., Bony, S., Braconnot, P., Codron, F., Dufresne, J. L., Fairhead, L., Filiberti, M. A., Friedlingstein, P., Grandpeix, J. Y., Krinner, G., LeVan, P., Li, Z. X.,

-
- and Lott, F. (2006). The LMDZ4 general circulation model : Climate performance and sensitivity to parametrized physics with emphasis on tropical convection. *Climate Dynamics*, 27(7-8) :787–813.
- Hsü, K., Ryan, W. B. F., and Cita, M. B. (1973). Late Miocene Desiccation Of the Mediterranean. *Nature*, 242 :240–244.
- Jacobsen, S. B. and Wasserburg, G. J. (1980). Sm-Nd isotopic evolution of chondrites. *Earth and Planetary Science Letters*, 50(1) :139–155.
- Jalut, G., Dedoubat, J. J., Fontugne, M., and Otto, T. (2009). Holocene circum-Mediterranean vegetation changes : Climate forcing and human impact. *Quaternary International*, 200(1-2) :4–18.
- Jiménez-Espejo, F. J., Pardos-Gené, M., Martínez-Ruiz, F., García-Alix, A., van de Flierdt, T., Toyofuku, T., Bahr, A., and Kreissig, K. (2015). Geochemical evidence for intermediate water circulation in the westernmost Mediterranean over the last 20kyrBP and its impact on the Mediterranean Outflow. *Global and Planetary Change*, 135 :38–46.
- Jolly, D., Prentice, I. C., Bonnefille, R., Ballouche, A., Bengo, M., Brenac, P., Buchet, G., Burney, D., Cazet, J. P., Cheddadi, R., Edorh, T., Elenga, H., Elmoutaki, S., Guiot, J., Laarif, F., Lamb, H., Lezine, A. M., Maley, J., Mbenza, M., Peyron, O., Reille, M., Reynaud-Farrera, I., Riollet, G., Ritchie, J. C., Roche, E., Scott, L., Ssemmanda, I., Straka, H., Umer, M., Van Campo, E., Vilimumbalo, S., Vincens, A., and Waller, M. (1998). Biome reconstruction from pollen and plant macrofossil data for Africa and the Arabian peninsula at 0 and 6000 years. *Journal of Biogeography*, 25(6) :1007–1027.
- Jost, A., Lunt, D., Abe-Ouchi, A., Abe-Ouchi, A., Peyron, O., Valdes, P. J., and Ramstein, G. (2005). High-resolution simulations of the last glacial maximum climate over Europe : A solution to discrepancies with continental palaeoclimatic reconstructions ? *Climate Dynamics*, 24(6) :577–590.
- Joussaume, S., Taylor, K. E., Braconnot, P., Mitchell, J. F., Kutzbach, J. E., Harrison, S. P., Prentice, I. C., Broccoli, A. J., Abe-Ouchi, A., Bartlein, P. J., Bonfils, C., Dong, B., Guiot, J., Herterich, K., Hewitt, C. D., Jolly, D., Kim, J. W., Kislov, A., Kitoh, A., Loutre, M. F., Masson, V., McAvaney, B., McFarlane, N., De Noblet, N., Peltier, W. R., Peterschmitt, J. Y., Pollard, D., Rind, D., Royer, J. F., Schlesinger, M. E., Syktus, J., Thompson, S., Valdes, P., Vettoretti, G., Webb, R. S., and Wyputta, U. (1999). Monsoon changes for 6000 years ago : Results of 18 simulations from the Paleoclimate Modeling Intercomparison Project (PMIP). *Geophysical Research Letters*, 26(7) :859–862.

- Kageyama, M., Braconnot, P., Bopp, L., Caubel, A., Foujols, M. A., Guilyardi, E., Khodri, M., Lloyd, J., Lombard, F., Mariotti, V., Marti, O., Roy, T., and Woillez, M. N. (2013). Mid-Holocene and Last Glacial Maximum climate simulations with the IPSL model-part I : Comparing IPSL_CM5A to IPSL_CM4. *Climate Dynamics*, 40(9-10) :2447–2468.
- Kallel, N., Duplessy, J. C., Labeyrie, L., Fontugne, M., Paterne, M., and Montacer, M. (2000). Mediterranean pluvial periods and sapropel formation over the last 200 000 years. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 157(1-2) :45–58.
- Kallel, N., Paterne, M., Duplessy, J. C., Vergnaud-Grazzini, C., Pujol, C., Labeyrie, L., Arnold, M., Fontugne, M., and Pierre, C. (1997a). Enhanced rainfall in the Mediterranean region during the last Sapropel Event. *Oceanologica Acta*, 20 :697–712.
- Kallel, N., Paterne, M., Labeyrie, L., Duplessy, J. C., and Arnold, M. (1997b). Temperature and salinity records of the Tyrrhenian Sea during the last 18,000 years. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 135(1-4) :97–108.
- Kidd, R., Cita, M., and Ryan, W. (1978). Stratigraphy of Eastern Mediterranean Sapropel Sequences Recovered during DSDP Leg 42A and Their Paleoenvironmental Significance. *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, 42 Pt. 1, (DSDP 42A)* :421–443.
- Kinder, T. and Parilla, G. (1987). Yes, some of the Mediterranean outflow does come from great depth. *Journal of Geophysical Research : Oceans*, 92(C3) :2901–2906.
- Köng, E. *La mer Ionienne : évolution de l'activité sédimentaire au cours des derniers 400 000 ans dans un système en contexte tectonique convergent et influence de la sédimentation sur les propriétés géoacoustiques des fonds*. PhD thesis.
- Köng, E., Zaragosi, S., Schneider, J. L., Garlan, T., Bachèlery, P., Sabine, M., and San Pedro, L. (2017). Gravity-Driven Deposits in an Active Margin (Ionian Sea) Over the Last 330,000 Years. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 18(11) :4186–4210.
- Kotthoff, U., Pross, J., Müller, U. C., Peyron, O., Schmiedl, G., Schulz, H., and Bordon, A. (2008). Climate dynamics in the borderlands of the Aegean Sea during formation of sapropel S1 deduced from a marine pollen record. *Quaternary Science Reviews*, 27(7-8) :832–845.
- Krijgsman, W., Fortuin, A. R., Hilgen, F. J., and Sierro, F. J. (2001). Astrochronology for the Messinian Sorbas basin (SE Spain) and orbital (precessional) forcing for evaporite cyclicity. *Sedimentary Geology*, 140(1-2) :43–60.
- Krijgsman, W., Hilgen, F. J., Langereis, C. G., Santarelli, A., and Zachariasse, W. J. (1995). Late Miocene magnetostratigraphy, biostratigraphy and cyclostratigraphy in the Mediterranean. *Earth and Planetary Science Letters*, 136(3-4) :475–494.

-
- Krinner, G., Beaumet, J., Favier, V., Déqué, M., and Brutel-Vuilmet, C. (2018). Empirical Run-Time Bias Correction for Antarctic Regional Climate Projections With a Stretched-Grid AGCM. *Journal of Advances in Modeling Earth Systems*.
- Krinner, G., Llargeron, C., Ménégoz, M., Agosta, C., and Brutel-Vuilmet, C. (2014). Oceanic forcing of Antarctic climate change : A study using a stretched-grid atmospheric general circulation model. *Journal of Climate*, 27(15) :5786–5800.
- Krom, M. D., Michard, A., Cliff, R. A., and Strohle, K. (1999). Sources of sediment to the Ionian Sea and western Levantine basin of the Eastern Mediterranean during S-1 sapropel times. *Marine Geology*, 160(1-2) :45–61.
- Kucera, M., Rohling, E. J., Hayes, A., Hopper, L. G. S., Kallel, N., Buongiorno Nardelli, B., Adloff, F., and Mikolajewicz, U. (2011). Sea surface temperature of the Mediterranean Sea during the early Holocene insolation maximum. *Clim. Past*.
- Kuhnt, T., Schmiedl, G., Ehrmann, W., Hamann, Y., and Hemleben, C. (2007). Deep-sea ecosystem variability of the Aegean Sea during the past 22 kyr as revealed by Benthic Foraminifera. *Marine Micropaleontology*, 64(3-4) :141–162.
- Kullenberg, B. (1952). *On the salinity of the water contained in marine sediments*.
- Kutzbach, J. E. (1997). Response of the African Monsoon to Orbital Forcing and Ocean Feedbacks in the Middle Holocene. *Science*, 278(5337) :440–443.
- Lacan, F. and Jeandel, C. (2005). Neodymium isotopes as a new tool for quantifying exchange fluxes at the continent-ocean interface. *Earth and Planetary Science Letters*, 232(3-4) :245–257.
- Lambeck, K., Rouby, H., Purcell, A., Sun, Y., and Sambridge, M. (2014). Sea level and global ice volumes from the Last Glacial Maximum to the Holocene. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 111(43) :15296–15303.
- Larrasoña, J. C., Roberts, A. P., and Rohling, E. J. (2013). Dynamics of Green Sahara Periods and Their Role in Hominin Evolution. *PLoS ONE*, 8(10).
- Lebeaupin Brossier, C., Béranger, K., Deltel, C., and Drobinski, P. (2011). The Mediterranean response to different space-time resolution atmospheric forcings using perpetual mode sensitivity simulations. *Ocean Modelling*, 36(1-2) :1–25.
- Levitus, S. (1983). Climatological Atlas of the World Ocean. *Eos, Transactions American Geophysical Union*, 64(49) :962.

- Lezine, A. M. and Casanova, J. (1991). Correlated oceanic and continental records demonstrate past climate and hydrology of North Africa (0-140 ka). *Geology*, 19(4) :307–310.
- L'Hévéder, B., Li, L., Sevault, F., and Somot, S. (2013). Interannual variability of deep convection in the Northwestern Mediterranean simulated with a coupled AORCM. *Climate Dynamics*, 41(3-4) :937–960.
- Li, L., Casado, A., Congedi, L., Dell'Aquila, A., Dubois, C., Alizade, A., L'Heveder, B., Lionello, P., Sevault, F., Somot, S., Ruti, P., and Zampieri, M. (2012). Modeling of the Mediterranean climate system. In Lionello, P., Boscolo, P., and Boscolo, R., editors, *MedCLIVAR book II : Mediterranean climate system, developments in earth environmental sciences*. Elsevier, Amsterdam, chapter 7. Elsevier, Amsterdam.
- Li, Z. X. (1999). Ensemble atmospheric GCM simulation of climate interannual variability from 1979 to 1994. *Journal of Climate*, 12(4) :986–1001.
- Lisiecki, L. E. and Raymo, M. E. (2005). A Pliocene-Pleistocene stack of 57 globally distributed benthic $\delta^{18}\text{O}$ records. *Paleoceanography*, 20(1) :1–17.
- Locarnini, R., Mishonov, A., Antonov, J., Boyer, T., Garcia, H., Baranova, O., Zweng, M., Paver, C., Reagan, J., Johnson, D., Hamilton, M., and Seidov, D. (2013). *World Ocean Atlas 2013, Volume 1 : Temperature*. NOAA atlas edition.
- Locarnini, R. A., Garcia, H. E., Boyer, T. P., Antonov, J., and Levitus, S. (2006). World Ocean Atlas 2005, Volume 3 : Dissolved Oxygen, Apparent Oxygen Utilization, and Oxygen Saturation [+DVD]. *NOAA Atlas NESDIS*.
- Lolis, C. J., Bartzokas, A., and 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. *International Journal of Climatology*, 22(6) :663–676.
- Longhurst, A., Sathyendranath, S., Platt, T., and Caverhill, C. (1995). An estimate of global primary production in the ocean from satellite radiometer data. *Journal of Plankton Research*, 17(6) :1245–1271.
- López-Jurado, J. L., González-Pola, C., and Vélez-Belchi, P. (2005). Observation of an abrupt disruption of the long-term warming trend at the Balearic Sea, western Mediterranean Sea, in summer 2005. *Geophysical Research Letters*, 32(24) :1–4.
- Ludwig, W., Dumont, E., Meybeck, M., and Heussner, S. (2009). River discharges of water and nutrients to the Mediterranean and Black Sea : Major drivers for ecosystem changes during past and future decades ? *Progress in Oceanography*, 80(3-4) :199–217.

- Macias, D. M., Garcia-Gorriz, E., and Stips, A. (2015). Productivity changes in the Mediterranean Sea for the twenty-first century in response to changes in the regional atmospheric forcing. *Frontiers in Marine Science*, 2(660841).
- Madec, G. (2008). *NEMO ocean engine*. Number 27. Note du Pôle de modélisation, Institut Pierre-Simon Laplace (IPSL), France, No 27, ISSN No 1288-1619.
- Magny, M., Combourieu-Nebout, N., De Beaulieu, J. L., Bout-Roumazeilles, V., Colombaroli, D., Desprat, S., Francke, A., Joannin, S., Ortu, E., Peyron, O., Revel, M., Sadori, L., Siani, G., Sicre, M. A., Samartin, S., Simonneau, A., Tinner, W., Vannière, B., Wagner, B., Zanchetta, G., Anselmetti, F., Brugiapaglia, E., Chapron, E., Debret, M., Desmet, M., Didier, J., Essallami, L., Galop, D., Gilli, A., Haas, J. N., Kallel, N., Millet, L., Stock, A., Turon, J. L., and Wirth, S. (2013). North-south palaeohydrological contrasts in the central mediterranean during the holocene : Tentative synthesis and working hypotheses. *Climate of the Past*, 9(5) :2043–2071.
- Magny, M., de Beaulieu, J.-L., Drescher-Schneider, R., Vannière, B., Walter-Simonnet, A.-V., Miras, Y., Millet, L., Bossuet, G., Peyron, O., Brugiapaglia, E., and Leroux, A. (2007). Holocene climate changes in the central Mediterranean as recorded by lake-level fluctuations at Lake Accesa (Tuscany, Italy). *Quaternary Science Reviews*, 26(13-14) :1736–1758.
- Major, C., Ryan, W., Lericolais, G., and Hajdas, I. (2002). Constraints on Black Sea outflow to the Sea of Marmara during the last glacial-interglacial transition. *Marine Geology*, 190 :19–34.
- Major, C. O., Goldstein, S. L., Ryan, W. B., Lericolais, G., Piotrowski, A. M., and Hajdas, I. (2006). The co-evolution of Black Sea level and composition through the last deglaciation and its paleoclimatic significance. *Quaternary Science Reviews*, 25(17-18) :2031–2047.
- Marshall, J. and Schott, F. (1999). Open-ocean convection : observation, theory, and models. *Rev. Geophys.*, 37(1) :1–64.
- Martinez-Ruiz, F., Kastner, M., Paytan, A., Ortega-Huertas, M., and Bernasconi, S. (2000). Geochemical evidence for enhanced productivity during S1 sapropel deposition in the eastern Mediterranean. *Paleoceanography*, 15(2) :200–209.
- Marzin, C. and Braconnot, P. (2009). Variations of Indian and African monsoons induced by insolation changes at 6 and 9.5 kyr BP. *Climate Dynamics*, 33(2-3) :215–231.
- MEDAR-Group (2002). Medatlas 2002 database, cruise inventory, observed and analyzed data of temperature and bio-chemical parameters. Technical report.
- Meijer, P. T. and Dijkstra, H. a. (2009). The response of Mediterranean thermohaline circulation to climate change : a minimal model. *Climate of the Past Discussions*, 5(3) :1731–1749.

- Meijer, P. T. and Tuenten, E. (2007). The effect of precession-induced changes in the Mediterranean freshwater budget on circulation at shallow and intermediate depth. *Journal of Marine Systems*, 68(3-4) :349–365.
- Mikolajewicz, U. (2011). Modeling mediterranean ocean climate of the last glacial maximum. *Climate of the Past*, 7(1) :161–180.
- Millot, C. (2013). Levantine Intermediate Water characteristics : an astounding general misunderstanding! (addendum). *Scientia Marina*, 78(2) :165–171.
- Millot, C., Candela, J., Fuda, J. L., and Tber, Y. (2006). Large warming and salinification of the Mediterranean outflow due to changes in its composition. *Deep-Sea Research Part I : Oceanographic Research Papers*, 53(4) :656–666.
- Millot, C. and Taupier-Letage, I. (2005). Circulation in the Mediterranean Sea. pages 29–66. Springer, Berlin, Heidelberg.
- Möbius, J., Lahajnar, N., and Emeis, K. C. (2010). Diagenetic control of nitrogen isotope ratios in Holocene sapropels and recent sediments from the Eastern Mediterranean Sea. *Biogeosciences*, 7(11) :3901–3914.
- Myers, P., Haines, K., and Rohling, E. J. (1998). Modeling the paleocirculation of the Mediterranean : The last glacial maximum and the Holocene with emphasis on the formation of sapropel S1. *Paleoceanography*, 13(6) :586–606.
- Myers, P. and Rohling, E. (2000). Modeling a 200-Yr interruption of the Holocene sapropel S1. *Quaternary Research*, 104 :98–104.
- Myers, P. G. (2002). Flux-forced simulations of the paleocirculation of the Mediterranean. *Paleoceanography*, 17(1) :1–7.
- Osborne, A. H., Vance, D., Rohling, E. J., Barton, N., Rogerson, M., and Fello, N. (2008). A humid corridor across the Sahara for the migration of early modern humans out of Africa 120,000 years ago. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 105(43) :16444–16447.
- Paillard, D. (2001). Glacial cycles : Toward a new paradigm. *Reviews of Geophysics*, 39(3) :325–346.
- Paillou, P., Schuster, M., Tooth, S., Farr, T., Rosenqvist, A., Lopez, S., and Malezieux, J. M. (2009). Mapping of a major paleodrainage system in eastern Libya using orbital imaging radar : The Kufrah River. *Earth and Planetary Science Letters*, 277(3-4) :327–333.
- Paillou, P., Tooth, S., and Lopez, S. (2012). The Kufrah paleodrainage system in Libya : A past connection to the Mediterranean Sea? *Comptes Rendus - Geoscience*, 344(8) :406–414.

- Patton, H., Hubbard, A., Andreassen, K., Auriac, A., Whitehouse, P. L., Stroeve, A. P., Shackleton, C., Winsborrow, M., Heyman, J., and Hall, A. M. (2017). Deglaciation of the Eurasian ice sheet complex. *Quaternary Science Reviews*, 169 :148–172.
- Peltier, W. R., Argus, D. F., and Drummond, R. (2015). Space geodesy constrains ice age terminal deglaciation : The global ICE-6G_C (VM5a) model. *Journal of Geophysical Research : Solid Earth*, 2015(120) :450–487.
- Petit-Maire, N., Fontugne, M., and Rouland, C. (1991). Atmospheric methane ratio and environmental change in the Sahara and Sahel during the last 130 kyrs. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 86(1-2) :197–206.
- Peyron, O., Goring, S., Dormoy, I., Kotthoff, U., Pross, J., de Beaulieu, J.-L., Drescher-Schneider, R., Vannière, B., and Magny, M. (2011). Holocene seasonality changes in the central Mediterranean region reconstructed from the pollen sequences of Lake Accesa (Italy) and Tenaghi Philippon (Greece). *The Holocene*, 21(1) :131–146.
- Pinardi, N., Zavatarelli, M., Adani, M., Coppini, G., Fratianni, C., Oddo, P., Simoncelli, S., Tonani, M., Lyubartsev, V., Dobricic, S., and Bonaduce, A. (2015). Mediterranean Sea large-scale low-frequency ocean variability and water mass formation rates from 1987 to 2007 : A retrospective analysis. *Progress in Oceanography*, 132 :318–332.
- Piotrowski, A. M., Goldstein, S. L., Hemming, S. R., and Fairbanks, R. G. (2004). Intensification and variability of ocean thermohaline circulation through the last deglaciation. *Earth and Planetary Science Letters*, 225(1-2) :205–220.
- Plancq, J., Grossi, V., Pittet, B., Hugu t, C., Rosell-Mel , A., and Mattioli, E. (2015). Multi-proxy constraints on sapropel formation during the late Pliocene of central Mediterranean (southwest Sicily). *Earth and Planetary Science Letters*, 420 :30–44.
- Pross, J., Kotthoff, U., M ller, U. C., Peyron, O., Dormoy, I., Schmiedl, G., Kalaitzidis, S., and Smith, A. M. (2009). Massive perturbation in terrestrial ecosystems of the Eastern Mediterranean region associated with the 8.2 kyr B.P. climatic event. *Geology*, 37(10) :887–890.
- Puillat, I., Taupier-L t ge, I., and Millot, C. (2002). Algerian Eddies lifetime can near 3 years. *Journal of Marine Systems*, 31(4) :245–259.
- Ramsay, P. J., Smith, A. M., and Mason, T. R. (1996). Geostrophic sand ridge, dune fields and associated bedforms from the Northern KwaZulu-Natal shelf, south-east Africa. *Sedimentology*, 43(3) :407–419.

- Ramstein, G., Kageyama, M., Guiot, J., Wu, H., Hély, C., Krinner, G., and Brewer, S. (2007). How cold was Europe at the Last Glacial Maximum? A synthesis of the progress achieved since the first PMIP model-data comparison. *Climate of the Past*, 3(2) :331–339.
- Rempfer, J., Stocker, T. F., Joos, F., Dutay, J. C., and Siddall, M. (2011). Modelling Nd-isotopes with a coarse resolution ocean circulation model : Sensitivities to model parameters and source/sink distributions. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 75(20) :5927–5950.
- Revel, M., Colin, C., Bernasconi, S., Combourieu-Nebout, N., Ducassou, E., Grousset, F. E., Rolland, Y., Migeon, S., Bosch, D., Brunet, P., Zhao, Y., and Mascle, J. (2014). 21,000 Years of Ethiopian African monsoon variability recorded in sediments of the western Nile deep-sea fan. *Regional Environmental Change*, 14(5) :1685–1696.
- Richon, C., Dutay, J. C., Dulac, F., Wang, R., and Balkanski, Y. (2018). Modeling the biogeochemical impact of atmospheric phosphate deposition from desert dust and combustion sources to the Mediterranean Sea. *Biogeosciences*, 15(8) :2499–2524.
- Roether, W., Klein, B., Manca, B. B., Theocharis, A., and Kioroglou, S. (2007). Transient Eastern Mediterranean deep waters in response to the massive dense-water output of the Aegean Sea in the 1990s. *Progress in Oceanography*, 74(4) :540–571.
- Roether, W., Manca, B. B., Klein, B., Bregant, D., Georgopoulos, D., Beitzel, V., Kovačević, V., and Luchetta, A. (1996). Recent Changes in Eastern Mediterranean Deep Waters. *Science*, 271(5247) :333–335.
- Rogerson, M., Cacho, I., Jimenez-Espejo, F., Reguera, M. I., Sierro, F. J., Martinez-Ruiz, F., Frigola, J., and Canals, M. (2008). A dynamic explanation for the origin of the western Mediterranean organic-rich layers. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 9(7).
- Rohling, E., Marino, G., and Grant, K. M. (2015). Mediterranean climate and oceanography, and the periodic development of anoxic events (sapropels). *Earth-Science Reviews*, 143 :62–97.
- Rohling, E., Mayewski, P., Abu-Zied, R., Casford, J., and Hayes, A. (2002a). Holocene atmosphere-ocean interactions : Records from Greenland and the Aegean sea. *Climate Dynamics*, 18(7) :587–594.
- Rohling, E. J. (1994). Review and new aspects concerning the formation of eastern Mediterranean sapropels. *Marine Geology*, 122(1-2) :1–28.
- Rohling, E. J. (1999). Environmental control on Mediterranean salinity and $\delta^{18}\text{O}$. *Paleoceanography*, 14(6) :706–715.

-
- Rohling, E. J. (2000). Paleosalinity : Confidence limits and future applications, Mar. *Marine Geology*, 163 :1–11.
- Rohling, E. J., Cane, T. R., Cooke, S., Sprovieri, M., Bouloubassi, I., Emeis, K. C., Schiebel, R., Kroon, D., Jorissen, F. J., Lorre, A., and Kemp, A. E. (2002b). African monsoon variability during the previous interglacial maximum. *Earth and Planetary Science Letters*, 202(1) :61–75.
- Rohling, E. J. and De Rijk, S. (1999). Holocene Climate Optimum and Last Glacial Maximum in the Mediterranean : the marine oxygen isotope record. *Marine Geology*, 153(1-4) :57–75.
- Rohling, E. J. and Gieskes, W. W. C. (1989). Late Quaternary changes in Mediterranean intermediate water density and formation rate. *Paleoceanography*, 4(5) :531–545.
- Rohling, E. J. and Hilgen, F. J. (1991). The eastern Mediterranean climate at times of sapropel formation - a review. *Geologie en Mijnbouw*, 70(3) :253–264.
- Rosignol-Strick, M., Nesteroff, W., Olive, P., and Vergnaud Grazzini, C. (1982). After the deluge : Mediterranean stagnation and sapropel formation. *Nature*, 295 :1–30.
- Sachs, J. P. and Repeta, D. J. (1999). Oligotrophy and Nitrogen Fixation During Eastern Mediterranean Sapropel Events. *Science*, 286(5449) :2485 LP – 2488.
- Sanchez-Gomez, E., Somot, S., Josey, S. A., Dubois, C., Elguindi, N., and Déqué, M. (2011). Evaluation of Mediterranean Sea water and heat budgets simulated by an ensemble of high resolution regional climate models. *Climate Dynamics*, 37(9-10) :2067–2086.
- Schaap, D. M. and Lowry, R. K. (2010). SeaDataNet – Pan-European infrastructure for marine and ocean data management : unified access to distributed data sets. *International Journal of Digital Earth*, 3(sup1) :50–69.
- Schenau, S. J., Antonarakou, A., Hilgen, F. J., Lourens, L. J., Nijenhuis, I. A., Van Der Weijden, C. H., and Zachariasse, W. J. (1999). Organic-rich layers in the Metochia section (Gavdos, Greece) : Evidence for a single mechanism of sapropel formation during the past 10 My. *Marine Geology*, 153(1-4) :117–135.
- Schmiedl, G., Kuhnt, T., Ehrmann, W., Emeis, K. C., Hamann, Y., Kotthoff, U., Dulski, P., and Pross, J. (2010). Climatic forcing of eastern Mediterranean deep-water formation and benthic ecosystems during the past 22 000 years. *Quaternary Science Reviews*, 29(23-24) :3006–3020.
- Schröder, K., Gasparini, G. P., Tangherlini, M., and Astraldi, M. (2006). Deep and intermediate water in the western Mediterranean under the influence of the Eastern Mediterranean Transient. *Geophysical Research Letters*, 33(21) :2–7.

- Scrivner, A. E., Vance, D., and Rohling, E. J. (2004). New neodymium isotope data quantify Nile involvement in Mediterranean anoxic episodes. *Geology*, 32(7) :565–568.
- Sepulchre, P., Arsouze, T., Donnadiou, Y., Dutay, J. C., Jaramillo, C., Le Bras, J., Martin, E., Montes, C., and Waite, A. J. (2014). Consequences of shoaling of the Central American Seaway determined from modeling Nd isotopes. *Paleoceanography*, 29(3) :176–189.
- Sevault, F., Somot, S., Alias, A., Dubois, C., Lebeaupin-Brossier, C., Nabat, P., Adolff, F., Deque, M., and Decharme, B. (2014). A fully coupled Mediterranean regional climate system model : design and evaluation of the ocean component for the 1980–2012 period. *Tellus A*, 1 :1–32.
- Siani, G., Magny, M., Paterne, M., Debret, M., and Fontugne, M. (2013). Paleohydrology reconstruction and Holocene climate variability in the South Adriatic Sea. *Climate of the Past*, 9(1) :499–515.
- Sierro, F. J., Flores, J. A., Zamarreño, I., Vázquez, A., Utrilla, R., Francés, G., Hilgen, F. J., and Krijgsman, W. (1999). Messinian pre-evaporite sapropels and precession-induced oscillations in western Mediterranean climate. *Marine Geology*, 153(1-4) :137–146.
- Somot, S., Sevault, F., and Déqué, M. (2006). Transient climate change scenario simulation of the Mediterranean Sea for the twenty-first century using a high-resolution ocean circulation model. *Climate Dynamics*, 27(7-8) :851–879.
- Somot, S., Sevault, F., Déqué, M., and Crépon, M. (2008). 21st century climate change scenario for the Mediterranean using a coupled atmosphere–ocean regional climate model. *Glob. Planet. Change*, 63(2-3) :112–126.
- Soulet, G., Menot, G., Bayon, G., Rostek, F., Ponzevera, E., Toucanne, S., Lericolais, G., and Bard, E. (2013). Abrupt drainage cycles of the Fennoscandian Ice Sheet. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 110(17) :6682–6687.
- Soulet, G., Ménot, G., Garreta, V., Rostek, F., Zaragosi, S., Lericolais, G., and Bard, E. (2011). Black Sea “Lake” reservoir age evolution since the Last Glacial — Hydrologic and climatic implications. *Earth and Planetary Science Letters*, 308(1-2) :245–258.
- Sperling, M., Schmiedl, G., Hemleben, C., Emeis, K. C., Erlenkeuser, H., and Grootes, P. M. (2003). Black Sea impact on the formation of eastern Mediterranean sapropel S1 ? Evidence from the Marmara Sea. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 190 :9–21.
- Spivack, A. J. and Wasserburg, G. J. (1988). Neodymium isotopic composition of the Mediterranean outflow and the eastern North Atlantic. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 52(12) :2767–2773.

- Stanley, D. J., Maldonado, A. S., and I, R. S. (1975). Strait of Sicily depositional rates and patterns, and possible reversal of currents in the late Quaternary. 18 :279–291.
- Stommel, H., Bryden, H., and Mangelsdorf, P. (1973). Does some of the Mediterranean outflow come from great depth? *Pure and Applied Geophysics PAGEOPH*, 105(1) :879–889.
- Stratford, K. and Haines, K. (2002). Modelling changes in Mediterranean thermohaline circulation 1987-1995. *Journal of Marine Systems*, 33-34(September 1987) :51–62.
- Stratford, K., Williams, R. G., and Myers, P. G. (2000). Impact of the circulation on sapropel formation in the eastern Mediterranean. *Marine Geology*, 14(2) :683–695.
- Suc, J.-P. (1984). Origin and evolution of the Mediterranean vegetation and climate in Europe. *Nature*, 307 :429–432.
- Swingedouw, D., Colin, C., Eynaud, F., and Ayache, M. (2018). Impact of freshwater release in the Mediterranean Sea on the North Atlantic climate. *Climate Dynamics*, *submitted*.
- Tachikawa, K., Roy-Barman, M., Michard, A., Thouron, D., Yeghicheyan, D., and Jeandel, C. (2004). Neodymium isotopes in the Mediterranean Sea : Comparison between seawater and sediment signals. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 68(14) :3095–3106.
- Tachikawa, K., Vidal, L., Cornuault, M., Garcia, M., Pothin, A., Sonzogni, C., Bard, E., Menot, G., and Revel, M. (2015). Eastern Mediterranean Sea circulation inferred from the conditions of S1 sapropel deposition. *Climate of the Past*, 11(6) :855–867.
- Tan, N., Ramstein, G., Dumas, C., Contoux, C., Ladant, J. B., Sepulchre, P., Zhang, Z., and De Schepper, S. (2017). Exploring the MIS M2 glaciation occurring during a warm and high atmospheric CO₂ Pliocene background climate. *Earth and Planetary Science Letters*, 472 :266–276.
- Taupier-Letage, I. (2008). On the use of thermal images for circulation studies : applications to the Eastern Mediterranean basin. *Remote Sensing of the European Seas*, pages 153–164.
- Theocharis, A., Nittis, K., Kontoyiannis, H., Papageorgiou, E., and Balopoulos, E. (1999). Climatic changes in the Aegean Sea influence the eastern Mediterranean thermocline circulation (1986-1997). *Geophys. Res. Lett.*, 26(11) :1617–1620.
- Thunell, R. C. and Williams, D. F. (1989). Glacial–Holocene salinity changes in the Mediterranean Sea : hydrographic and depositional effects. *Nature*, 338(6215) :493–496.
- Tudryn, A., Leroy, S. A., Toucanne, S., Gibert-Brunet, E., Tucholka, P., Lavrushin, Y. A., Dufaure, O., Miska, S., and Bayon, G. (2016). The Ponto-Caspian basin as a final trap for southeastern Scandinavian Ice-Sheet meltwater. *Quaternary Science Reviews*, 148 :29–43.

- Vadsaria, T., Ramstein, G., Dutay, J., Li, L., Ayache, M., and Richon, C. (2019). Simulating the occurrence of the last sapropel event (S1) : Mediterranean basin ocean dynamics simulations using Nd isotopic composition modeling. *Paleoceanography and Paleoclimatology*, 34.
- Vance, D., Scrivner, A. E., Beney, P., Staubwasser, M., Henderson, G. M., and Slowey, N. C. (2004). The use of foraminifera as a record of the past neodymium isotope composition of seawater. *Paleoceanography*, 19(2) :1–17.
- Vidal, L., Ménot, G., Joly, C., Bruneton, H., Rostek, F., Çağatay, M. N., Major, C., and Bard, E. (2010). Hydrology in the Sea of Marmara during the last 23 ka : Implications for timing of Black Sea connections and sapropel deposition. *Paleoceanography*, 25(1) :1–16.
- Vidal, L., Schneider, R., Marchal, O., Bickert, T., Stocker, T., and Wefer, G. (1999). Link between the North and South Atlantic during the Heinrich events of the last glacial period. *Climate Dynamics*, 15(12) :909–919.
- Vorosmarty, C., Feteke, B., and Tucker, B. (1998). Global River Discharge, 1807-1991, V. 1.1 (RivDIS).
- Voss, R. and Mikolajewicz, U. (2001). The climate of 6000 years BP in near-equilibrium simulations with a coupled AOGCM. *Geophysical Research Letters*, 28(11) :2213–2216.
- Williams, M. A., Adamson, D., Cock, B., and McEvedy, R. (2000). Late Quaternary environments in the White Nile region, Sudan. *Global and Planetary Change*, 26(1-3) :305–316.
- Woodruff, F. and Savin, S. M. (1989). Miocene deepwater oceanography. *Paleoceanography*, 4(1) :87–140.
- Wu, P., Haines, K., and Pinardi, N. (2000). Toward an Understanding of Deep-Water Renewal in the Eastern Mediterranean. *Journal of Physical Oceanography*, 30(2) :443–458.
- Zanchetta, G., Drysdale, R., Hellstrom, J., Fallick, A., Isola, I., Gagan, M., and Pareschi, M. (2007). Enhanced rainfall in the Western Mediterranean during deposition of sapropel S1 : stalagmite evidence from Corchia cave (Central Italy). *Quaternary Science Reviews*, 26(3-4) :279–286.
- Zhang, Z., Ramstein, G., Schuster, M., Li, C., Contoux, C., and Yan, Q. (2014). Aridification of the Sahara desert caused by Tethys Sea shrinkage during the Late Miocene. *Nature*, 513(7518) :401–404.

Titre : Identifier et modéliser les facteurs ayant contribué à la formation du dernier épisode de sapropèle en mer Méditerranée

Mots clés : Sapropèle, Mer Méditerranée, Modélisation du climat, Traceur océanique, Dynamique océanique, Perturbation hydrologique

Résumé : Depuis la fermeture du passage qui reliait la proto-Méditerranée à l'océan indien, il y a environ 14 Ma, celle-ci devient une mer semi-fermée avec une seule connexion à l'océan mondial par Gibraltar. C'est dans ce contexte que se produisent des crises anoxiques régulières, les sapropèles. La forte concentration de matière organique caractérisant les dépôts de sapropèle, suggère une réduction drastique de la ventilation océanique profonde, ainsi qu'une activité biologique accrue permettant l'accumulation de la matière organique pendant plusieurs milliers d'années. Depuis leur découverte, il a été admis que l'amplification de la mousson africaine, associée aux changements d'insolation par la variation de la précession orbitale, permettait de déclencher les sapropèles. En effet de fortes précipitations sur le bassin versant du Nil, auraient permis au fleuve de déverser une importante quantité d'eau douce dans la Méditerranée orientale. Cette apport en eau douce, dans une mer très salée, aurait augmenté la stratification verticale, empêchant la convection et menant à une anoxie des eaux de fonds. Cependant, même si cette explication semble robuste, notamment par la corrélation entre la fréquence des sapropèles et celle de l'indice de précession, ces épisodes se produisent dans des contextes climatiques très différents, du Miocène à nos jours. Même en se limitant à ceux des derniers cycles glaciaires, ils laissent une empreinte sédimentaire variable que l'amplification du Nil seule ne peut expliquer. C'est particulièrement le cas du dernier sapropèle, le « S1 », le plus étudié, intervenu entre 10.5 et 7 ka BP, se produisant à la fin du dernier épisode glaciaire. De récents travaux, notamment de modélisation, ont montré que la chronologie des enregistrements entre la variation de la précession et l'amplification de la mousson Africaine, ne concordait pas avec celui du dépôt du S1. Ainsi d'autres facteurs, notamment la montée du niveau marin et les perturbations hydrologiques associées à

la fonte non linéaire des calottes glaciaires, auraient favorisé la crise anoxique des eaux profondes du bassin Est méditerranéen. Dans cette thèse nous nous proposons, avec l'outil de la modélisation numérique, de revisiter le rôle de la contribution du Nil pendant le S1 mais aussi d'autres facteurs potentiellement plus déterminants. D'une part nous avons tiré avantage des récentes recherches effectuées sur l' ϵ_{Nd} pendant la période du S1. Nous avons modélisé ce traceur (adapté à l'enregistrement des changements de la circulation océanique passé), dans un modèle couplé océan-atmosphère à haute résolution ($1/8^\circ$) en Méditerranée, afin de représenter au mieux les changements de convection. D'autre part, afin d'inclure le plus de mécanismes contributeurs au S1, nous avons développé une plateforme de modélisation globale-régionale pour représenter le climat du bassin Méditerranéen, ainsi que sa circulation océanique pendant le début de l'Holocène, période du dépôt du S1. Enfin, grâce à cette plateforme, nous avons évalué la contribution de la fonte de la calotte glaciaire eurasiatique via la mer Noire, et son impact sur le bassin Méditerranéen oriental. Les résultats de cette thèse montrent premièrement comment la modélisation de l' ϵ_{Nd} est un indicateur approprié des changements de circulation initiés par le Nil, et dont le signal simulé est corroboré par les données existantes. Notre plateforme de modèle a permis la simulation et l'identification, à un coût numérique moins important que le couplage océan-atmosphère, des changements hydrologiques majeurs du bassin Méditerranéen pendant le début de l'Holocène. Enfin, le sapropèle S1 est directement affecté par les perturbations hydrologiques associées à la fonte de la calotte eurasiatique préalablement à l'augmentation des moussons. Nous avons quantifié leur rôle respectif dans la déstabilisation de la ventilation profonde, et permis l'installation de conditions favorables au développement du sapropèle S1.



Title : Identify and simulate the forcing factors contributing to the developemment of the last sapropel in the Mediterranean Sea

Keywords : Sapropel, Mediterranean Sea, Climate modeling, Oceanic tracer, Ocean dynamics, Hydrological perturbation

Abstract : Sapropel events are anoxic crisis occurring quasi-periodically (21000 years) since the Mediterranean Sea became semi enclosed around 14 Ma ago, with only one connection to global ocean through the Gibraltar strait. The high level of organic content found in sapropels suggests the shutdown of the deep ventilation, and an enhanced biological activity leading to the accumulation of organic material in sediments for thousands of years. Numerous studies highlighted the role of African monsoon enhancement, linked to precession variation, as the trigger of sapropels. The increased precipitation over the Nile catchment provided a huge amount of freshwater through the Nile River into the salty Eastern Mediterranean, leading to a strong stratification of the water column, the reduction of intermediate and deep convection and ultimately to the development of anoxic environment. This hypothesis was robust enough to explain the sapropels due to the correlation between their frequency and precession variation. However the diversity of these events in strength, duration and cyclicity cannot be entirely explained with this sole hypothesis. This is the case, for instance, of the last sapropel event, "S1", which occurred between 10.5 and 7 ka BP, at the end of the last glacial episode. Recent works depicted the non-synchronous timing of the precession, monsoon enhancement and S1 deposition, and invoked other factors, such as sea level rise and climate variation to drive the establishment of anoxic environment in Mediterranean Sea. In this thesis, we investigate, with the

help of climate modeling, the contribution of the Nile River during S1 but also other factors potentially more important. First, we took advantage of recent ε_{Nd} data investigation during S1 to include this tracer, which is appropriate to assess the paleo-oceanic circulation, in a coupled ocean-atmosphere model at $1/8^\circ$ to represent properly the changes in convection. In a second part, to account for other hydrological changes linked with the Early Holocene climate, we developed a global-regional model architecture to represent the Mediterranean region climate and its oceanic circulation. Finally, we use this model to evaluate the deglaciation of the Eurasian ice-sheet through the Black Sea toward the Eastern Mediterranean Sea. The main results show the capability of simulated ε_{Nd} to capture the convection changes in response to high freshwater input, validated by data. Our model architecture allows the simulation of the Mediterranean Early Holocene climate and associated hydrological changes with a numerical cost lower than the coupled configuration. Finally, the continental deglaciation would be complementary to the sea level rise to destabilize the deep ventilation and lead to favorable condition to the development of S1. In summary, we developed three different approaches and dedicated tools to investigate the hydrological perturbations occurring prior to Early Holocene over the Mediterranean basin, which drastically modified the ocean dynamics to favor anoxia crisis.

