



HAL
open science

Lien entre la variabilité tropicale aux échelles interannuelles à multi-décennales et l'évolution du climat moyen au cours de l'Holocène

Isma Abdelkader Di Carlo

► To cite this version:

Isma Abdelkader Di Carlo. Lien entre la variabilité tropicale aux échelles interannuelles à multi-décennales et l'évolution du climat moyen au cours de l'Holocène. Climatologie. Université Paris-Saclay, 2024. Français. NNT : 2024UPASJ005 . tel-04561715

HAL Id: tel-04561715

<https://theses.hal.science/tel-04561715>

Submitted on 27 Apr 2024

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.

Lien entre la variabilité tropicale aux échelles interannuelles à multi-décennales et l'évolution du climat moyen au cours de l'Holocène

*Link between the tropical variability on interannual
to multi-decadal time scales and the evolution
of the mean climate during the Holocene*

Thèse de doctorat de l'Université Paris-Saclay

École doctorale n°129 Sciences de l'Environnement d'Île-de-France (SEIF)
Spécialité de doctorat : Géosciences
Graduate School : Géosciences, Climat, Environnement et Planètes
Réfèrent : Université de Versailles Saint-Quentin-en-Yvelines

Thèse préparée au Laboratoire des Sciences du Climat et de l'Environnement
(Université Paris-Saclay, CNRS, CEA, UVSQ), sous la direction de **Pascale
BRACONNOT**, Directrice de recherche, la co-direction de **Mary ELLIOT**,
Professeure et le co-encadrement de **Olivier MARTI**, Ingénieur-chercheur

Thèse soutenue à Paris, le 13/03/2024, par
Isma ABDELKADER DI CARLO

Composition du jury

Membres du jury avec voix délibérative

Franck BASSINOT Directeur de recherche, LSCE, Université Paris-Saclay	Président
Matthieu LENGAINNE Directeur de recherche, MARBEC, IRD, Université de Montpellier	Rapporteur & examinateur
Laurence VIDAL Professeure, CEREGE, Aix Marseille Université	Rapporteuse & examinatrice
Thibaut CALEY Chargé de recherche, Bordeaux INP, UMR CNRS 5805 EPOC, Université de Bordeaux	Examinateur
Jérôme VIALARD Directeur de recherche, IRD, Sorbonne Université	Examinateur

Titre : Lien entre la variabilité tropicale aux échelles interannuelles à multi-décennales et l'évolution du climat moyen au cours de l'Holocène

Mots clés : Paléoclimatologie, Modélisation climatique, El Niño-Southern Oscillation, Variabilité tropicale, Océanographie

Résumé : L'océan Pacifique tropical constitue le cœur d'action d'ENSO, le principal mode de variabilité climatique tropical. Malgré l'incertitude de l'impact du changement climatique sur son évolution, des indices suggèrent que le système climatique moyen exerce une influence sur sa variabilité. Les observations ne permettent pas d'étudier les liens entre les changements des caractéristiques du climat moyen et de changements à long terme. Je me suis intéressée à l'évolution d'ENSO sur les derniers 6000 ans. Pour cette période, de nombreuses archives climatiques à haute résolution (coraux, spéléothèmes, bivalves) permettent d'étudier ces changements de variabilité. Des simulations transitoires issues de modèles, les mêmes que ceux utilisés pour les projections futures, offrent de nouvelles possibilités d'étudier les changements long-termes.

J'ai porté un intérêt particulier à la rétroaction de la thermocline, qui pourrait expliquer la faible variabilité d'ENSO à l'Holocène. J'ai employé un outil lagrangien qui m'a permis d'identifier les variations de trois sources majeures alimentant la thermocline du Pacifique équatorial, principalement issues du Pacifique sud. Contrairement aux hypothèses avancées, l'évolution de la température de ces sources n'a pas semblé suffisante pour expliquer le changement observé dans la thermocline équatoriale Pacifique au cours de l'Holocène.

Une autre partie de ma thèse a porté sur l'examen de la diversité d'ENSO. En utilisant des méthodes distinctes pour caractériser les événements El Niño de l'est (EP) et du centre (CP) Pacifique, des résultats opposés ont été obtenus concernant l'évolution sur 6000 ans du ratio de variance de EP sur CP. Les métriques de diversité d'ENSO, lorsqu'elles sont correctement interprétées, ont révélé une augmentation de la variance d'ENSO au cours de l'Holocène, avec une expansion spatiale à l'ouest et à l'est du Pacifique. Les différences entre métriques sont à l'origine de résultats contradictoires dans la littérature.

Ensuite, j'ai exploré les changements de téléconnexions avec l'océan Indien, en examinant particulièrement l'interaction entre ENSO et le dipôle de l'océan Indien (IOD) en prenant en compte les variations de l'orbite terrestre, les gaz à effet de serre et les calottes glaciaires. En analysant une simulation transitoire sur deux millions d'années, j'ai montré une corrélation négative entre la variabilité d'ENSO et de l'IOD en fonction de la longitude du périhélie. Pendant les périodes de forte variabilité d'ENSO et de l'IOD, l'état moyen et principalement la saisonnalité influence le développement de chaque mode de variabilité. De plus, j'ai établi que l'ouest de l'océan Indien avait sa propre réponse à l'insolation, et que l'est de l'océan Indien dominait la variabilité de l'IOD. Je suis revenue à l'Holocène dans la dernière partie de ma thèse, avec cinq simulations transitoires. J'ai confirmé comment la variabilité d'ENSO évolue en lien avec les changements d'état moyen et ai montré que les résultats sont plus incertains dans le secteur indonésien. Je trouve une plus forte cohérence dans les résultats de changements de téléconnexion par l'atmosphère au cours des derniers 6000 ans, via la circulation de Walker et la zone de convergence intertropicale (ITCZ). La comparaison avec des spéléothèmes dans le secteur indonésien montre un accord avec les changements dans la position de l'ITCZ. Les interprétations des changements hydrologiques des coraux ont souligné la complexité régionale du secteur indonésien.

En conclusion, les différents volets abordés dans cette thèse mettent en évidence l'importance de considérer la variabilité dans un contexte d'état moyen changeant, soulignant le rôle crucial des simulations transitoires pour comprendre les changements chaotiques au fil du temps. Les résultats ouvrent de nouvelles portes pour analyser la variabilité climatique dans le long terme en tenant compte des particularités de chaque reconstruction climatique.

Title : Link between the tropical variability on interannual to multi-decadal time scales and the evolution of the mean climate during the Holocene

Keywords : Paleoclimatology, Climate modeling, El Niño-Southern Oscillation, Tropical variability, Oceanography

Abstract : The center of action of ENSO, the main mode of tropical interannual variability, is located in the tropical Pacific Ocean. Despite the uncertainty regarding the impact of climate change on its evolution, indications suggest that the climate mean state influences its variability. Observations do not allow for the study of connections between changes in mean climate characteristics and long-term changes. I focused on the evolution of ENSO over the last 6000 years. For this period, numerous high-resolution climate archives (corals, speleothems, bivalves) allow for the study of these variability changes. Transient simulations from models, the same ones used for future projections, offer new possibilities to study long-term changes.

I paid particular attention to the thermocline feedback, which could explain the reduced ENSO variability in the Holocene. I used a Lagrangian tool that allowed me to identify variations in three major sources feeding the equatorial Pacific thermocline, mainly from the South Pacific. Contrary to the hypotheses put forth, the temperature evolution of these sources did not seem sufficient to explain the observed change in the Pacific equatorial thermocline during the Holocene.

Another part of my thesis focused on examining the diversity of ENSO. Using distinct methods to characterize El Niño events in the eastern (EP) and central (CP) Pacific, opposing results were obtained regarding the evolution over 6000 years of the EP to CP variance ratio. When properly interpreted, ENSO diversity metrics revealed an increase in ENSO variance during the Holocene, with spatial pattern that expands to the west and east of the Pacific. Differences between metrics are the source of contradictory results in the literature.

Next, I explored teleconnection changes with the Indian Ocean, particularly examining the interaction between ENSO and the Indian Ocean Dipole (IOD), taking into account variations in Earth's orbit, greenhouse gases, and ice sheets. Analyzing a transient simulation over two million years, I showed a negative correlation between ENSO and IOD variability based on the longitude of the perihelion. During periods of strong ENSO and IOD variability, the mean state and primarily seasonality influenced the development of each variability mode. Furthermore, I established that the western Indian Ocean had its own response to insolation, and the eastern Indian Ocean drove IOD variability on orbital timescales.

I returned to the Holocene in the last part of my thesis, with five transient simulations. I confirmed how ENSO variability evolves in connection with changes in the mean state and showed that results are more uncertain in the Indonesian sector. I found greater consistency in the results of atmospheric teleconnection changes over the last 6000 years, via the Walker circulation and the Intertropical Convergence Zone (ITCZ). Comparison with speleothems in the Indonesian sector showed agreement with changes in the position of the ITCZ. Interpretations of coral hydrological changes emphasized the regional complexity of the Indonesian sector.

In conclusion, the various aspects addressed in this PhD thesis highlight the importance of considering variability in a changing mean state context, emphasizing the crucial role of transient simulations in understanding chaotic changes over time. The results open new avenues for analyzing long-term climate variability, taking into account the specificities of each climate reconstruction.

Publications

J'ai effectué ma thèse au Laboratoire des Sciences du Climat et de l'Environnement (LSCE). Le sujet m'a amenée à m'intéresser à différents aspects de la circulation tropicale et de la caractérisation de la variabilité d'El Niño-Southern Oscillation à l'Holocène. Cette première section sert à présenter les publications que j'ai produites en tant que co- et première auteure pendant la durée de mon doctorat. Notez que la première publication ne compte pas dans la partie principale dans la thèse, mais elle est présente en annexe 8.1. Le deuxième a déjà été publié (en août 2023) dans le journal *Geophysical Research Letters*. Les deux articles qui suivent seront soumis prochainement.

- Matthieu Carré, Pascale Braconnot, Mary Elliot, Roberta d'Agostino, Andrew Schurer, Xiaoxu Shi, Olivier Marti, Gerrit Lohmann, Johann Jungclaus, Rachid Cheddadi, **Isma Abdelkader Di Carlo**, Jorge Cardich, Diana Ochoa, Rodolfo Salas Gismondi, Alexander Pérez, Pedro E. Romero, Bruno Turcq, Thierry Corrège, Sandy P. Harrison (2021). **High-resolution marine data and transient simulations support orbital forcing of ENSO amplitude since the mid-Holocene**. *Quaternary Science Reviews*, 268. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2021.107125>
- **Isma Abdelkader Di Carlo**, Pascale Braconnot, Matthieu Carré, Mary Elliot, Olivier Marti (2023a). **Different methods in assessing El Niño flavors lead to opposite results**. *Geophysical Research Letters*, 50, e2023GL104558. <https://doi.org/10.1029/2023GL104558>
- **Isma Abdelkader Di Carlo** et al. (2023b). **Orbital forcing and CO₂ modulation of IOD-ENSO teleconnections in a 2 million year transient climate simulation**. En cours de préparation, pour soumettre dans *Nature Geoscience*.
- **Isma Abdelkader Di Carlo** et al. (2023c). **Uncovering Holocene Indo-Pacific teleconnection changes : model-proxy comparison**. En cours de préparation, pour soumettre dans *Climate of the Past*.

Remerciements

C'est avec plein d'émotions que j'écris mes remerciements. Le temps est passé tellement vite. Je suis arrivée au LSCE en stage de deuxième année de master, et puis j'ai eu la chance de continuer sur un sujet qui me passionne grâce à une bourse de thèse de l'ENS de Paris.

Je commence par toi Pascale. J'ai eu tellement de chance de travailler avec toi. J'ai tellement appris, et je ne sais pas comment je pourrais te remercier. Toutes les opportunités que j'ai eues le long de cette thèse, que ce soit participer à des conférences internationales, des écoles d'été, ou tout simplement discuter avec toi. Je me répète mais je n'en reviens pas que ça fait plus de 3 ans et demi que je travaille à tes côtés. Ce n'est pas la fin, et je suis sûre que l'on continuera de collaborer dans le futur, vive la paléo!

Ensuite, Mary, je tiens aussi à te remercier. En tant que co-directrice, tu as vraiment apporté un rôle de soutien et je t'en suis éternellement reconnaissante. Le nombre de fois où j'ai perdu confiance en moi ou que je n'étais pas bien, tu as su utiliser les bons mots d'encouragement pour que je continue. Je suis tellement heureuse d'avoir pu interagir avec toi, et j'espère que ce n'est que le début, on a du boulot à faire par la suite!

Olivier, tu étais présent à des moments importants de ma thèse, et je ne peux que te remercier pour ton aide.

Jaime et Maureen, vous êtes maintenant partis du labo depuis un moment! Je vous remercie pour nos moments passés ensemble, je suis contente de vous compter parmi mes amis.

Léna, Yann, Martin et Thomas, le gang du labo! Merci d'avoir été à mes côtés, surtout vers la fin de thèse. On sous-estime souvent le fait de se sentir bien dans son lieu de travail (en tout c'était mon cas), et l'ambiance quand je suis avec vous est indéniable!

Dieu et Ségolène, mes co-bureaux incroyables, je pense à vous fortement lors de l'écriture de ce manuscrit, car ce sera votre tour après moi... Plus sérieusement, je suis tellement contente d'avoir pu partager un bureau avec vous. Vous êtes vraiment des amies incroyables. Votre bonne humeur et vos mots d'encouragements m'ont beaucoup motivée, surtout à la fin!

Je remercie en général toutes les personnes du LSCE qui ont rendu cette thèse moins difficile!

Kristan, merci d'avoir été là pour cette première année d'enseignement à l'UVSQ. Ce n'était pas facile d'enseigner pendant la période COVID, mais on a réussi. Je tiens à remercier aussi Matthieu, pour m'avoir donné goût à l'enseignement. Tu n'es plus parmi nous, mais l'impact que tu as eu restera à jamais.

La team Jussieu, merci pour les moments de rire que l'on a à chaque fois qu'on se voit. Je pense à Diego, Marcellin, Coraline, Pierre, Antoine, Léa et plein d'autres.

L'école d'été de l'ICTP de 2022 a été un lieu de rencontre incroyable. J'ai eu la chance de rencontrer plusieurs personnes, que j'ai revues à plusieurs conférences par la suite. Je vous remercie Paloma, Jakob, Kevin, Sara, Ned, Margot et Katharina.

Je remercie Axel pour avoir accepté que je vienne en Corée du Sud pour travailler sur un sujet si passionnant. Grâce à cette opportunité, j'ai rencontré des amis incroyables : Hae-ri, Yong-yub, Dae-won, Elke, Anila, Arjun et Karl. Hae-ri, Yong-yub et Dae-won, on a mangé presque tous les midis ensemble, et je vous remercie de m'avoir fait découvrir la cuisine locale et des moments incroyables passés ensemble. Elke, ma collègue de pause café, tu es une amie en or. Karl, tu es un ami incroyable et tu m'as aidée quand j'étais au plus bas. Arjun, merci pour ta bonne humeur et ta présence !

Merci à la team ENS, on se connaît depuis longtemps maintenant et ça fait plaisir qu'on soit restés aussi proches : Léo, Arthur, Philippe, Bryan, Aude, Corentin, Octave et Léna (tu es dans plusieurs groupes aussi) !

Les années ont passé, Sean, mais je suis tellement contente de te compter parmi mes amis. Nos moments de rigolade sont toujours incroyables !

Othman, on a vécu tellement de choses mais ça a forgé notre amitié ! Tu as toujours été là quand j'avais besoin de toi, je te compte parmi mes amis les plus proches, et je suis tellement fière de ton parcours.

Anna, merci pour ta bonne humeur ! Depuis la prépa, à chaque fois qu'on voit, on se raconte nos vies et on rit très très fort !

Samsy, que dire de toi ! Je te le dis souvent, mais tu es un rayon de soleil, à chaque fois qu'on se voit, c'est beaucoup de rire très (trop ?) bruyants ! Tu es toujours là pour moi et je t'en remercie.

Tamara, Paul, Alex, Manon et Anis, je vous ai rencontré à l'aide de Samsy, mais je suis tellement heureuse de vous compter parmi mes amis. Je me rends compte que j'ai écrit la même chose partout dans ces remerciements, mais à chaque fois qu'on se voit, c'est que du rire ! Merci pour votre bienveillance et l'ambiance que vous amenez où que vous alliez !

Clara, ma chère amie ! On ne se voit pas souvent, mais dès qu'on se voit, c'est toujours de bons délires. Et te compter parmi mes amies me fait le plus grand des plaisirs !

Austin, merci pour ton soutien constant, surtout sur cette fin de thèse. Ce n'était pas facile et tu as quand même su trouver les mots à chaque fois.

Stan et Emma, vous êtes des amours, et la team qu'on a formée au fil des années est assez inattendue. On a vécu tellement de choses ensemble, je pense à notre temps passé à Los Angeles et notre deuxième année de master à Brest. Tout ça nous a forgés et a rendu notre amitié tellement forte ! Je vous remercie pour vos mots d'encouragement tout au long de ma thèse. Vous étiez là tout le temps pour moi, et je vous en suis reconnaissante.

Massamba, Elodie et Jessica, la team prépa. Chacun a suivi un chemin différent, et pourtant on a pu se retrouver à plusieurs reprises. Je suis fière de votre parcours à chacun, et merci pour votre amitié sans faille.

Jessica, je continue avec toi (encore), car tu es une amie incroyable. On a eu un parcours similaire, et je pense que ça nous a tellement rapprochées. Grâce à toi, j'ai rencontré l'incroyable Laetitia, et on a formé une team solide depuis plus d'un an. Vous voir toutes les deux est devenu une routine, et je

vous remercie d'avoir été là pour moi. Dès que je n'étais pas bien, on se voyait et tout de suite j'allais mieux. Merci pour votre amitié! Arnaud, je t'oublie pas, tu intègres un peu notre trio, merci pour ces moments passés ensemble.

Prunelle, ton soutien constant et ta bonne humeur ont été tellement nécessaires pendant ces années de thèse. On a tellement voyagé ensemble, en Corée du Sud et au Rwanda. Je me demande quelle sera la prochaine destination. En tout cas, j'ai vécu des expériences incroyables à tes côtés, et je te serai éternellement reconnaissante de les avoir passées avec moi.

Céline, on se connaît depuis le collège! Je me répète énormément, mais le temps passe si vite. Je me souviens quand on regardait des vidéos de K-pop au collège, et maintenant on a 27 ans?! Merci d'avoir été là pour moi, et merci pour ton amitié depuis toutes ces années.

Anaïs et Laura, on se connaît depuis plus de 20 ans, vous imaginez? Le temps passe tellement vite, et être à vos côtés me rend tellement heureuse. On ne fait que rigoler à chaque fois qu'on se voit, j'en ai mal au ventre à chaque fois! Laura, tu diras à Léonie que tata Isma pense fortement à elle aussi.

Myrtil, je n'en reviens pas que je te connaisse depuis ma naissance. Mes premiers souvenirs de la maternelle sont avec toi à mes côtés. Merci pour ta présence, et merci d'être toujours à mes côtés.

Ava, Ajar, Maman, Papa Matteo, Maman Rosetta, Marie-Adèle et toute la famille, je vous remercie pour votre soutien et votre amour. Je ne pense pas que je n'aurais pas fini cette thèse sans votre encouragement constant. Papa, merci pour ton soutien, je pense à toi très fort!

Table des matières

1	Introduction	1
1.1.	El Niño-Southern Oscillation	1
1.1.1.	Conditions climatiques	1
1.1.2.	Téléconnexions	2
1.1.3.	Projections futures	3
1.2.	Évolution de la variabilité tropicale au cours de l'Holocène	4
1.2.1.	Quel est le forçage?	4
1.2.2.	Principaux mécanismes	5
1.2.3.	Vue d'ensemble	8
2	Modèle, méthodes et notions de (paléo)climatologie	11
2.1.	Cycle saisonnier, moyenne annuelle et variabilité interannuelle : de quoi s'agit-il?	11
2.2.	Circulation atmosphérique et océanique	12
2.3.	Simulations transitoires du modèle de l'IPSL	15
2.4.	Données paléoclimatiques	21
2.5.	Forçage par l'insolation	22
2.5.1.	Paramètres orbitaux	22
2.5.2.	À l'Holocène, comment varie l'insolation, et pourquoi?	24
3	Changements de la thermocline équatoriale du Pacifique au cours de l'Holocène	29
3.1.	ENSO et ses rétroactions : l'indice de Bjerknes	29
3.2.	Évolution des rétroactions d'ENSO au cours de l'Holocène : importance de la thermocline	31
3.3.	Thermocline équatoriale du Pacifique plus chaude il y a 6000 ans : une influence du Pacifique subtropical du sud?	35
3.4.	À quoi ressemble la circulation océanique du Pacifique?	37
3.5.	Une analyse lagrangienne pour déterminer quelles sources alimentent la thermocline équatoriale du Pacifique	40
3.6.	Trois sources différentes alimentent la thermocline équatoriale du Pacifique	45
3.7.	Des eaux plus chaudes qui alimentent la thermocline équatoriale?	47
4	Diversité des événements El Niño au cours de l'Holocène	53
4.1.	Qu'est-ce que la diversité des événements El Niño?	53
4.2.	Diversité des événements El Niño au cours de l'Holocène	56
4.3.	Different methods in assessing El Niño flavors lead to opposite results	57
4.4.	Informations complémentaires pour <i>Different methods in assessing El Niño flavors lead to opposite results</i>	66

5	Contrôles orbitaux des téléconnexions de l'Indo-Pacifique	73
5.1.	Qu'est-ce que le dipôle de l'océan Indien?	73
5.2.	Étude des interactions entre ENSO et l'IOD à l'aide d'une simulation transitoire du Pléistocène	74
5.3.	Orbital forcing and CO ₂ modulation of IOD-ENSO teleconnections in a 2 million year transient climate simulation	77
5.3.1.	Introduction	77
5.3.2.	Methods	79
5.3.3.	Different orbital forcing and CO ₂ modulations of IOD and ENSO patterns	82
5.3.4.	Annual mean and inter-annual variability	84
5.3.5.	Relationship between seasonality and maximum and minimum ENSO and IOD variability	86
5.3.6.	Large scale changes in the seasonality of maximum ENSO and IOD variability	91
5.3.7.	IOD-ENSO relationships and CO ₂ forcing	93
5.4.	Informations complémentaires pour <i>Orbital forcing and CO₂ modulation of IOD-ENSO teleconnections in a 2 million year transient climate simulation</i>	95
6	Téléconnexions de l'Indo-Pacifique à l'Holocène	99
6.1.	La particularité des téléconnexions de l'Indo-Pacifique à l'Holocène	99
6.2.	Uncovering Holocene Indo-Pacific teleconnection changes : model-proxy comparison	100
6.2.1.	Introduction	100
6.2.2.	Data and methods	102
6.2.3.	Agreement in mid-Holocene vs. preindustrial mean state changes with the literature	107
6.2.4.	Changes in Indo-Pacific climate variability and mean state from mid- to late Holocene	110
6.2.5.	Linking precipitation and atmospheric circulation changes in the Indonesian sector from mid- to late Holocene	116
6.2.6.	Hydrological changes and variability in the Indonesian sector from mid- to late Holocene	121
6.2.7.	Conclusions	124
6.2.8.	Appendix	126
7	Conclusion générale et perspectives	131
7.1.	Conclusions	131
7.2.	Perspectives	136
8	Annexe	139
8.1.	<i>High-resolution marine data and transient simulations support orbital forcing of ENSO amplitude since the mid-Holocene</i>	139
8.2.	Informations complémentaires pour le chapitre <i>Changements de la thermocline équatoriale du Pacifique au cours de l'Holocène</i>	162

INTRODUCTION

The term 'El Niño' was first used in scientific literature in the 1890s to apply to the occasional years when the direction of ocean flow reverses and unusually warm surface water flows in from the north. During these years native fish species migrate southwards and tropical crab and fish species arrive from the north. Seabirds migrate westwards to follow their anchoveta catch and can sometimes die in large numbers. Populations of seal and penguin around the coast and nearby Galapagos Islands can decline dramatically. [...] This phenomenon was named 'El Niño' in Peru as it arrived around Christmas and was associated with the Christ Child, a term taken from local fishermen.

(Richard Grove & George Adamson – *El Niño in World History*)

L'océan Pacifique tropical est le cœur de l'action d'El Niño-Southern Oscillation (ENSO), le principal mode de variabilité climatique tropicale sur Terre (Vecchi and Wittenberg, 2010). Ce phénomène est lié à des fluctuations interannuelles et quasi-périodiques, se produisant environ tous les 2 à 7 ans, résultant de l'interaction complexe entre l'océan et l'atmosphère. Par conséquent, des évolutions à long terme de cette interaction pourraient induire des modifications dans le comportement d'ENSO (An and Bong, 2016; Liu et al., 2014).

1.1. El Niño-Southern Oscillation

1.1.1. Conditions climatiques

La figure 1.1a illustre une phase neutre d'ENSO, décrivant les conditions moyennes prévalant dans le Pacifique tropical à ce moment-là. Durant cette période, les alizés soufflent d'est en ouest, provoquant un enfoncement de la thermocline du côté ouest du Pacifique, tandis qu'à l'est, la thermocline s'élève à cause de l'effet de la divergence équatoriale. En conséquence, les eaux de surface et subsurface sont plus chaudes à l'ouest qu'à l'est. Cette différence dans la profondeur de la thermocline et les températures de l'eau engendre un contraste de pression atmosphérique, positif à l'ouest et négatif à l'est. Cette asymétrie de pression influence la circulation atmosphérique, en favorisant le déplacement de la cellule de circulation de Walker vers les zones d'eau plus chaude, c'est-à-dire, vers l'ouest où la pression est plus élevée. L'accumulation d'eau chaude à l'ouest est dissipée dans l'atmosphère et contribue à la convection profonde de la circulation de Walker dans ce côté du bassin. Sur la figure 1.1b, on voit que pendant un épisode El Niño, les alizés s'affaiblissent. Cela a pour conséquence une modification des conditions thermiques de l'océan. À l'ouest, la thermocline ne creuse pas autant qu'en temps normal (on parle de relaxation), tandis qu'à l'est, elle s'élève moins. En conséquence, les eaux de surface à l'ouest deviennent plus

chaudes que la normale, tandis qu'à l'est, les eaux restent plus froides. Cette inversion des températures de surface de la mer (SST) perturbe la circulation atmosphérique, avec la branche ascendante de la circulation de Walker qui se déplacent plus à l'ouest du bassin, où les précipitations se retrouvent aussi.

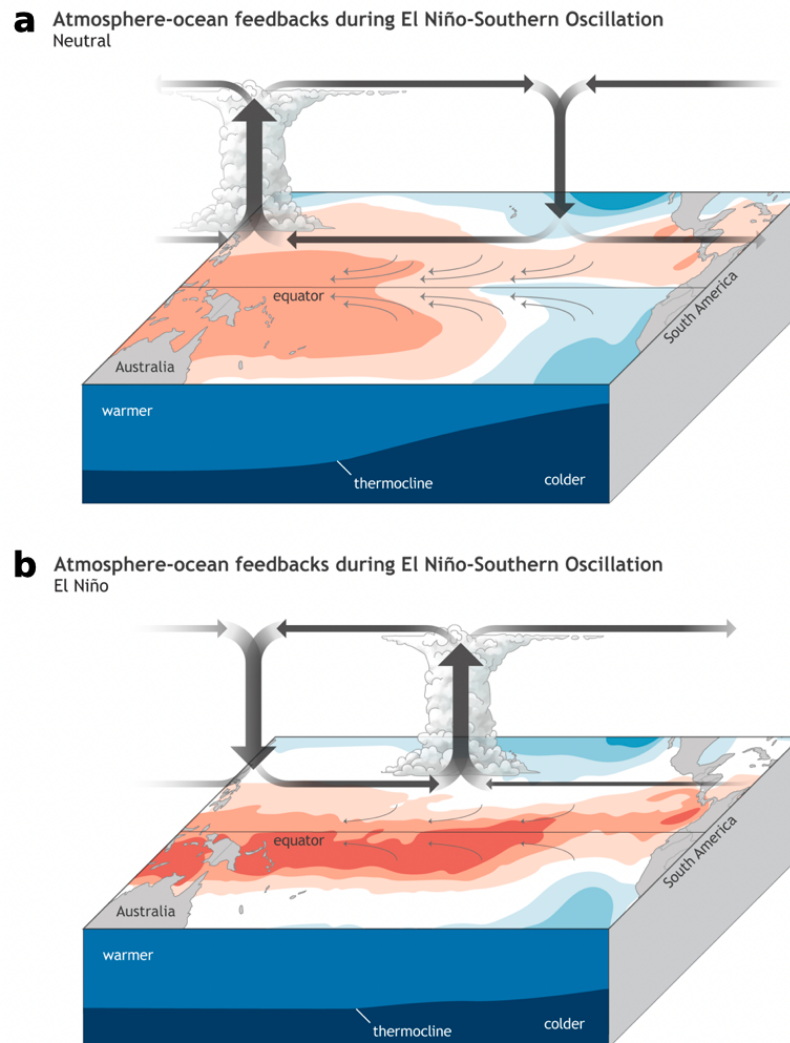


FIGURE 1.1. – Rétroactions atmosphère-océan pendant une période a) neutre et b) positive. La phase position s'appelle El Niño-Southern Oscillation (ENSO). Dans l'atmosphère, les flèches noires représentent la circulation de Walker. Les flèches plus fines à la surface de l'océan représentent les alizés. Les couleurs rouges ou bleues à la surface représentent la température de l'eau, où rouge est plus chaud, et bleu est plus froid. Dans l'océan plus en profondeur, le bleu plus clair signifie une eau plus chaude, et inversement pour le bleu plus foncé; la séparation entre les deux niveaux est la thermocline. Figure adaptée de [NOAA Climate](#).

1.1.2. Téléconnexions

Les répercussions d'El Niño se font sentir à l'échelle mondiale, comme le montre la figure 1.2. Des régions habituellement arides peuvent subir des précipitations abondantes, tandis que des zones généralement humides peuvent connaître des sécheresses. Ces changements climatiques à l'échelle interannuelle peuvent entraîner des phénomènes météo-

rologiques extrêmes, tels que des inondations, des sécheresses prolongées, ou encore des tempêtes tropicales plus puissantes dans l'océan Atlantique.

1.1.3. Projections futures

Il reste aujourd'hui beaucoup d'interrogations sur les effets à long terme du changement climatique sur la variabilité tropicale dans l'océan Pacifique, et plus particulièrement d'ENSO (Power et al., 2021). Les modèles n'ont pas de réponses concluantes sur sa potentielle diminution ou augmentation en réponse au réchauffement climatique (DiNezio et al., 2012; Cai et al., 2014a), ou si les anomalies de température de surface liées à ENSO tendent à être au centre ou à l'est du Pacifique équatorial (Lee and McPhaden, 2010; McPhaden et al., 2011).

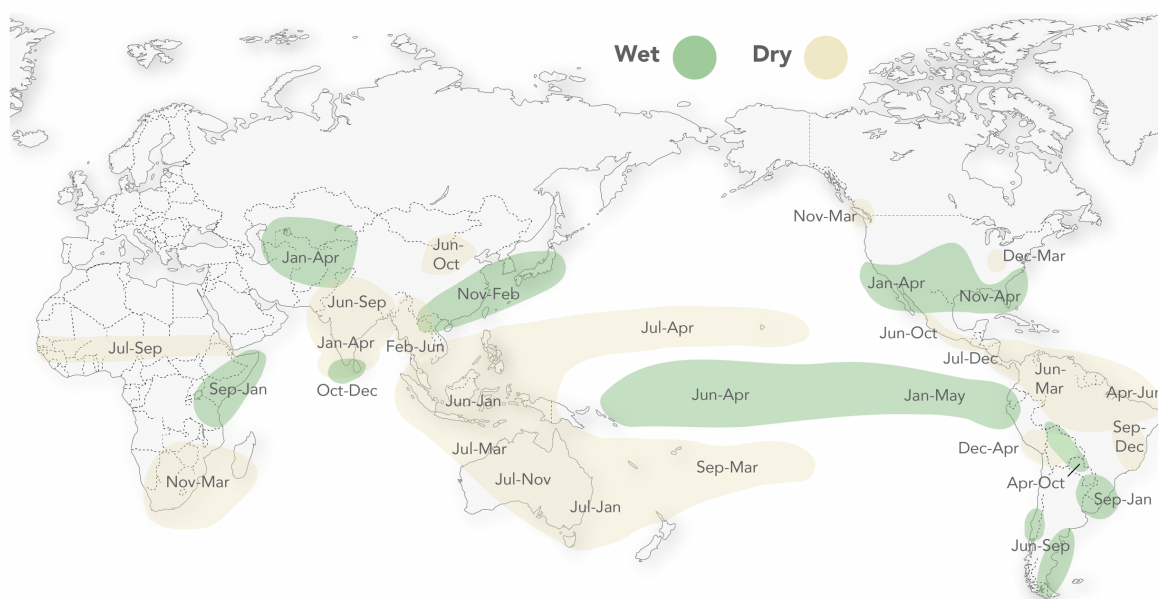


FIGURE 1.2. – Changements climatiques globaux (téléconnexions) typiques de précipitations dus aux événements El Niño. En vert, sont représentés les zones anormalement humides, et en jaune, les zones plus sèches. Les mois surimposés aux couleurs correspondent à la période de l'année pour laquelle les téléconnexions se produisent après un El Niño. Figure adaptée de la [Columbia Climate School IRI](#).

D'après la figure 1.3 issue du rapport du GIEC de 2021, les modèles ne sont en effet pas d'accord quel que soit le scénario futur choisi pour les changements de température. Cependant, les changements de précipitations semblent robustes avec une augmentation prévue pour les scénarios les plus extrêmes. Mais, cette différence de résultats entre la réponse de la température et des précipitations montre qu'il n'y a pas encore de consensus, en grande partie à cause de l'aspect chaotique du système (Christensen et al., 2013). De plus, il a été estimé que pour étudier la réponse de l'océan Pacifique tropical au changement climatique d'origine anthropique, il faudrait plus de 250 ans d'observations pour tenir compte de l'aspect chaotique du climat et de la diversité des événements El Niño (Stevenson et al., 2013). Les données satellitaires sont arrivées dans les années 1980, ce qui ne permet pas d'avoir cette vision à long terme. Les données paléoclimatiques, comme les coraux, bivalves, foraminifères et spéléothèmes, enregistrent les changements dans leur environnement au cours du

temps qu'on peut étudier pour comprendre la variabilité climatique du passé (e.g., Abram et al., 2009; Cobb et al., 2013; Carré et al., 2014; Emile-Geay et al., 2020).

1.2. Évolution de la variabilité tropicale au cours de l'Holocène

La période de l'Holocène, qui a démarrée il y a un peu plus de 10 000 ans, permet de mettre en perspective sur une longue échelle de temps les liens entre les modifications d'état moyen et la réponse du climat aux changements d'insolation et de gaz à effet de serre, dans un contexte relativement proche de l'actuel. Plus particulièrement, entre l'Holocène moyen (MH) – il y a environ 6000 ans BP¹ – et la période actuelle, les hautes latitudes se refroidissent alors que les tropiques se réchauffent sous l'effet de changements d'insolation induits par les variations lentes des paramètres orbitaux de la Terre. Les enregistrements paléoclimatiques issus des coraux et coquilles de bivalves indiquent que la variabilité tropicale à l'échelle interannuelle était réduite sur une bonne partie de l'Holocène (e.g., Cobb et al., 2013; Emile-Geay et al., 2016). Les anomalies de température et de précipitation ne sont pas synchrones et d'égales amplitudes, suggérant une relation entre l'état moyen et les principales caractéristiques des événements El Niño (Emile-Geay et al., 2016).

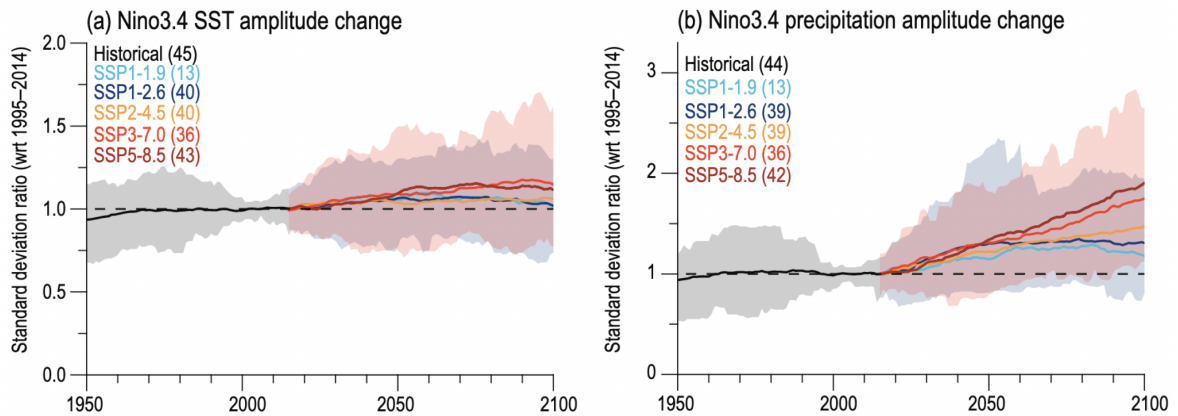


FIGURE 1.3. – Changements d'amplitude de la variabilité ENSO pour a) la température des eaux de surface (SST) et b) les précipitations, moyennées sur la région Niño3.4 pour 1950-2014 à partir des simulations historiques CMIP6 et pour 2015-2100 à partir de quatre trajectoires socio-économiques partagées. Les lignes épaisses représentent la moyenne multi-modèle et les ombres représentent l'enveloppe d'incertitude 5 à 95%. Le ratio d'écart-type pour la SST et les précipitations est défini par l'écart-type de chaque modèle normalisé par l'écart-type moyenné entre 1995 et 2014. Figure adaptée de l'**IPCC AR6 WG1**.

1.2.1. Quel est le forçage ?

La différence majeure entre l'Holocène moyen et la période actuelle provient du forçage orbital (figure 1.4a). Au MH, les tropiques reçoivent en moyenne moins d'insolation que les extra-tropiques comparés à aujourd'hui. La Terre recevait plus de rayonnement solaire aux hautes latitudes et était plus proche du Soleil au printemps à l'Holocène moyen, en comparaison à l'actuel où la Terre l'est en été. Ceci est dû principalement à une obliquité et

1. *Before Present (Avant le Présent)* : 0 BP correspond à 1950 CE (*Common Era*, ou *Ère commune*)

précession orbitale plus grande. Une des conséquences de cette précession plus grande est que les saisons sont plus marquées dans l'hémisphère nord que dans l'hémisphère sud. Une obliquité plus élevée tend à réduire l'insolation reçue par les tropiques et augmenter celle reçue par les plus hautes latitudes. D'après la figure 1.4a, cela a conduit à une réduction annuelle d'environ 1 W/m^2 à l'équateur et une augmentation d'environ 4 W/m^2 aux pôles et une augmentation (réduction) d'environ 5% de la saisonnalité dans l'hémisphère nord (sud). Je rentre plus en détail sur ce forçage dans le chapitre 2. La concentration en gaz à effet de serre et les couches de glace continentales sont restées plus ou moins constantes, et leurs effets restent faibles au regard des changements d'insolation jusqu'à il y a environ 2000 ans (Braconnot et al., 2019b).

Il y a un certain consensus parmi les études de modélisation : le changement d'insolation a amorti la variabilité d'ENSO (figure 1.4) au début et au milieu de l'Holocène (e.g., An and Choi, 2014; Braconnot et al., 2007, 2012; Clement et al., 2000; Liu et al., 2014; Roberts et al., 2014; An et al., 2018; Iwakiri and Watanabe, 2019a). Ce changement n'est néanmoins pas linéaire sur des échelles de temps décennales à centenaires sur l'ensemble de l'Holocène (e.g., Liu et al., 2014), dans les modèles ainsi que dans les archives paléoclimatiques (e.g., Cobb et al., 2013; Emile-Geay et al., 2016). Plusieurs mécanismes ont été invoqués dans la littérature pour expliquer ces changements, et il y a un vrai besoin d'affiner la compréhension que l'on en a, et en particulier le rôle de l'océan. Comment ce forçage orbital a-t-il agi sur ENSO?

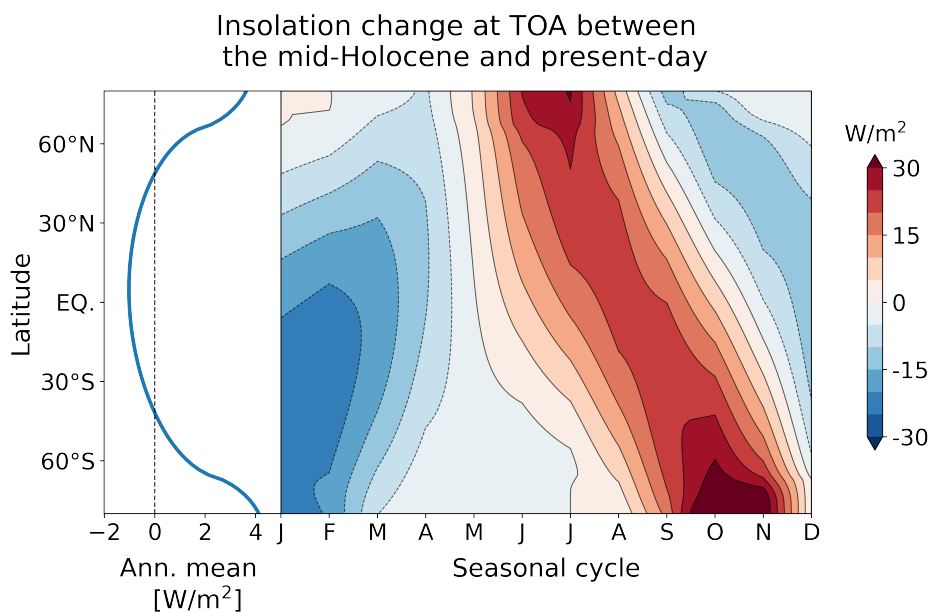


FIGURE 1.4. – Différences en insolation reçu en haut de l'atmosphère (TOA) entre l'Holocène moyen (6000-5000 BP) et la période actuelle (500-0 BP). Moyenne annuelle à gauche et cycle saisonnier à droite. On utilise ici la simulation transitoire Vlr01, référencée dans le chapitre 2.

1.2.2. Principaux mécanismes

Afin de répondre à cette question, j'ai fait une recherche bibliographique, et ai identifié une vingtaine de papiers qui s'appuient sur un travail théorique ou diagnostique, utilisant des modèles de complexité intermédiaire (e.g., Clement et al., 2000) ou de circulation générale

(e.g., Braconnot et al., 2012), ou même d'autres se basant sur des reconstructions climatiques comme les coraux (e.g., Cobb et al., 2013), coquilles (e.g., Carré et al., 2014) ou de synthèse comparative entre modèles et données (e.g., Emile-Geay et al., 2016). Je n'ai donc pas discriminé le type d'études mais plutôt cherché à construire un consensus autour des différents mécanismes présentés. Je récapitule donc quelques mécanismes expliquant comment ENSO a pu être amorti à l'Holocène moyen :

Consensus	Mécanisme
<p>Chiang et al. (2009); An and Park (2013)</p> <p>Saint-Lu et al. (2016)</p> <p>Clement et al. (2000); Otto-Bliesner et al. (2003); Bush (2007); Timmermann et al. (2007); Zheng et al. (2008); Marzin and Braconnot (2009); Braconnot et al. (2012); Luan et al. (2012); Sadekov et al. (2013); An and Choi (2014); Tian et al. (2017); An et al. (2018); Braconnot et al. (2019a); Iwakiri and Watanabe (2019a)</p>	<p>Téléconnexion extratropicale via la Pacific Decadal Oscillation (PDO) : La réduction du forçage stochastique provenant du Pacifique sud affaiblit ENSO, via l'oscillation décennale du Pacifique.</p> <p>Redistribution d'énergie : Les événements El Niño et l'état moyen du Pacifique contribuent à la dissipation de l'excès d'énergie en dehors du Pacifique tropical. À l'Holocène moyen, l'état moyen voit son rôle de pompe à chaleur réduit, tout comme pendant les événements El Niño, comparé à aujourd'hui.</p> <p>Tilt plus fort de la thermocline :</p> <ul style="list-style-type: none"> — L'insolation estivale plus élevée dans l'hémisphère nord a créé des différences importantes entre la SST dans l'est et l'ouest du bassin. Cette asymétrie se voit du fait que l'insolation pendant l'été boréal chauffe préférentiellement l'océan Indien et Pacifique ouest car la réponse aux changements de SST y est plus forte. À cause d'une convection atmosphérique plus profonde à l'ouest du Pacifique, la circulation de Walker se décale aussi vers l'ouest. — La mousson asiatique et donc les alizés étaient plus forts. Le forçage orbital (l'insolation) augmente le contraste thermique entre les deux hémisphères mais aussi entre les continents et les océans. La mousson asiatique plus forte pendant l'été boréal renforce les alizés dans l'océan Indien et l'ouest du Pacifique. Ce renforcement des alizés dans le Pacifique centre-ouest refroidit les eaux de surface par évaporation. <p>Ces deux facteurs freinent le développement d'événements chauds comme ENSO. En effet, les alizés qui soufflent plus forts et le gradient zonal plus intense créent une boucle de rétroaction positive via la rétroaction de Bjerknes, ce qui va exacerber encore plus le gradient, et augmenter le tilt² de la thermocline. Cela va ensuite diminuer la rétroaction de la thermocline et limiter le développement d'ENSO.</p>

2. Le terme qui se rapproche le plus est inclinaison ou pente.

<p>Patricola and Cook (2008); Pausata et al. (2017)</p>	<p>Téléconnexion tropicale via les poussières et la végétation : Il y aurait une influence distante causée par l'expansion du couvert végétal et la réduction de la charge de poussières venant de l'Afrique. L'impact de la végétation et des poussières sur ENSO pourrait expliquer la différence assez large de changements de variance entre MH et PI dans les modèles et les observations.</p>
<p>Luan et al. (2015); Karamperidou et al. (2015)</p>	<p>Changements des types d'évènements El Niño : Une des conséquences de la diminution de la rétroaction de la thermocline serait le changement de type des évènements El Niño. Il y aurait eu plus d'évènements de type centre qu'est Pacifique à l'Holocène moyen, ce qui expliquerait la baisse en amplitude et fréquence d'ENSO, car les EP sont en moyenne plus intenses et associés aux extrêmes. Ce mécanisme est issu d'études se basant purement sur des simulations.</p>
<p>Liu et al. (2000, 2014); White et al. (2018)</p>	<p>Réduction de l'upwelling équatorial : Causés par un réchauffement anormal de la thermocline équatoriale qui est alimentée par des eaux de surface subtropicales du Pacifique sud anormalement chaudes, forcées par l'insolation au MH. Ces eaux plongent dans la thermocline permanente du Pacifique sud pour finalement être transportées dans la thermocline équatoriale. La présence d'eaux anormalement chaudes dans la thermocline équatoriale et anormalement froides en surface affaiblit la stratification océanique et les différentes rétroactions océan-atmosphère positives (surtout la rétroaction liée à la divergence d'Ekman). De plus, la thermocline est en conséquence plus profonde et diffuse du fait de la stratification plus faible, et l'upwelling équatorial est réduit.</p>

TABLE 1.1. – Récapitulatif des différents mécanismes pouvant expliquer la réduction d'ENSO à l'Holocène moyen, dans la littérature issue des études de modélisation. Les mécanismes sont présentés de façon à expliquer la différence entre les conditions entre l'Holocène moyen et le préindustriel.

Un mécanisme par lequel un changement initial dans une composante du climat entraîne une réponse qui amplifie ou atténue ce changement initial est appelé rétroaction : elle peut être positive si elle amplifie, et négative si elle atténue. Le tableau 1.1 fait apparaître différentes rétroactions :

- **Bjerknes** : rétroaction positive pour laquelle un gradient de température des eaux de surface affaibli (renforcé) dans la bande équatoriale affaiblit (renforce) les alizés, qui à leur tour réduisent (augmentent) davantage le gradient zonal de température des eaux de surface (Bjerknes, 1969).
- **Thermocline** : rétroaction généralement positive dans le Pacifique équatorial, dans lequel une anomalie de température des eaux de surface chaude (froide) affaiblit (renforce) les alizés, qui accompagnent une remontée d'eau anormalement chaude (froide) (Jin and An, 1999).

- **Ekman** : rétroaction liée à la divergence d'Ekman dans la région tropicale. En effet, les anomalies SST positives (négatives) affaiblissent (renforcent) les alizés équatoriaux, réduisant (augmentant) la remontée des eaux froides de subsurface dans le Pacifique équatorial Est, renforçant ainsi les anomalies de température à l'origine de cette rétroaction. À noter que la force de Coriolis est bien sûr nulle à l'équateur. L'effet de la divergence d'Ekman à 5°S et 5°N produit l'upwelling équatorial.

Les mécanismes sont liés entre eux. Certaines études ont déjà fait ce lien comme celle de [Iwakiri and Watanabe \(2019a\)](#) qui a lié l'alimentation de la thermocline par des eaux anormalement chaudes provenant du Pacifique sud et le renforcement des alizés au MH comme deux mécanismes couplés pouvant expliquer la diminution de la variabilité d'ENSO.

1.2.3. Vue d'ensemble

Je propose dans la figure 1.5 une schématisation des changements de l'état moyen au MH comparé au PI et la conséquence sur les événements ENSO, issue de mon étude bibliographique.

Au PI, dans les conditions normales, les alizés se réchauffent lorsqu'ils traversent le Pacifique vers l'ouest. L'eau plus chaude est poussée vers le côté ouest du Pacifique, ce qui crée une différence de pression entre l'ouest et l'est, et donc il y a un upwelling d'eau plus froide aux côtes de l'Amérique du Sud. L'air chaud dans l'ouest monte (convection) et l'air frais descend dans l'est : c'est la circulation de Walker (figure 1.1a). Au MH, le changement d'insolation force un cycle saisonnier plus intense dans l'hémisphère nord, et plus marqué dans l'ouest qu'à l'est du Pacifique. Cela est dû à la convection qui y est plus intense. En conséquence, la région est plus marquée par les changements de SST ([Clement et al., 2000](#); [Liu et al., 2000](#)). L'asymétrie entre les deux bassins océaniques renforce les alizés au printemps-été boréal, et décale la circulation de Walker vers l'ouest durant l'été boréal, en lien avec le renforcement de la mousson à grande échelle ([Braconnot et al., 2012](#); [Luan et al., 2012](#)). En même temps, des eaux de surface anormalement chaudes plongent dans la thermocline équatoriale pendant la fin de l'hiver ou au printemps austral quand l'insolation reçue est anormalement plus forte et la couche de mélange est plus profonde ([Liu et al., 2014](#); [White et al., 2018](#)). Les alizés renforcent la pente de la thermocline et approfondissent la thermocline à l'ouest, plus que la normale. De plus, la thermocline est plus chaude. Ceci va réduire la stratification au niveau de l'équateur et ainsi réduire le tilt est-ouest de la thermocline : elle devient plus diffuse.

Au PI, un événement ENSO est caractérisé par une surface de la mer anormalement plus chaude dans le Pacifique central-est. Moins d'eau froide remonte le long de l'Amérique du Sud. L'air chaud monte en altitude vers le Pacifique central, et se déplace vers l'est et l'ouest avant de se refroidir et de descendre (figure 1.1b). Au MH, la thermocline plus diffuse et le tilt renforcé forcent des événements ENSO moins chauds, moins fréquents, avec une amplitude plus faible, et avec une signature plus au centre qu'à l'est du Pacifique équatorial. Les téléconnexions changent en conséquence aussi.

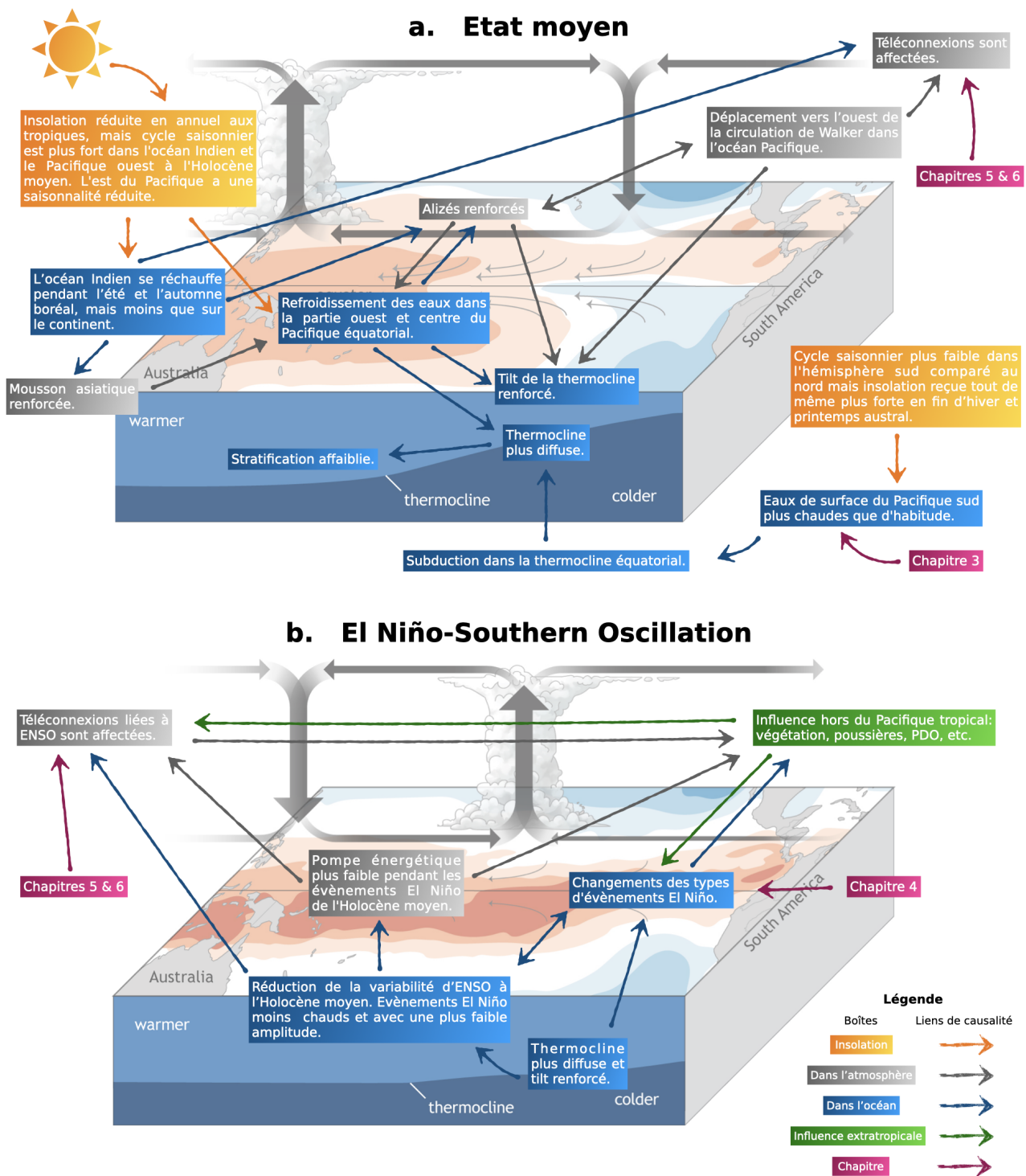


FIGURE 1.5. – Schématisation des mécanismes présentés dans le tableau 1.1. a) Les changements de l'état moyen. b) Ceux associés aux événements El Niño. Les figures derrière les schémas sont adaptées de NOAA Climate.

Résumé

Dans ce chapitre introductif, j'ai exploré l'évolution de la variabilité tropicale au cours de l'Holocène, en mettant plus particulièrement l'accent sur les changements dans le Pacifique. L'Holocène offre une perspective temporelle à long terme pour comprendre les liens entre les modifications de l'état moyen du climat et les caractéristiques des événements El Niño-Southern Oscillation (ENSO), dans un contexte proche de l'actuel. Entre l'Holocène moyen (MH) et la période actuelle, nous avons observé des modifications significatives, avec un refroidissement des hautes latitudes, un réchauffement des tropiques et un changement de saisonnalité marqué.

Le forçage orbital a joué un rôle majeur dans ces changements, modifiant la distribution de l'insolation et impactant ainsi la circulation atmosphérique et océanique. Une des principales conclusions est que, sous le forçage de l'insolation, les changements de circulation dans l'atmosphère et l'océan ont modifié l'état moyen du Pacifique, notamment en diminuant la stratification équatoriale et en renforçant le tilt de la thermocline à l'Holocène moyen. En conséquence, cela a réduit la variabilité des événements ENSO, leur amplitude et a altéré leur diversité.

Questions

Pour la suite du manuscrit de thèse, trois questions sous-jacentes se posent. Ces questions guideront notre exploration des mécanismes qui expliquent les changements climatiques observés à l'Holocène dans la suite de ce manuscrit.

1. La réduction de rétroaction de la thermocline semble être l'un des mécanismes les plus robustes de réponse à l'insolation à l'Holocène moyen. Cependant, d'autres études suggèrent également un rôle potentiel des eaux subtropicales du Pacifique sud dans l'alimentation de la thermocline équatoriale et la réduction de l'upwelling équatorial. Est-ce que la réduction de la rétroaction de la thermocline ou celle de l'upwelling équatorial a un rôle majeur au cours des derniers 6000 ans? Y a-t-il un rôle potentiel des eaux subtropicales du Pacifique sud et peut-on le quantifier? J'approfondis ces questions dans le chapitre 3.
2. La réduction de la variabilité à l'Holocène a aussi affecté la diversité des événements El Niño à l'Holocène, mais comment? Est-ce bien les événements centre Pacifique qui étaient plus présents qu'est Pacifique à l'Holocène moyen? Encore très peu étudié, cela nous permettra d'atteindre, ou non, un consensus sur les changements potentiels de diversité d'ENSO à l'Holocène. J'aborde ces questions dans le chapitre 4.
3. Les changements dans la circulation atmosphérique et océanique du Pacifique équatorial ont eu un impact sur les téléconnexions. L'océan Indien est le bassin adjacent au Pacifique, une question qu'on peut se demander : comment les téléconnexions ont varié entre les deux bassins? Je regarde ces changements au travers des chapitres 5 et 6.

MODÈLE, MÉTHODES ET NOTIONS DE (PALÉO)CLIMATOLOGIE

Dans le chapitre 1, j'explique brièvement le consensus de la littérature concernant l'évolution du climat tropical entre l'Holocène moyen et aujourd'hui. Ce chapitre de thèse présente les différentes terminologies, méthodes, ainsi que les modèles et simulations utilisées pendant ma thèse.

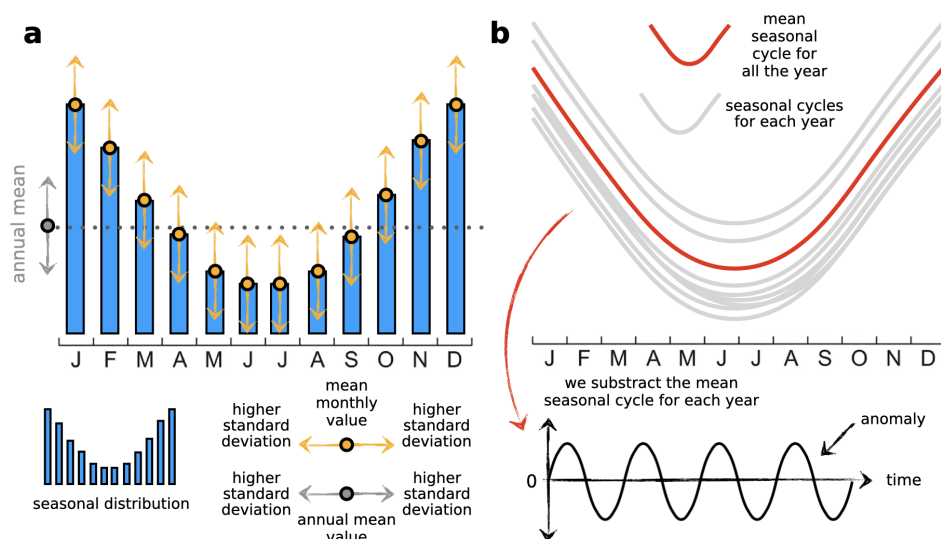


FIGURE 2.1. – a) Distribution idéalisée d'un cycle saisonnier moyen. Les ronds orange désignent la moyenne mensuelle pendant une période donnée. La déviation de cette valeur mensuelle pour une année donnée (qu'elle soit positive ou négative) aura une forte variabilité (écart-type), et inversement. Le rond gris désigne la moyenne annuelle pour le cycle saisonnier moyen donné sur une période. Pour une année donnée, si sa moyenne s'écarte fortement (faiblement) de celle sur la période donnée, alors sa variabilité sera grande (faible). b) Cycles saisonniers idéalisés sur une période donnée (en gris) et le cycle saisonnier moyen sur la période (en rouge). En soustrayant ce cycle saisonnier moyen à tout le signal (sur la période donnée), alors on obtient l'anomalie du signal (courbe noire). La définition de l'anomalie est entièrement dépendante de la période de référence utilisée.

2.1. Cycle saisonnier, moyenne annuelle et variabilité interannuelle : de quoi s'agit-il ?

Le cycle saisonnier représente les variations régulières qui se produisent au cours d'une année, comme les changements de température, de précipitations ou d'autres paramètres

climatiques, en raison des saisons (figure 2.1). La moyenne annuelle est une mesure agrégée de ces paramètres sur l'ensemble de l'année, permettant d'obtenir une vue d'ensemble du climat sur l'année (figure 2.1a). La variabilité interannuelle se réfère aux fluctuations d'une année à l'autre dans ces paramètres, qui peuvent être influencées par des phénomènes climatiques comme ENSO. Dans cette thèse, j'utilise plusieurs critères pour regarder cette variabilité. D'une part, j'utilise le filtrage par bande-passante, en éliminant les hautes et basses fréquences du signal afin de ne garder que ce qui est dû aux fluctuations interannuelles. D'autre part, j'utilise l'écart-type annuel, qui permet d'avoir une mesure de la déviation de la moyenne annuelle (figure 2.1a). Les deux méthodes donnent les mêmes résultats sur les grandes tendances à l'Holocène. Aussi, je fais appel aux anomalies, notamment pour le calcul de certains indices climatiques. Dans cette thèse, une anomalie représente un écart à un cycle saisonnier moyen calculé sur une période spécifiée (figure 2.1b). L'amplitude ou la variance de ces anomalies est aussi une mesure de la variabilité du signal. Il y a une dernière subtilité, je regarde aussi la variabilité du cycle saisonnier, en calculant l'écart-type pour chaque mois de l'année (figure 2.1a). Cela permet de regarder quand dans l'année le cycle saisonnier varie le plus, mesure importante pour mieux comprendre comment est lié le cycle saisonnier avec la variabilité interannuelle.

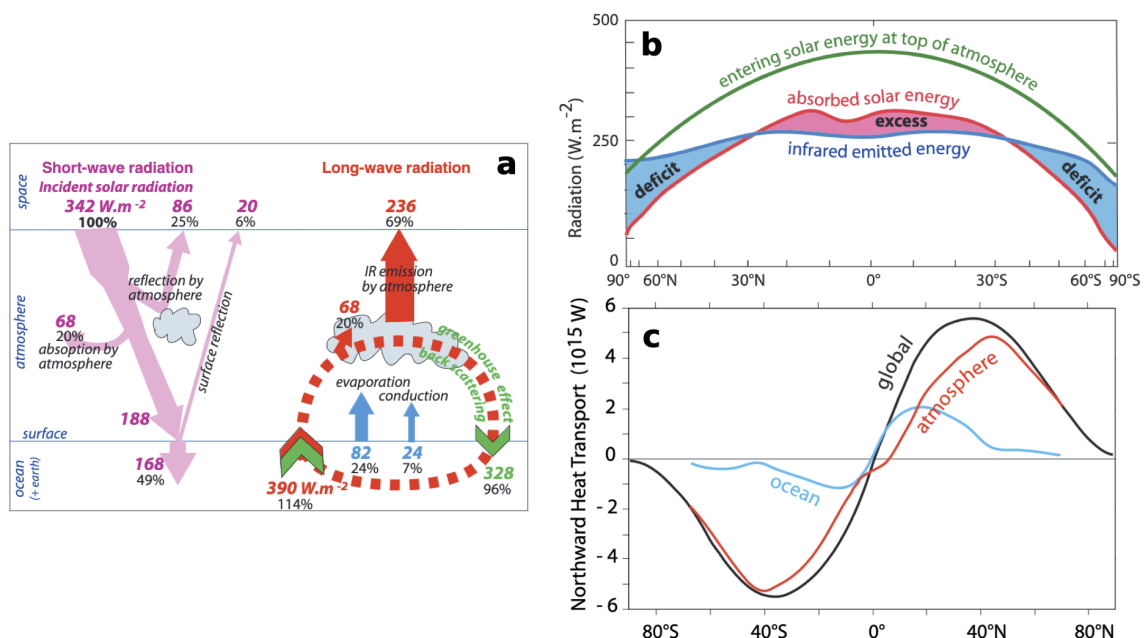


FIGURE 2.2. – a) Bilan énergétique à la surface de la Terre, dans et au sommet de l'atmosphère. b) Distribution latitudinale moyenne de l'énergie sur Terre. c) Transport annuel moyen (10^{15} W) global, de l'atmosphère et de l'océan. Figure adaptée de Fieux and Webster (2017).

2.2. Circulation atmosphérique et océanique

La circulation générale de l'atmosphère est entièrement régie par la radiation solaire reçue par la Terre. Les rayonnements solaires interagissent avec l'atmosphère : $\sim 30\%$ sont renvoyés vers l'espace, tandis que $\sim 20\%$ sont absorbés par l'atmosphère (figure 2.2a). En raison de la forme sphérique de la Terre, l'énergie solaire reçue n'est pas répartie uniformé-

ment à sa surface. Les mouvements de l'atmosphère et de l'océan jouent un rôle crucial dans le transfert d'énergie des zones excédentaires vers les zones déficitaires. Les tropiques reçoivent plus d'insolation en moyenne que les hautes latitudes (figure 2.2b). Cette différence d'apport solaire génère d'importantes tendances de circulation atmosphérique globale : l'air fortement chauffé dans les tropiques a tendance à monter. Si la planète n'avait pas de rotation, on aurait une seule grande cellule de circulation atmosphérique, dans laquelle l'air chaud s'élèverait à l'équateur, se déplacerait vers les régions polaires plus froides, descendrait, puis reviendrait pour remplacer l'air à l'équateur. Or, la Terre tourne autour d'elle-même, et alors l'atmosphère terrestre contient six cellules de circulation d'air (trois dans l'hémisphère nord et trois dans l'hémisphère sud) qui distribuent l'excédent de chaleur de l'équateur aux pôles (figure 2.3a). Cet excédent de chaleur est transféré de l'équateur vers les pôles essentiellement par l'atmosphère. En effet, l'atmosphère contribue à hauteur de 78 % (contre 22 % pour l'océan) à ce transport énergétique dans l'hémisphère nord et 89 % (11 % pour l'océan) dans l'hémisphère sud (Trenberth and Caron, 2001).

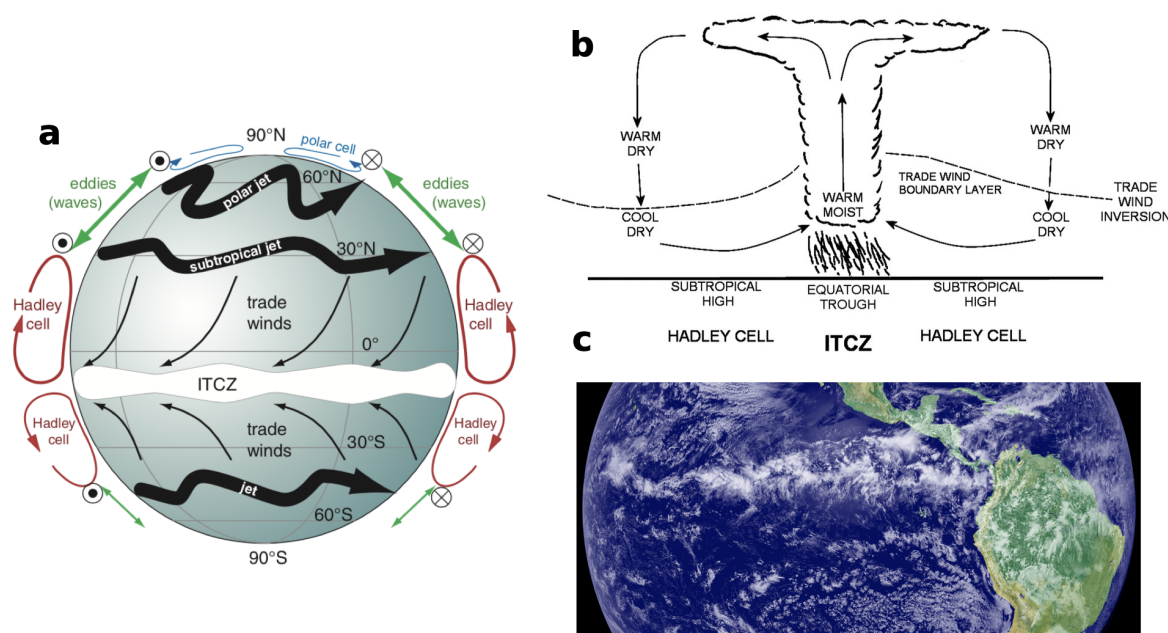


FIGURE 2.3. – a) Modèle tri-cellulaire de la circulation atmosphérique méridionale. Les tropiques sont caractérisés par les cellules de Hadley (pour chaque hémisphère). Figure adaptée de Stull (2017). b) La zone de convergence intertropicale (ITCZ) est l'endroit où les deux cellules convergent dans les tropiques. Figure adaptée de Nicholson (2018). c) Image satellitaire de l'ITCZ venant de la combinaison de données de nuages du Geostationary Operational Environmental Satellite (GOES-11) de la NOAA. Figure adaptée de GOES Project Science Office.

Dans les tropiques, le transport méridional d'énergie se fait via les cellules de Hadley dans les deux hémisphères (figure 2.3a). L'air chaud monte proche de l'équateur et se déplace vers les plus hautes latitudes, jusqu'à environ 30°N dans l'hémisphère nord et 30°S dans l'hémisphère sud, où il descend (à noter que sur son chemin, l'air devient froid) (figure 2.3b). Le chauffage à l'équateur provoque la montée de l'air, se divisant en un flux d'air vers les pôles dans la haute atmosphère. La cellule de Hadley a été pour la première fois étudiée par George Hadley¹ pour expliquer la circulation des alizés, mais sa théorie ne prenait pas

1. George Hadley était un avocat avant de s'intéresser à la météorologie.

en compte la rotation de la Terre (Hadley, 1735). Et justement, la limite de 30° dans chaque hémisphère est due à la vitesse de rotation de la Terre. Chaque cellule de Hadley varie de manière saisonnière, avec l'hémisphère d'hiver qui a la cellule de Hadley la plus intense (car déficiente d'énergie). La position des cellules varie aussi en fonction des variations de température à la surface de la Terre. La température de surface des océans a une variation saisonnière beaucoup plus faible que celles des masses continentales, à cause de leur capacité calorifique plus faible. Les variations saisonnières latitudinales de la position des cellules de Hadley sont donc plus marquées au niveau des continents. La zone de convergence intertropicale (ITCZ) est l'endroit où convergent les cellules de Hadley dans les tropiques, à la rencontre des vents alizés du nord et du sud, où la forte convection est associée à des pluies intenses (figure 2.3b et c). Elle se déplace au cours de l'année en suivant le cycle saisonnier de l'insolation. La position de l'ITCZ peut atteindre jusqu'à 30°N en été boréal sur le continent asiatique, et jusqu'à 20°S en été austral en Australie par exemple. La Terre reçoit le plus d'insolation dans les tropiques de l'hémisphère nord en moyenne annuelle, ce qui explique que la position moyenne de l'ITCZ se trouve dans l'hémisphère nord. La position de l'ITCZ est définie de plusieurs manières dans la littérature, par exemple maximum de pluviosité, convergence des vents, mais chaque indicateur de position de l'ITCZ ne donne pas forcément les mêmes positions.

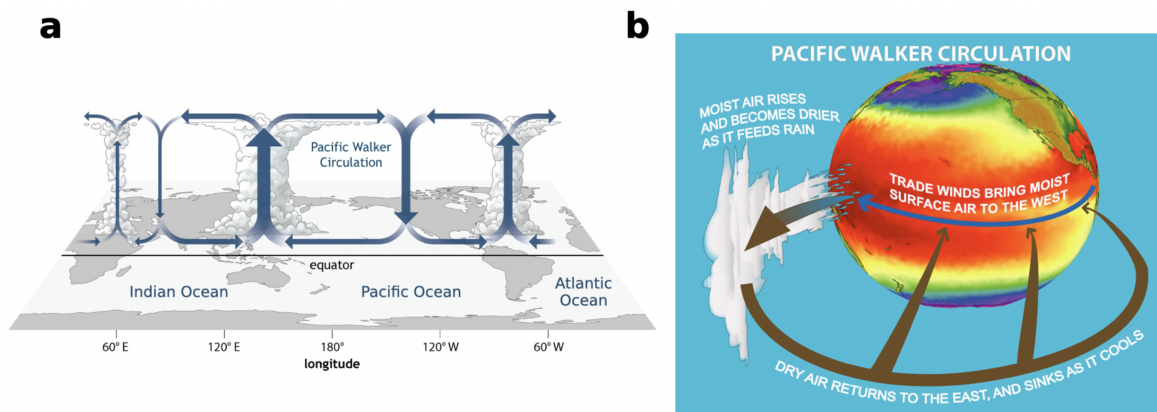


FIGURE 2.4. – a) Circulation de Walker, caractérisée par des cellules convectives dans la bande équatoriale. Figure adaptée de [NOAA Climate](#). b) Circulation de Walker du Pacifique. Figure adaptée de [NOAA Geophysical Fluid Dynamics Laboratory](#).

La circulation de Walker, qui correspond à la circulation tropicale longitudinale, est appelée en hommage à Sir Gilbert Walker² qui a été le premier à trouver la fameuse relation inverse des pressions atmosphériques à travers l'océan Pacifique entre Darwin (Australie) et Tahiti, appelée la Southern Oscillation (SO) (Walker, 1923). Jacob Bjerknes étend l'étude sur la SO et la complète avec une vision verticale : l'air monte à l'ouest du Pacifique et redescend dans l'est (Bjerknes, 1969). La force de Coriolis est causée par la rotation de la Terre qui dévie les vents et courants vers la droite dans l'hémisphère nord, et à gauche dans l'hémisphère sud. Quand on s'approche de l'équateur, celle-ci tend vers zéro, ce qui explique en partie l'existence de la circulation de Walker. Les gradients de SST dans les bassins océaniques et le contraste de température entre continents et océans conditionnent aussi la circulation de Walker. Il y a un fort couplage entre convection et circulation grande échelle pour la

2. C'est après avoir obtenu le poste de directeur-général de l'India Meteorological Department en 1904 que Sir Gilbert Walker s'est intéressé à la météorologie.

circulation de Walker (figure 2.4a). Dans l’océan Pacifique, la cellule de Walker se caractérise par une branche montante d’air chaud à l’ouest du Pacifique, là où est localisée la piscine d’eau chaude³ (figure 2.4b). L’air montant se déplace ensuite vers l’est et se refroidit dans la haute troposphère, soutenu par les hautes pressions subtropicales (figure 2.4b). À l’est du Pacifique équatorial, le long de la côte ouest de l’Amérique du Sud, l’air refroidi redescend, formant une boucle descendante qui complète la circulation de Walker. Cette circulation de Walker est maintenant par la rétroaction de Bjerknes qui maintient la faible pression à l’ouest et forte pression à l’est du Pacifique (Bjerknes, 1969).

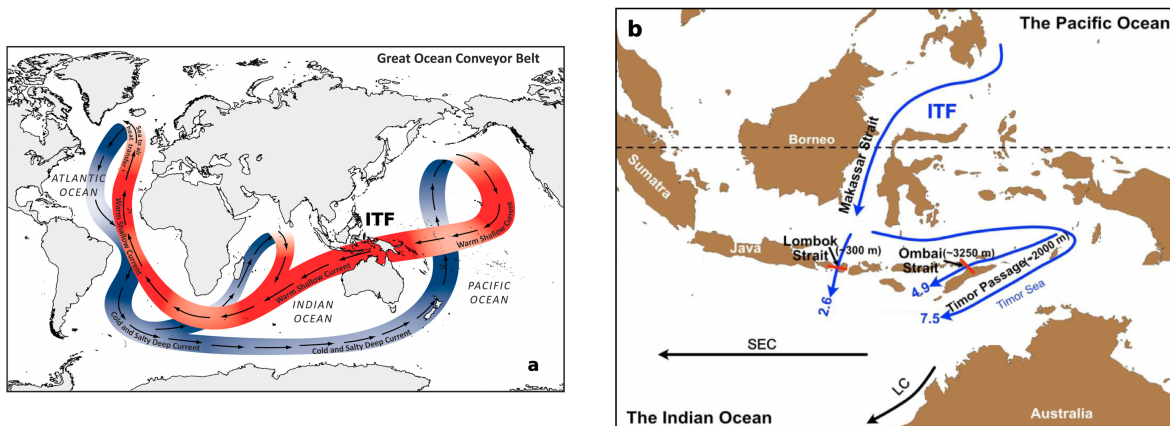


FIGURE 2.5. – a) Circulation thermohaline dans l’océan. Figure adaptée de Tillinger (2011). b) Circulation de l’Indonesian Throughflow (ITF). Figure adaptée de Pang et al. (2021).

La circulation thermohaline est un modèle de circulation océanique mondiale entraîné par les différences de température et de salinité (figure 2.5a). Les eaux chaudes et salées en surface se déplacent vers les pôles, tandis que les eaux froides et moins salées remontent à la surface près de l’équateur. Ce processus a des implications majeures sur le climat global en distribuant la chaleur. Le transport à travers l’Indonesian Throughflow (ITF) est un régulateur important de la circulation méridionale entre les océans Pacifique et Indien, et de la circulation thermohaline (figure 2.5a et b). Il est caractérisé par le flux d’eau chaude et salée de l’océan Pacifique vers l’océan Indien à travers les passages étroits et complexes des archipels indonésiens, traversant les détroits de Makassar, Karimata, Lombok, d’Ombai et Timor. Au total, son transport moyen à travers les différents archipels atteint 15 Sv⁴ (Feng et al., 2018, figure 2.5b). Sa variation interannuelle fait l’objet d’étude à cause de son lien avec ENSO, et l’impact sur le cycle hydrologique dans le secteur indonésien (Santoso et al., 2022). Je parle plus en détail de la circulation océanique dans le chapitre 3.

2.3. Simulations transitoires du modèle de l’IPSL

Pendant ce travail de thèse, j’ai utilisé plusieurs simulations climatiques pour décrire les changements au cours de l’Holocène. Ces dernières ont toutes la particularité d’être des simulations transitoires. La capacité à réaliser des simulations transitoires aussi longues est relativement récente, et les simulations que j’ai utilisées dans le cadre de cette thèse ont été parmi les premières de ce type et avec un modèle climatique aussi complet. Je fais le choix

3. Elle est appelée *Warm Pool* en anglais.

4. 1 Sv est équivalent à $10^6 \text{ m}^3/\text{s}$.

de parler dans cette section juste des simulations de l'Institut Pierre-Simon Laplace (IPSL) car ce sont celles qui ont servi pour la base de mon travail. Mais pour les chapitres suivants, dès qu'il est question d'autres simulations qui ne sont pas celles de l'IPSL, l'information sera référencée dans les papiers ou dans les introductions des chapitres.

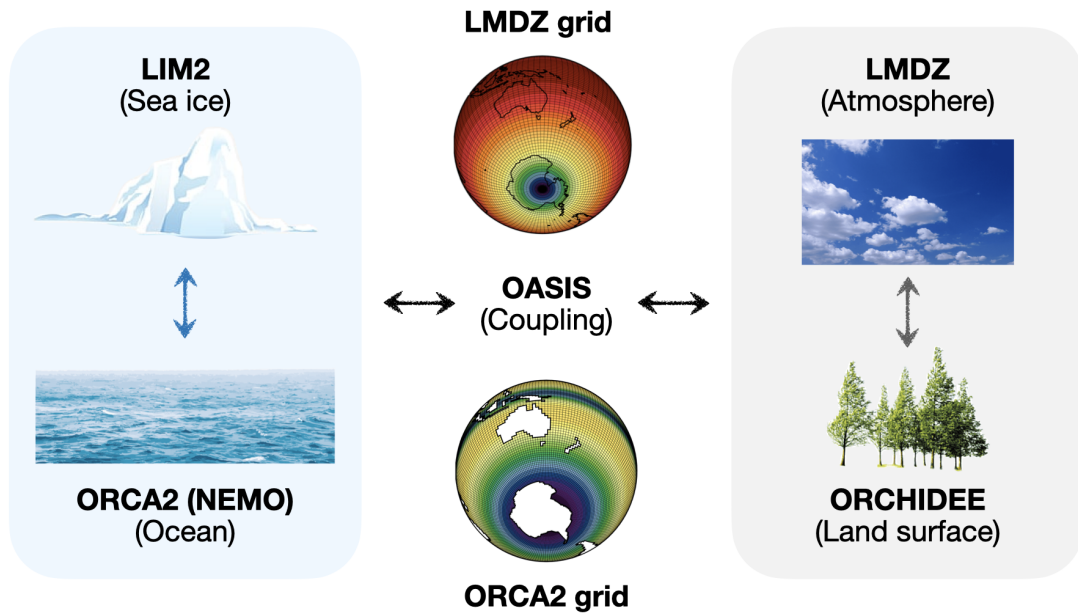


FIGURE 2.6. – Schéma des composants du modèle de l'IPSL, qui ont servi à réaliser les simulations transitoires Vlr01 et Sr02. Les spécificités propres aux simulations transitoires sont expliquées dans le texte. Les figures des grilles LMDZ et ORCA2 sont adaptées de Sepulchre et al. (2020).

Les simulations transitoires que j'ai utilisées sont issues du modèle de circulation générale de l'IPSL, où contrairement aux simulations à l'équilibre, ici ont varié continuellement de l'Holocène moyen (~ 6000 ans) les concentrations de gaz à effet de serre et l'insolation (à travers le forçage orbital). La variabilité du climat dans le modèle englobe à la fois les fluctuations résultant des influences externes (forçage orbital) et celles issues des processus internes. Elle offre ainsi une perspective permettant d'analyser les tendances à long terme du climat moyen ainsi que les caractéristiques de variabilité, dans un cadre propice à l'étude de l'évolution climatique sur une période de 6000 ans et des interactions associées. Je me suis concentrée sur deux simulations : TR5AS-Vlr01 (dans la suite de la thèse, soit Vlr01 ou IPSL01) et TR6AV-Sr02 (soit Sr02 ou IPSL02, Braconnot et al., 2019b). Elles ont été réalisées avec une version modifiée du modèle IPSL-CM5A-LR. Il s'agit de simulations transitoires de 6000 BP qui s'arrêtent en 1950 CE, correspondant à 6000 ans de données mensuelles.

Vlr01 a été produite avec le modèle IPSL-CM5A-LR (Marti et al., 2010; Dufresne et al., 2013) et Sr02 avec une version modifiée de IPSL-CM5A-LR qui n'est pas référencée dans la nomenclature IPSL (Braconnot et al., 2019b). Les composants du modèle de l'IPSL sont représentés dans la figure 2.6. Les deux simulations partagent le même modèle d'océan NEMO (Madec and the NEMO System Team, 2023) et d'atmosphère LMDZ (Hourdin et al., 2013). Vlr01 et Sr02 ont la même résolution dans l'océan, mais pas dans l'atmosphère. Dans l'océan, le modèle océanique ORCA2 (NEMO) a une grille de 149×182 points en latitude et longitude ($\sim 2^\circ$) et 31 niveaux verticaux. La grille océanique est conçue de manière à

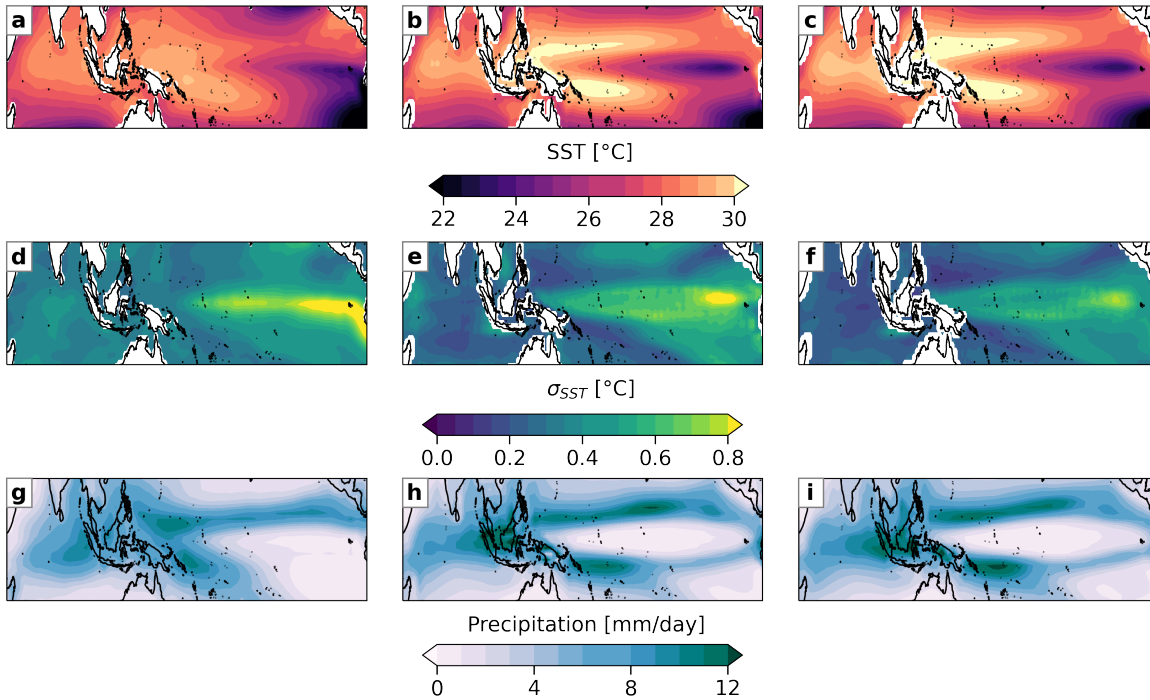


FIGURE 2.7. – Comparisons avec les observations de SST en moyenne annuelle entre a) Centennial in situ Observation-Based Estimates version 2 (COBE-SST2, [Hirahara et al., 2014](#)) entre 1950 et 2019 CE et les derniers 50 ans des simulations transitoires b) Vlr01 et c) Sr02, correspondant à 1900-1950 CE. Comparaisons entre la variabilité, ici la déviation standard annuelle de SST, de d) COBE-SST2 (1950-2019 CE), et les 50 dernières années des simulations transitoires e) Vlr01 et f) Sr02. Comparaisons avec les observations de précipitations de g) CPC Merged Analysis of Precipitation (CMAP, [Xie and Arkin, 1997](#)) entre 1979 et 2022 CE, et les derniers 50 ans des simulations transitoires h) Vlr01 et i) Sr02, soit 1900-1950 CE.

améliorer la résolution autour de l'équateur et aux pôles (figure 2.6). Sr02 utilise le modèle atmosphérique LMDZ avec une grille de 144×142 points en latitude et longitude ($\sim 2^\circ$) et 39 niveaux verticaux ([Hourdin et al., 2013](#)), alors que Vlr01 utilise LMDZ avec une grille de 96×96 en latitude et longitude ($\sim 3^\circ$) et 39 niveaux verticaux ([Marti et al., 2010](#)). Le modèle de glace de mer LIM2 est intégré dans le modèle océanique NEMO pour représenter la dynamique et la thermodynamique de la glace de mer ([Fichefet and Maqueda, 1997](#)). Le modèle biogéochimique océanique PISCES est également couplé à la physique et à la dynamique océaniques pour représenter la biochimie marine et le cycle du carbone ([Aumont and Bopp, 2006](#)). Le modèle de surface terrestre ORCHIDEE comprend un cycle de carbone interactif, et prend en compte l'écoulement des rivières afin de fermer le bilan d'eau entre les continents et l'océan ([Krinner et al., 2005](#)). L'océan, la glace de mer et l'atmosphère sont couplés de manière journalière grâce au coupleur OASIS ([Valcke, 2013](#)). Les simulations transitoires Vlr01 et Sr02 suivent le protocole expérimental pour le Paleoclimate Modelling Intercomparison Project phase 4 décrit dans [Otto-Bliesner et al. \(2017\)](#), pour ce qui est du forçage orbital et des concentrations en gaz à effet de serre au cours de l'Holocène. Vlr01 contient une couverture végétale d'une simulation contrôle préindustrielle est utilisée tout au long de la simulation transitoire ([Braconnot et al., 2019a](#)). Sr02 possède une composante

surface terrestre ORCHIDEE substantiellement modifiée pour inclure une hydrologie à 11 couches et une végétation dynamique qui change tout au long de la simulation (Braconnot et al., 2019a). La concentration atmosphérique de CO₂ augmente lentement de 264 ppm à l'Holocène moyen à 280 ppm pour le climat préindustriel vers 100 BP (1850 CE), puis a une augmentation rapide de 100 BP à 0 BP (1950 CE) (Braconnot et al., 2019b).

Dans l'océan Pacifique tropical, il y a un biais systématique avec la partie est qui est trop chaude par rapport à la partie ouest quand on compare aux observations de Centennial in situ Observation-Based Estimates version 2 (COBE-SST2, Hirahara et al., 2014, figure 2.7a-c), ce qui est une faiblesse commune des modèles couplés océan-atmosphère (Dufresne et al., 2013). Toujours dans le Pacifique, un autre biais courant est la langue d'eau froide le long de l'équateur qui s'étend trop à l'ouest (figure 2.7a-c). La piscine d'eau chaude est érodée dans le modèle de l'IPSL. Aussi, le Pacifique équatorial est trop fortement affecté par l'upwelling équatorial, plus qu'il ne le devrait. Cela affecte la saisonnalité des températures de surface du Pacifique équatorial, par exemple dans la boîte Niño3.4 (5°S-5°N, 170°W-120°), souvent utilisée pour étudier ENSO (figure 2.8d). Dans les plus hautes latitudes, il y a un biais froid systématique. Ce biais a déjà été signalé dans plusieurs modèles couplés utilisant NEMO (e.g., IPSL-CM5A décrit dans Dufresne et al., 2013). Bellenger et al. (2014) ont étudié la représentation du phénomène d'ENSO dans les modèles du Coupled Model Intercomparison Project (CMIP) et donné un score pour chacun des modèles en fonction de leur capacité à simuler ENSO. D'après cet article, le modèle IPSL-CM5A-LR arrive à simuler les grandes caractéristiques d'ENSO, ce qui est vérifié en comparant avec l'écart-type des SST de COBE-SST2 (figure 2.7d-f), mais les rétroactions atmosphériques sont sous-estimées. Il existe un biais dans le modèle de l'IPSL qui produit trop d'événements El Niño pendant le printemps boréal (mars à juin) alors que dans les observations, le maximum de variabilité est observé en hiver boréal (décembre à janvier) en comparant avec le cycle saisonnier de l'écart type des SST de COBE-SST2 et NOAA Extended Reconstructed Sea Surface Temperature version 5 (ERSSTv5, Huang et al., 2017, figure 2.8h). Il existe aussi un biais systématique dans la position des anomalies de pression (SLP) du niveau de la mer du Pacifique équatorial qui s'étendent trop loin à l'ouest, à cause de l'érosion de la piscine d'eau chaude (et inversement). Cependant, les anomalies de SLP restent proches aux observations (Sepulchre et al., 2020).

Le dipôle de l'océan Indien (IOD) est un mode de variabilité, que j'expliquerais plus en détail dans la suite de cette thèse (chapitres 5 et 6). Je l'étudie dans le cadre de ses téléconnexions avec ENSO. La phase positive de l'IOD est caractérisée par des eaux plus froides dans l'est (EIO, 10°S-0°, 90°E-110°E) et chaudes dans l'ouest (WIO, 10°S-10°N, 50°E-70°E). On utilise le Dipole Mode Index (DMI) pour caractériser l'IOD : il s'agit de la différence entre WIO et EIO (Saji et al., 1999). Les simulations reproduisent bien les grandes caractéristiques en SST de l'océan Indien en comparant avec COBE-SST2 (figure 2.7a-c). Sr02 reproduit bien le cycle saisonnier en SST dans WIO, mais dans EIO et pour le gradient zonal (WIO-EIO), il y a une légère surestimation de la SST en automne boréal (SON) on comparant à COBE-SST2 et ERSSTv5 (figure 2.8a-c). Vl01 sous-estime la SST de l'EIO pendant SON, ce qui cause une surestimation plus grande du gradient zonal de SST entre WIO et EIO durant SON, comparé à Sr02 (figure 2.8a-c). En termes de variabilité de la SST, Vl01 surestime l'IOD à cause d'une surestimation de l'EIO, toujours pendant SON. La variabilité de la SST de l'IOD, EIO et WIO dans Sr02 semble avoir la correspondance la plus proche aux observations (figure 2.8e-g).

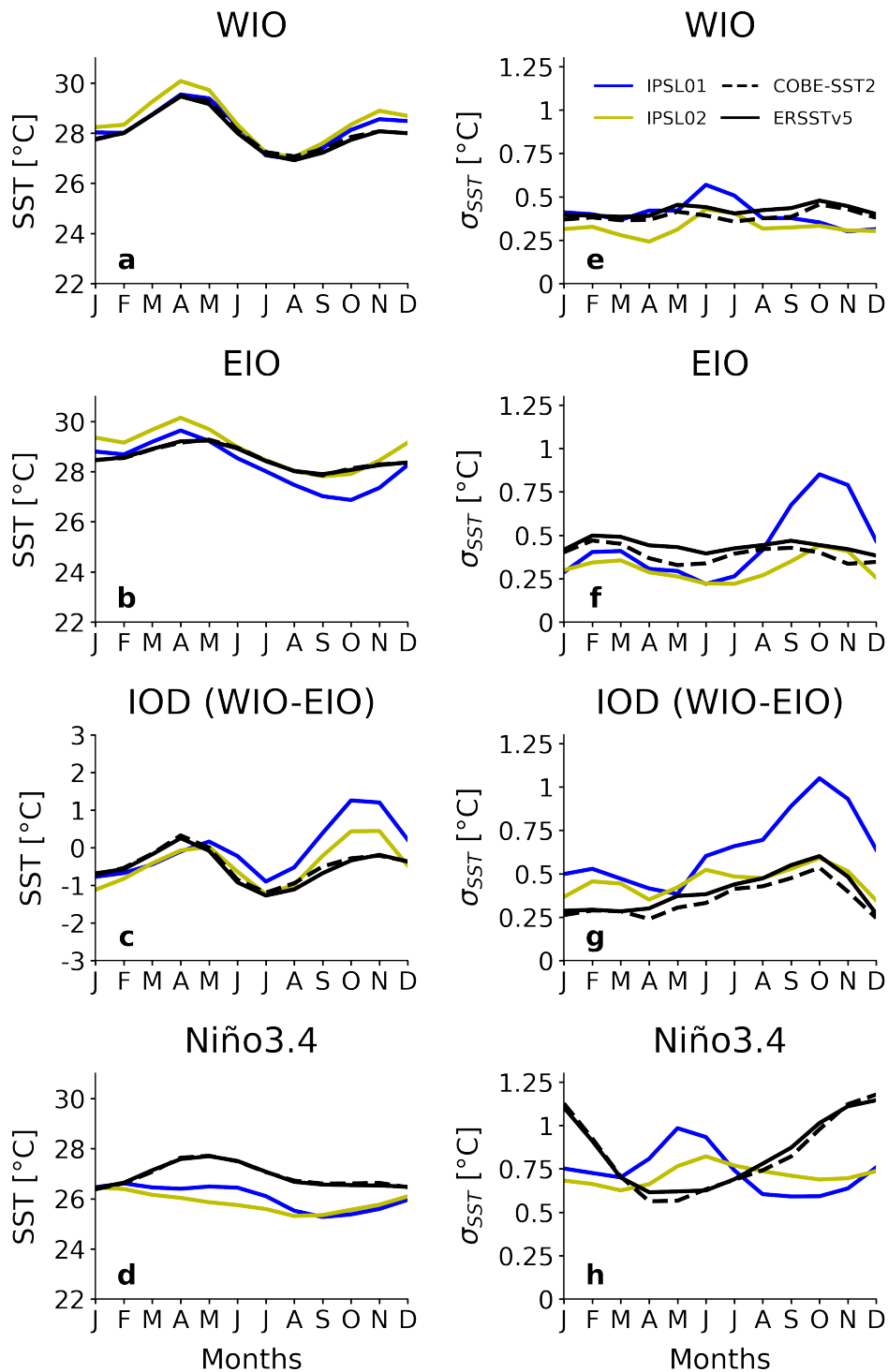


FIGURE 2.8. – Cycle saisonnier de SST pour les derniers 100 ans des simulations transitoires Vlr01 en bleu et Sr02 en jaune (1850-1950 CE) et leur comparaison aux observations de Centennial in situ Observation-Based Estimates version 2 (COBE-SST2, Hirahara et al., 2014) en ligne pointillée noire et NOAA Extended Reconstructed Sea Surface Temperature version 5 (ERSSTv5, Huang et al., 2017) en ligne continue noire sur la période 1950-2019. On prend les indices de SST a) dans l’ouest de l’océan Indien (WIO, 10°S-10°N, 50°E-70°E), b) dans l’est de l’océan Indien (EIO, 10°S-0°, 90°E-110°E), c) la différence entre WIO et EIO, qui correspond au Dipole Mode Index (DMI), proxy de l’intensité du dipôle de l’océan Indien (IOD) et d) dans la boîte Niño3.4 (5°S-5°N, 170°W-120°). La même chose pour e), f), g) et h) mais pour l’écart type du cycle saisonnier de SST.

La représentation des précipitations est similaire pour toutes les versions du modèle de l'IPSL, qui sont capables de reproduire qualitativement les principales structures observées de CPC Merged Analysis of Precipitation (CMAP, Xie and Arkin, 1997, figure 2.7g-i). Mais on peut tout de même parler des biais de manière qualitative. Dans les tropiques, les simulations montrent la structure dite de la double ITCZ avec un premier maximum réaliste de précipitations autour de 5°N et un maximum secondaire autour de 5°S, qui n'est pas observé (figure 2.7g-i). Les précipitations de moussons sur l'Afrique de l'ouest et le sous-continent Indien ne s'étendent pas suffisamment vers le nord (Dufresne et al., 2013). Les précipitations simulées sont trop fortes sur l'océan Indien tropical par rapport aux observations (figure 2.7g-i). Le raffinement de la grille atmosphérique horizontale de Vlr01 à Sr02, améliore légèrement la représentation des moussons indienne et ouest-africaine, qui s'étendent plus au nord, mais il tend à renforcer la structure double de l'ITCZ. C'est ce que Sepulchre et al. (2020) expliquent quand on passe de la grille atmosphérique d'IPSL-CM5A-LR à la plus raffinée d'IPSL-CM5A-MR.

Les biais que je mentionnais avant sont valables pour les simulations transitoires, mais comme expliqué plus haut, au fil de la simulation, l'insolation et les gaz à effet de serre changent, ce qui fait que l'état moyen du climat change aussi. Dans ce cas, on peut utiliser les archives paléoclimatiques comme comparaison par rapport à nos simulations (ces données présentent aussi des biais, le travail de comparaison est alors souvent qualitatif). D'après les archives paléoclimatiques, la réduction de variabilité d'ENSO entre MH et PI pourrait atteindre 30 à 60 % mais la plupart des modèles montrent environ 10 à 15 % de réduction (Emile-Geay et al., 2016). En utilisant la SST passée sous bande passante de 2 à 10 ans dans la boîte Niño3.4 (5°N-5°S, 170°W-120°W), Vlr01 et Sr02 montrent une diminution de la variabilité d'environ 19 % (figure 2.9) entre PI et MH (en prenant respectivement 500-0 BP et 6000-5500 BP respectivement). Les simulations simulent assez bien ce changement de variabilité associé à ENSO. Il est difficile de parler de biais sur l'aspect transitoire de la simulation, car le climat est chaotique même au sein des modèles. Cependant, dans la suite de ce manuscrit de thèse, j'ai confiance en ce qui concerne les grandes tendances climatiques. De plus, l'utilisation relativement récente de simulations transitoires offre la possibilité d'étudier la variabilité et la diversité du phénomène ENSO ainsi que de ses téléconnexions sur le long terme.

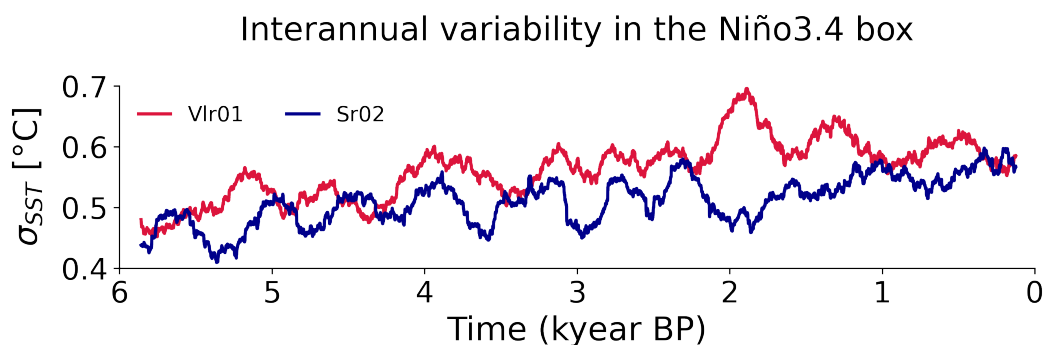


FIGURE 2.9. – Variabilité interannuelle des SST dans la boîte Niño3.4 (5°S-5°N, 170°W-120°W) par écart-type par fenêtre glissante de 250 ans pour Vlr01 et Sr02. Pour n'avoir que la variabilité interannuelle, on filtre les SST afin de garder que les périodes entre 2 et 10 ans.

2.4. Données paléoclimatiques

Dans cette thèse, je fais référence à plusieurs types d'archives paléoclimatiques : coraux, bivalves, foraminifères et spéléothèmes (figure 2.10). Ils ont tous la particularité d'enregistrer des informations de leur environnement que l'on peut utiliser pour reconstruire les climats passés. Pour ces archives en particulier, on utilise le rapport isotopique des atomes stables de l'oxygène que l'on appelle $\delta^{18}\text{O}$:

$$\delta^{18}\text{O} = \left(\frac{\left(\frac{^{18}\text{O}}{^{16}\text{O}} \right)_{\text{échantillon}}}{\left(\frac{^{18}\text{O}}{^{16}\text{O}} \right)_{\text{référence}}} - 1 \right) \times 1000 \text{ ‰} \quad (2.1)$$

Le $\delta^{18}\text{O}$ est exprimé en ‰ (pour mille) et représente l'écart relatif avec la référence. Le ratio de référence est comparé à un standard différent pour l'eau et les carbonates (CaCO_3). Pour l'eau, la référence est le Standard Mean Ocean Water (SMOW, Craig, 1961), dont la valeur calibrée par l'International Atomic Energy Agency (IAEA) est appelée Vienna SMOW (VSMOW). Pour les carbonates, comme le squelette des coraux, les coquilles de bivalves et foraminifères, et les spéléothèmes, on utilise la valeur du Peedee Belemnite (PDB, Craig, 1957), correspondant à une espèce de bélemnites du Crétacé supérieur aux États-Unis. On peut convertir la référence VSMOW en référence PDB, et inversement, via des équations des conversions.

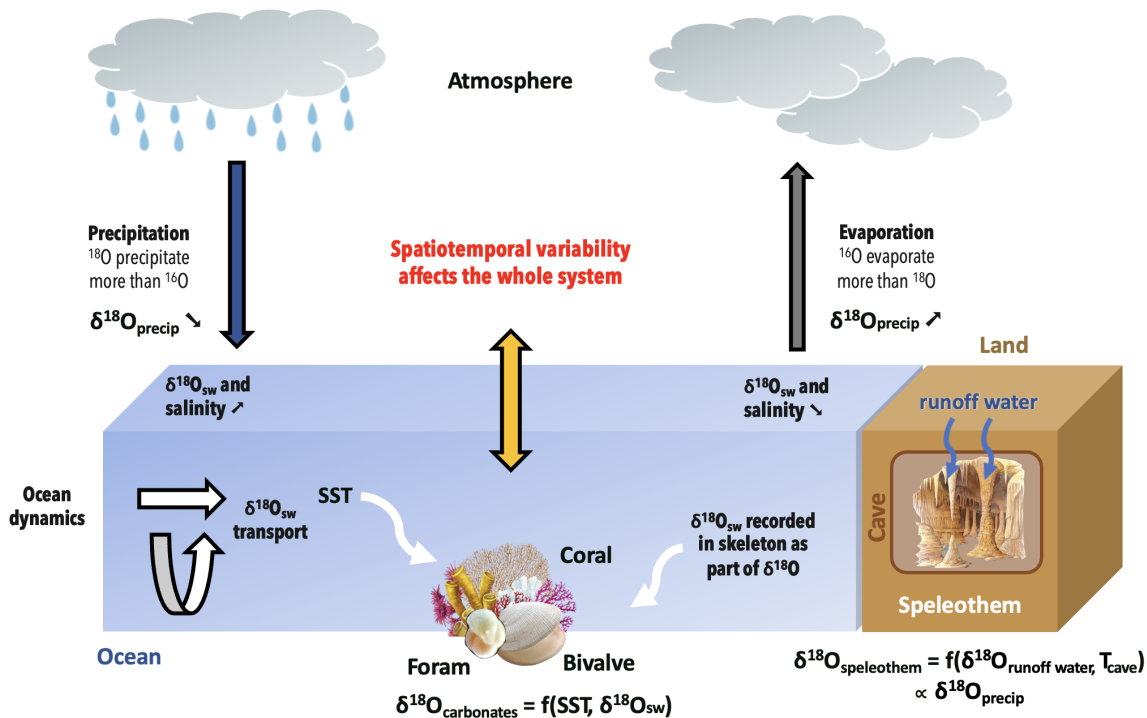


FIGURE 2.10. – Schéma explicatif des différentes archives paléoclimatiques référencées dans la thèse, et leur lien avec les changements de température et d'hydrologie.

Le squelette des coraux, tests des foraminifères et coquilles de bivalves sont formés de CaCO_3 biogène et vivent dans l'eau de mer. Leur $\delta^{18}\text{O}$ ($\delta^{18}\text{O}_{\text{CaCO}_3}$) est un indicateur isotopique crucial utilisé qui dépend de la température de la mer et du $\delta^{18}\text{O}$ de l'eau de mer

($\delta^{18}O_{sw}$). Par une approche expérimentale, [Epstein et al. \(1953\)](#) relie la température de fractionnement des carbonates avec $\delta^{18}O_{CaCO_3}$ et $\delta^{18}O_{sw}$:

$$T (^{\circ}C) = 16.9 - 4.2 \times (\delta^{18}O_{CaCO_3} - \delta^{18}O_{sw}) + 0.13 \times (\delta^{18}O_{CaCO_3} - \delta^{18}O_{sw})^2 \quad (2.2)$$

Ceci est un exemple de courbe de calibration, mais elle diffère d'une espèce à l'autre et en fonction de la nature du $CaCO_3$ (calcite ou aragonite). Généralement, on utilise d'autres traceurs géochimiques dépendant de la température (comme les rapports magnésium sur calcium, $\frac{Mg}{Ca}$, et strontium sur calcium, $\frac{Sr}{Ca}$) pour calculer la contribution due à la température, ce qui permet d'en déduire la valeur de $\delta^{18}O_{sw}$. La valeur de $\delta^{18}O_{sw}$ est souvent utilisée comme proxy⁵ de la salinité. Comme la salinité, le $\delta^{18}O_{sw}$ augmente quand la pluie est forte et inversement quand l'eau s'évapore (figure 2.10). Il a été montré que le $\delta^{18}O_{sw}$ permet de retracer la circulation océanique ([Stevenson et al., 2015](#)) et la robustesse de la corrélation avec la salinité dépend de zones géographiques spécifiques ([Thompson et al., 2022](#)).

L'équation ci-dessus s'applique aussi aux foraminifères. Les variations de $\delta^{18}O$ mesurées sur les foraminifères benthiques reflètent principalement les variations du volume de glace et du $\delta^{18}O_{sw}$. Pour la suite de la thèse, quand je ferai référence aux foraminifères benthiques, la valeur sera corrigée du volume de glace, à noter que depuis 6000 ans le volume de glace a peu évolué, donc l'impact du volume de glace est faible.

Les spéléothèmes sont aussi d'importantes archives paléoclimatiques. Ce sont des dépôts de carbonate, comme les stalagmites et stalactites, formés à partir des eaux souterraines ou de ruissellement à l'intérieur de cavernes souterraines (figure 2.10). Ces dépôts enregistrent le $\delta^{18}O$ de l'eau qui s'infiltré dans la grotte et précipite sous forme de calcite ou aragonite. Le $\delta^{18}O$ de l'eau d'infiltration est fonction du $\delta^{18}O$ de l'eau de précipitation ($\delta^{18}O_{precip}$). Le fractionnement isotopique entre l'eau d'infiltration et la calcite en cours de cristallisation dépend de la température de l'air de la grotte. La température de l'air de la grotte reflète généralement la température annuelle moyenne dans la région proche de la grotte. Les variations de $\delta^{18}O$ des spéléothèmes reflètent surtout les variations passées de précipitations (figure 2.10).

2.5. Forçage par l'insolation

2.5.1. Paramètres orbitaux

Je reviens plus en détail sur les paramètres orbitaux dont je parle dans le chapitre 1, qui constituent la base de mon raisonnement sur les changements d'état moyen à l'Holocène. Les paramètres orbitaux ont été calculés pour la première fois par [Milankovitch \(1930\)](#). [Berger \(1978\)](#) a ensuite élargi la théorie de ces paramètres afin d'expliquer les changements climatiques passés. Les trois paramètres orbitaux importants pour expliquer les changements d'insolation sur Terre sont l'obliquité, l'excentricité et la précession (fonction de l'excentricité et la longitude du périhélie).

La première loi de Kepler dit que les planètes tournent autour du Soleil selon une trajectoire elliptique dont le Soleil est l'un des foyers ([Kepler, 1609](#)). Partons quand même du principe

5. Terme utilisé en paléoclimatologie qui désigne un indicateur climatique.

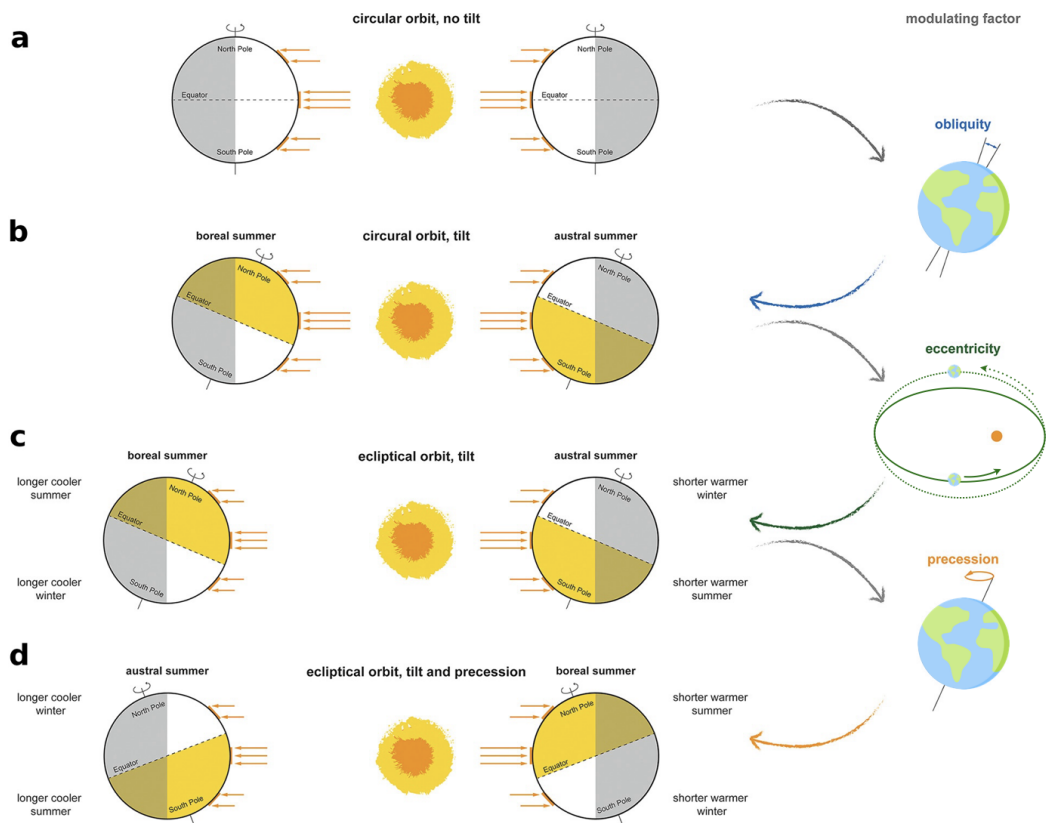


FIGURE 2.11. – Effet de la précession, obliquité et excentricité sur la distribution de l’insolation sur Terre. a) Terre avec orbite circulaire (ligne en pointillé dans le schéma de l’excentricité) et pas de tilt. b) Terre avec orbite circulaire et tilt. c) Orbite elliptique (ligne continue dans le schéma de l’excentricité) et tilt. d) Précession de l’axe, orbite elliptique et tilt. Figure que j’ai modifiée en partie⁶, adaptée de [Kwiecien et al. \(2022\)](#).

que l’axe de rotation de la Terre est perpendiculaire au plan orbital et que son mouvement autour du Soleil soit circulaire. Chaque partie du monde a alors une exposition constante au soleil tout au long de l’année : pas de saisons changeantes, chaque jour serait de la même longueur, peu importe où on est sur la planète (figure 2.11a). Maintenant, on incline légèrement l’axe de rotation (obliquité), les saisons prennent vie. L’hémisphère incliné vers le soleil connaît des étés plus chauds et des journées plus longues. L’inclinaison accentue les différences saisonnières et a un effet symétrique dans les deux hémisphères. L’obliquité a un cycle qui dure environ 42 000 ans ([Milankovitch, 1930](#); [Berger, 1978](#), figure 2.11b). On change maintenant la forme de l’orbite terrestre autour du Soleil (excentricité), respectant la première loi de Kepler. Cela module l’effet de l’inclinaison et a un impact sur la distance Terre-Soleil ainsi que la durée des saisons (figure 2.11c). Les saisons quand la Terre est plus éloignée du Soleil (aphélie) sont plus froides et plus longues, et plus chaudes et courtes quand la Terre est la plus proche du Soleil (périhélie). L’excentricité a deux cycles, l’un court de 100 000 ans, et l’autre long d’environ 400 000 ans ([Milankovitch, 1930](#); [Berger, 1978](#)). Enfin, on ajoute une bascule de l’axe de rotation (précession). Cette bascule détermine quel hémisphère est incliné vers le soleil au périhélie (figure 2.11d). Le même hémisphère sera incliné loin du soleil à l’aphélie. La précession est alors le facteur qui décide

6. La figure originale avait une représentation de l’excentricité qui était fautive, je l’ai modifiée en conséquence. En effet, le demi-grand axe de l’ellipse orbitale reste inchangé quand l’excentricité évolue, ce qui n’était pas le cas dans [Kwiecien et al. \(2022\)](#).

dans quel hémisphère l'amplitude du changement annuel d'insolation est plus importante (figure 2.11d). Plus précisément, le cycle de précession influence le climat en provoquant un décalage très lent des dates des solstices et des équinoxes le long de sa rotation autour du Soleil. Autrement dit, il provoque des décalages dans la distribution des saisons autour de l'orbite elliptique. La précession possède deux cycles distincts notamment à cause de l'effet de l'excentricité, la plus importante de 23 000 ans et l'autre de 19 000 ans (Milankovitch, 1930; Berger, 1978, figure 2.11d). Les impacts climatiques des cycles de précession et d'excentricité doivent être examinés ensemble. Par exemple, aujourd'hui, dans son orbite légèrement elliptique, la Terre est au périhélie autour du solstice d'hiver boréal. Cela implique qu'elle est à l'aphélie autour du solstice d'été boréal. Lorsque l'orbite se rapproche d'un cercle, ces différences de distance ont des effets négligeables. Cependant, comme une certaine excentricité s'applique, le rayonnement solaire dans l'hémisphère nord sera un peu plus intense en hiver boréal (été austral) qu'en été boréal (hiver austral). Cela affaiblit efficacement le contraste saisonnier dans l'hémisphère nord, tandis que celui de l'hémisphère sud est renforcé. Le cycle de précession régit le contraste d'insolation saisonnière, mais son impact dépend du degré d'excentricité de l'orbite. Dans une orbite circulaire, le cycle de précession a moins d'impact, tandis qu'en période d'excentricité maximale quand l'orbite est en forme d'ellipse, le cycle de précession atteint un impact maximal.

2.5.2. À l'Holocène, comment varie l'insolation, et pourquoi ?

Comparativement à aujourd'hui, l'insolation d'été dans l'hémisphère nord était beaucoup plus élevée il y a 6000 ans en raison d'une plus faible précession, d'une obliquité plus importante et d'une excentricité légèrement supérieure (figures 1.4 et 2.12a et b). La faible précession peut être aussi expliquée par la longitude du périhélie qui contrôle le signe du paramètre de précession :

$$\text{précession} = e \times \sin \lambda \quad (2.3)$$

où e est l'excentricité et $\lambda = \omega - 180^\circ$ est l'angle entre la direction du point vernal et le périhélie (ω est l'angle entre l'équinoxe vernal et le périhélie). La direction du point vernal correspondant à la direction qu'on perçoit le Soleil depuis la Terre à l'équinoxe de printemps.

À l'Holocène moyen on a $\text{précession} = 0.0186 \times \sin 0.87^\circ \sim 0.00028$ et à 1950 CE on a $\text{précession} = 0.0167 \times \sin 100.3^\circ \sim 0.01643$. Le changement relatif de la précession de l'Holocène moyen à 1950 CE est de -98% ($\frac{0.00028 - 0.01643}{0.01643} \times 100\% \sim -98\%$). Regardons quel facteur entre l'excentricité peut expliquer ce changement. Pour ça, je calcule le changement relatif de chaque terme séparément. Pour l'excentricité, je trouve un changement relatif de $+15\%$ ($\frac{0.0186 - 0.0167}{0.0167} \times 100\% \sim +15\%$). Enfin, pour la longitude du périhélie, le changement relatif est de -98% ($\frac{\sin 0.87^\circ - \sin 100.3^\circ}{\sin 100.3^\circ} \times 100\% \sim -98\%$). Les changements de précession entre l'Holocène moyen et 1950 CE sont donc forcés principalement par la différence de longitude du périhélie. Autrement dit, le changement de la configuration des solstices et la durée des saisons expliquent les grandes différences. L'obliquité est plus forte à l'Holocène moyen, donc l'inclinaison de la Terre est plus forte, et a pour conséquence une insolation plus forte reçue par les pôles et moins par les tropiques, comparé à l'actuel. Puisque l'obliquité a un effet symétrique, cela s'applique pour l'hémisphère nord et sud. Le chan-

gement relatif d'obliquité entre l'Holocène moyen et 1950 CE est seulement d'environ + 3 % ($\frac{24.1-23.46}{23.46} \times 100 \% \sim +3 \%$). C'est donc le changement de précession qui est le principal contributeur des changements d'insolation à l'Holocène.

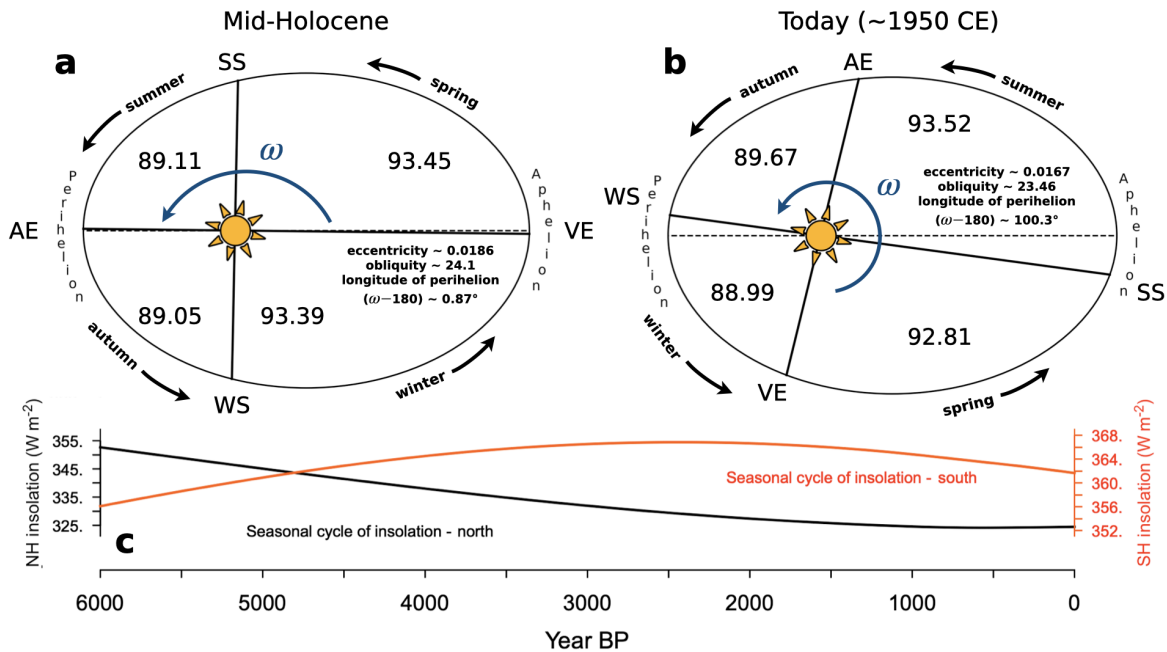


FIGURE 2.12. – Configurations orbitales que j’ai schématisées pour a) l’Holocène moyen et b) l’actuel, qui sont décrits par une ellipse dont l’excentricité est constante (ce n’est pas le cas dans la réalité). Les abréviations sont les suivantes : AE pour équinoxe automnal, VE pour équinoxe vernal, SS pour le solstice d’été et WS pour le solstice d’hiver. Le périhélie correspond à la position de la Terre quand elle est le plus proche du soleil, et inversement pour l’aphélie. L’angle ω correspond à l’angle entre le périhélie et la position de l’équinoxe du printemps (vernal). Les nombres affichés correspondent à la longueur, en jour, des saisons. La longitude du périhélie correspond à cet angle -180° (voir texte pour plus d’explications). Pour chaque configuration est indiqué la valeur de l’excentricité, l’obliquité et la longitude du périhélie au début et à la fin des simulations transitoires Vlr01 et Sr02. b) Amplitude saisonnière dans la simulation transitoire Sr02 (pareil que dans Vlr01) correspondant aux valeurs mensuelles maximales annuelles que l’on soustrait aux valeurs mensuelles minimales annuelles du rayonnement solaire incident au sommet de l’atmosphère (TOA) moyenné dans l’hémisphère nord (ligne noire) et l’hémisphère sud (ligne rouge). Le forçage correspond à la conception expérimentale du Paleoclimate Modelling Intercomparison Project phase 4 (PMIP4) discutée dans [Otto-Bliesner et al. \(2017\)](#). Figure adaptée de [Braconnot et al. \(2019b\)](#).

La saisonnalité dans l’hémisphère nord est plus forte à l’Holocène moyen puis décroît au cours du temps et inversement dans l’hémisphère sud dans l’hémisphère sud en réponse à la précession (figure 2.12c, en prenant ici la différence le minimum et le maximum pour chaque année. Ces changements saisonniers sont plus importants à l’Holocène moyen dans l’hémisphère nord, environ 8 % plus fort par rapport à 1950 CE, et environ 8 % plus faible dans l’hémisphère sud, toujours par rapport à 1950 CE (figure 2.12c). Par contre, il est important de noter que les changements ne sont pas linéaires pour l’hémisphère sud. En effet, la saisonnalité comme définie sur la figure 2.12c, montre que l’hémisphère sud atteint son maximum entre 3000 et 2000 BP. Par contre, dans l’hémisphère nord, le changement est généralement linéaire jusqu’à environ 1000 BP, où il n’y a ensuite presque aucun changement

de saisonnalité. L'amplitude du cycle saisonnier et les changements d'insolation sont différents dans les deux hémisphères pendant les 6000 dernières années. En raison de l'asymétrie saisonnière causée par la précession, les changements montrés sur la figure 2.12c seraient les mêmes quel que soit le calendrier (Joussaume and Braconnot, 1997; Otto-Bliesner et al., 2017). Le travail de ma thèse s'appuie principalement sur les changements de précession à l'Holocène pour décrire l'évolution d'ENSO et ses téléconnexions. Malgré l'aspect chaotique de la variabilité interannuelle et du phénomène ENSO, les simulations transitoires mettent en évidence un lien entre les changements d'état moyen à long terme induits par les paramètres orbitaux et ENSO sur les 6000 dernières années (Braconnot et al., 2019b).

Résumé

Dans ce chapitre, je vous ai premièrement expliqué comment j'utilise le cycle saisonnier, la moyenne annuelle et la variabilité interannuelle pour le reste de la thèse. C'est un point important, car certains termes sont utilisés de manière différente dans la littérature.

Ensuite, je décris les principales caractéristiques de la circulation atmosphérique tropicale. La circulation méridienne est régie par des cellules de Hadley qui distribuent l'excédent des chaleurs aux tropiques vers les pôles. La convergence des deux cellules de Hadley entraîne de fortes précipitations en surface, ce que l'on appelle la zone de convergence intertropicale (ITCZ). La circulation longitudinale est appelée la circulation de Walker. Elle existe dans chaque bassin océanique et réagit aux différences de température de surface, qui induisent une boucle de rétroaction positive avec les vents, et qui soutiennent ces boucles de convection autour de l'équateur. Enfin, j'explique comment l'Indonesian Throughflow (ITF), le courant océanique qui relie l'océan Pacifique à Indien a une grande importance dans la redistribution de chaleur.

Par la suite, j'ai détaillé les simulations climatiques transitoires qui ont joué un rôle central dans ma thèse. Ces simulations, réalisées avec le modèle de circulation générale de l'IPSL, décrivent l'évolution dynamique du climat depuis l'Holocène moyen jusqu'à l'époque moderne (6000 ans de données mensuelles). J'utilise deux simulations Vl01 et Sr02 qui utilisent une version modifiée de l'IPSL-CM5A-LR et qui partagent un module océanique commun, NEMO. Sr02 a une grille atmosphérique LMDZ plus raffinée comparée à Vl01. Malgré quelques biais bien connus des modèles du climat, ces simulations parviennent à reproduire les grandes caractéristiques climatiques observées, notamment en ce qui concerne les précipitations, la température des eaux de surface de l'océan Pacifique tropical, et le phénomène El Niño-Southern Oscillation (ENSO).

Enfin, je mets l'accent sur le forçage de l'insolation à travers les paramètres orbitaux : l'obliquité, la précession et l'excentricité. À l'Holocène moyen, la plus faible précession est due à un sinus de la longitude du périhélie plus faible. Cela a pour conséquence une amplitude saisonnière plus forte dans l'hémisphère nord et plus faible dans l'hémisphère sud. Au cours de l'Holocène, ce contraste diminue dans l'hémisphère nord, et augmente dans l'hémisphère sud. Ces changements ne sont pas identiques dans les deux hémisphères.

Tout cela fournit une base unique pour l'exploration du changement climatique à l'Holocène, avec un accent particulier sur son impact sur ENSO. Les défis résident dans l'analyse des variations temporelles de la variabilité d'ENSO, des téléconnexions et de leurs réponses aux forçages orbitaux.

CHANGEMENTS DE LA THERMOCLINE ÉQUATORIALE DU PACIFIQUE AU COURS DE L'HOLOCÈNE

L'alimentation de la thermocline équatoriale par des eaux plus chaudes que celles observées actuellement a émergé comme l'un des mécanismes clés de l'atténuation de la variabilité d'ENSO (figure 1.5). Dans le contexte des fluctuations de la température de surface des océans, largement associées aux changements climatiques, une compréhension approfondie des modifications passées de la circulation océanique peut apporter des éclaircissements sur les mécanismes sous-jacents.

Dans ce chapitre, je présente les résultats d'une étude lagrangienne basée sur la simulation transitoire Vlr01. L'objectif est de vérifier si le mécanisme réduisant la rétroaction de la thermocline peut être expliqué, au moins partiellement, par l'introduction d'eaux plus chaudes dans la ventilation. L'approche lagrangienne offre une perspective unique pour suivre les trajectoires de particules d'eau virtuelles à travers le temps, permettant ainsi d'analyser en détail l'impact des changements de circulation sur la thermocline équatoriale. Au préalable je montre que la rétroaction de la thermocline est bien l'un des termes majeurs expliquant la réduction de l'amplitude d'ENSO au cours de l'Holocène et, par rapport aux études précédentes, étend les diagnostics aux fluctuations d'ENSO sur les derniers 6000 ans.

3.1. ENSO et ses rétroactions : l'indice de Bjerknes

Pour examiner les facteurs permettant la croissance ou la décroissance de l'amplitude d'ENSO, j'utilise l'indice de Bjerknes (BJ) introduit par [Jin et al. \(2006\)](#). Cet indice, proportionnel au taux de croissance d'ENSO, est basé sur le modèle d'oscillateur ([Jin, 1997](#)) et capture les processus essentiels dans l'atmosphère et l'océan ([Kim and Jin, 2011](#)). L'indice BJ est largement utilisé pour comparer le comportement de l'ENSO entre différents modèles climatiques, périodes et états moyens. On utilise le formalisme présenté dans [Kim and Jin \(2011\)](#) :

$$2BJ = - \left[a_1 \frac{\langle \Delta \bar{u} \rangle_E}{L_x} + a_2 \frac{\langle \Delta \bar{v} \rangle_E}{L_y} \right]_{CD} - [\alpha_s]_{TD} + \left[\mu_a \beta_u \left\langle -\frac{\partial \bar{T}}{\partial x} \right\rangle_E \right]_{ZA} + \left[\mu_a \beta_w \left\langle -\frac{\partial \bar{T}}{\partial z} \right\rangle_E \right]_{EK} + \left[\mu_a \beta_h a_h \left\langle \frac{\bar{w}}{H_1} \right\rangle_E \right]_{TC} \quad (3.1)$$

Les termes sont respectivement l'amortissement par le courant moyen (CD), l'amortissement thermodynamique (TD), la rétroaction de l'advection zonale (ZA), la rétroaction de l'upwelling, ou Ekman, (EK) et la rétroaction de la thermocline (TC).

TABLE 3.1. – Les différents paramètres présents dans l’indice BJ ainsi que leur définition (voir equation 3.1 pour référence).

Paramètres	Définitions
a_1	Régression linéaire de la différence de SST à l’ouest du Pacifique est (moyennée entre 5°S-5°N et à 170°E) et à l’est du Pacifique est (moyennée entre 5°S-5°N et à 80°W) sur la SST moyenne de tout le Pacifique (170°E-80°W et 5°S-5°N).
$\langle \Delta \bar{u} \rangle_E$	Différence du courant zonal de surface climatologique entre la limite ouest (5°S-5°N à 170°E) et la limite est (5°S-5°N à 80°W) du Pacifique équatorial de l’est.
a_2	Régression linéaire de la différence de SST à la limite nord (5°N entre 170°E-80°W) et sud de la boîte (5°S entre 170°E-80°W) sur la SST moyenne du Pacifique est (170°E-80°W, 5°N-5°S).
$\langle \Delta \bar{v} \rangle_E$	Différence du courant méridional de surface climatologique entre la limite nord de la boîte du Pacifique Est (5°N entre 170°E-80°W) et la limite sud (5°S entre 170°E-80°W).
L_x, L_y	L’étendue longitudinale du domaine du Pacifique est, dans notre cas est 15 125 966 m et son étendue latitudinale est 2 101 104 m.
α_s	Régression entre les anomalies de flux de surface (q_{tot}) sur les anomalies de SST, pour toute la région du Pacifique est (entre 5°S-5°N et à 170°E). Les flux de surface sont composés des flux latents et sensibles, du rayonnement solaire absorbé et réémis, ainsi que du rayonnement infrarouge absorbé et réémis. Ils sont comptés positivement dans l’océan soit $q_{tot} = -sensible - latent - SW_{SFC}^{up} + SW_{SFC}^{dn} - LW_{SFC}^{up} + LW_{SFC}^{dn}$.
μ_a	Régression entre les anomalies de tension de vent zonal dans le Pacifique équatorial (120°E-80°W, 5°S- 5°N) et les anomalies de SST dans le Pacifique (170°E-80°E, 5°S-5°N).
β_u	Régression entre les anomalies de courant zonal de surface dans le Pacifique est (170°E-80°W, 5°S-5°N) et les anomalies de tension de vent zonal dans le Pacifique équatorial (120°E-80°E, 5°S-5°N).
$\langle -\frac{\partial \bar{T}}{\partial x} \rangle_E$	Gradient zonal moyen de SST dans le Pacifique est (170°E-80°W, 5°S-5°N).
β_w	Régression entre les anomalies du courant vertical entre 0 et 50 m dans le Pacifique est (170°E-80°E, 5°S-5°N) et les anomalies de tension de vent zonal dans le Pacifique équatorial (120°E-80°W, 5°S-5°N). Les anomalies négatives du courant vertical sont masquées, pour compter juste l’effet de l’upwelling.
$\langle -\frac{\partial \bar{T}}{\partial z} \rangle_E$	Gradient vertical moyen de SST de 0 à 50 m dans le Pacifique est (170°E-80°E, 5°S-5°N).
β_h	Régression entre les anomalies de la pente de la thermocline, correspondant à la différence entre la température de subsurface (moyennée entre la surface et 300 m) entre le Pacifique est (170°E-80°E, 5°S-5°N) et le Pacifique ouest (120°E-170°E, 5°S-5°N), et les anomalies de tension de vent zonal dans le Pacifique équatorial (120°E-170°E, 5°S-5°N).
a_h	Régression entre les anomalies du contenu thermique du Pacifique est (170°E-80°E, 5°S-5°N), correspondant à la température moyennée de la surface jusqu’à 300 m, et les anomalies de température à 50 m de profondeur, en tenant compte uniquement à l’effet de l’upwelling (on utilise le même masque que le courant vertical).
$\langle \frac{\bar{w}}{H_1} \rangle_E$	Valeurs climatologiques de la vitesse de courant vertical, en comptant juste l’upwelling, dans le Pacifique oriental (170°E-80°E, 5°S-5°N) divisées par 50 m (correspondant à la profondeur de la couche mélangée).

CD et TD sont comptés négatifs et contribuent à la diminution de l'indice BJ, contrairement à ZA, EK et TC qui sont comptés positifs et contribuent à l'augmentation de l'indice BJ. Les termes de l'indice BJ sont déterminés principalement par régression linéaire. La définition des différents termes et leur notation sont disponibles dans le tableau 3.1. L'indice BJ suppose la linéarité des différentes rétroactions et amortissements sur ENSO. Une étude menée par [Graham et al. \(2014\)](#) a montré que l'indice BJ conduit à une surestimation de TC et ZA à cause de cette linéarité assumée. Cet indice ne doit pas être utilisé seul pour comprendre le changement de dynamique par exemple dans le contexte de changement climatique ([Graham et al., 2014](#)).

3.2. Évolution des rétroactions d'ENSO au cours de l'Holocène : importance de la thermocline

Plusieurs études ont été menées avec l'indice BJ à l'Holocène ([Liu et al., 2014](#); [An and Choi, 2014](#); [An et al., 2018](#); [Chen et al., 2019](#)). [An and Choi \(2014\)](#); [An et al. \(2018\)](#); [Chen et al. \(2019\)](#) ont utilisé l'ensemble multi-modèles de PMIP ([Braconnot et al., 2012](#); [Kageyama et al., 2018](#)), avec des simulations à l'équilibre comparant MH au PI contrôle et [Liu et al. \(2014\)](#) une simulation transitoire, Transient Climate Evolution (TraCE), d'un ESM appelé Community Climate System Model version 3 (CCSM3). Toutes ces études sont d'accord sur la diminution de l'indice BJ à l'Holocène comparé à la période actuelle. Par contre, il y a des résultats divergents quand il est question de quelle rétroaction cause cette diminution. [Liu et al. \(2014\)](#) indiquent que l'augmentation de l'indice BJ au cours de l'Holocène est dominée par EK, avec une contribution mineure de TC. L'ensemble multi-modèles de PMIP étudié par [An and Choi \(2014\)](#); [An et al. \(2018\)](#); [Chen et al. \(2019\)](#) montre au contraire que c'est la diminution de TC qui contribue majoritairement à la diminution de l'indice BJ à l'Holocène moyen. Cette divergence de résultats est un point intéressant. D'un côté, l'utilisation d'un ensemble multi-modèles permet de diminuer l'incertitude de n'utiliser qu'un seul modèle, mais comparer deux simulations à l'équilibre ne permet pas de capturer le changement au cours de l'Holocène. De l'autre côté, aucune autre étude utilisant une simulation transitoire n'a été menée sur l'indice BJ.

Pour comparer mes résultats à ceux de la littérature citée, j'utilise la simulation transitoire Vlr01. Je calcule l'indice BJ pour quatre saisons (MAM, JJA, SON et DJF) ainsi qu'en moyenne annuelle. Je note que les moyennes saisonnières sont biaisées car j'utilise le calendrier moderne, mais l'effet reste faible pour l'Holocène avec une sous-estimation des valeurs pour SON ([Joussaume and Braconnot, 1997](#)). Pour vérifier que l'indice BJ que je calcule soit proportionnel à l'amplitude d'ENSO, j'utilise la déviation standard des anomalies de SST interannuelles, définies par bande passante de 2 à 10 ans, dans la boîte Niño3.4. Je regarde les changements de l'amplitude d'ENSO et de l'indice BJ au cours de l'Holocène, exprimé comme différence avec 500-0 BP (ma référence). Mes résultats sont dans la figure 3.1.

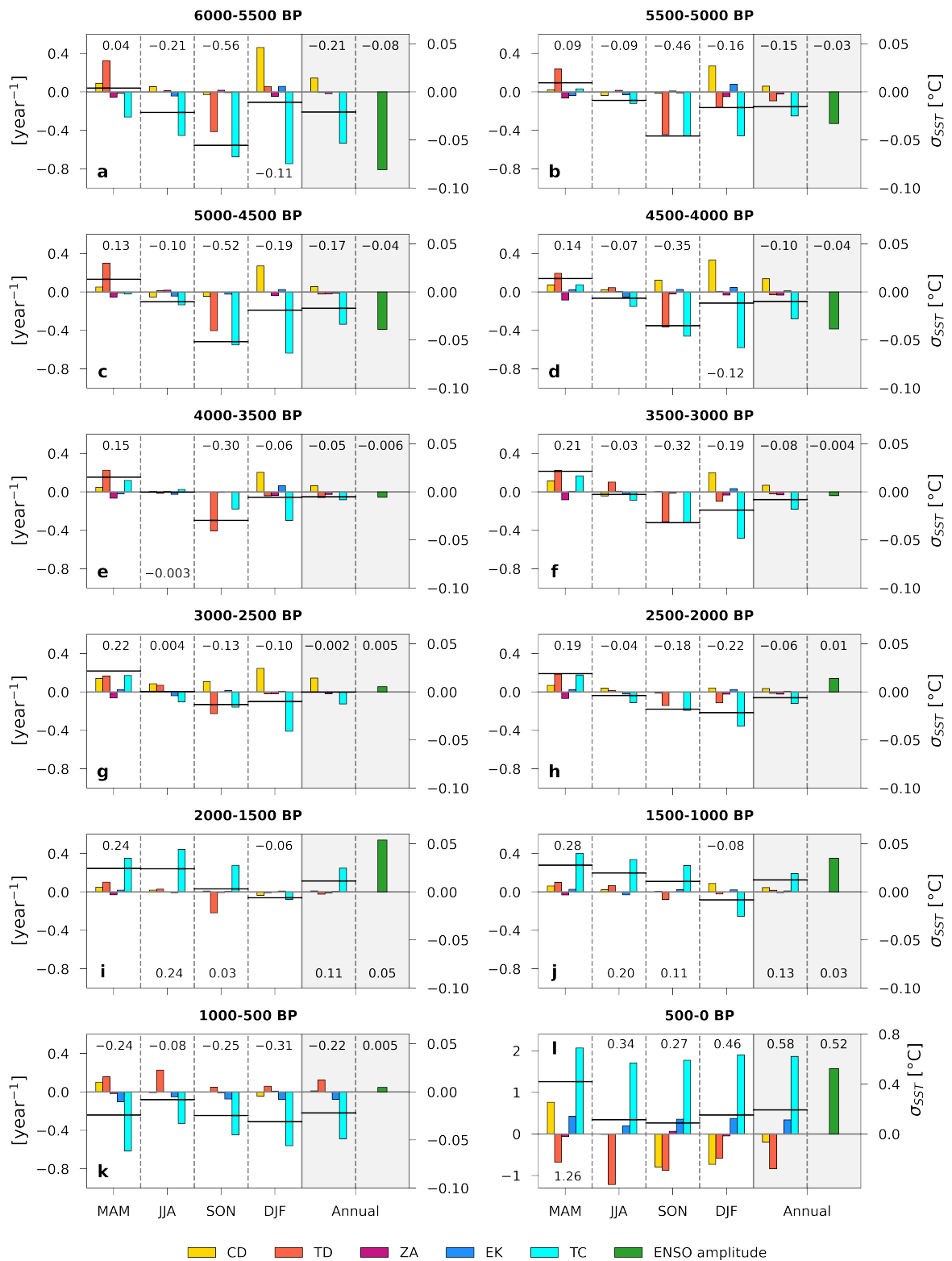


FIGURE 3.1. – Saisonnalité et moyenne annuelle des termes de l’indice de Bjerknes (equation 3.1) ainsi que l’amplitude interannuelle d’ENSO pour la simulation transitoire Vlr01 au cours de l’Holocène, par bout de 500 ans. a-k) Les saisons et moyennes annuelles sont données comme différences par rapport aux 500 dernières années. l) Valeurs en absolu pour la période 500-0 BP. Les histogrammes représentent l’amplitude interannuelle et les termes de rétroaction d’ENSO. Les lignes noires horizontales correspondent à la valeur de l’indice de Bjerknes pour chaque saison et en moyenne annuelle. Les valeurs affichées représentent les changements de l’indice de Bjerknes ou de l’amplitude d’ENSO, respectivement en année^{-1} et $^{\circ}\text{C}$, par rapport à 500-0 BP. Les valeurs sont affichées en absolu pour 500-0 BP.

Puisque mon étude est menée sur la base de saisons et en moyenne annuelle, alors que les études citées ne discriminent pas entre saison et moyenne annuelle, il est difficile de faire une comparaison directe. Malgré tout, mes résultats sont en accord avec [An and Choi \(2014\)](#); [An et al. \(2018\)](#); [Chen et al. \(2019\)](#) car je trouve aussi que TC est la principale cause de la diminution de l'indice BJ au MH (figure 3.1a). En moyenne annuelle, l'indice BJ diminue de -0.21 année^{-1} (environ -36%), et cela correspond à une diminution de l'amplitude interannuelle d'ENSO de -0.08°C (environ -15% , figure 3.1a).

Une diminution de l'indice BJ correspond bien à une diminution de l'amplitude interannuelle d'ENSO ([Jin et al., 2006](#); [Kim and Jin, 2011](#)). La diminution de TC se fait pendant toutes les saisons, mais principalement pendant SON et DJF. Mais, la moyenne annuelle reflète principalement SON car durant DJF, CD est plus fort que 500-BP et compense la diminution de TC, alors que pendant SON, la diminution de TC est accompagnée par celle de TD. SON correspond d'ailleurs à la saison où les tropiques reçoivent plus d'insolation à l'Holocène moyen, et il est donc normal que l'amortissement thermodynamique soit plus fort pendant cette saison. La diminution de l'indice BJ ainsi que de l'amplitude d'ENSO est presque continue jusqu'à 3500-3000 BP (figure 3.1a-f). Ensuite, le comportement chaotique d'ENSO semble plus ressortir, avec des périodes où l'amplitude et l'indice BJ sont plus élevés, comme 2000-1500 BP et 1500-1000 BP (figure 3.1i et j). Une période particulièrement intéressante est 1000-500 BP où l'indice BJ subit une diminution du même ordre de grandeur que 6000-5500 BP en moyenne annuelle mais l'amplitude d'ENSO est légèrement plus élevée. Cela s'explique par une rétroaction de la thermocline qui est plus faible pour toutes les saisons : c'est la seule période qui le montre dans la simulation transitoire Vlr01. Cela peut révéler plusieurs choses : l'aspect chaotique d'ENSO et la non-linéarité de ses rétroactions.

La figure 3.1 informe que le principal facteur affectant l'indice BJ dans la simulation Vlr01 est la rétroaction de la thermocline, mais la saisonnalité montre que l'amortissement par le courant et l'amortissement thermodynamique ne sont pas négligeables, et peuvent devenir importants dans la contribution de l'indice de BJ. EK joue un rôle mineur, et ZA ne change presque pas au cours de l'Holocène (figure 3.1). Pour mieux comprendre pourquoi chaque rétroaction, TD, TC et CD est affectée, j'ai décomposé chaque terme pour chaque rétroaction dans la figure 3.2. Le terme qui affecte le plus CD est a_2 , coefficient lié au gradient méridien de température du Pacifique équatorial (figure 3.2a). Le terme qui affecte le plus TD au cours de l'Holocène est SW_{SFC}^{dn} , le rayonnement solaire absorbé par l'océan, ce qui est logique car l'insolation reçue par les tropiques a évolué au cours de l'Holocène (figure 3.2b, [Lloyd et al., 2009](#)). Le terme qui affecte le plus TC est β_h , la réponse de l'anomalie de pente de la thermocline à l'anomalie de tension zonale de vent (figure 3.2e), avec un apport non négligeable de μ_a , la réponse de l'anomalie de tension de vent zonale à l'anomalie de SST, et a_h , la réponse de l'anomalie du contenu thermique en subsurface à l'anomalie de température d'upwelling de la couche mélangée, ce qui correspond qualitativement aux résultats de [Chen et al. \(2019\)](#) et [Iwakiri and Watanabe \(2019a\)](#).

Je me concentre sur TC, qui est la rétroaction qui fait l'objet du plus grand consensus dans la littérature et qui ressort aussi comme un terme majeur pour la simulation transitoire Vlr01. J'explique comment cette rétroaction positive tend à provoquer l'instabilité du système couplé air-mer, c'est-à-dire à favoriser le développement de la perturbation de la SST liée à ENSO. Une anomalie de SST chaude dans le Pacifique induit une anomalie de tension zonale du vent d'est dans le Pacifique équatorial, ce qui induit alors une thermocline plus

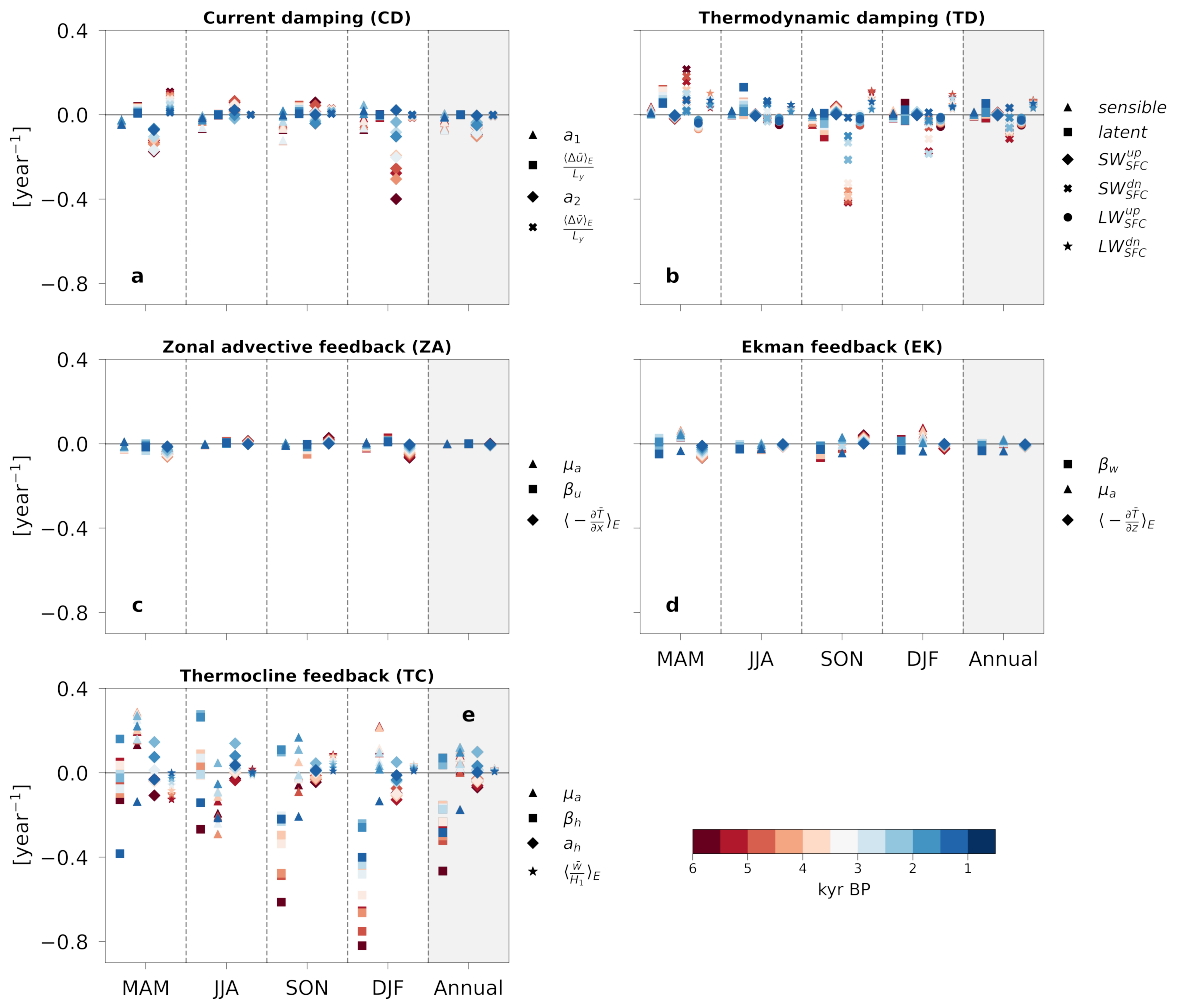


FIGURE 3.2. – Contribution des différents termes au cours de l’Holocène par rapport à la différence avec 500-0 BP pour a) l’amortissement par le courant, b) l’amortissement thermodynamique, c) la rétroaction due à l’advection zonale, d) la rétroaction de l’upwelling et e) la rétroaction de la thermocline. On utilise la méthode du delta pour la décomposition : pour une période donnée, chaque terme est individuellement exprimé par rapport à la différence avec 500-0 BP et ensuite multiplié par la valeur absolue de chaque autres termes, afin d’avoir chaque contribution comparable et dans les mêmes unités, en année⁻¹ (équation 3.1). Les nuages de point sont colorés suivant cette convention : rouge pour Holocène moyen et bleu pour la fin de la simulation.

profonde que la normale dans l’est du Pacifique équatorial. La thermocline approfondie provoque un réchauffement anormal de la température de subsurface de l’océan. Par l’effet de la remontée (upwelling) des eaux (\bar{w}) dans l’est du Pacifique équatorial, le réchauffement anormal de la subsurface alimente la couche de mélange, ce qui intensifie l’anomalie chaude initiale de SST. Ici, la réponse susmentionnée de la tension de vent zonal à la SST est représentée par μ_a , la réponse de la variation de la profondeur de la thermocline à la tension de vent zonal est désignée par β_h et la réponse de l’anomalie de température de subsurface à la variation de la profondeur de la thermocline est désignée par a_h (Kim and Jin, 2011). J’ai expliqué avant que β_h est plus faible au cours de l’Holocène. La diminution de la profondeur de la thermocline dans l’est du Pacifique ne se produit pas en réaction à l’anomalie de tension de vent zonal à l’Holocène (Chen et al., 2019). J’ai montré dans le chapitre 1 et j’explique plus en détails dans les chapitres 5 et 6 que le tilt de la thermocline

(inclinaison entre l'est et l'ouest) est renforcé dans l'état moyen du Pacifique équatorial à l'Holocène comparé à aujourd'hui, associé à des vents d'ouest qui soufflent plus fortement. C'est un exemple de comment l'état moyen affecte la variabilité (Chen et al., 2019).

3.3. Thermocline équatoriale du Pacifique plus chaude il y a 6000 ans : une influence du Pacifique subtropical du sud ?

La thermocline équatoriale est un élément clé pour appréhender la variabilité dans le Pacifique, notamment en ce qui concerne ENSO (chapitre 1). Si le consensus des études de modélisation montre que c'est principalement l'effet de l'anomalie de vent sur la profondeur de la thermocline qui affecte le plus sa température, Liu et al. (2014) expliquent une diminution d'EK (la rétroaction de l'upwelling) car la stratification du Pacifique équatorial est plus faible au début de l'Holocène. Ils font l'hypothèse que c'est lié au forçage de la précession sur le Pacifique sud subtropical. Dans leur papier, ils expliquent que l'augmentation de l'insolation accrue à la fin de l'hiver et au printemps austral dans le Pacifique subtropical du sud réchauffe l'eau de surface puis entre en subduction en fin d'hiver ou printemps austral (mécanisme illustré dans la figure 3.3). L'eau qui entre en subduction, plus chaude que la normale, est finalement transportée dans la thermocline équatoriale, réchauffant la subsurface et diminuant la stratification, et la rétroaction de l'upwelling. Cette même hypothèse est émise par White et al. (2018).

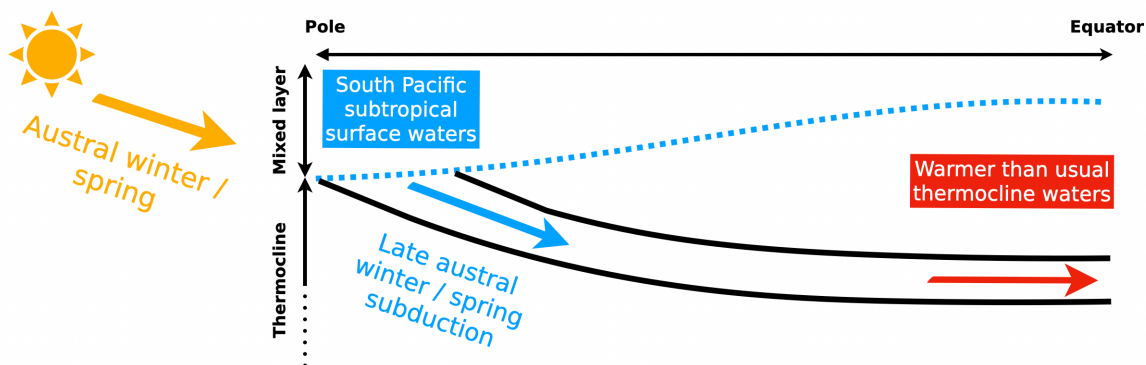


FIGURE 3.3. – Schéma du mécanisme décrit dans la littérature, comme par exemple Liu et al. (2014) et White et al. (2018), pour expliquer l'alimentation d'eaux plus chaudes que la normale qui alimente la thermocline équatoriale du Pacifique sud à l'Holocène moyen.

La simulation transitoire Vlr01 révèle une thermocline équatoriale du Pacifique plus chaude à l'Holocène moyen en moyenne annuelle par rapport à la période actuelle (figure 3.4a). Dans l'est du Pacifique, la thermocline est plus froide en DJF (figure 3.4c) et plus chaude en JJA (figure 3.4b), alors que dans l'ouest la thermocline est chaude en été comme hiver boréal (ce qui explique ça plus forte profondeur, figure 3.4b et c). En conséquence, la thermocline est plus profonde dans l'ouest du Pacifique en moyenne annuelle (figure 3.4a) mais surtout pour DJF (figure 3.4c). Les changements de thermocline à l'est sont faibles en saisonnier, avec une légère remontée en JJA et un affaissement en DJF, composés en moyenne annuelle (figure 3.4a, b et c). Je retrouve le résultat de Liu et al. (2014) qui explique que la stratification est plus faible à l'Holocène moyen. De plus, comme discuté auparavant, le tilt de la thermocline est renforcé à l'Holocène moyen (en moyenne annuelle).

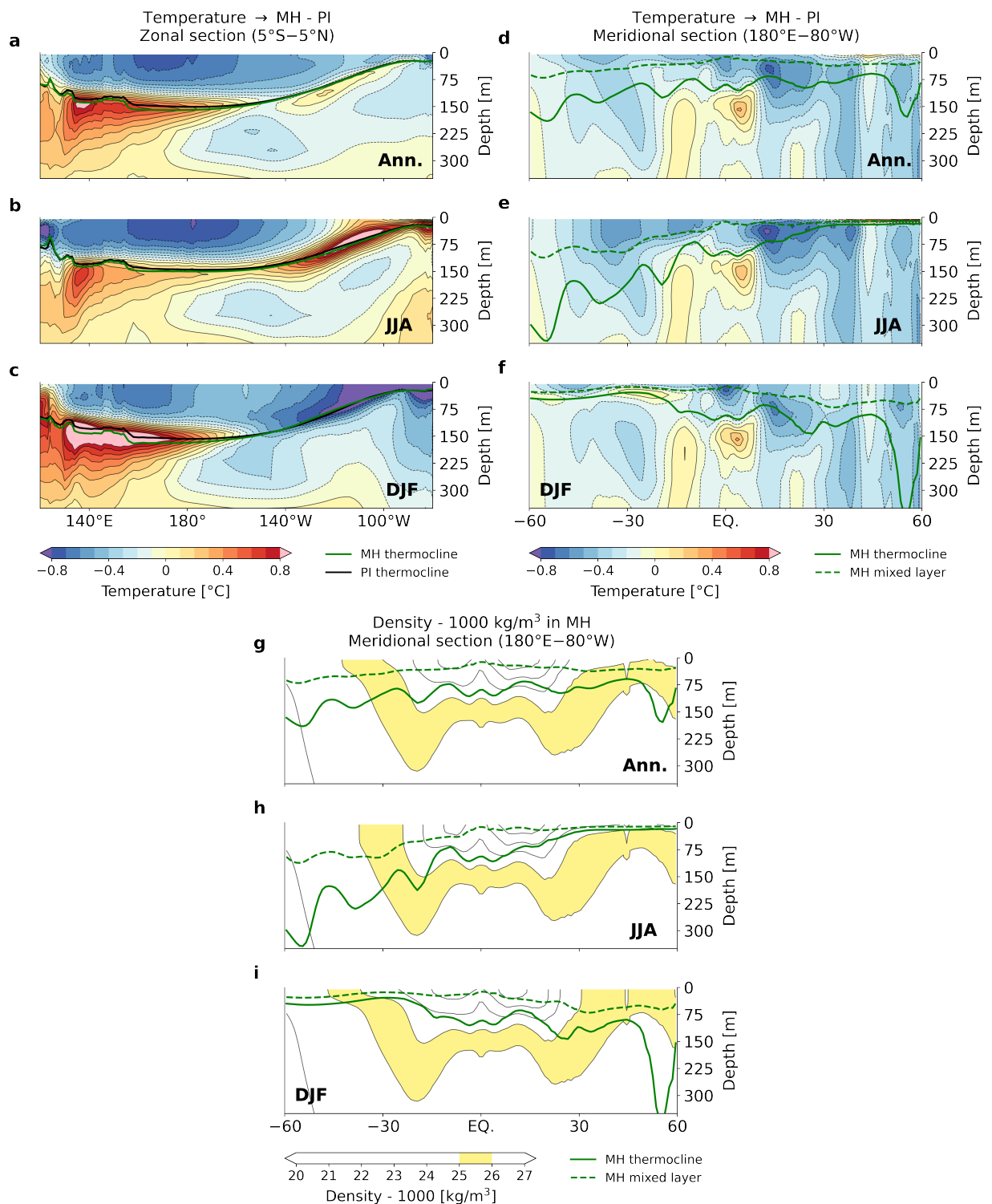


FIGURE 3.4. – Différence de profondeur de thermocline et de température de subsurface entre 6000-5500 BP et 500-0 BP dans la simulation Vlr01 dans le Pacifique équatorial a) en moyenne annuelle, pour b) JJA et c) DJF. La moyenne méridionale est entre -5°N et 5°N . Différence méridienne dans le Pacifique de profondeurs de thermocline et couche mélange, et température de subsurface entre 6000-5500 et 500-0 BP dans Vlr01 d) en moyenne annuelle, pour e) JJA et f) DJF. Ventilation de la thermocline équatoriale du Pacifique entre 6000 et 5500 BP dans Vlr01 par les eaux subtropicales dans la gamme de densité $1025\text{-}1026\text{ kg/m}^3$ g) en moyenne annuelle, pour h) JJA et i) DJF. La thermocline est définie comme le maximum du gradient vertical de température. La couche mélangée est définie comme la profondeur à laquelle la densité a augmenté de 0.01 kg/m^3 par rapport à la valeur à 10 mètres de profondeur.

L'asymétrie nord-sud dans la réponse à l'insolation à l'Holocène est évidente en regardant la température de subsurface en coupe méridienne (figure 3.4d, e et f). Autour de l'équateur, les eaux juste en dessous de la thermocline équatoriale sont plus chaudes à l'Holocène moyen en moyenne annuelle et pour DJF et JJA.

Liu et al. (2014) indiquent que pendant le printemps-été austral, les eaux de surface sont chauffées plus que dans la période actuelle, et ça correspond à la période de l'année où la couche mélangée est en contact avec la thermocline. Je l'observe dans la simulation transitoire pour DJF (figure 3.4f). Dans l'hémisphère nord, le contact entre thermocline et couche mélangée s'observe pour JJA (figure 3.4e). Pour ce qui est de l'hypothèse de la ventilation de la thermocline par les eaux du Pacifique sud, je ne peux pas l'affirmer juste avec les changements de température.

Une étude menée par Iwakiri and Watanabe (2019a) renforce l'idée que le Pacifique sud joue un rôle dans ce mécanisme de ventilation de la thermocline. Ils utilisent une simulation avec un climat représentant celui de 8000 BP et une simulation contrôle PI, basées sur le Model for Interdisciplinary Research on Climate (MIROC). Ils trouvent qu'en moyenne annuelle, un affleurement des eaux subtropicales du Pacifique sud se produit dans la gamme de densité de 1025 à 1026 kg/m³, et relie cet affleurement à la thermocline équatoriale. Dans la simulation Vlr01, j'observe la connexion entre la thermocline équatoriale et la surface des subtropiques dans les deux hémisphères dans la plage de densité entre 1025 et 1026 kg/m³ (figure 3.4g-i).

En combinant les résultats, une des causes de la réduction de la rétroaction de l'upwelling équatorial à l'Holocène est potentiellement l'alimentation d'eaux anormalement chaudes du Pacifique subtropical du sud en été austral. Ces eaux du Pacifique sud auraient une densité entre 1025 et 1026 kg/m³. Je vais par la suite essayer de vérifier ces hypothèses à l'aide d'une analyse lagrangienne. Avant, je donne une vue d'ensemble sur la circulation générale du Pacifique, et comment la ventilation du Pacifique équatorial s'effectue.

3.4. À quoi ressemble la circulation océanique du Pacifique ?

La circulation océanique dans le Pacifique est caractérisée par divers courants influant sur les échanges thermiques et la dynamique des eaux (figure 3.5). Dans le Pacifique sud et nord des subtropiques, la circulation océanique s'organise autour de gyres anticycloniques qui sont contraints par des vents d'ouest aux moyennes latitudes, des alizés dans les tropiques et par les frontières continentales.

Le gyre du Pacifique nord est limité à l'est par le courant de Californie, qui est dirigé vers le sud, et à l'ouest par deux courants en direction du nord : le courant des Philippines et le Kuroshio. Le gyre est délimité au nord par le courant du Pacifique nord qui circule vers l'est et au sud par le courant nord équatorial (NEC) qui circule vers l'ouest. Le contrecourant nord équatorial (NECC) marque la frontière entre la circulation de gyre et la circulation équatoriale. Le NECC est placé au niveau de l'ITCZ, lieu de convergence des vents, ce qui lui permet de se développer sur tout le Pacifique (figure 3.6a).

Le gyre du Pacifique sud est délimité à l'est par les courants du Chili et du Pérou qui circule le long de la côte sud-américaine vers le nord et à l'ouest par le courant est-australien (EAC) qui circule vers le sud. Le gyre est bloqué au sud par le courant du Pacifique sud qui circule

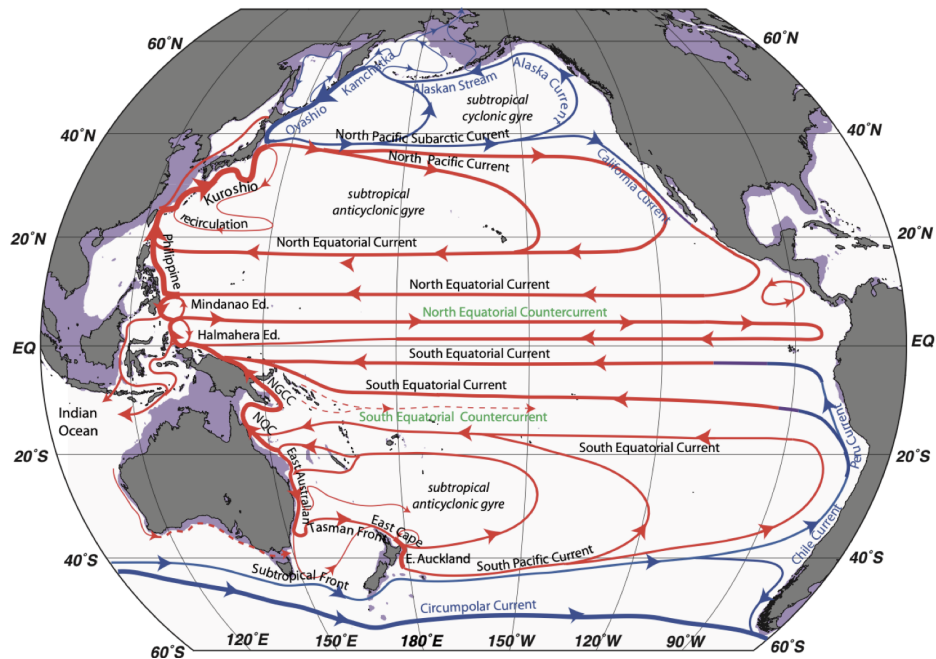


FIGURE 3.5. – Circulation de surface dans l’océan Pacifique. Figure adaptée de Fieux and Webster (2017).

vers l’est, et qui est une extension du courant de l’est de Cape et d’Auckland de l’est. Le courant équatorial sud (SEC) possède trois circulations : une qui marque la limite nord du gyre subtropical, et deux autres dans la circulation équatoriale. Le contre-courant sud équatorial (SECC) ne marque pas de vraie limite physique entre le gyre et la circulation équatoriale comme le NECC.

La circulation équatoriale est très asymétrique, à cause de l’asymétrie nord-sud de la circulation atmosphérique (figure 3.6a). Les alizés ne sont pas symétriques de part et d’autre de l’équateur. Les alizés du sud-est soufflent jusqu’au nord de l’équateur. Les alizés du nord-est se situent plus au nord, et le système des alizés est séparé par l’ITCZ. Les alizés du nord-est et du sud-est accumulent de l’eau chaude en surface à l’ouest du Pacifique équatorial, créant une différence d’élévation entre l’est et l’ouest autour de l’équateur. La thermocline équatoriale est régie par le contrecourant équatorial (EUC) qui s’écoule vers l’est (figure 3.6a). L’upwelling équatorial génère une pression négative, qui est composée par des courants qui alimentent l’EUC en profondeur (figure 3.6a). L’EUC suit la pente de la thermocline, et se retrouve dans plus profondément à l’ouest du Pacifique et plus superficiellement dans l’est (figure 3.6b).

On a vu auparavant que la dynamique de la thermocline est très importante pour comprendre l’état moyen du Pacifique et son impact sur ENSO, donc l’EUC joue un rôle central dans cette dynamique. Les données observationnelles, telles que celles obtenues à partir des flotteurs Argo ou des bouées Tropical Atmosphere Ocean (TAO) indiquent que le Pacifique sud constitue la principale source de l’EUC, avec une contribution de plus de 80 % dans le Pacifique équatorial de l’ouest (Kuntz and Schrag, 2018). Dans le centre du Pacifique équatorial, Goodman et al. (2005) montre que plus de 70 % de l’EUC est ventilé par le Pacifique sud et que les source circulent de manière préférentielle le long des courants de bord ouest notamment via le contrecourant côtier de Nouvelle-Guinée (NGCUC, figure 3.5).

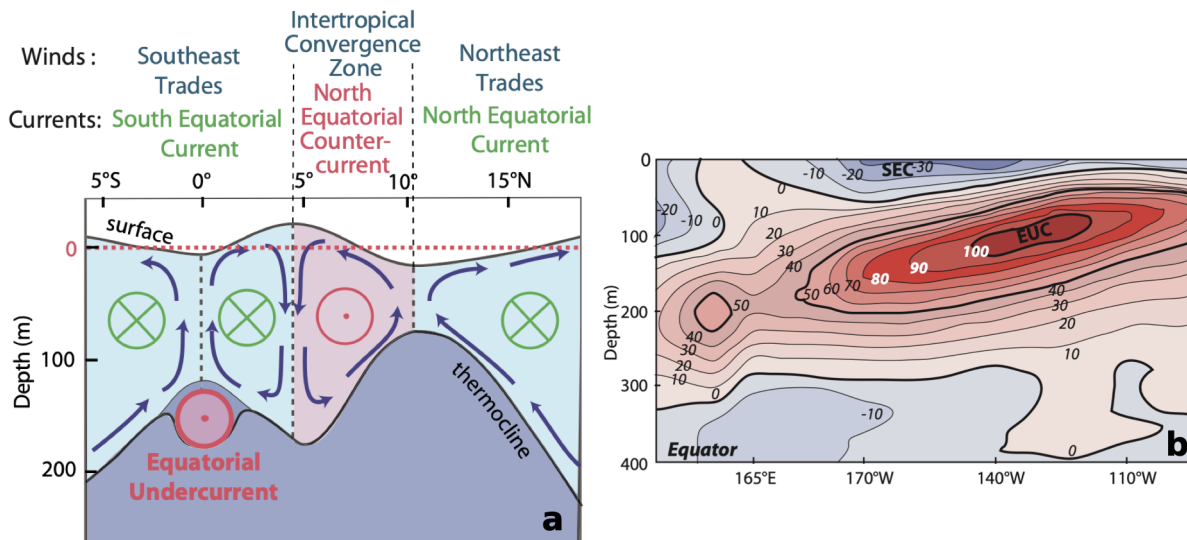


FIGURE 3.6. – a) Schéma d’une coupe méridienne expliquant la dynamique océanique équatoriale. Les courants vers l’ouest sont en vert et vers l’est en rouge. b) Vitesse zonale (en cm/s) le long de l’équateur. On peut identifier l’EUC qui circule vers l’est et le SEC vers l’ouest. Figures adaptées de [Fieux and Webster \(2017\)](#).

Les eaux modales sont définies comme presque verticalement homogène ([Siedler et al., 2001](#); [Fieux and Webster, 2017](#)). Elles sont réparties dans tous les bassins océaniques (figure 3.7a). Sa verticalité homogène est causée par la convection verticale profonde en hiver ([Fieux and Webster, 2017](#), figure 3.7b). Chaque eau modale à sa gamme de densité qui lui est propre, fonction des conditions de température et salinité. Les eaux modales entrent en subduction vers l’équateur le long d’isopycnes de même densité et alimentent la thermocline équatoriale ([Hanawa and Talley, 2001](#), figure 3.7b).

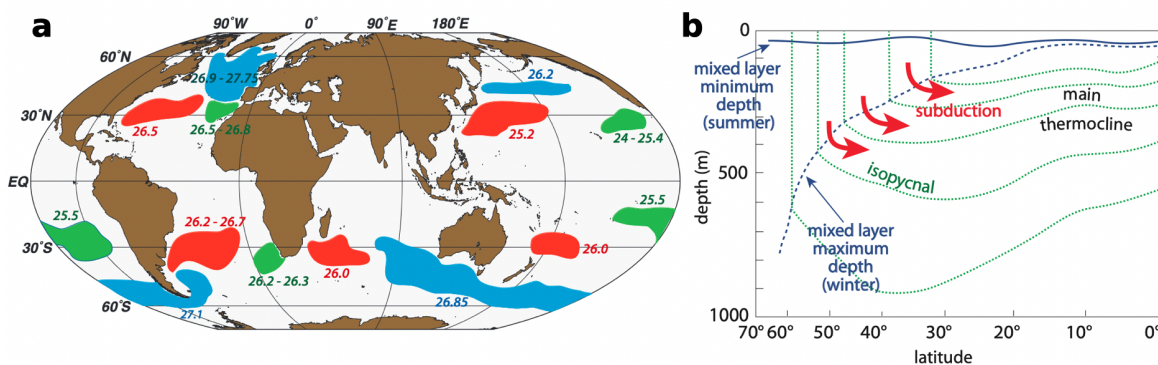


FIGURE 3.7. – a) Eaux modales subpolaires (en bleu) et des subtropiques de l’est (en vert) et l’ouest (en rouge), ainsi leur densité associée. Figure adaptée par [Fieux and Webster \(2017\)](#) de [Hanawa and Talley \(2001\)](#). b) Mécanisme de subduction des eaux modales en hiver austral. Figure adaptée par [Fieux and Webster \(2017\)](#).

L’étude de la thermocline équatoriale met en lumière l’influence des eaux du Pacifique sud. Avec ce que l’on sait de la circulation générale du Pacifique, cela fournit le fondement néces-

saire pour aborder l'hypothèse émise par Liu et al. (2014). À l'aide d'études lagrangiennes et de modèles du climat, la littérature existante converge sur l'importante contribution des eaux du Pacifique sud à l'alimentation de l'EUC (Harper, 2000; Rodgers et al., 2003; Blanke and Raynaud, 1997; Izumo et al., 2002). Un consensus émerge également sur l'influence cruciale de la variabilité à long terme de la circulation de la thermocline due à la dynamique océanique entre les zones subtropicales et l'équateur. C'est le sujet des prochaines sections, où j'utilise un outil lagrangien pour tester l'hypothèse avancée par Liu et al. (2014) à l'aide de la simulation transitoire Vlr01.

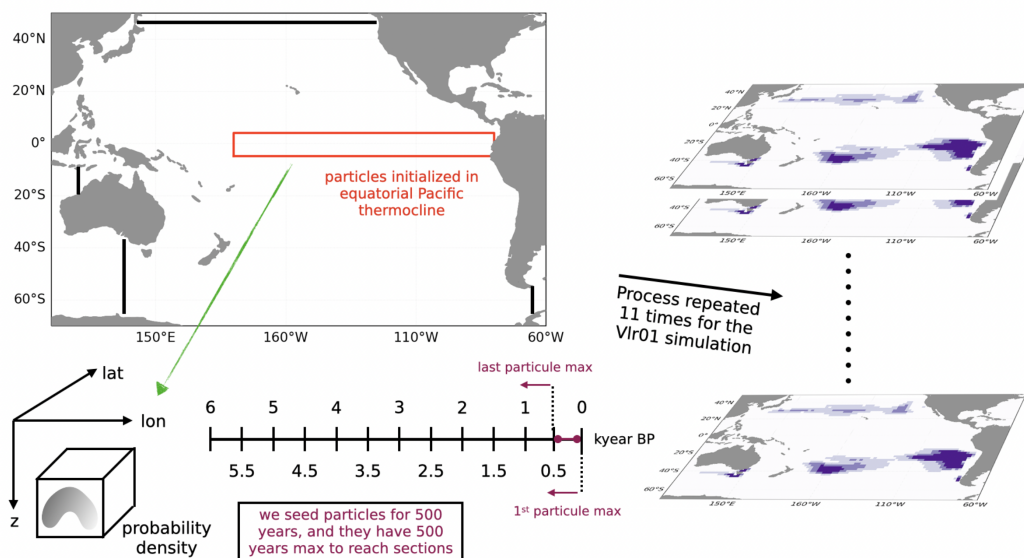


FIGURE 3.8. – Schéma expliquant les expériences lagrangiennes réalisées sur la simulation transitoire Vlr01. Les particules sont initialisées dans la thermocline équatoriale, et sont intégrées en arrière. Toutes les particules ont 500 ans maximum d'intégration autorisée. Plusieurs sections d'intersection physique (lignes noires sur la carte à gauche) ou un critère d'intersection basé sur le franchissement de la couche mélangée sont choisis pour définir le point d'arrivée des particules. On répète ce processus 11 fois au cours des 6000 ans de la simulation, ce qui donne 11 expériences au total. Le violet représente la fonction de densité de probabilité des particules qui atteignent le critère de la couche de mélange.

3.5. Une analyse lagrangienne pour déterminer quelles sources alimentent la thermocline équatoriale du Pacifique

L'analyse lagrangienne des sorties de modèles océaniques offre une approche approfondie pour explorer les champs de transport tridimensionnels en suivant les trajectoires de particules virtuelles. Cette méthode, complémentaire aux approches eulériennes, permet d'apporter des réponses à des questions théoriques et pratiques, notamment sur la connectivité entre les différentes régions océaniques et les trajectoires des masses d'eau. L'utilisation de l'analyse lagrangienne améliore la compréhension de ces phénomènes.

Ma démarche d'analyse lagrangienne repose sur l'outil Ariane (en Fortran 90/95), qui s'appuie sur un algorithme hors ligne préservant la masse pour calculer les trajectoires des particules Blanke and Raynaud (1997). Ariane évalue de manière efficace le transport des

TABLE 3.2. – Nombre de particules initial et de chaque critère pour les 11 expériences. Pour le critère de la couche mélangée, il est important de noter qu’il contient aussi toutes les particules qui n’ont pas atteint de section après 500 ans d’intégration. Les pourcentages correspondent à la proportion des particules pour chaque critère par rapport aux particules initiales.

Expérience (kyr BP)	Nombre initial de particules ¹	Pacifique nord	ITF	Indien sud	Atlantique sud	Couche mélangée
5.5-5	4 835 194	131 776 (2.7 %)	2 453 (0.05 %)	124 764 (2.6 %)	0	4 576 201 (94.6 %)
5-4.5	4 835 194	130 151 (2.7 %)	1 785 (0.04 %)	135 559 (2.8 %)	0	4 567 699 (94.5 %)
4.5-4	4 835 194	137 201 (2.8 %)	2 371 (0.05 %)	130 414 (2.7 %)	0	4 565 208 (94.4 %)
4-3.5	4 835 194	142 496 (2.9 %)	2 080 (0.04 %)	129 409 (2.7 %)	0	4 561 209 (94.3 %)
3.5-3	4 835 194	145 219 (3.0 %)	2 163 (0.05 %)	137 964 (2.9 %)	0	4 549 848 (94.1 %)
3-2.5	4 835 194	135 180 (2.8 %)	1 973 (0.04 %)	131 250 (2.7 %)	0	4 566 791 (94.5 %)
2.5-2	4 835 194	144 685 (3.0 %)	2 502 (0.05 %)	138 832 (2.9 %)	0	4 549 175 (94.1 %)
2-1.5	4 835 194	140 745 (2.9 %)	2 712 (0.06 %)	141 222 (2.9 %)	0	4 550 515 (94.1 %)
1.5-1	4 835 194	129 716 (2.7 %)	2 307 (0.05 %)	142 319 (2.9 %)	0	4 560 852 (94.3 %)
1-0.5	4 835 194	129 553 (2.7 %)	2 484 (0.05 %)	142 869 (3.0 %)	0	4 560 288 (94.3 %)
0.5-0	4 835 194	121 908 (2.5 %)	2 358 (0.05 %)	143 939 (3.0 %)	0	4 566 989 (94.5 %)

masses d’eau entre différentes sections océaniques en suivant les trajectoires des particules. L’intégration des trajectoires dans Ariane utilise l’équation de continuité et respecte la non-divergence locale tridimensionnelle de l’écoulement.

Chaque particule est suivie à chaque pas de temps le long de sa trajectoire, qui est calculée en fonction du champ de vitesse en évolution, jusqu’à ce qu’elle atteigne l’une des sections spécifiées (Blanke and Raynaud, 1997). Les sections peuvent être définies géographiquement, ou selon des critères dynamiques ou temporels. Tout au long de son parcours, la vitesse, la température, la salinité et la densité de la particule évoluent au fil de l’intégration temporelle, selon les champs du modèle eulérien local (Blanke and Raynaud, 1997).

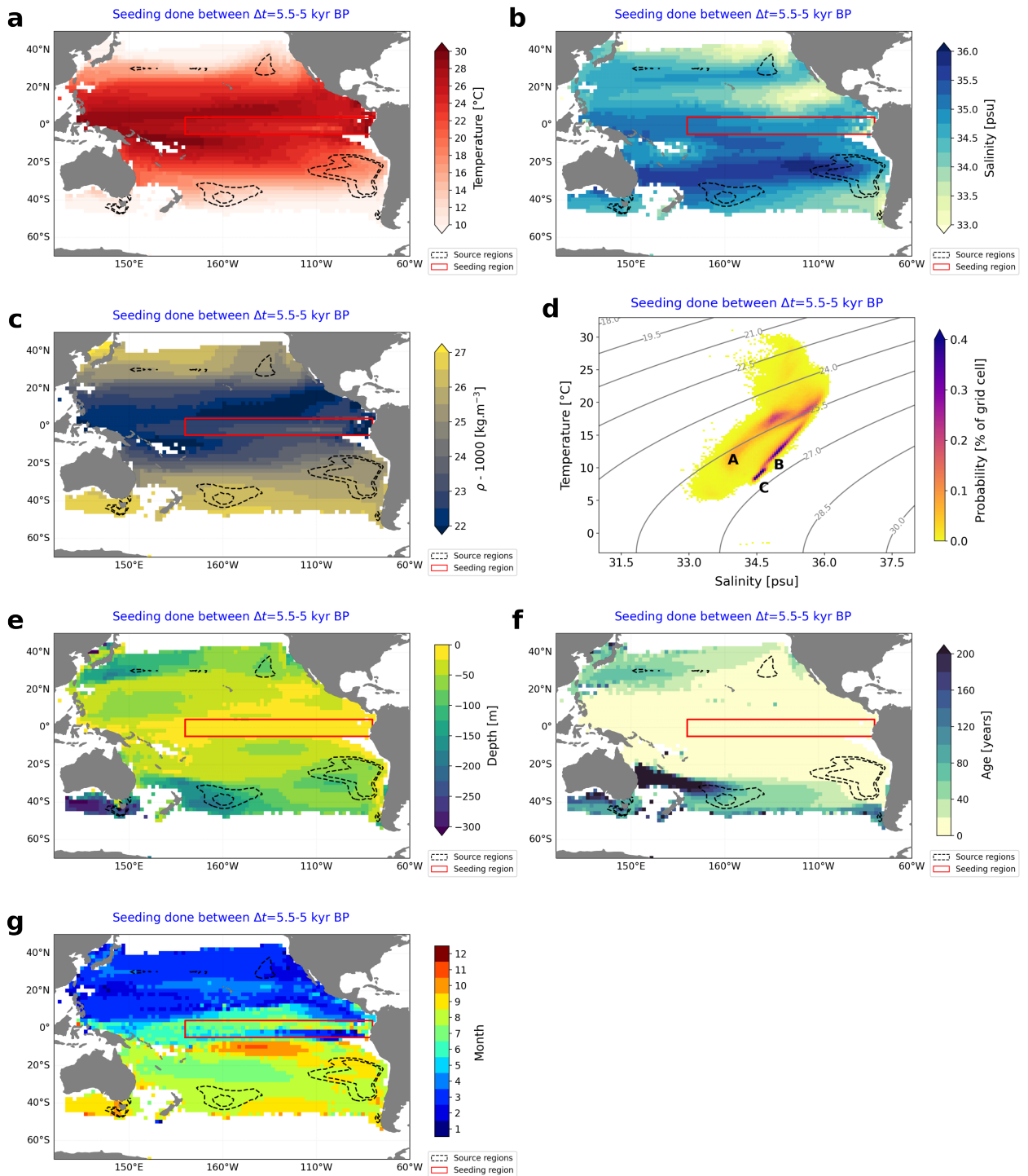


FIGURE 3.9. – Propriétés des particules qui entrent en subduction dans la thermocline équatoriale pour une des expériences, ici pour les particules lancées entre 5500-5000 BP : a) température, b) salinité, c) densité, d) diagramme T-S pour les particules du Pacifique sud, e) profondeur, f) âge et e) mois de subduction. Les contours noirs sur les cartes représentent les endroits où la fonction de probabilité de densité des particules est supérieure à 0.1 et 0.2 % (là où se situent les eaux qui alimentent le plus la thermocline équatoriale). Les particules sont initialisées dans les rectangles rouges sur les cartes. Les couleurs sur le diagramme T-S représente la fonction de densité de probabilité pondérée par le transport. Les sources repérées sont représentées par leur lettre. La densité est exprimée en différence de 1000 kg/m^3 . Les autres expériences sont en annexe 8.2.

Chaque particule peut être considérée comme un volume d'eau évoluant dans le temps. Les analyses statistiques de l'ensemble de ces trajectoires représentent comment les masses d'eau sont transportées de cette section initiale vers une section d'interception. Chaque particule représente une fraction du transport total à travers la section initiale (Blanke et al., 1999). L'algorithme de cette assignation de transport est le suivant : chaque cellule de grille avec un transport donné T_n est décrite avec N_n particules, et ce nombre entier de particules N_n satisfait à :

$$\frac{T_n}{N_n} \leq T_0 \quad (3.2)$$

où T_0 est le transport maximal prescrit associé à une seule particule. Cette assignation est effectuée pour chaque pas de temps des données du modèle océanique en entrée d'Ariane et pendant une période définie pour une expérience. Le nombre total de particules est la somme des N_n sur toutes les cellules de grille de la section initiale. En raison de la faible résolution du modèle océanique et de la dynamique linéaire associée, j'ai utilisé une valeur élevée pour T_0 de telle sorte qu'une seule particule est libérée dans chaque cellule de grille de la section initiale à chaque pas de temps.

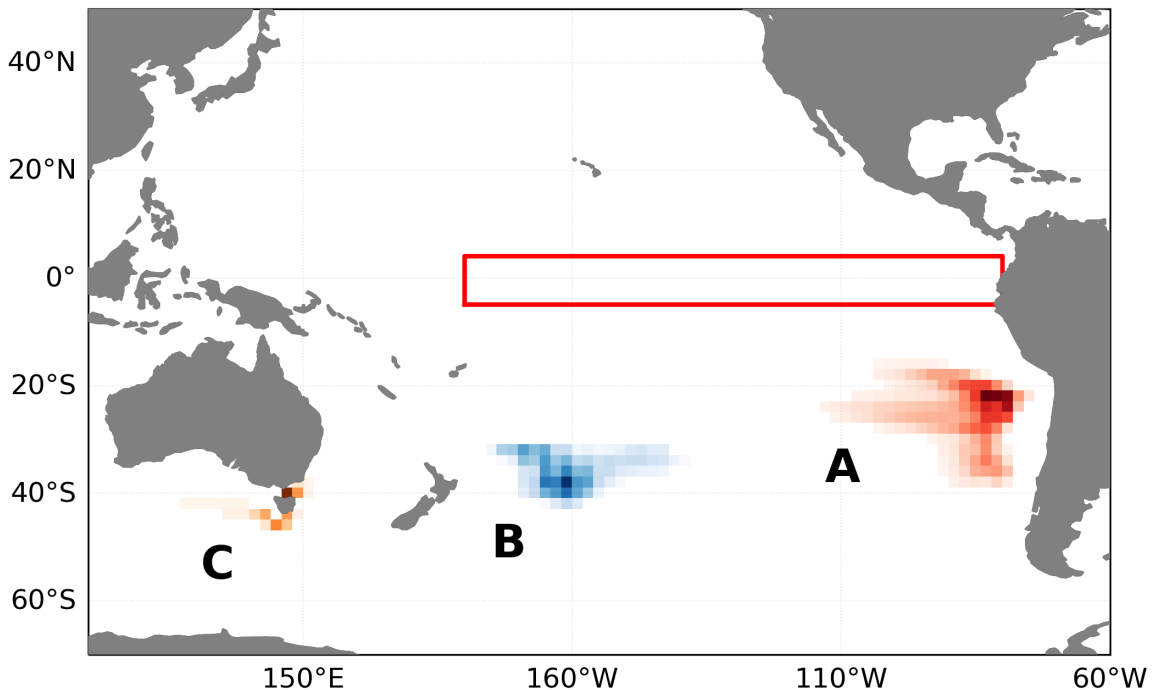


FIGURE 3.10. – Sources dans le Pacifique sud repérées au cours des 11 expériences, ici on prend l'expérience où les particules sont initialisées entre 5500 et 5000 BP : A au niveau de la côté chilienne, B à l'est de la Nouvelle-Zélande et C au niveau de la Tasmanie en Australie. Les couleurs représentent la fonction de probabilité de densité pondérée par la valeur du transport. Plus la couleur est foncée, plus la probabilité est grande. Les sources changent légèrement au cours de l'Holocène, mais leur localisation reste qualitativement la même. La boîte rouge correspond à l'endroit de l'initialisation des particules.

Dans mon protocole expérimental, chaque particule est initialement positionnée dans la thermocline équatoriale (figure 3.8). J'initialise les particules en tenant compte de la profondeur de la thermocline dans le modèle, variant en fonction du temps, de la latitude et

de la longitude. J'utilise les données mensuelles de la simulation transitoire Vlr01 comme entrée de l'outil Ariane. Chaque particule est ensuite suivie jusqu'à ce qu'elle atteigne des sections spécifiques. J'ai choisi plusieurs critères pour ces sections (figure 3.8). Les particules se déplacent sur une durée maximale de 500 ans après leur initialisation. Elles cessent de se déplacer lorsqu'elles atteignent une section physique, comme l'Arctique, le Pacifique nord, l'ITF, l'océan Indien du sud ou l'Atlantique du sud, ou une section dynamique dès lors qu'elles pénètrent dans la couche de mélange (définie par une différence de densité avec la surface inférieure à 0.3 kg/m^3). Le critère qui m'importe le plus est celui de la couche mélangée, car comme expliqué auparavant, les masses d'eau qui entrent en subduction dans la thermocline équatoriale se forment quand la couche mélangée est profonde en hiver. C'est d'ailleurs dans la couche mélangée que les particules acquièrent leur caractéristique de température, salinité et densité qu'elles gardent le long de leur trajet en direction de l'équateur (trajectoire entre le long d'isopycnes).

Les particules sont analysées en remontant dans le temps, c'est-à-dire que leur trajectoire est retracée à l'envers pour identifier leur source. J'ai réalisé 11 expériences, espacées de 500 ans chacune, fournissant ainsi un aperçu de l'évolution de la ventilation de la thermocline équatoriale au cours de l'Holocène. Notre attention se porte principalement sur les particules atteignant la couche mélangée (la surface), car celles-ci sont cruciales pour expliquer les phénomènes décrits dans la littérature. Les particules atteignant la couche mélangée et le critère temporel représentent plus de 94 % des particules initialement positionnées (tableau 3.2). J'utilise l'expérience où les particules sont lancées entre 5500 et 5000 BP comme exemple pour illustrer quelques résultats de mon analyse. Les mêmes résultats mais des autres expériences sont disponibles dans les figures 8.1, 8.2, 8.3, 8.4, 8.5, 8.6 et 8.7 en annexe 8.2. Mon analyse se restreint aux particules d'âge supérieur à 1 an pour laisser du temps aux particules de circuler et inférieur à 499 ans pour ne pas garder les particules qui n'ont pas atteint de section.

TABLE 3.3. – Caractéristiques moyennes des différentes sources sur les 11 expériences au cours de l'Holocène.

Sources	Contribution (%)	Profondeur (m)	Mois	Âge (ans)	Densité (kg/m^3)	Température ($^{\circ}\text{C}$)	Salinité (psu)
Source A	34	65	9	8	1025	17	34.9
Source B	10	132	8	81	1026	14	35.0
Source C	4	214	9	96	1027	9	34.5
Pacifique sud (autres)	26	67	8	52	1025	19	34.8
Pacifique nord	26	51	4	20	1024	21	34.2

3.6. Trois sources différentes alimentent la thermocline équatoriale du Pacifique

Pour les particules atteignant la couche de mélange, on observe que celles du Pacifique sud représentent plus de 70 % de densité de probabilité pondérée par la valeur du transport, tandis que les particules du Pacifique nord ne contribuent qu'à hauteur de 30 % (figure 3.11a).

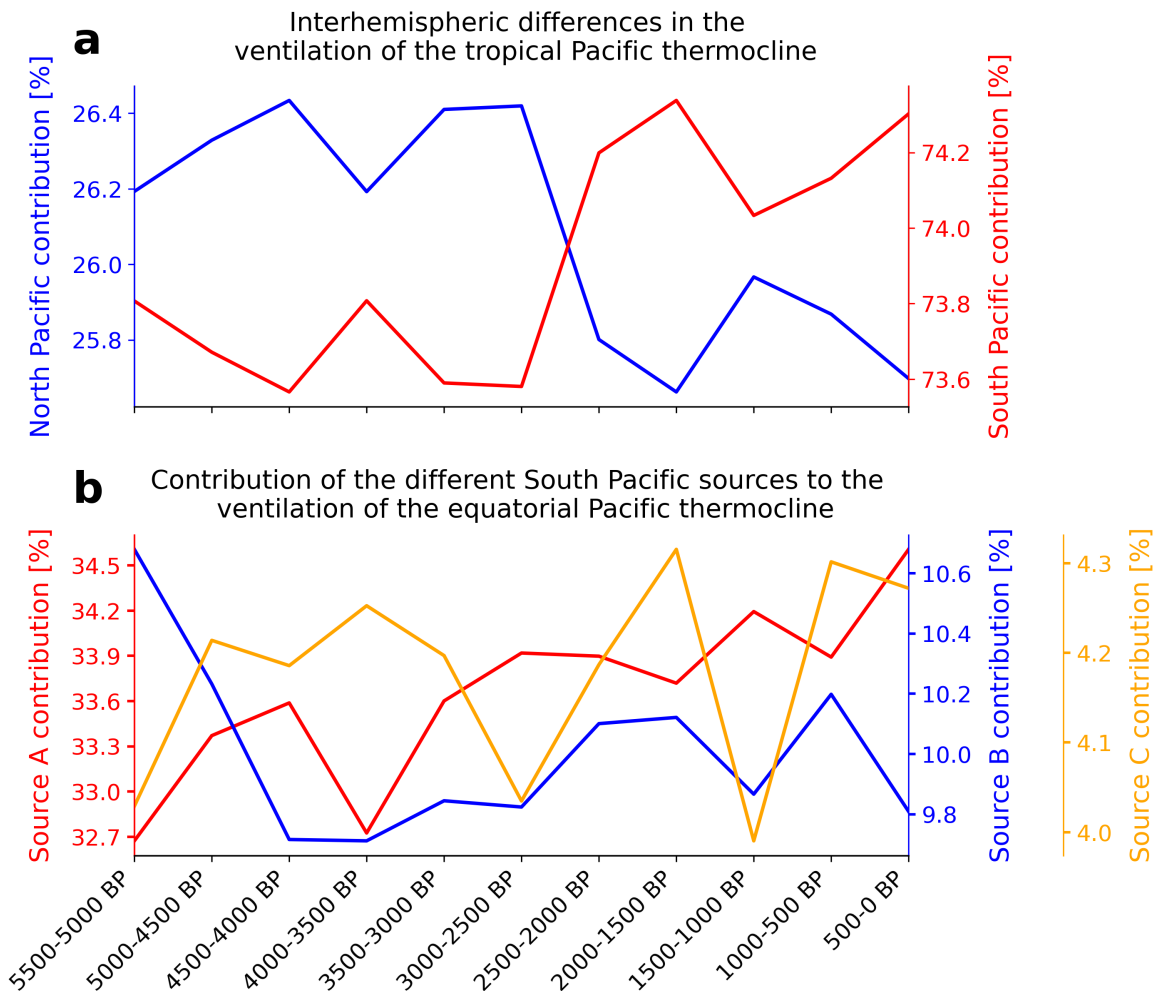


FIGURE 3.11. – a) Contribution inter-hémisphérique de l'alimentation de la thermocline équatoriale du Pacifique. Il s'agit de la somme de la densité de probabilité pondérée par le transport dans chaque hémisphère et pour chaque expérience. La somme des deux hémisphères donne 100 % pour chaque expérience. Les changements sont faibles au cours de l'Holocène (moins de 1 %). b) Contribution des différentes sources (A, B et C) dans l'alimentation de la thermocline équatoriale du Pacifique. Il s'agit de la somme de la densité de probabilité pondérée par le transport pour chaque source. La somme des trois sources donne environ 50 % sur l'Holocène. Sachant que le Pacifique sud représente 70 % de la ventilation totale de la thermocline, il manque 20 % qui ne constituent pas de sources majeures. Les changements sont faibles au cours de l'Holocène (moins de 1 %).

Cette asymétrie nord-sud dans la circulation océanique du Pacifique est conforme aux résultats des études antérieures, qui suggèrent que cela peut être partiellement attribué à la présence de l'ITCZ (comme explicitée précédemment avec le NECC), localisée dans l'hémisphère nord en moyenne annuelle. Ce premier résultat corrobore qualitativement les

conclusions avancées par Liu et al. (2014); White et al. (2018). Notons que Thomas and Fedorov (2017), avec le modèle IPSL-CM5A-LR, trouvent une contribution plus importante du Pacifique nord ce qui réduit la contribution du Pacifique sud d'environ 15 % par rapport à mes résultats (environ 55 % pour le Pacifique sud), confirment néanmoins l'asymétrie nord-sud dans la circulation océanique du Pacifique. Leur étude est basée sur une initialisation dans la couche mélangée du Pacifique équatorial, ce qui expliquerait en partie la différence. Mes résultats suggèrent que la simulation transitoire Vlr01 reproduit les grands schémas de la circulation océanique.

Les trois sources principales identifiées dans le Pacifique sud se situent à l'ouest du Chili, à l'est de la Nouvelle-Zélande et au sud de l'Australie, et sont respectivement désignées comme sources A, B et C (figure 3.10). White et al. (2018) avance qualitativement l'idée que les eaux modales du Pacifique sud contribuent en partie à la diminution de la rétroaction de la thermocline équatoriale. J'ai expliqué qualitativement ce qu'étaient les eaux modales. La source A ressemble à la South Pacific Eastern Subtropical Mode Water (SPESTMW), antérieurement documentée (Wong and Johnson, 2003). La SPESTMW se propage vers le nord-ouest à partir de sa région de ventilation dans le gyre subtropical, rejoignant finalement le courant sud-équatorial (Wong and Johnson, 2003). La source B semble associée à la South Pacific Western Subtropical Mode Water (SPWSTMW), également documentée (Qi et al., 2020; Hanawa and Talley, 2001), bien que ses limites territoriales soient légèrement différentes. La SPWSTMW se forme par le mélange et le refroidissement en profondeur des eaux séparées de l'EAC (Roemmich and Cornuelle, 1992). Enfin, la source C peut être reliée à la Sub-Antarctic Mode Water (SAMW), déjà étudiée (Fernández Castro et al., 2022), et identifiée comme une source des eaux alimentant l'upwelling au niveau du Pérou (Toggweiler et al., 1991).

L'examen du diagramme T-S (Température-Salinité) des différentes sources, comparé à la littérature sur les observations, permet d'évaluer la concordance entre ces sources et les eaux modales mentionnées précédemment de manière quantitative (exemple de l'expérience 5500-5000 BP, figure 3.9d et figure 3.12). La source A présente également une correspondance avec un profil T-S de la SPESTMW documentée dans Wong and Johnson (2003) sur la figure 3.13a. En ce qui concerne la source B, des similitudes sont observées dans les gammes de densité, de température et de salinité avec la SPWSTMW décrites dans Hanawa and Talley (2001) et montrées dans Forrer et al. (2023) sur la figure 3.13b. La source C correspond presque parfaitement à un profil T-S rapporté dans Fernández Castro et al. (2022) pour la SAMW sur la figure 3.13c, démontrant ainsi la robustesse de ce résultat. Bien que je ne prétends pas que l'ensemble de la SAMW soit représenté dans le modèle, la comparaison directe indique qu'au moins une fraction de ces eaux alimente effectivement la thermocline équatoriale du Pacifique.

Parmi les trois sources principales contribuant à l'alimentation de la thermocline équatoriale, la source A est la plus importante, suivie de près par la source B, puis la source C dans ces expériences (figure 3.11b). Cette hiérarchie souligne l'importance des eaux modales du Pacifique sud-est dans la modulation de la ventilation de la thermocline équatoriale, influençant potentiellement ENSO (Wong and Johnson, 2003). Les trois sources combinées représentent 50 % de la contribution totale (pour les deux hémisphères), expliquant ainsi plus des trois quarts des 70 % de la contribution des particules du Pacifique Sud seule. Les 20 % restants ne sont pas négligeables, bien qu'ils ne correspondent pas à des sources majeures, et pourraient avoir un impact significatif. J'en discute dans les sections suivantes.

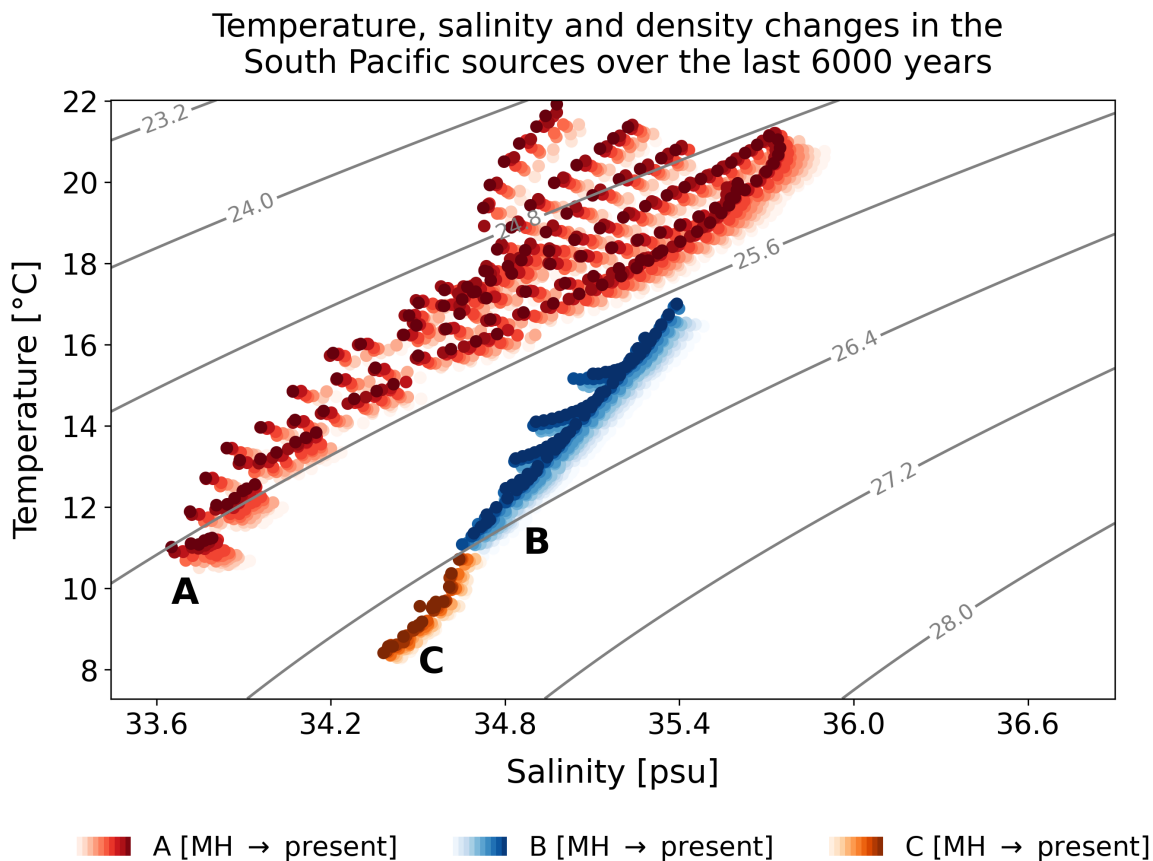


FIGURE 3.12. – Diagramme T-S qui montre l'évolution des sources A, B et C à travers les différentes expériences, donc au cours de l'Holocène. Les sources sont représentées en rouge pour A, bleu pour B et orange pour C. Le gradient de couleur va du plus clair, à l'Holocène moyen, au plus foncé, vers le présent. La densité est calculée selon la [Thermodynamic Equation of Seawater 2010 \(TEOS-10\)](#), basée sur une formulation de la fonction de Gibbs à partir de laquelle toutes les propriétés thermodynamiques de l'eau de mer sont calculées, et est représentée en contour gris. La densité est exprimée en différence à 1000 kg/m^3 . Les températures et salinités des sources sont prises avec un masque basé sur la densité de probabilité des particules pondérée par leur transport (cf figure 3.10).

3.7. Des eaux plus chaudes qui alimentent la thermocline équatoriale?

Les conclusions tirées de mon analyse lagrangienne soulèvent des questions intéressantes quant à l'influence des eaux du Pacifique sud sur la ventilation de la thermocline équatoriale. Malgré l'observation selon laquelle le Pacifique sud est le principal contributeur à ce processus, l'examen des températures des principales sources ne révèle pas de signe clair d'eaux plus chaudes à l'Holocène moyen (figure 3.14a-c). Si, dans l'ensemble, les trois sources ne présentent pas de tendance à une température plus élevée à l'Holocène moyen, cela suggère que le Pacifique sud pourrait ne pas être impliqué dans l'augmentation de la température de la thermocline équatoriale au cours de cette période. Cette observation renforce l'idée que des facteurs locaux, tels que la rétroaction de Bjerknes (alizés plus forts à l'Holocène moyen, thermocline plus profonde à l'ouest), pourraient jouer un rôle plus prédominant dans ce processus.

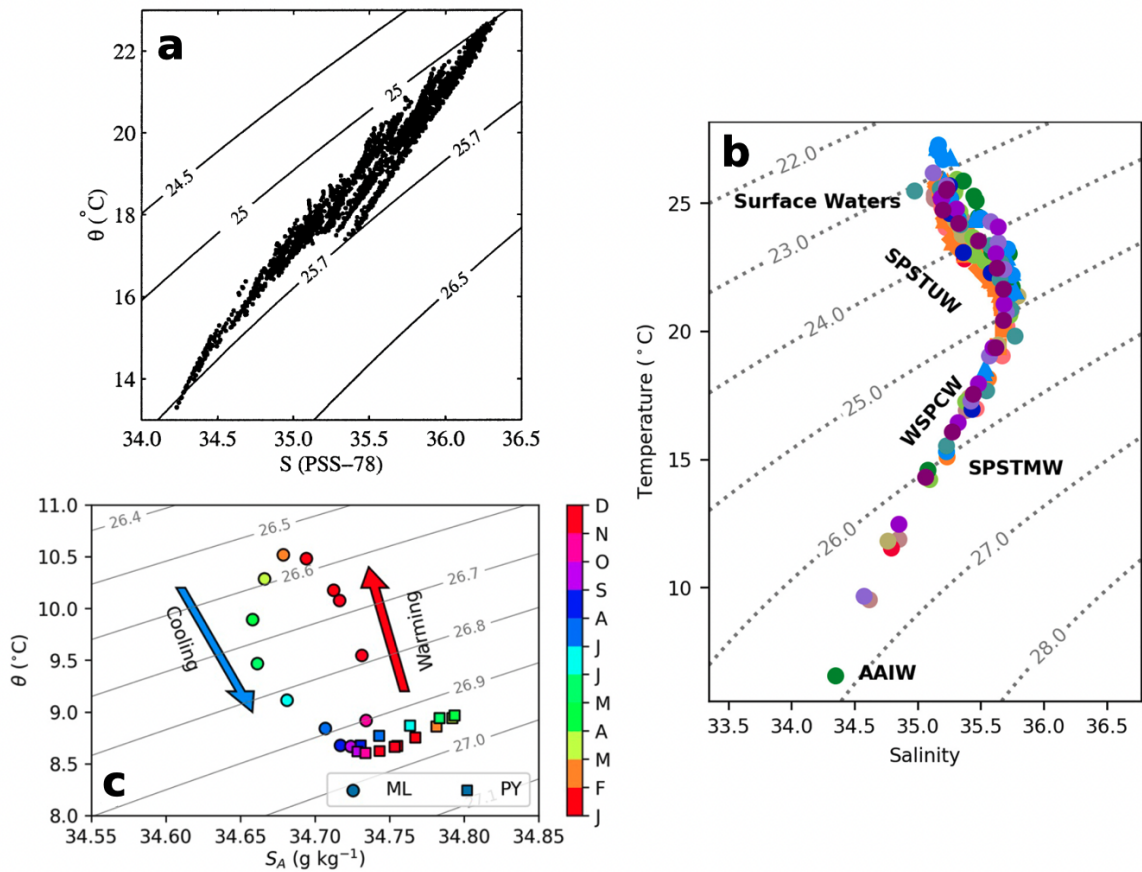


FIGURE 3.13. – Comparaison de diagrammes T-S de la littérature adaptés de a) [Wong and Johnson \(2003\)](#) pour South Pacific Eastern Subtropical Mode Water (SPESTMW), b) [Forrer et al. \(2023\)](#) pour South Pacific western subtropical mode water (SPWSTMW) et c) [Fernández Castro et al. \(2022\)](#) pour Sub-Antarctic Mode Water (SAMW).

Cette tendance se reflète également dans l'évolution des caractéristiques des sources sur un diagramme Température-Salinité (T-S) (exemple de l'expérience 5500-5000 BP, figure 3.9d et figure 3.12). L'ensemble des sources présente un déplacement vers des eaux plus chaudes et moins salées au fil des expériences (figure 3.12) et, par conséquent, au cours de l'Holocène. Ce changement se traduit par une modification des propriétés de température, de salinité et de densité. Ainsi, les sources ont légèrement diminué en densité au cours de l'Holocène. Bien que cette observation puisse paraître contre-intuitive par rapport aux attentes formulées dans la littérature pour l'Holocène ([Liu et al., 2014](#); [White et al., 2018](#)), elle suggère que les eaux alimentant la thermocline équatoriale ne sont pas plus chaudes à l'Holocène moyen, mais qu'elles le deviennent au cours de l'Holocène. Cela indique que ces eaux n'ont pas eu l'effet de diminution de la rétroaction de l'upwelling suggérée par [Liu et al. \(2014\)](#). J'avance l'hypothèse qu'au premier ordre, les sources diminuent la rétroaction de l'upwelling, mais cette diminution est très légère à la fin de l'Holocène dans la simulation Vlr01. En effet, on observe une très légère diminution de cette rétroaction en saisonnier et en moyenne annuelle, par exemple pour la période 1000-500 BP (figure 3.1k). Cependant, si c'est le cas, cet effet est minime.

En revisitant les pourcentages manquants des sources dans le Pacifique nord et les sources restantes dans le Pacifique sud (autres que A, B et C), aucune augmentation de la tempé-

rature des eaux à l'Holocène moyen n'est observée (figure 3.14d et e). Bien qu'une légère élévation de la température soit notée entre les expériences 5500-5000 BP et 5000-4500 BP pour les eaux du Pacifique sud autres que les sources principales (figure 3.14d), elle tend à diminuer au fil des expériences suivantes. De plus, ces eaux ne représentent que 26 %, ce qui ne semble pas être représentatif d'un changement significatif expliquant des eaux plus chaudes à l'Holocène moyen, surtout lorsque toutes les autres sources combinées ne montrent aucune augmentation de température à cette période.

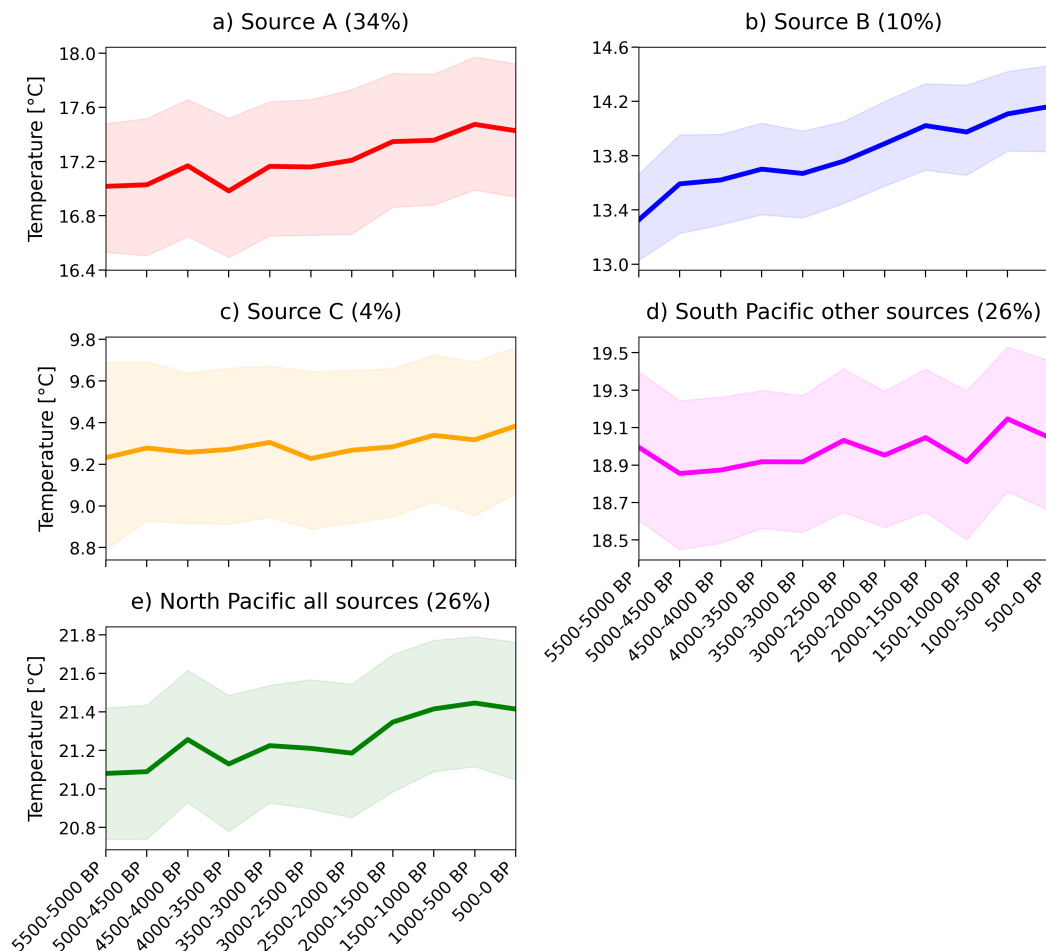


FIGURE 3.14. – Température moyenne des eaux qui ventilent la thermocline équatoriale dans le Pacifique sud pour chaque expérience lagrangienne pour les sources A, B et C. Le temps en années BP correspond à l'intervalle d'initialisation des particules. L'erreur sur la moyenne est estimée par méthode en bootstrap, répétée 1000 fois avec un niveau de confiance de 95 %.

De plus, mon analyse a permis d'identifier trois sources distinctes avec des profils T-S différents (exemple de l'expérience 5500-5000 BP, figure 3.9d et figure 3.12). La proximité entre les sources B et C dans un diagramme T-S suggère une origine commune, avec une possible transformation de C à B, donc de la SAMW à la SPWSTMW. Cette observation souligne la connexion entre les eaux des régions subpolaires (source C) et subtropicales (source B), ce qui a déjà été souligné (Fieux and Webster, 2017). En effet, cette connexion peut se faire via un courant qui relie le front subtropical du Pacifique sud au front de Tasmanie (figure 3.5).

Un élément clé à considérer est le mois préférentiel de subduction des particules, déterminé par l'indice temporel associé à chaque particule. Ces résultats indiquent une préférence

marquée pour la fin de l'été et le début de l'automne boréal (fin de l'hiver et début du printemps austral) pour les trois sources (tableau 3.3 et exemple de l'expérience 5500-5000 BP, figure 3.9g). Ce choix saisonnier concorde avec la période où la couche de mélange est la plus profonde (figure 3.4d-f et figure 3.7b) et est en accord avec les observations (Wong and Johnson, 2003; Hanawa and Talley, 2001; Fernández Castro et al., 2022; Qi et al., 2020). De plus, cela correspond à une période de l'année où les eaux de surface du Pacifique sud sont plus chaudes qu'actuellement comme démontré par Liu et al. (2014), à cause de l'effet de la précession. Je pointe une apparente incohérence entre leur résultat et le mien, car le diagramme T-S des sources montre des eaux moins chaudes, et moins salines et donc moins denses à l'Holocène moyen (figure 3.12). Mon résultat semble valide avec le mécanisme de formation des eaux modales. Liu et al. (2014) ne regardent que les eaux de surface, et dans mon analyse, les caractéristiques de densité, température et salinité des particules sont celles de particules qui entrent en subduction dans la thermocline et non pas en surface. J'ai montré auparavant que la température des eaux sources était plus faibles à l'Holocène moyen, mais un aspect dont Liu et al. (2014) ne parlent pas est celui de la salinité. Dans le diagramme T-S de la figure 3.12, il y a un effet non-négligeable de la diminution de la salinité à l'Holocène moyen, qui affecte la densité également.

Une caractéristique notable de notre analyse est la différence significative des temps de réponse moyens des sources (tableau 3.3 et exemple de l'expérience 5500-5000 BP, figure 3.9f). Les particules de la source A (SPESTMW) mettent en moyenne moins de 10 ans pour atteindre la thermocline équatoriale, tandis que celles de la source B (SPWSTMW) nécessitent environ 85 ans, et celles de la source C (SAMW) atteignent la thermocline équatoriale en moyenne après 100 ans. Ces variations temporelles distinctes sont importantes pour comprendre l'impact de chaque source sur la thermocline équatoriale. J'ai montré que sur l'Holocène, leur impact est faible sur la thermocline, mais une analyse sur des temps plus courts ou plus longs révélerait peut-être une autre histoire, en particulier pour analyser les fluctuations multi-décennales à séculaire de l'état moyen et ses liens avec la variabilité ENSO.

Résumé

Dans ce chapitre, je révèle quelques résultats surprenants concernant l'analyse lagrangienne des sources alimentant la thermocline équatoriale dans le Pacifique. Bien que le Pacifique sud émerge comme le principal contributeur à la ventilation de la thermocline équatoriale, ces résultats ne montrent pas de signes clairs d'eaux plus chaudes issues de cette région à l'Holocène moyen. Les sources principales, représentées par les sources A, B, et C, ne présentent pas une tendance générale à une augmentation de la température de la thermocline équatoriale à l'Holocène moyen. Ce constat suggère que les variations locales, telles que la rétroaction de Bjerknes, pourraient jouer un rôle plus significatif dans l'évolution de la thermocline équatoriale au cours de cette période, contredisant ainsi les idées émises dans la littérature (Liu et al., 2014; White et al., 2018; Iwakiri and Watanabe, 2019a). Je note qu'il est important de prendre aussi en compte l'effet de la salinité, car c'est l'effet combiné de température et salinité qui joue sur le changement de densité. Au cours de l'Holocène, les sources deviennent moins denses à cause de la température qui augmente et la salinité qui diminue.

L'analyse détaillée des sources met en lumière trois régions distinctes dans le Pacifique sud, identifiées comme les sources SPESTMW (source A), SPWSTMW (source B), et SAMW (source C), dont les caractéristiques thermodynamiques s'accordent avec des eaux modales documentées précédemment (Wong and Johnson, 2003; Qi et al., 2020; Fernández Castro et al., 2022). Ces sources présentent des évolutions saisonnières cohérentes, initiant préférentiellement une subduction vers la thermocline équatoriale en fin d'hiver et début de printemps austral. Les différents temps de réponse de ces sources soulignent l'importance de comprendre comment ces contributions temporelles variables influent sur la dynamique de la thermocline équatoriale (Rodgers et al., 2003).

En résumé, bien que le rôle important du Pacifique sud dans la ventilation de la thermocline équatoriale soit confirmé, la question des eaux plus chaudes provenant de cette région ne reste pas une hypothèse cohérente avec mes résultats. Mes analyses soulignent la complexité du système océanique et la nécessité d'approfondir notre compréhension des mécanismes régissant la thermocline équatoriale, avec des implications potentielles pour notre compréhension des phénomènes climatiques tels qu'ENSO.

Limites

Bien que notre approche lagrangienne ait permis de mettre en évidence des résultats robustes, étayés par des comparaisons avec des observations pour la période actuelle et des connaissances établies en circulation océanique, plusieurs limitations méritent d'être soulignées. Tout d'abord, les changements induits par l'insolation de l'Holocène sont relativement faibles, compte tenu de la réponse souvent plus lente de l'océan par rapport à l'atmosphère. Il est donc crucial de considérer la possibilité que ces expériences lagrangiennes, bien que pertinentes, puissent nécessiter une adaptation méthodologique plus précise pour étudier les phénomènes à plus long terme.

Mon attention portée sur trois sources dans le Pacifique sud, bien qu'expliquant plus de 50 % de l'alimentation de la thermocline à l'équateur, laisse de côté une portion significative provenant du Pacifique nord et 20 % du Pacifique sud non explicitement discutés. Je montre que ces eaux ne jouent pas un rôle dans le changement de température de la thermocline équatoriale à l'Holocène moyen (figure 3.14d et e).

L'utilisation exclusive de la simulation Vl01, issue d'un modèle spécifique, constitue également une limitation. Les conclusions obtenues pourraient varier en explorant une simulation transitoire dans un autre modèle océanique, soulignant l'importance d'une approche comparative pour renforcer la robustesse des résultats. La méthodologie est en place et il sera facile d'appliquer l'outil Ariane aux autres simulations transitoires de l'Holocène du modèle de l'IPSL.

Un aspect quantitatif manquant dans notre étude concerne la trajectoire précise des particules alimentant la thermocline. Bien que la circulation de la gyre subtropicale Sud soit bien connue, une analyse plus approfondie, en utilisant une méthode qualitative préservant l'information du transport pendant l'intégration, pourrait offrir une perspective plus complète.

Enfin, l'utilisation d'un masque, où je ne garde que les eaux qui ont la plus grande densité de probabilité, pour extraire les informations de ces sources principales pourrait être étendue pour évaluer l'évolution de la température, de la salinité et de la densité dans les régions géographiques correspondantes au cours de l'Holocène. Ceci permettrait une validation plus approfondie de ces résultats lagrangiens en les comparant avec les tendances observées dans ces zones.

DIVERSITÉ DES ÉVÈNEMENTS EL NIÑO AU COURS DE L'Holocène

Dans le chapitre 3, je montre que l'alimentation de la thermocline équatoriale par des eaux plus chaudes venant du Pacifique sud n'est pas vérifiée dans la simulation transitoire Vlr01. L'augmentation de la variabilité d'ENSO au cours de l'Holocène est accompagnée par des changements de la rétroaction de la thermocline. Dans ce chapitre, j'explore comment ce changement de variabilité est accompagné par un changement de la diversité des événements El Niño à l'Holocène.

4.1. Qu'est-ce que la diversité des événements El Niño ?

La perception initiale d'une évolution typique d'un événement El Niño implique un réchauffement au large de l'Amérique du Sud, suivi d'un réchauffement dans le centre de l'équateur du Pacifique pendant l'été austral (Wyrтки, 1975; Rasmusson and Carpenter, 1982). L'événement El Niño de 1982-83 a été très étudié à cause des amplitudes importantes et des anomalies maximales simultanées à la fois dans l'est et dans le centre de l'équateur du Pacifique (Cane, 1983). L'événement de 1997-98 et ceux qui ont suivi ont montré que chaque El Niño a une distribution spatiale (pattern) des anomalies de SST et des précipitations qui est unique (Capotondi et al., 2015). Autrement dit, les événements El Niño présentent une diversité remarquable dans leurs patterns spatiaux (Timmermann et al., 2018). Dans la figure 4.1, on retrouve la diversité des composites de SST pendant les événements El Niño (et la Niña) les plus récents.

Les efforts des scientifiques pour comprendre et catégoriser cette diversité ont conduit à la distinction entre les événements El Niño du Pacifique de l'est (EP) et du Pacifique central (CP), mettant en lumière leurs caractéristiques uniques et les impacts climatiques qui leur sont associés. Les événements El Niño EP se manifestent généralement par un réchauffement prononcé près de la côte de l'Amérique du Sud (comme le composite du El Niño de 1997-1998 dans la figure 4.1). En revanche, les événements El Niño CP se caractérisent par un réchauffement maximal dans le centre du Pacifique équatorial (comme le composite du El Niño de 2009-2010 dans la figure 4.1). La distinction entre les événements El Niño EP et CP a des implications pour les impacts climatiques associés, tels que les changements dans les régimes de précipitations, les anomalies de température et la circulation atmosphérique. En effet, les événements El Niño EP ont tendance à impliquer des anomalies de tension de vents à l'échelle du bassin Pacifique, un marquage de la relaxation très fort du tilt zonal de la thermocline équatoriale, des déplacements marqués vers l'est de la circulation de Walker et une forte décharge de contenu thermique loin de la région équatoriale, ce qui augmente la probabilité de passer à un événement La Niña. Les événements CP El Niño ont tendance

à impliquer des rétroactions plus locales du vent, peu de réduction du tilt zonal de la thermocline, de faibles changements de la circulation de Walker et ont une terminaison plus précoce.

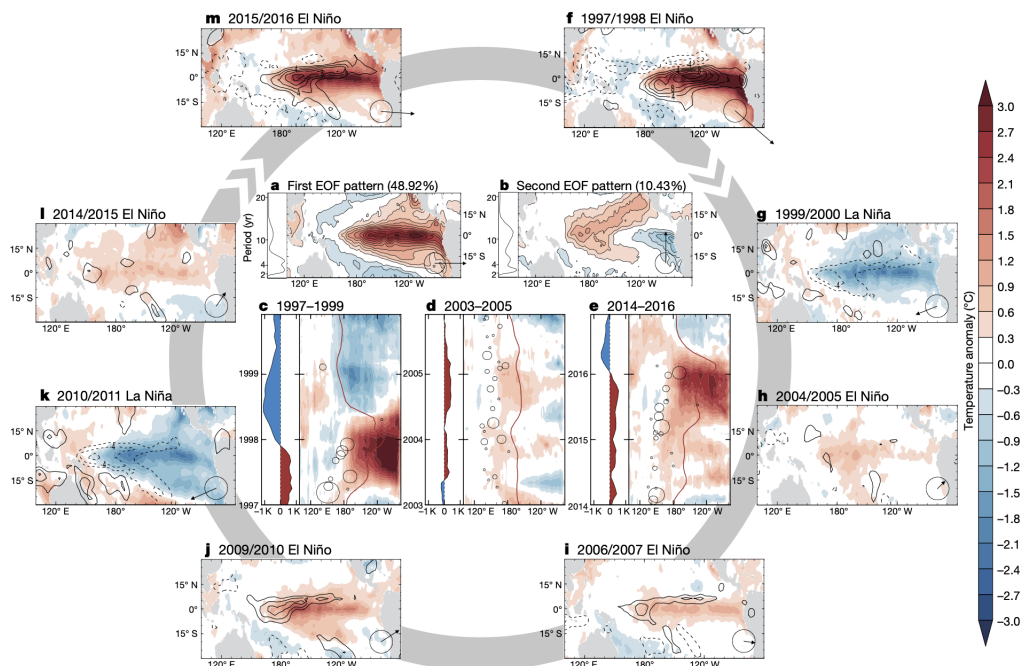


FIGURE 4.1. – Complexité spatio-temporelle des anomalies de SST associées aux événements El Niño et La Niña de 1997 à 2016. Figure adaptée de [Timmermann et al. \(2018\)](#).

Pour classer et étudier systématiquement les événements El Niño, les scientifiques ont recours à diverses méthodes, notamment l'utilisation d'indicateurs calculés à partir de régions définies par des boîtes. La méthode des boîtes consiste à définir des régions spécifiques dans le Pacifique équatorial comme Niño3.4 (5°S-5°N, 170°-120°W), Niño3 (5°S-5°N, 150°-90°W), Niño4 (5°S-5°N, 160°E-150°W) et Niño1+2 (10°N-0°, 90°-80°W). Ensuite, il est question d'appliquer des critères de seuil pour identifier le type d'El Niño sur la base des anomalies de SST dans ces régions, offrant une approche de classification simple ([Kug et al., 2009](#); [Yeh et al., 2009](#); [Ren and Jin, 2011](#)). La boîte Niño3.4 est particulièrement utilisée pour un El Niño typique, et ne discrimine pas entre les événements EP et CP, c'est la boîte la plus utilisée. La boîte Niño1+2 est à l'extrême est du Pacifique équatorial et sert à décrire les événements EP extrêmes, alors que la boîte Niño3 permet de quantifier les événements EP plus généralement. La boîte Niño4 permet de classer les événements CP.

Une autre manière de regarder la diversité des événements ENSO est l'analyse des fonctions empiriques orthogonales (EOF) des SST du Pacifique équatorial. Elle décompose les patterns de variabilité en modes orthogonaux, chacun représentant une structure spatiale distincte contribuant à la variabilité globale. Les quelques premiers modes de l'EOF représentent les structures spatiales les plus significatives associées aux événements El Niño (figure 4.1a et b). Une étude menée par [Takahashi et al. \(2011\)](#) prend la rotation des deux premiers patterns des SST du Pacifique tropical afin de distinguer les événements EP et CP. Cela permet de s'affranchir de la rigidité de la méthode des boîtes, et avoir une définition prenant mieux en compte la complexité des caractéristiques spatiales des événements El Niño.

Cependant, la plupart de ces métriques sont basées sur des périodes courtes, qui ne sont peut-être moins valides quand l'état moyen du Pacifique est différent de l'actuel. Si beaucoup d'études sont basées sur le présent ou les projections futures, qu'en est-il de la diversité des évènements El Niño à l'Holocène ?

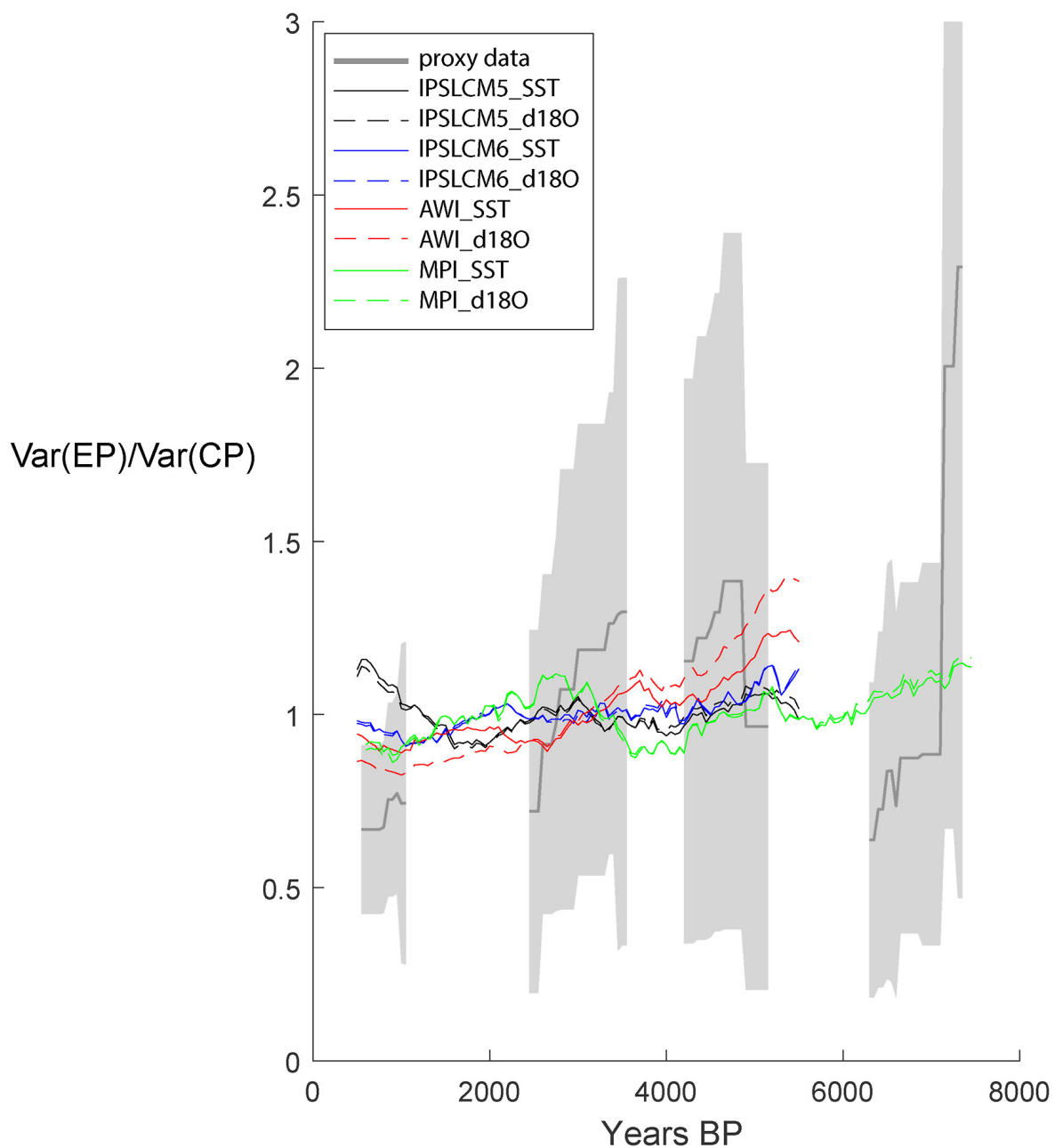


FIGURE 4.2. – Évolution du ratio de variance du Pacifique de l'est par rapport au Pacifique central au cours de l'Holocène, à partir d'archives paléoclimatiques (gris) et dans les simulations Vlr01 (noir), Sr02 (bleu), AWI-ESM2 (rouge) et MPI-ESM (vert), en utilisant les SST (lignes continues) et le $\delta^{18}\text{O}$ estimé dans les simulations à l'aide de la salinité de surface et de la SST (lignes en pointillé). Figure adaptée de Carré et al. (2021) (annexe 8.1).

4.2. Diversité des évènements El Niño au cours de l'Holocène

[Karamperidou et al. \(2015\)](#) a mené une étude de modélisation sur la diversité des évènements El Niño à l'Holocène. Ils utilisent deux simulations à l'équilibre provenant d'un modèle climatique couplé : une représentant le climat moyen il y a 6 ka (MH), et une simulation de contrôle préindustrielle (PI). En utilisant la rotation des EOF comme dans [Takahashi et al. \(2011\)](#), leur résultat est que la variance des évènements EP a diminué en variance de MH à PI, et que les évènements CP n'ont pas vraiment changé en termes de variance.

La diversité des évènements ENSO à l'Holocène a déjà été étudiée du côté des données (e.g., [Carré et al., 2014](#)). Une première synthèse entre modèles et données a été menée par [Emile-Geay et al. \(2016\)](#) dans le but de mieux comprendre comment le cycle saisonnier et la variabilité du Pacifique ont varié au cours de l'Holocène. Si le lien avec la saisonnalité n'est pas tenu entre modèles et données, celui de la diminution de la variance d'ENSO à l'Holocène est ressortie. Cette étude est l'une des premières synthèses reliant les résultats des modèles aux données pour différentes boîtes du Pacifique (est, centre et ouest par exemple) ayant une forte densité de données. Ce travail a été continué par [Carré et al. \(2021\)](#).

Dans l'étude de [Carré et al. \(2021\)](#), nous avons considéré quatre simulations transitoires issues de modèles couplés dont deux de l'IPSL (chapitre 2). L'un des objectifs était de comparer les simulations transitoires aux données paléoclimatiques. Afin de comparer les résultats de façon cohérente, nous avons regroupé les archives paléoclimatiques par boîtes dans l'océan Pacifique (similaire à [Emile-Geay et al. 2016](#)). Pour cette étude, on s'est plus particulièrement intéressés à la façon de définir la diversité des évènements ENSO. Nous avons décidé de rester proche de ce que les données pouvaient fournir. La couverture de données permet de définir des boîtes géographiques dans l'est et le centre du Pacifique. Le ratio de variance entre l'est et le centre du Pacifique permet de qualitativement étudier la variance des évènements El Niño EP sur CP. Quand on calcule le ratio de variance de la boîte est Pacifique sur la boîte Pacifique central, les simulations transitoires montrent une tendance négative sur l'Holocène, même si le changement est chaotique et que pour certaines simulations, la tendance remonte pour le dernier millénaire. Autrement dit, nous montrons qu'avec les boîtes définis par rapport aux données, la variance dans l'est Pacifique était plus grande que celle du centre Pacifique à l'Holocène moyen (figure 4.2). Le ratio de variance dans les données paléoclimatiques, issus de coraux et bivalves, montrent un résultat similaire : la variance dans la boîte Pacifique est a été plus forte que celle dans la boîte Pacifique central à l'Holocène moyen comparé à aujourd'hui.

Lors de la préparation de l'article [Carré et al. \(2021\)](#), j'ai identifié dans les résultats des contradictions potentielles liées aux méthodes utilisées pour déterminer les évènements EP et CP avec [Karamperidou et al. \(2015\)](#). La comparaison modèle-données met l'accent sur une variation relative entre deux régions sans quantifier directement les évènements EP et CP. La sélection de l'indicateur a des implications significatives sur les conclusions, pouvant conduire à des incohérences scientifiques majeures. Cette problématique a été approfondie dans un article publié dans *Geophysical Research Letters* en août 2023. Les informations complémentaires qui accompagnent l'article sont données dans la section 4.4.

4.3. Different methods in assessing El Niño flavors lead to opposite results



Geophysical Research Letters®



RESEARCH LETTER

10.1029/2023GL104558

Key Points:

- Two equivalent indicators of El Niño-Southern Oscillation (ENSO) flavors in the present give opposite evolution during the Holocene
- Results show that the conflict between methods comes from the representation of ENSO flavor patterns on short and long timescales
- A proper assessment must account for the indicator's patterns and calibration, as well as the climate mean-state change over time

Supporting Information:

Supporting Information may be found in the online version of this article.

Correspondence to:

I. Abdelkader Di Carlo,
isma.abdelkaderdicarlo@lscce.ipsl.fr

Citation:

Abdelkader Di Carlo, I., Braconnot, P., Carré, M., Elliot, M., & Marti, O. (2023). Different methods in assessing El Niño flavors lead to opposite results. *Geophysical Research Letters*, 50, e2023GL104558. <https://doi.org/10.1029/2023GL104558>

Received 16 MAY 2023
Accepted 28 JUN 2023

© 2023. The Authors.
This is an open access article under the terms of the [Creative Commons Attribution License](https://creativecommons.org/licenses/by/4.0/), which permits use, distribution and reproduction in any medium, provided the original work is properly cited.

Different Methods in Assessing El Niño Flavors Lead to Opposite Results

Isma Abdelkader Di Carlo¹ , Pascale Braconnot¹ , Matthieu Carré^{2,3} , Mary Elliot⁴, and Olivier Marti¹

¹IPSL/Laboratoire des Sciences du Climat et de l'Environnement, unité mixte CEA-CNRS-UVSQ, Université Paris Saclay, Gif-sur-Yvette, France, ²IPSL/Laboratoire d'Océanographie et du Climat: Expérimentations et Approches Numériques (CNRS-IRD-MNHN-Sorbonne Universités), Paris, France, ³Facultad de Ciencias y Filosofía, LID, CIDIS, Universidad Peruana Cayetano Heredia, Lima, Peru, ⁴LPG (Laboratoire de Planétologie et Géosciences), UMR, Nantes Université, France

Abstract El Niño-Southern Oscillation (ENSO) flavors have been defined to characterize ENSO events and their teleconnections. Studying El Niño flavor evolution during the Holocene period can provide valuable insights into changes over long time scales. We investigated ENSO flavor evolution using simulations spanning the last 6,000 years and present-day observations. Two approaches to computing ENSO flavors, in agreement in the present, lead to opposite trends in the last 6,000 years. The methods also differ significantly in their representation of ENSO flavor patterns. However, incorporating the sensitivity of the methods to calibration periods and mean state changes yields similar interpretations of ENSO variability changes. Both methods suggest an increase in El Niño variability spreading to the west and east tropical Pacific over the past 6,000 years. Standardizing El Niño flavor definitions is necessary for meaningful comparisons between studies and robust climate variability analysis.

Plain Language Summary El Niño events are the dominant mode of interannual variability. Looking at El Niño events in the past, during the Holocene period, could shed light on the linkages between the characteristics of El Niño patterns and changes in the climate mean state. Different indicators are used to characterize El Niño pattern diversity depending on the available data. While equivalent under present-day conditions, these indicators lead to opposite conclusions on the evolution of El Niño patterns over the last 6,000 years. An in-depth analysis indicates that all the methods suggest that El Niño-related variance has spread to the west and east tropical Pacific over time when accounting for sensitivity to calibration periods and changes in the mean state during the Holocene. Agreeing on a standard definition for El Niño flavors is essential for accurate comparison between studies and for avoiding misleading conclusions.

1. Introduction

The tropical Pacific Ocean is the center of action of the El Niño-Southern Oscillation (ENSO), the dominant mode of tropical climate variability (Philander, 1990; Vecchi & Wittenberg, 2010). This phenomenon changes temperature and weather patterns via atmospheric teleconnections, thus affecting ecosystems and human societies worldwide (Cai et al., 2021; Collins et al., 2010). However, El Niño's response to global warming is still unclear in model projections and limits future predictions (Cai et al., 2014, 2021; Callahan et al., 2021; DiNezio et al., 2012; Fredriksen et al., 2020; Freund et al., 2020; Wengel et al., 2021).

Additional complexity arises from the diversity of El Niño events, or flavors, which is now well characterized (Capotondi et al., 2015; Timmermann et al., 2018). There is no robust consensus regarding the changes in El Niño events' diversity under climate change (Lee & McPhaden, 2010; McPhaden et al., 2011; Yeh et al., 2009). For example, models that predict an El Niño-like warming in the future have been associated with an increase in Eastern Pacific (EP) El Niño events (Fredriksen et al., 2020), or with more Central Pacific (CP) and fewer EP events (Freund et al., 2020).

The Holocene period, which began 10,000 years ago, provides a long-time-scale perspective on the links between changes in the mean state and El Niño variability, primarily related to orbitally driven changes in insolation. Throughout the Holocene, the seasonal cycle of incoming solar radiation at the top of the atmosphere decreases in the Northern Hemisphere and increases in the Southern Hemisphere due to slow changes in the Earth's orbital

parameters (Braconnot et al., 2019). Models and marine data show a reduction of ENSO variability in the mid-Holocene compared with the present (Brown et al., 2020; Carré et al., 2014, 2021; Emile-Geay et al., 2016). The last 6,000 years allow us to explore whether the diversity of El Niño events may change with the climate mean state.

A limited amount of studies tried to characterize the changes in El Niño flavors from paleoclimate simulations (e.g., Luan et al., 2012; Karamperidou et al., 2015) and even less from paleoclimate data. One of the first attempts to detect past changes in ENSO flavors in paleoclimate records during the Holocene was based on fossil bivalve records from Peru (Carré et al., 2014). This study showed a period of negatively skewed anomalies about 7,000 years ago and it was interpreted as a period dominated by CP El Niño events. Recently, Holocene changes in ENSO flavors were explored using the ratio of interannual variability changes recorded in the EP and CP regions, using boxes corresponding to the location of the fossil coral and bivalve records (Carré et al., 2021). The variance ratio between the EP and CP boxes in four transient simulations had either decreased or barely changed from 6,000 years ago to the present, which is qualitatively consistent with proxy observations (Carré et al., 2021). This is opposite to Karamperidou et al. (2015)'s results. Using two snapshot simulations of a mid-Holocene climate and pre-industrial conditions, they computed the variance of EP and CP El Niño events as defined by Takahashi et al. (2011) and found an increase in the variance of EP El Niño events and no changes in CP El Niño events in the preindustrial run compared with the mid-Holocene.

Here, we compare results obtained with the two types of methods using transient simulations of the last 6,000 years with two reference versions of the IPSL model (Braconnot et al., 2019), as well as two historical datasets (Hirahara et al., 2014; Huang et al., 2017). We analyze the reasons for the difference between the results of Carré et al. (2021) and Karamperidou et al. (2015). We do not judge which definition of ENSO flavors is best and note that the choice of methods should depend on the analysis context. We, therefore, question the way of interpreting the indicators and the exact meaning of the indicators themselves. We also discuss the implication for model-data comparisons and for assessing ENSO flavor changes in a context of mean state shift that might alter ENSO patterns.

Section 2 describes the historical datasets and transient simulations, the two methods of El Niño flavors' computation, and the multi-linear regression approach chosen to characterize El Niño pattern shifts. Section 3 presents the different approaches to El Niño flavor shifts over the Holocene and present times, and discusses how to interpret the results of the two methods.

2. Methods

2.1. Transient Holocene Simulations and SST Observation Data

The two transient simulations used in this study, Vlr01 and Sr02, are described in Braconnot et al. (2019) and were also part of the model-data comparison in Carré et al. (2021). The IPSL fully coupled model includes the energy, water, and carbon cycle between the atmosphere, ocean, land, and ice. For Vlr01, obtained with the IPSL-CM5 model, the atmosphere has a horizontal resolution of 96 points in longitude and latitude and a vertical resolution of 39 levels. The ocean has a resolution of 182 points in longitude, 149 points in latitude, and 31 vertical levels. The model version is described in Dufresne et al. (2013). Sr02 is run with a modified model version with a different soil hydrological scheme over land and a dynamical vegetation module (Braconnot et al., 2019). It also has a higher horizontal atmospheric resolution of 144 points in longitude and 143 in latitude. Both simulations are run from 6,000 BP to 0 BP (1950 CE). The initial state corresponds to a mid-Holocene simulation with the corresponding model version. Earth orbital parameters and trace gases are updated annually (Braconnot et al., 2019), following the experimental protocol proposed by Otto-Bliesner et al. (2017).

In both versions of the IPSL model, the equatorial upwelling extends too far west, eroding the warm pool, and there is a tendency to produce too many spring El Niño events (Dufresne et al., 2013; Saint-Lu et al., 2016). Dynamic and thermodynamic feedbacks are smaller than observed, and ENSO variability is underestimated (Bellenger et al., 2014).

To compare the model results with observations, we use two historical SST datasets: COBE-SST2 (Hirahara et al., 2014) and ERSSTv5 (Huang et al., 2017). The temporal coverage of COBE-SST2 extends from 1850 to 2019 and ERSSTv5 from 1854 to 2023. ERSSTv5 is derived from the International Comprehensive Ocean-Atmosphere

Dataset (COADS). The SST field from COBE-SST2 is reconstructed from in-situ SST and sea ice concentration observations. The common time frame for comparing the SST datasets and simulations is 1854–1950 CE. To have the same comparison framework, COBE-SST2, ERSSTv5, V1r01, and Sr02 were remapped to a resolution of 1° in both latitude and longitude.

2.2. Estimation of El Niño Flavors

Most definitions of ENSO diversity in the present, future, or past climates fall into two categories. In the first one, an Empirical Orthogonal Functions (EOF) approach is preferred to retrieve specific ENSO patterns (e.g., Takahashi et al., 2011; Kao and Yu, 2009; Ashok et al., 2007). Here, we use the indicator provided by Takahashi et al. (2011). We call it M1, and the way to estimate the EP and CP El Niño flavors is by rotating the first two principal components, PC1 and PC2, of SST anomalies in the tropical Pacific Ocean (10°S–10°N, 110°E–60°W):

$$E_1 = \frac{PC1 - PC2}{\sqrt{2}} \quad (1)$$

$$C_1 = \frac{PC1 + PC2}{\sqrt{2}} \quad (2)$$

The E_1 flavor emphasizes a type of El Niño that is more extreme with maximum anomaly located in the eastern tropical Pacific. The C_1 flavor defines less extreme El Niño events in the central equatorial Pacific and some La Niña events. The E_1 and C_1 axes are orthogonal and, according to Takahashi et al. (2011), have dynamical meaning because they characterize anomalies related to changes in large-scale ENSO dynamics.

In the second category, ENSO flavor indicators are estimated from the evolution of spatially averaged SST over specific areas (boxes) in the tropical Pacific that best represent EP and CP El Niño events (e.g., Kug et al. (2009); Yeh et al. (2009); Ren and Jin (2011)). E_1 and C_1 flavors, as computed above, correlate well with SSTs in the Niño4 (5°S–5°N, 160°E–150°W) and Niño1+2 (10°S–0°, 90°W–80°W) boxes. Based on the M1 method (Equations 1 and 2), Takahashi et al. (2011) proposed a way to approximate E_1 and C_1 through the linear combination of the SST anomalies in the Niño4 and Niño1+2 boxes. This method is called M2 and chosen to generically represent methods that compute ENSO flavors through the use of Niño boxes or boxes related to proxy records (e.g., Ren and Jin, 2011; Carré et al., 2021). Here, we use the same definition as Takahashi et al. (2011):

$$E_2 = Niño_{1+2} - 0.5 \times Niño_4 \quad (3)$$

$$C_2 = 1.7 \times Niño_4 - 0.1 \times Niño_{1+2} \quad (4)$$

With this definition, M1 and M2 provide similar results for the recent climatic period (Figure S1 in Supporting Information S1). For M2 and M1, E and C flavors, are estimated using the interannual band of SST anomalies, obtained first by detrending SSTs and then applying a 2–7 year bandpass filter. The principal components computed in M1, PC1 and PC2, were standardized to unit standard deviation. For both methods, we take the October–April averages of the computed E and C flavors, that are then standardized to unit standard deviation. We note that, for M1, the EOF analysis gives both the patterns and time series of E_1 and C_1 , while M2 is empirically computed, and thus we only have access to the time series of E_2 and C_2 . We regress the times series onto the SST anomaly field to have the associated patterns. To stay consistent, we use the same method for E_1 and C_1 . The regressed E_1 and C_1 give the same results as their original EOF projections.

To reflect changes in the relative contribution of E and C flavors in total ENSO variability, we compute estimates of the ratios of E over C, expressed as variance ratios for both methods. To show the long-term evolution of the ratio, we use a rolling window of 500 years over the Holocene. We also employ a window of 10 years to show the variability of ENSO flavors and agreement between methods in present times. We note that the shorter 10-year window and observational period are not long enough to capture long-term changes in ENSO variability, which requires at least 250 years (Stevenson et al., 2013; Wittenberg, 2009).

2.3. Multi-Linear Regression

To interpret the differences between the two methods, we analyze how the E and C flavors represent the time series variability in the Niño1+2 and Niño4 boxes, the regions at the eastern and western ends of ENSO activity.

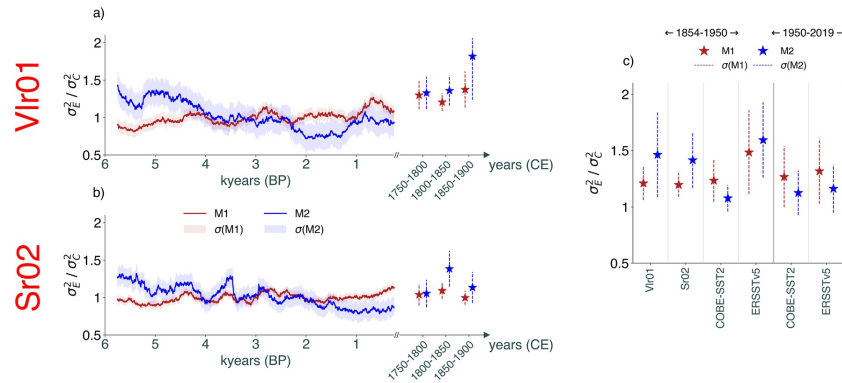


Figure 1. Evolution of the variance ratios of the E over C flavors during the Holocene for the simulations (a) Vlr01 and (b) Sr02, and for (c) present times. In (a) and (b), the solid lines represent E's 500-year rolling variance ratio over C (red for M1 and blue for M2). The shadings represent an error bar estimated from the variance ratio using a bootstrap approach with 1000 random 500-year non-overlapping windows. The x-axis represents the time in kyears BP (from left to right). In (c), we represented the mean of the 10-year rolling variance ratios of E over C, for each simulation (Vlr01, Sr02) and observational datasets (ERSSTv5, COBE-SST2), as a scatter plot. The dashed lines represent the 95% confidence interval of the mean, evaluated by bootstrap (10,000 repetitions). The scatter plots in (a) and (b) are also evaluated similarly for 1750–1800, 1800–1850, and 1850–1900 CE for both simulations. Each 50-year block comes from a separate analysis where we computed M1 and M2 in non-overlapping successive 50-year windows.

We first compute the average SST anomaly time series over each box. The variance is decomposed as the linear combination of the E and C flavors' variance:

$$\sigma_{Ni\tilde{n}o_y}^2 = \alpha \times \sigma_{E_i}^2 + \beta \times \sigma_{C_i}^2 + \gamma \quad (5)$$

where $i = 1$ or $i = 2$, $\sigma_{Ni\tilde{n}o_y}^2$ is the variance of $Ni\tilde{n}o_y = Ni\tilde{n}o_{i+2}$ or $Ni\tilde{n}o_4$, $\sigma_{E_i}^2$ is the variance of the E flavor with method M_i , and $\sigma_{C_i}^2$ is the variance of the C flavor estimated by method M_i . Variances were calculated over a window of 500 years, sliding over the 6,000–0 BP period. The regression coefficients are α and β , and γ is the residual. We computed these coefficients using a lasso regression model because it avoids overfitting by adding a penalty term to too-large coefficients (Tibshirani, 1996).

3. Different Approaches of El Niño Flavor Changes

3.1. Relative Changes Over the Last 6,000 Years

A surprising first result emerges from comparing the relative evolution of the E and C flavor variance ratios in the two transient simulations (Figures 1a and 1b). The ratio increases for both simulations when computed with M1 and decreases when calculated using M2. The two methods lead to opposite conclusions on the relative evolution of ENSO throughout the Holocene when they should provide similar results. We hypothesize that the differences between Carré et al. (2021) and Karamperidou et al. (2015) come from the methods themselves.

Therefore, the difference between M1 and M2 might reflect specific Holocene variability or result from some of the model biases listed above. We first investigate the robustness of M2 and M1 estimates in the recent period from observations.

Although estimations of the E and C flavors for COBE-SST2 and ERSSTv5 match almost perfectly for the period 1950 to 2019 (Figure 1c and Figure S1 in Supporting Information S1), differences also emerge. Indeed, from 1854 to 1950, the agreement between the two datasets is not as good (Figure 1c). This can be attributed to the time window (1950–2010) used in Takahashi et al. (2011) to calibrate M2 from M1, which is too short to document the range of El Niño event diversity properly (Equations 3 and 4). A calibration for the 1854–1950 period would yield $E_2 = -1.63 \times Ni\tilde{n}o_4 + 2.86 \times Ni\tilde{n}o_{i+2}$ and $C_2 = 4.28 \times Ni\tilde{n}o_4 - 1.73 \times Ni\tilde{n}o_{i+2}$ for COBE-SST2, and $E_2 = -0.34 \times Ni\tilde{n}o_4 + 1.58 \times Ni\tilde{n}o_{i+2}$ and $C_2 = 2.66 \times Ni\tilde{n}o_4 - 0.81 \times Ni\tilde{n}o_{i+2}$ for ERSSTv5. Differences

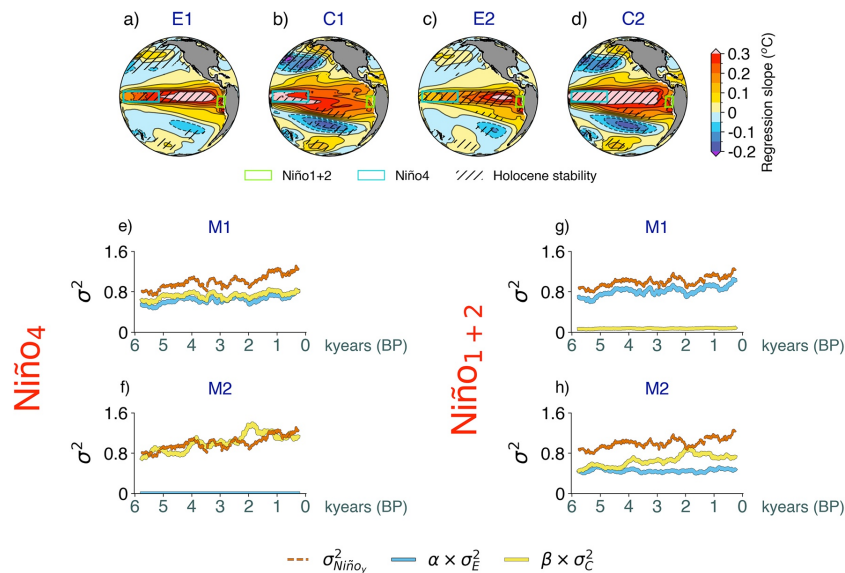


Figure 2. El Niño flavor patterns from 6,000 to 0 BP for (a), (b) M1 and (c), (d) M2 in the Sr02 simulation. The patterns are the regressed SST anomalies onto the E or C flavors. The blue and green boxes represent the Niño4 and Niño1+2 boxes, respectively. Solid (dashed) contours denote positive (negative) values. To estimate the significance of the pattern changes over the last 6,000 years, for each simulation and method, we performed a recomputation of the E and C regressed patterns every 50 years. We then calculated the standard deviation at each grid point for each set of 120 patterns we obtained after the recomputation. Hatches represent areas where the signal exceeds 1.2 times the average standard deviation. We call this criterion “Holocene stability,” representing areas with the most robust patterns over the last 6,000 years. For each method, we show the variance explained by the E and C flavors in the (e), (g) Niño1+2 and (f), (h) Niño4 boxes in the Sr02 simulation (see Methods section). The y-coordinate represents the variance. The red dotted lines are the 500-year rolling variance in the Niño boxes, and the blue and yellow solid lines are respectively the regressed 500-year rolling variance of the E and C flavors in the Niño boxes.

between the two periods and datasets can also be attributed to how ship observation biases were estimated before 1950. For ERSSTv5, the nighttime marine air temperature helps correct the ship observations' biases. 140 Empirical Orthogonal Teleconnections (EOT) were also used to reconstruct an SST field from 1854 to the present (Huang et al., 2018). For COBE-SST2, a bucket model calculates the biases of ship observations before 1941. 133 EOF modes were used to reconstruct monthly SSTs from 1850 to today (Huang et al., 2018). Our analysis shows that the estimates of M1 and M2 are sensitive to climatic changes between two short and close periods, and different observational products.

The methods could also be affected by the IPSL model not reproducing the correct ENSO flavors. If we focus on the Holocene, we find opposite slopes of the simulated variance ratios between M1 and M2. However, if we focus on shorter time scales, for example, the last three time periods in the simulations, they show how variable the variance ratio of E over C is for both methods (Figures 1a and 1b). For 1854–1950, the variance ratio of M2 in the simulations is compatible with ERSSTv5 but not COBE-SST2 (Figure 1c). The range of M1 and M2's variance ratios computed with COBE-SST2 seem to have stayed about the same between 1854–1950 and 1950–2019, contrary to ERSSTv5. Because of the sparse data before 1950, the methods used to reconstruct the SST field, and the biases, we cannot discuss the change in variability in detail. Also, we note the too-little length of observational windows to properly account for the chaotic nature of ENSO diversity. This model-data comparison indicates that despite the model biases and with the agreement regarding ERSSTv5 on the range of the variances of M1 and M2, we can use the simulations and discuss the evolution of the El Niño flavors during the Holocene. For the rest of this study, we focus on the Sr02 simulation since Vlr01 and Sr02 have similar trends in the Holocene (Figures 1a and 1b).

3.2. Differences in ENSO Flavor Patterns

Another explanation for the difference in the variance ratio of E over C between the two periods of observations stems from the ENSO flavor patterns. In the observations, the patterns of E_1 and E_2 share similarities between 1950 and 2019 (Figure S2 in Supporting Information S1) and 1854–1950 (Figure S3 in Supporting Information S1), but there are some non-negligible differences. The C patterns are different in both present time frames, with C_2 extending to the Peruvian coast compared to C_1 . The E and C pattern differences between methods are also seen in the historical period of the simulations (Figures S2 and S3 in Supporting Information S1).

The simulated patterns for the Holocene also show similar differences (Figure 2). To understand the Holocene differences between M1 and M2, we focus on the evolution of each of the variances explained by each flavor in the eastern (Niño1+2) and the western (Niño4) ends of the Pacific. The pattern of E_1 is confined to the central-to-eastern part of the basin, while E_2 is only confined to the east. E_1 and E_2 show greater variance explained in the Niño1+2 box over the Holocene. E_2 explains almost no variance in the Niño4 box, compared with E_1 . Overall, M1 and M2 have similar shapes for the E flavor, but the amplitude is much larger in M1. For the C flavor, the differences in patterns are more drastic. C_2 spreads out over the whole basin compared to only the western part for C_1 (Figure 2). This results in C_2 having a variance explained in the Niño1+2 and Niño4 boxes, compared to only the Niño4 box for C_1 . Thus, ENSO flavor changes seem inconsistent between methods because they do not describe the same flavor patterns.

Inconsistency between methods could arise from M2, which is based on an approximation of M1 for the 1950–2010 period in Takahashi et al. (2011). We recomputed the coefficients in Equations 3 and 4 using E_1 and C_1 as references over the 6,000–0 BP interval. For SrO2, we have $E_2 = -0.32 \times Ni\tilde{n}o_4 + 2.28 \times Ni\tilde{n}o_{1+2}$ and $C_2 = 2.85 \times Ni\tilde{n}o_4 - 1.41 \times Ni\tilde{n}o_{1+2}$. We represent the variance ratio of the new E_2 and C_2 estimates (“M2 redone” in Figure 3). The M1 and “M2 redone” variance ratios match better in the Holocene, but overall trends still differ. If we look at the period 6–5 kyr BP, the variance ratio of “M2 redone” says that the variance of E events is superior to C events; it is the opposite for M1. Figure 3 also shows variance ratios for the methods of Carré et al. (2021) and Ren and Jin (2011). Note that over the historical period Carré et al. (2021) capture the same fluctuations as the other indicators but with reduced magnitude (Figure S1 in Supporting Information S1). This can be attributed to the fact that the EP box chosen where data are available is only a proxy of the Niño1+2 box and located entirely south of the equator. The different ENSO metrics give different variance ratios over the Holocene, suggesting that calibration alone cannot solve the problem.

ENSO variability was weaker in the mid-Holocene compared to present-day as models and data suggest (Carré et al., 2021; Cobb et al., 2013; Emile-Geay et al., 2016). The mean state of the Pacific Ocean has changed under insolation forcing over the last 6,000 years; thus, we need to consider it. In the mid-Holocene, the thermocline feedback weakened, reducing ENSO variability. The weakening was linked to changes in the ocean currents. Specifically, enhanced surface poleward meridional currents reduced the Bjerknes feedback, that is, the response of anomalous thermocline depth to the zonal wind stress anomaly (An & Choi, 2014; Chen et al., 2019; Iwakiri &

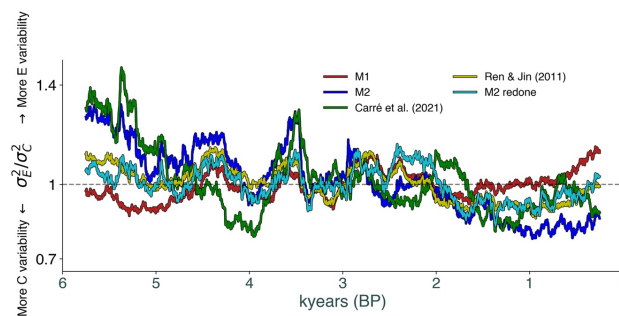


Figure 3. Variances ratios of E over C during the Holocene for the SrO2 simulation. The variance ratios were computed using 500-year moving windows spanning from 6,000 to 0 BP. See Supporting Information S1 for the definitions of Ren and Jin (2011) and Carré et al. (2021). Above the $y = 1$ dashed line, the variance of the E flavor is greater than the C flavor, and the inverse for below. Same figure is shown in the additional material, for the V1r01 simulation (Figure S5 in Supporting Information S1).

Watanabe, 2019). Also, the tropical Pacific's thermocline was more diffuse and less stratified than in the present due to a more pronounced zonal tilt (Figure S4a in Supporting Information S1) and colder surface temperatures (Figure S4b in Supporting Information S1). On average, ENSO activity was more confined and attached to a less developed equatorial upwelling structure in the mid-Holocene (An et al., 2018; Braconnot et al., 2012; Iwakiri & Watanabe, 2019; Luan et al., 2012). With time, ENSO activity strengthened and could develop more over the tropical basin (An et al., 2018; Iwakiri & Watanabe, 2019). If we go back to the patterns of C_2 and E_1 , they have their center of action over most of the Pacific (Figure 3). Therefore, the increase in variance of C_2 and E_1 over both Niño boxes should be interpreted as an increase in El Niño activity extending east and west.

4. Discussion and Conclusions

In this paper, we chose two methods of computing E and C flavors in the tropical Pacific Ocean, following Takahashi et al. (2011)'s study, and looked at their changes over 6,000 years with transient simulations. In instrumental data, we show that the two methods are almost the same in the present (1950–2019), but discrepancies arise when looking at an adjacent period (1854–1950). In the simulations, on even longer time scales, we find opposite results between M1 and M2. The concepts of E and C flavors do not translate the same for M1 and M2. In the simulations, the C_2 pattern dominates the tropical Pacific and exhibits a higher weight in terms of explained variance than the E_2 pattern. In contrast, the simulated E_1 pattern forms in the central-to-east part of the basin, while the simulated C_1 pattern is confined to the western side. Although seemingly contradictory over the last 6,000 years, both methods conclude for their dominant flavor (E for M1 and C for M2) that their variance signal has spread to the east and western part of the tropical Pacific Ocean, thus expressing a westward and eastward expansion of El Niño variance. This is dynamically in accordance with the thermocline feedback changes that occurred during the Holocene. The opposite results between M1 and M2 could lead to opposite conclusions without proper interpretation, even if calibration is considered. The indicators used in this study, and most El Niño indicators in general, are designed with frameworks that are too restricted.

To study past changes in El Niño flavors, one would assume that M2 is the best choice since it uses regional boxes in its definition, allowing for better comparison to data. Carré et al. (2021) used the ERSSTv5 dataset from 1900 to 2017 to compare the variance ratio of their defined EP and CP boxes with the variance ratio of E_2 and C_2 . They matched, albeit with minor differences in magnitude. However, two boxes do not suffice to cover the E and C flavor pattern shifts over time. We could consider M1 to be the most rigorous method due to its ability to properly distinguish unique pattern characteristics between E and C flavors. However, comparing the results from M1 to the boxes defined by the paleo-archives' location is not viable, since these boxes fail to encompass the two patterns resulting from the EOF rotation.

Our results imply that different techniques of detecting E or C flavor-like El Niño events in models and observations could lead to incoherent results. A suggestion for using M2 would be to make sure that the linear regression coefficients (Equations 3 and 4) are computed for the study's time frame (in models or observations) instead of taking them directly from Takahashi et al. (2011). This is true for other methods that use the linear combination of Niño or regional boxes.

It is important to note that these findings do not imply the superiority of one method over the other. Furthermore, we strongly advise caution in future studies that employ techniques to differentiate El Niño flavors based on present conditions, as variations in the mean state can introduce discrepancies between methods that are expected to estimate similar ENSO variances. This is already the case with the results from the last IPCC report regarding El Niño flavor changes in the future. In models that have an El Niño-like warming, Fredriksen et al. (2020) estimate an increase in EP ENSO events while Freund et al. (2020) predict more CP and fewer EP events. Our results indicate that their contradictory conclusions stem from the difference in the methods used to characterize ENSO flavors. The apparent differences in results will cause a misinterpretation that could affect how they will be used to characterize future changes in ENSO characteristics.

Data Availability Statement

The processed data are available at <https://doi.org/10.6084/m9.figshare.20789203> and the Jupyter Notebook used to make the figures is available at <https://github.com/iadicarlo/el-nino-flavors-paper> (<https://doi.org/10.5281/zenodo.7938040>). We acknowledge NOAA/OAR/ESRL PSL, USA for providing us the COBE-SST2 and ERSSTv5 data respectively at <https://psl.noaa.gov/data/gridded/data.cobe2.html> and <https://psl.noaa.gov/data/gridded/data.noaa.ersst.v5.html>.

Acknowledgments

This study is part of the CNRS LEFE-IMAGO MOSCA project. The simulations were performed using HPC resources from GENCI-TGCC (gen2212, gen12006). Isma Abdelkader Di Carlo is funded through a doctoral contract from ENS Paris.

References

An, S.-I., & Choi, J. (2014). Mid-Holocene tropical Pacific climate state, annual cycle, and ENSO in PMIP2 and PMIP3. *Climate Dynamics*, 43(3), 957–970. <https://doi.org/10.1007/s00382-013-1880-z>

An, S.-I., Im, S.-H., & Jun, S.-Y. (2018). Changes in ENSO activity during the last 6,000 years modulated by background climate state. *Geophysical Research Letters*, 45(5), 2467–2475. <https://doi.org/10.1002/2017GL076250>

Ashok, K., Behera, S. K., Rao, S. A., Weng, H., & Yamagata, T. (2007). El Niño Modoki and its possible teleconnection. *Journal of Geophysical Research*, 112(C11), C11007. <https://doi.org/10.1029/2006JC003798>

Bellenger, H., Guilyardi, E., Leloup, J., Lengaigne, M., & Vialard, J. (2014). ENSO representation in climate models: From CMIP3 to CMIP5. *Climate Dynamics*, 42(7), 1999–2018. <https://doi.org/10.1007/s00382-013-1783-z>

Braconnot, P., Luan, Y., Brewer, S., & Zheng, W. (2012). Impact of Earth's orbit and freshwater fluxes on Holocene climate mean seasonal cycle and ENSO characteristics. *Climate Dynamics*, 38(5), 1081–1092. <https://doi.org/10.1007/s00382-011-1029-x>

Braconnot, P., Zhu, D., Marti, O., & Servonnat, J. (2019). Strengths and challenges for transient mid- to late Holocene simulations with dynamical vegetation. *Climate of the Past*, 15(3), 997–1024. <https://doi.org/10.5194/cp-15-997-2019>

Brown, J. R., Brierley, C. M., An, S.-I., Guarino, M.-V., Stevenson, S., Williams, C. J. R., et al. (2020). Comparison of past and future simulations of ENSO in CMIP5/PMIP3 and CMIP6/PMIP4 models. *Climate of the Past*, 16(5), 1777–1805. <https://doi.org/10.5194/cp-16-1777-2020>

Cai, W., Borlace, S., Lengaigne, M., van Rensch, P., Collins, M., Vecchi, G., et al. (2014). Increasing frequency of extreme El Niño events due to greenhouse warming. *Nature Climate Change*, 4(2), 111–116. <https://doi.org/10.1038/nclimate2100>

Cai, W., Santoso, A., Collins, M., Dewitte, B., Karamperidou, C., Kug, J.-S., et al. (2021). Changing El Niño–Southern Oscillation in a warming climate. *Nature Reviews Earth & Environment*, 2(9), 628–644. <https://doi.org/10.1038/s43017-021-00199-z>

Callahan, C. W., Chen, C., Rugenstein, M., Bloch-Johnson, J., Yang, S., & Moyer, E. J. (2021). Robust decrease in El Niño/Southern Oscillation amplitude under long-term warming. *Nature Climate Change*, 11(9), 752–757. <https://doi.org/10.1038/s41558-021-01099-2>

Capotondi, A., Wittenberg, A. T., Newman, M., Lorenzo, E. D., Yu, J.-Y., Braconnot, P., et al. (2015). Understanding ENSO diversity. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 96(6), 921–938. <https://doi.org/10.1175/BAMS-D-13-00117.1>

Carré, M., Braconnot, P., Elliot, M., d'Agostino, R., Schurer, A., Shi, X., et al. (2021). High-resolution marine data and transient simulations support orbital forcing of ENSO amplitude since the mid-Holocene. *Quaternary Science Reviews*, 268, 107125. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2021.107125>

Carré, M., Sachs, J. P., Purca, S., Schauer, A. J., Braconnot, P., Falcoń, R. A., et al. (2014). Holocene history of ENSO variance and asymmetry in the eastern tropical Pacific. *Science*, 345(6200), 1045–1048. <https://doi.org/10.1126/science.1252220>

Chen, L., Zheng, W., & Braconnot, P. (2019). Towards understanding the suppressed ENSO activity during mid-Holocene in PMIP2 and PMIP3 simulations. *Climate Dynamics*, 53(1), 1095–1110. <https://doi.org/10.1007/s00382-019-04637-z>

Cobb, K. M., Westphal, N., Sayani, H. R., Watson, J. T., Di Lorenzo, E., Cheng, H., et al. (2013). Highly variable El Niño–Southern oscillation throughout the Holocene. *Science*, 339(6115), 67–70. <https://doi.org/10.1126/science.1228246>

Collins, M., An, S.-I., Cai, W., Ganachaud, A., Guilyardi, E., Jin, F.-F., et al. (2010). The impact of global warming on the tropical Pacific Ocean and El Niño. *Nature Geoscience*, 3(6), 391–397. <https://doi.org/10.1038/ngeo868>

DiNezio, P. N., Kirtman, B. P., Clement, A. C., Lee, S.-K., Vecchi, G. A., & Wittenberg, A. (2012). Mean climate controls on the simulated response of ENSO to increasing greenhouse gases. *Journal of Climate*, 25(21), 7399–7420. <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-11-00494.1>

Dufresne, J.-L., Foujols, M.-A., Denvil, S., Cubel, A., Marti, O., Aumont, O., et al. (2013). Climate change projections using the IPSL-CM5 Earth System model: From CMIP3 to CMIP5. *Climate Dynamics*, 40(9), 2123–2165. <https://doi.org/10.1007/s00382-012-1636-1>

Emile-Geay, J., Cobb, K., Carré, M., Braconnot, P., Leloup, J., Zhou, Y., et al. (2016). Links between tropical Pacific seasonal, interannual and orbital variability during the Holocene. *Nature Geoscience*, 9(2), 168–173. <https://doi.org/10.1038/ngeo2608>

Fredriksen, H.-B., Berner, J., Subramanian, A. C., & Capotondi, A. (2020). How does El Niño–Southern Oscillation change under global warming—A first look at CMIP6. *Geophysical Research Letters*, 47(22), e2020GL090640. <https://doi.org/10.1029/2020GL090640>

Freund, M. B., Brown, J. R., Henley, B. J., Karoly, D. J., & Brown, J. N. (2020). Warming patterns affect El Niño diversity in CMIP5 and CMIP6 models. *Journal of Climate*, 33(19), 8237–8260. <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-19-0890.1>

Hirahara, S., Ishii, M., & Fukuda, Y. (2014). Centennial-scale sea surface temperature analysis and its uncertainty. *Journal of Climate*, 27(1), 57–75. <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-12-00837.1>

Huang, B., Angel, W., Boyer, T., Cheng, L., Chepurin, G., Freeman, E., et al. (2018). Evaluating SST analyses with independent ocean profile observations. *Journal of Climate*, 31(13), 5015–5030. <https://doi.org/10.1175/jcli-d-17-0824.1>

Huang, B., Thorne, P. W., Banzon, V. F., Boyer, T., Chepurin, G., Lawrimore, J. H., et al. (2017). Extended reconstructed sea surface temperature, version 5 (ERSSTv5): Upgrades, validations, and intercomparisons. *Journal of Climate*, 30(20), 8179–8205. <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-16-0836.1>

Iwakiri, T., & Watanabe, M. (2019). MECHANISMS Reducing ENSO amplitude and asymmetry via an enhanced seasonal cycle in the mid-Holocene. *Journal of Climate*, 32(23), 8069–8085. <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-19-0110.1>

Kao, H.-Y., & Yu, J.-Y. (2009). Contrasting eastern-Pacific and central-Pacific types of ENSO. *Journal of Climate*, 22(3), 615–632. <https://doi.org/10.1175/2008JCLI2309.1>

Karamperidou, C., Di Nezio, P. N., Timmermann, A., Jin, F.-F., & Cobb, K. M. (2015). The response of ENSO flavors to mid-Holocene climate: Implications for proxy interpretation. *Paleoceanography*, 30(5), 527–547. <https://doi.org/10.1002/2014PA002742>

Kug, J.-S., Jin, F.-F., & An, S.-I. (2009). Two types of El Niño events: Cold tongue El Niño and warm pool El Niño. *Journal of Climate*, 22(6), 1499–1515. <https://doi.org/10.1175/2008JCLI2624.1>

Lee, T., & McPhaden, M. J. (2010). Increasing intensity of El Niño in the central-equatorial Pacific. *Geophysical Research Letters*, 37(14), L14603. <https://doi.org/10.1029/2010GL044007>

Luan, Y., Braconnot, P., Yu, Y., Zheng, W., & Marti, O. (2012). Early and mid-Holocene climate in the tropical Pacific: Seasonal cycle and inter-annual variability induced by insolation changes. *Climate of the Past*, 8(3), 1093–1108. <https://doi.org/10.5194/cp-8-1093-2012>

McPhaden, M. J., Lee, T., & McClurg, D. (2011). El Niño and its relationship to changing background conditions in the tropical Pacific Ocean. *Geophysical Research Letters*, 38(15), L15709. <https://doi.org/10.1029/2011GL048275>

Otto-Bliesner, B. L., Braconnot, P., Harrison, S. P., Lunt, D. J., Abe-Ouchi, A., Albani, S., et al. (2017). The PMIP4 contribution to CMIP6 – Part 2: Two interglacials, scientific objective and experimental design for Holocene and Last Interglacial simulations. *Geoscientific Model Development*, 10(11), 3979–4003. <https://doi.org/10.5194/gmd-10-3979-2017>

Philander, S. G. (1990). *El Niño, La Niña, and the Southern Oscillation* (Vol. 46). Academic Press.

Ren, H.-L., & Jin, F.-F. (2011). Niño indices for two types of ENSO. *Geophysical Research Letters*, 38(4), L04704. <https://doi.org/10.1029/2010GL046031>

- Saint-Lu, M., Braconnot, P., Leloup, J., & Marti, O. (2016). The role of El Niño in the global energy redistribution: A case study in the mid-Holocene. *Climate Dynamics*, 52(12), 7135–7152. <https://doi.org/10.1007/s00382-016-3266-5>
- Stevenson, S., McGregor, H. V., Phipps, S. J., & Fox-Kemper, B. (2013). Quantifying errors in coral-based ENSO estimates: Toward improved forward modeling of $\delta^{18}\text{O}$. *Paleoceanography*, 28(4), 633–649. <https://doi.org/10.1002/palo.20059>
- Takahashi, K., Montecinos, A., Goubanova, K., & Dewitte, B. (2011). ENSO regimes: Reinterpreting the canonical and Modoki El Niño. *Geophysical Research Letters*, 38(10), L10704. <https://doi.org/10.1029/2011GL047364>
- Tibshirani, R. (1996). Regression Shrinkage and Selection via the Lasso. *Journal of the Royal Statistical Society: Series B*, 58(1), 267–288. <https://doi.org/10.1111/j.2517-6161.1996.tb02080.x>
- Timmermann, A., An, S.-I., Kug, J.-S., Jin, F.-F., Cai, W., Capotondi, A., et al. (2018). El Niño–Southern Oscillation complexity. *Nature*, 559(7715), 535–545. <https://doi.org/10.1038/s41586-018-0252-6>
- Vecchi, G. A., & Wittenberg, A. T. (2010). El Niño and our future climate: Where do we stand? *Wiley Interdisciplinary Reviews: Climate Change*, 1(2), 260–270. <https://doi.org/10.1002/wcc.33>
- Wengel, C., Lee, S.-S., Stuecker, M. F., Timmermann, A., Chu, J.-E., & Schloesser, F. (2021). Future high-resolution El Niño/Southern Oscillation dynamics. *Nature Climate Change*, 11(9), 758–765. <https://doi.org/10.1038/s41558-021-01132-4>
- Wittenberg, A. T. (2009). Are historical records sufficient to constrain ENSO simulations? *Geophysical Research Letters*, 36(12), L12702. <https://doi.org/10.1029/2009GL038710>
- Yeh, S.-W., Kug, J.-S., Dewitte, B., Kwon, M.-H., Kirtman, B. P., & Jin, F.-F. (2009). El Niño in a changing climate. *Nature*, 461(7263), 511–514. <https://doi.org/10.1038/nature08316>

4.4. Informations complémentaires pour *Different methods in assessing El Niño flavors lead to opposite results*



Geophysical Research Letters

Supporting Information for

Different Methods in Assessing El Niño Flavors Lead to Opposite Results

Isma Abdelkader Di Carlo¹, Pascale Braconnot¹, Matthieu Carré^{2,3}, Mary Elliot⁴, and Olivier Marti¹

¹IPSL/Laboratoire des Sciences du Climat et de l'Environnement, unité mixte CEA-CNRS-UVSQ, Université Paris Saclay, Gif-sur-Yvette, France

²IPSL/Laboratoire d'Océanographie et du Climat: Expérimentations et Approches Numériques (CNRS-IRD-MNHN-Sorbonne Universités), Paris, France

³Facultad de Ciencias y Filosofía, LID, CIDIS, Universidad Peruana Cayetano Heredia, Lima, Peru

⁴LPG (Laboratoire de Planétologie et Géosciences), UMR 6112, Nantes Université, France

Contents of this file

- Figures S1 to S5
- Methodologies from Ren and Jin (2011) and Carré et al. (2021)
- Mean state changes during the Holocene

Introduction

This supplementary document complements our findings by offering additional visual representations to support our results. Specifically, it includes the variance ratios of E over C in the present (1950-2019), for M1 and M2, and two alternative methods proposed by Ren and Jin (2011) and Carré et al. (2021). Furthermore, we present the observed E and C patterns of M1 and M2 during the period 1950-2019. Additionally, we have incorporated the patterns of M1 and M2 obtained from the Vlr01 and Sr02 simulations, along with the observed patterns from the period 1854-1950. To illustrate the changes in mean state during the Holocene, we showcase the mean state changes from one of our simulations (Vlr01) and provide a comprehensive explanation in the section titled **Mean State Changes during the Holocene**. Lastly, we present the Holocene variance ratios of E over C for M1, M2, Ren and Jin (2011), and Carré et al. (2021) in the Vlr01 simulation (same as in Figure 3 of the article).

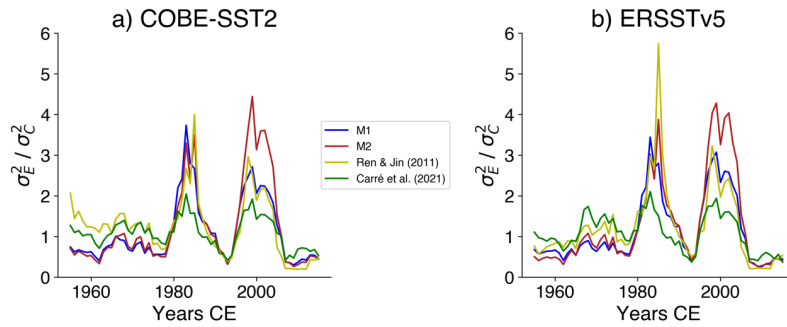


Figure S1. Variance ratios of E over C for the 1950-2019 time period: a) COBE-SST2 and b) ERSSTv5. The variance ratios are depicted using distinct colors to represent the different methodologies: blue corresponds to M1 and red corresponds to M2 (Takahashi et al. (2011)); equations are shown in the article), yellow represents Ren and Jin (2011), and green represents Carré et al. (2021). For the corresponding equations, please refer to the **Methodologies** section in Ren and Jin (2011) and Carré et al. (2021). The variances were calculated using a 10-year moving window spanning from 1950 to 2019 CE.

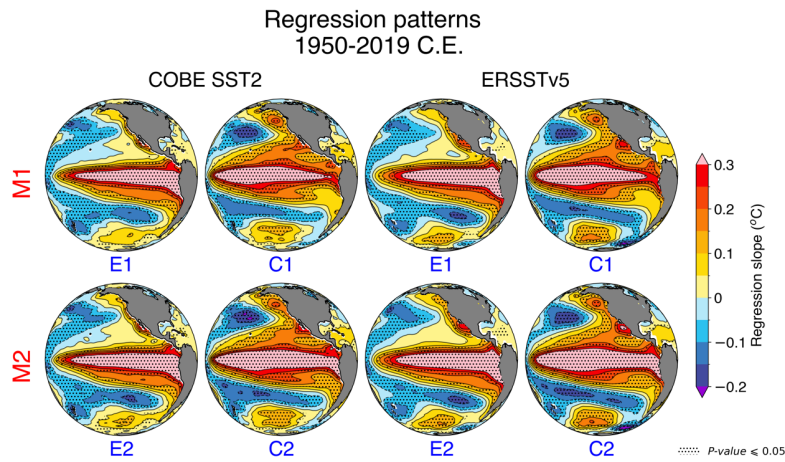


Figure S2. Shifts in El Niño patterns from 1950 to 2019 CE for COBE SST2 and ERSSTv5. The blue texts represent the E and C modes. The red texts indicate the method used to compute the modes, M1 and M2. The patterns showcased here are the regressed E and C modes onto interannual SST anomalies. Significance at the 95% level, determined using a student t-test, is indicated by the dots. Solid contours represent positive values, while dashed contours signify negative values.

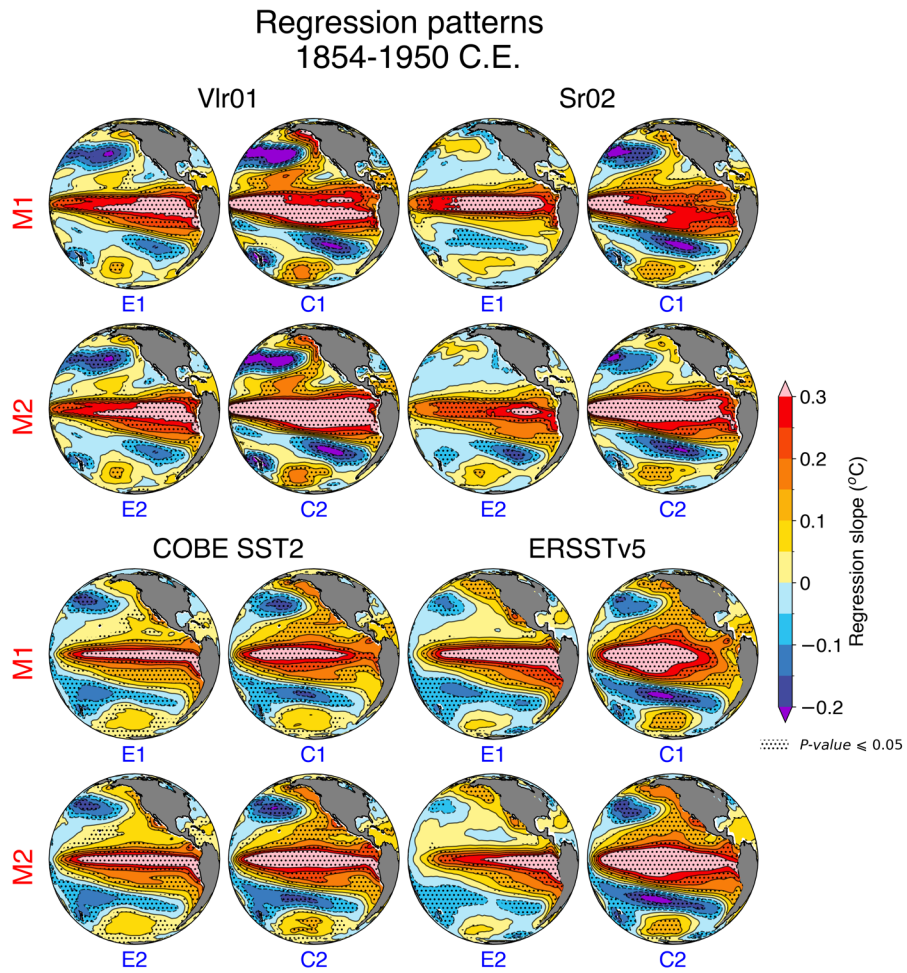


Figure S3. Shifts in El Niño patterns from 1854 to 1950 CE for COBE SST2, ERSSTv5 (SST datasets) and Vlr01, Sr02 (simulations). The blue texts represent the E and C modes. The red texts indicate the method used to compute the modes, M1 and M2. The patterns showcased here are the regressed E and C modes onto interannual SST anomalies. Significance at the 95% level, determined using a student t-test, is indicated by the dots. Solid contours represent positive values, while dashed contours signify negative values.

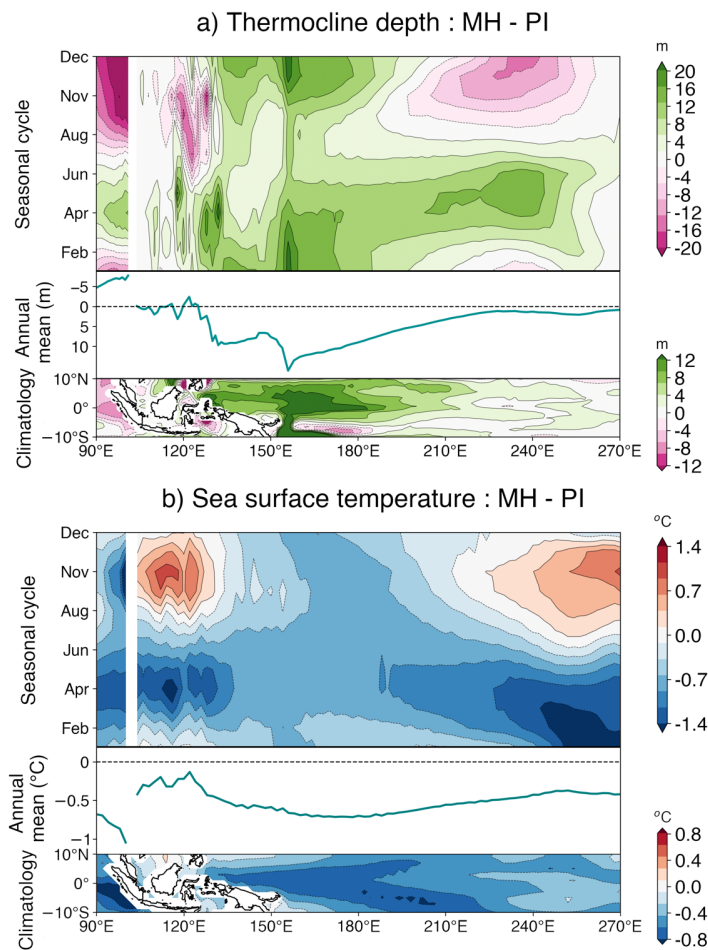


Figure S4. Mean state changes during the Holocene for the Vlr01 simulation, showcasing a) thermocline depth (in m) and b) SST (in °C). Each analysis involves subtracting the first 500 years of the simulation (MH) from the last 500 years (PI). The x-axis (longitude) remains consistent across all analyses. The top panels illustrate the difference in the seasonal cycle, averaged between 5°S and 5°N. The middle panels demonstrate the difference in the annual mean, also averaged between 5°S and 5°N. Lastly, the bottom panels display the difference in climatology for the tropical Pacific.

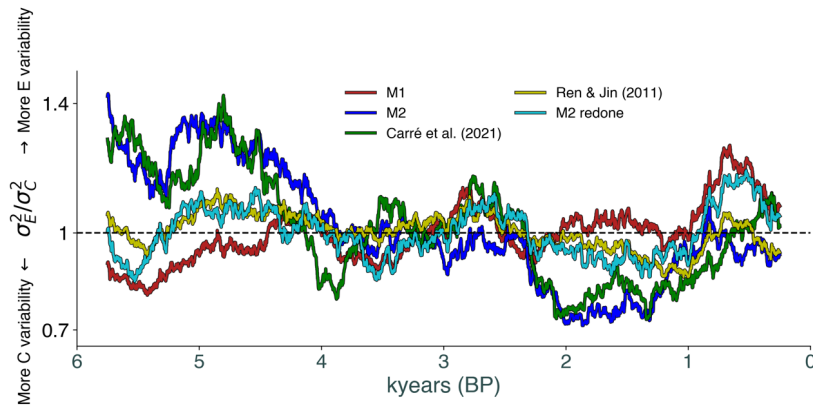


Figure S5. Variances ratios of E over C over the Holocene for the Vlr01 simulation. The variance ratios are computed by moving 500-year windows from 6000 to 0 BP. Above the $y=1$ dashed line, the variance of the E mode is greater than the C mode, and the inverse for below. Same figure is shown in the main article, for the Sr02 simulation (Figure 3).

Methodologies from Ren and Jin (2011) and Carré et al. (2021)

- **Ren and Jin (2011):**

$$\begin{cases} E = Ni\tilde{n}o_3 - \alpha \times Ni\tilde{n}o_4 \\ C = Ni\tilde{n}o_4 - \alpha \times Ni\tilde{n}o_3 \end{cases} \text{ with } \begin{cases} \alpha = 2/5 \text{ if } Ni\tilde{n}o_3 \times Ni\tilde{n}o_4 > 0 \\ \alpha = 0 \end{cases}$$

- **Carré et al. (2021):**

$$\begin{cases} E = SST \text{ anomalies} \in [20^\circ S - 8^\circ S, 278^\circ E - 290^\circ E] \\ C = SST \text{ anomalies} \in [0^\circ - 8^\circ N, 194^\circ E - 206^\circ E] \end{cases}$$

Mean state changes during the Holocene

The link between the mean state and the results obtained from both methods (M1 and M2) is crucial for a proper interpretation and understanding.

Throughout the Holocene, the tropical Pacific underwent significant changes, influenced directly or indirectly by the amplified insolation during the boreal fall (Luan et al., 2012; Braconnot et al., 2012). This resulted in a reduction of ENSO variability during the mid-Holocene (MH) compared to the

present-day (PI). Various mechanisms, such as the strengthening of trade winds (Luan et al., 2012; Saint-Lu et al., 2016), contribute to these observed changes.

Here, we specifically focused on the alterations in thermocline depth and sea surface temperature, which play a crucial role in understanding thermocline feedback. In terms of the annual mean, the thermocline is deeper and the SSTs are colder during MH in comparison to PI (Figure S4a middle and b middle). The increased equatorial thermocline depth is particularly prominent in the western region of the basin (150°E to 180°E) compared to the eastern region (120°W to 90°W), resulting in a strengthened zonal gradient. While the SST difference between the East and West is less pronounced, the West exhibits slightly colder temperatures.

Analyzing the seasonality (Figure S4a top), we observe a consistently deeper central-to-west Pacific during all seasons in MH. The seasonal cycle highlights amplified changes in the east, with a deeper thermocline during boreal fall and a shallower one during boreal spring. This pattern is reflected in the SSTs as well, with warmer temperatures in the eastern part of the basin during boreal fall in MH (Figure S4b top), and colder temperatures during boreal spring. These responses align with the seasonal cycle of insolation (Braconnot et al., 2012).

References

- Braconnot, P., Luan, Y., Brewer, S., & Zheng, W. (2012). Impact of Earth's orbit and freshwater fluxes on Holocene climate mean seasonal cycle and ENSO characteristics. *Climate Dynamics*, 38(5), 1081-1092. <https://doi.org/10.1007/s00382-011-1029-x>
- Carré, M., Braconnot, P., Elliot, M., d'Agostino, R., Schurer, A., Shi, X., et al. (2021). High-resolution marine data and transient simulations support orbital forcing of ENSO amplitude since the mid-Holocene. *Quaternary Science Reviews*, 268, 107125. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2021.107125>
- Takahashi, K., Montecinos, A., Goubanova, K., & Dewitte, B. (2011). ENSO regimes: Reinterpreting the canonical and Modoki El Niño. *Geophysical Research Letters*, 38(10), L10704. <https://doi.org/10.1029/2011GL047364>
- Luan, Y., Braconnot, P., Yu, Y., Zheng, W., & Marti, O. (2012). Early and mid-Holocene climate in the tropical Pacific: Seasonal cycle and interannual variability induced by isolation changes. *Climate of the Past*, 8(3), 1093-1108. <https://doi.org/10.5194/cp-8-1093-2012>
- Ren, H.-L., & Jin, F.-F. (2011). Niño indices for two types of ENSO. *Geophysical Research Letters*, 38(4), L04704. <https://doi.org/10.1029/2010GL046031>
- Saint-Lu, M., Braconnot, P., Leloup, J., & Marti, O. (2016). The role of El Niño in the global energy redistribution: A case study in the mid-Holocene. *Climate Dynamics*, 52(12), 7135-7152. <https://doi.org/10.1007/s00382-016-3266-5>

Résumé

Les objectifs de ce chapitre étaient d'examiner les changements de la diversité des événements El Niño sur les derniers 6000 ans. Mon approche m'a amenée à comparer les indicateurs utilisés pour caractériser cette diversité en choisissant deux indicateurs types, l'un basé sur la rotation des EOF des SST du Pacifique tropical (M1) et l'autre sur l'analyse à l'aide de méthodes de boîtes (M2). Le but est de regarder comment pour chaque méthode, les événements EP et CP évoluent sur 6 000 ans à l'aide de simulations transitoires. Il était aussi question de comprendre les divergences entre M1 et M2 sur des échelles de temps plus longues que ce qui avait été fait jusque-là et leurs implications pour l'interprétation de la variance d'El Niño.

Plusieurs questions ont guidé ce travail. Concernant la consistance des méthodes, dans quelle mesure les deux méthodes (M1 et M2) sont-elles cohérentes dans le calcul des événements EP et CP sur différentes périodes? Bien que les méthodes concordent dans le présent, des disparités apparaissent dans des périodes adjacentes et plus longues, affectant l'interprétation des changements relatifs entre les événements EP et CP.

Quelles distributions spatiales dominent dans les simulations et en quoi diffèrent-ils entre M1 et M2? Dans les simulations, le pattern CP domine dans M2, présentant une variance expliquée plus élevée, tandis que les patterns d'EP et CP dans M1 montrent des distributions spatiales distinctes.

En termes de défis d'interprétation, comment les résultats opposés entre M1 et M2 influent-ils sur l'interprétation de la variance d'El Niño? Des conclusions opposées peuvent survenir. L'analyse révèle que les indicateurs renseignent sur des aspects différents, soulignant la nécessité d'une interprétation prudente, surtout lors de la calibration des indicateurs.

Quelle méthode (M1 ou M2) est la plus adaptée pour étudier les changements passés dans la diversité d'El Niño? M2 offre une meilleure comparaison régionale, mais la capacité de M1 à distinguer des caractéristiques de patterns uniques le rend rigoureux, bien que difficile pour faire des comparaisons modèles-données à partir d'observations ou reconstructions ponctuelles.

Concernant les implications pour les études futures, quelles sont les implications de l'utilisation de différentes techniques dans les études futures sur la diversité d'El Niño? Des résultats incohérents peuvent survenir, mettant en garde contre l'idée de la supériorité d'une méthode. De plus, les études futures devraient tenir compte des variations de l'état moyen (moyenne annuelle, cycle saisonnier) et de l'aspect chaotique de la variabilité, ainsi que de ne pas se contenter de parler des événements EP et CP.

L'étude souligne le potentiel de différences méthodologiques pour conduire à des erreurs d'interprétation dans la caractérisation des changements passés et futurs de la diversité des événements d'El Niño, soulignant la nécessité de prendre soin dans le choix des méthodes et de leur calibration.

CONTRÔLES ORBITAUX DES TÉLÉCONNEXIONS DE L'INDO-PACIFIQUE

Dans le chapitre 4, j'ai montré comment la diversité des événements El Niño ont changé au cours de l'Holocène. Dans ce chapitre et le suivant, je m'intéresse aux changements de téléconnexions entre les océans Pacifique et Indien. Ici, j'étudie l'effet du forçage orbital sur les téléconnexions d'ENSO avec le dipôle de l'océan Indien (IOD). Pour ce faire, je ne regarde plus l'Holocène seulement, mais les 2 derniers millions d'années à l'aide d'une simulation transitoire.

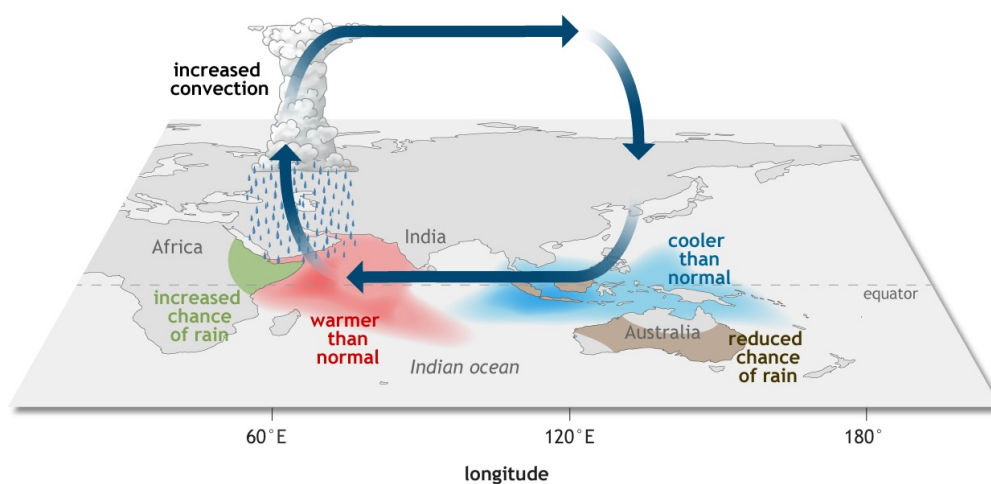


FIGURE 5.1. – Schéma typique d'une phase positive du dipôle Indien. Figure adaptée de NOAA Climate.

5.1. Qu'est-ce que le dipôle de l'océan Indien ?

L'IOD est un des modes de variabilité de l'océan Indien et associé à une modification des SST et des précipitations. L'intensité de l'IOD est souvent étudié au travers du Dipole Mode Index (DMI), qui est défini comme la différence des SST entre une boîte dans l'ouest de l'océan Indien (WIO : 10°S- 10°N, 50°E-70°E) et dans l'est (EIO : 10°S-0°, 90°E-110°E).

Pendant la phase positive de l'IOD, qui atteint généralement son pic en septembre-novembre, des conditions de surface de la mer plus froides que la normale à l'ouest de l'Indonésie et plus chaudes que la normale dans l'ouest de l'océan Indien modifient la circulation atmosphérique dans la région de l'océan Indien (figure 5.1). Cette modification des conditions océaniques et atmosphériques a un impact significatif sur les régions environnantes, créant un scénario climatique complexe et potentiellement dangereux. En conséquence de

ces changements, l'Indonésie et l'Australie ont tendance à connaître des périodes de sécheresse plus marquées que d'habitude pendant cette phase, ce qui augmente considérablement les risques d'incendies de brousse dévastateurs (Wang et al., 2015). Les réserves d'eau s'amenuisent, la végétation devient plus sèche, et les conditions météorologiques favorisent la propagation rapide du feu.

D'un autre côté, l'est de l'Afrique connaît des conditions plus humides que la normale, avec des précipitations plus fréquentes et abondantes (Williams and Hanan, 2011). Cette augmentation des précipitations peut entraîner des inondations dévastatrices dans cette région, submergeant des terres agricoles, perturbant les moyens de subsistance locaux, et provoquant des déplacements massifs de populations. Cette asymétrie des précipitations et des températures est un exemple clair de l'impact complexe que peut avoir l'IOD sur les climats régionaux et les phénomènes météorologiques extrêmes. Il souligne également l'importance de surveiller et de comprendre ce phénomène pour mieux anticiper et atténuer ses conséquences sur les populations et les écosystèmes sensibles de la région de l'océan Indien.

Pour différents scénarios climatiques, la relation entre changement climatique et l'IOD reste peu contrainte, même si il y a un certain consensus pour dire que les événements extrêmes ont plus de chance d'être plus fréquents d'ici la fin du siècle (Cai et al., 2014b, 2020). Dans le dernier du GIEC (Arias et al., 2021), des changements peu robustes sont décelés sur le court terme (2021-2040), mais une augmentation des événements extrêmes de la phase positive de l'IOD d'ici la fin du siècle.

Une des questions assez importantes, et qui est l'enjeu de ce chapitre concerne les téléconnexions de l'Indopacifique, notamment à travers les interactions des modes de variabilité. Il a souvent été indiqué qu'un des précurseur de l'IOD pourrait être un événement El Niño avec des modèles de physique simplifiés, des modèles du climat et des observations (Li et al., 2003; Stuecker et al., 2017; Cai et al., 2020), et inversement l'état moyen de l'océan Indien peut influencer ENSO (Izumo et al., 2010). Mais cela se base que sur les quelques événements observés sur les derniers 50 ans, ou alors des modèles du climat sur moins de 250 ans d'années. Cela ne permet pas de quantifier les interactions entre ENSO et l'IOD sur des temps beaucoup plus longs, avec un état moyen du climat changeant, que ce soit sous l'effet des émissions de gaz à effet de serre ou les changements d'insolation. Par ailleurs, plusieurs études mentionnent l'existence d'événements IOD en l'absence d'événements El Niño (Li et al., 2003; Fischer et al., 2005).

5.2. Étude des interactions entre ENSO et l'IOD à l'aide d'une simulation transitoire du Pléistocène

La première étape de ce chapitre a été de comprendre comment la relation entre ENSO et IOD était façonnée sur des temps plus longs. Pour cela, je fais appel à une simulation transitoire du Pléistocène des derniers 3 millions d'année venant du Community Earth System Model version 1.2 (CESM1.2), avec une résolution atmosphérique d'environ 3.75° et 26 niveaux verticaux (Yun et al., 2023). Je n'utilise que les 2 derniers millions d'années car les incertitudes sont nombreuses avant. La grille océanique est 100×116 avec 25 niveaux verticaux. Contrairement aux simulations précédentes avec des modèles EMIC transitoires, cette simulation CESM1.2 inclut une représentation réaliste des processus climatiques tropicaux.

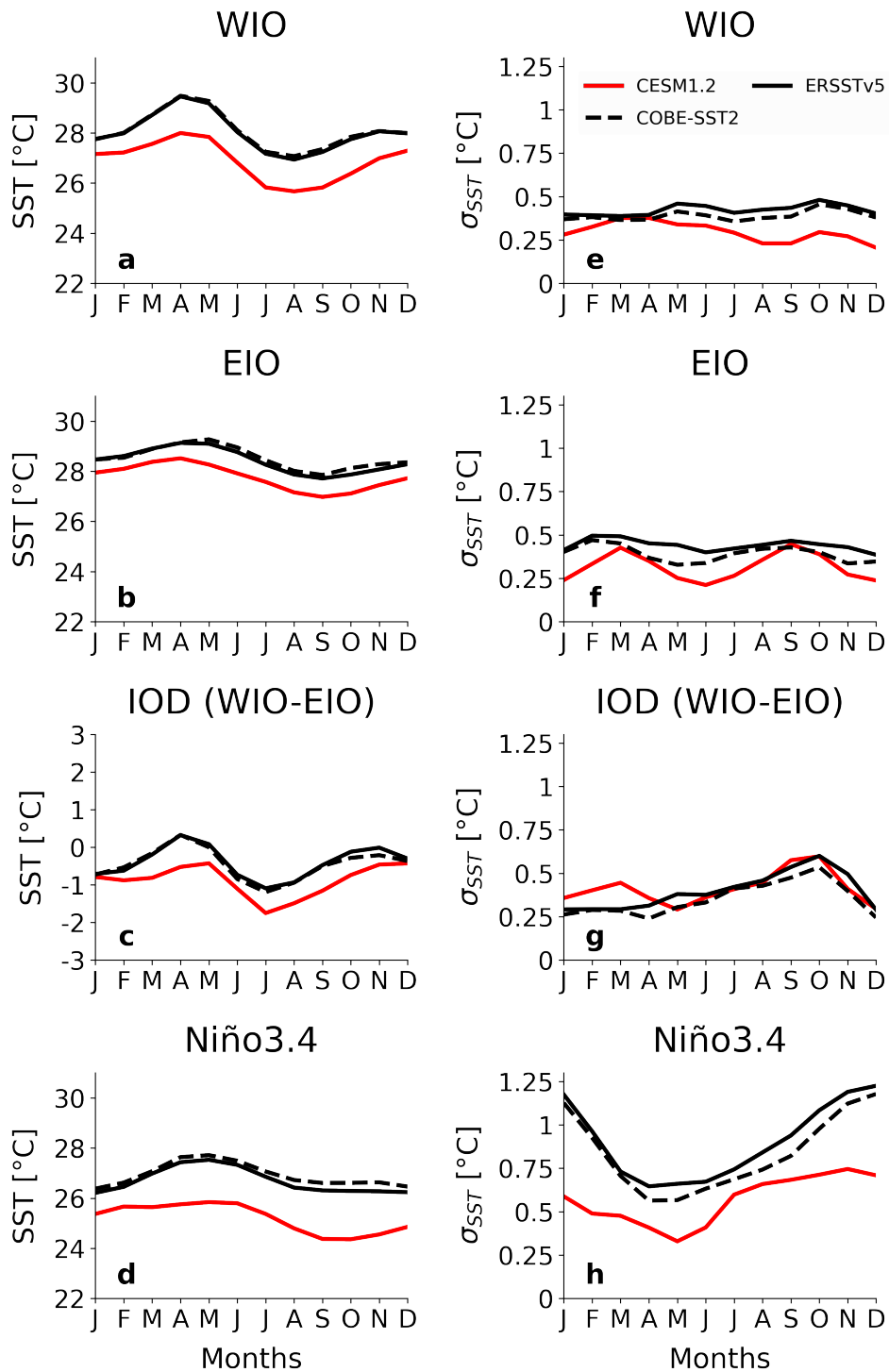


FIGURE 5.2. – Cycle saisonnier de SST pour les derniers 50 ans de la simulation transitoire CESM1.2 (1900-1950 CE) et sa comparaison aux observations de COBE-SST2 (Hirahara et al., 2014) et ERSSTv5 (Huang et al., 2017) sur la période 1950-2019. On prend les indices de SST a) dans l’ouest de l’océan Indien (WIO, 10°S-10°N, 50°E-70°E), b) dans l’est de l’océan Indien (EIO, 10°S-0°, 90°E-110°E), c) la différence entre WIO et EIO, qui correspond au Dipole Mode Index (DMI), proxy de l’intensité du dipôle de l’océan Indien (IOD) et d) dans la boîte Niño3.4 (5°S-5°N, 170°W-120°). La même chose pour e), f), g) et h) mais pour l’écart type du cycle saisonnier de SST.

La figure 5.2 montre que CESM1.2 suit l'évolution de la saisonnalité de la SST dans chaque boîte d'intérêt (WIO, EIO, gradient zonal entre WIO et EIO, et Niño3.4) comparé aux observations, avec cependant un biais froid assez marqué d'environ 1°C. La variabilité de la SST dans WIO et EIO est bien représentée (figure 5.2a et b). CESM1.2 représente de manière correcte la variabilité de l'IOD (figure 5.2c). La variabilité d'ENSO est sous-estimée par CESM1.2 mais la saisonnalité de l'écart-type suit qualitativement celui des observations (figure 5.2d).

La simulation est divisée en 42 segments exécutés en parallèle, chacun initialisé lors des conditions interglaciaires maximales. Une technique d'accélération est utilisée pour les paramètres orbitaux d'après Berger (1978) (excentricité, obliquité, longitude de la périhélie), avec un facteur d'accélération de 5 pour réduire le forçage orbital de 3 millions d'années à 600 000 années du modèle CESM1.2. Le modèle ne prend pas en compte le forçage d'eau douce provenant des calottes glaciaires, ce qui pourrait sous-estimer la variabilité de l'Atlantique Meridional Overturning Circulation (AMOC). La bathymétrie océanique est constante et correspond à celle du dernier maximum glaciaire (LGM, ~ 21 ka BP). Les forçages orbitaux, des gaz à effet de serre et calottes glaciaires, sont mis à jour tous les 100 ans orbitaux. Pour les concentrations de CO₂, CESM1.2 utilise des données mesurées provenant du European Project for Ice Coring in Antarctica (EPICA) Dome C après 800 ka BP. Avant, CESM1.2 a recours aux concentrations de CO₂ issues de la simulation transitoire CLIMBER-2. La simulation met en évidence des pics interglaciaires caractérisés par des concentrations élevées de CO₂ et un faible volume de glace, et inversement (figure 5.3a et b). Les anomalies de forçage des gaz à effet de serre sont rééchelonnées d'un facteur de 1.5 pour compenser la faible sensibilité climatique de CESM1.2 et les incertitudes du forçage des poussières. Les variables auxquelles j'ai accès ont été interpolées sur la grille atmosphérique (environ 3.75°).

Dans le chapitre 2, je fais référence aux paramètres orbitaux. L'effet de l'obliquité, de la longitude du périhélie et de l'excentricité sur les cycles glaciaires-interglaciaires est fondamental pour comprendre les variations climatiques à long terme (figure 5.3). CESM1.2 met bien en évidence la Mid-Pleistocene Transition (MPT), qui représente le passage d'une périodicité des cycles glaciaire-interglaciaires d'environ 40 ka à 100 ka (figure 5.3a et b). Ce changement, survenu il y a environ 1.2 à 0.8 Ma, reste une question complexe mais il est maintenant suggéré qu'il soit dû à un changement continu du système climatique et non pas abrupt (Legrain et al., 2023). Legrain et al. (2023) suggère que la diminution progressive du CO₂ tout au long du Pléistocène a joué un rôle clé dans la transition climatique qui s'opère avant et après la MPT. CESM1.2 nous permet de regarder comment, lors de ces 2 millions d'années, la relation entre IOD et ENSO a évolué.

Cette prochaine section contient un article qui va être bientôt soumis dans *Nature Geoscience*, et issu du travail effectué en Corée du Sud entre août et novembre 2023 avec le Prof. Axel Timmermann. Je me suis posée les questions suivantes : Quelle est la relation entre les variabilités de l'ENSO et de l'IOD avec le cycle annuel moyen et les forçages orbitaux ? Comment les paramètres orbitaux et le CO₂ influent-ils sur les SST moyennes et les variabilités annuelles de Niño3.4 et de l'IOD ? Quels sont les effets saisonniers locaux et à grande échelle sur la variabilité de l'ENSO et de l'IOD pendant les phases de variabilité maximale ? Quelles implications cela a-t-il pour l'étude future des relations IOD-ENSO sous le forçage du CO₂ ? Les informations complémentaires qui accompagnent l'article sont données dans la section 5.4.

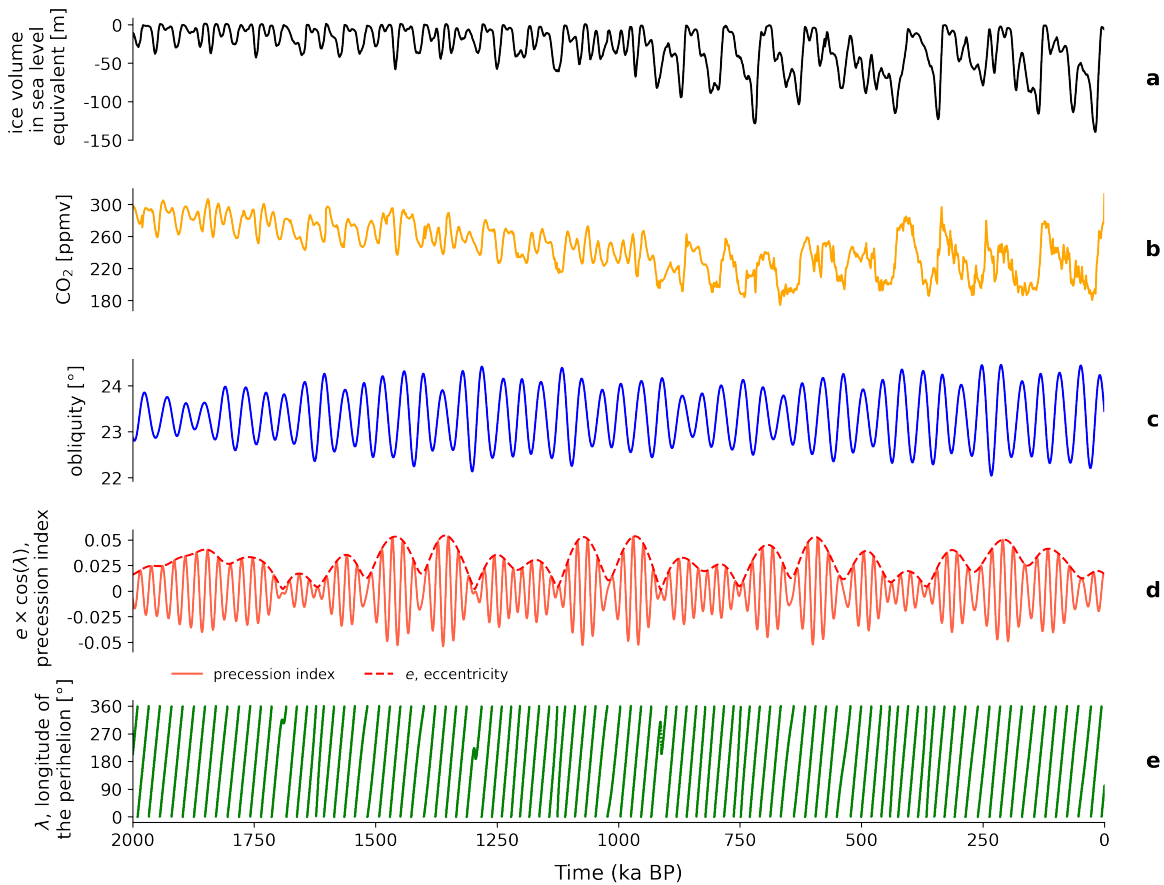


FIGURE 5.3. – Évolution au cours des derniers 2 millions d’années a) du volume de glace en équivalent de niveau de la mer de Willeit et al. (2019), b) de la concentration de CO_2 atmosphérique, c) de l’inclinaison, ou obliquité, d) de la précession et excentricité et e) de la longitude du périhélie. Les courbes de b à e sont utilisées pour la simulation transitoire du modèle CESM1.2.

5.3. Orbital forcing and CO_2 modulation of IOD-ENSO teleconnections in a 2 million year transient climate simulation

5.3.1. Introduction

Indo-Pacific teleconnections are complex and understanding future variability changes of El Niño-Southern Oscillation (ENSO), Indian Ocean Dipole (IOD), and monsoon under climate change are of utmost importance according to the last Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC) report (Arias et al., 2021). Near-term changes in these teleconnections are expected to change, with CO_2 as its primary forcing. Many studies questioned how CO_2 forcing can affect the variability in the Pacific and Indian oceans, respectively, through modulations of the IOD and ENSO. Although some consensus appears on how extremes will become more frequent, whether for IOD or ENSO events, some models do not predict any change, and the amplitude of their change is still under question (Zheng, 2019). For example, studies can show that IOD amplitude decreases with increasing greenhouse emissions (An et al., 2022), or the opposite (Cai et al., 2014b). For ENSO, lots of climate simulations show an increase in the frequency of ENSO events (Cai et al., 2020), but the experiments with the largest CO_2 forcing do not show the most substantial ENSO res-

ponse (Heede and Fedorov, 2023), suggesting a non-linear response to CO₂ concentration increases. Moderate and extreme IOD events could have opposite changes by the end of this century, with an increase in the frequency of extremes, a decrease, or no change in moderate events (Cai et al., 2020).

One of the reasons for such different results occurs because of intermodel discrepancies (Heede and Fedorov, 2023; Zheng, 2019). Another reason is that the link between the seasonality and variability of the IOD-ENSO relationship remains unclear in today's climate. Most studies show that the positive phases of IOD peak during September-November (SON) and ENSO during December-January (DJF). Studies suggest that IOD events are forced by ENSO events. They either act as a precursor or a direct instantaneous forcing (Li et al., 2003; Stuecker et al., 2017). However, it has been shown that in idealized experiments, IOD events persist in the absence of ENSO (Fischer et al., 2005). The relationship between seasonality, annual mean, and interannual variability need to be better understood. Their interplay needs to be taken into account because they all work together to shape the IOD-ENSO relationship. Today's climate mean state is constantly changing. Since the rate of change is fast, the seasonality, annual mean state, and variability have already changed over the observational period. However, modern observations alone do not allow the study of long-term changes in their relationship. This is why we use paleoclimate data and/or simulations which provide a unique framework to look at the dynamics of their complex relationship. The current coupling of IOD and ENSO may not have been the same in past climates as suggested by previous studies (e.g., Falasca et al., 2022; Brierley et al., 2023; Abram et al., 2020).

CO₂ concentrations as well as insolation forcing, driven by orbital parameters, have played a pivotal role in shaping historical climatic patterns. Over the transition from the Pleistocene to the Holocene (approximately 2.58 Ma to the present), both marine and terrestrial paleoclimate data have indicated the tropics' cyclic response to Earth's orbital parameters (Berger, 1978). During this period, atmospheric CO₂ concentrations exhibited a cyclical pattern as well. These cycles involved higher levels during interglacial periods (around 280 ppm) and lower levels in glacial periods (approximately 180 ppm). The volume of ice sheets similarly followed a cyclic evolution, with lower volumes during interglacial eras and higher volumes in glacial periods.

The Earth's eccentricity, representing the shape of its orbit around the sun, played a critical role in these climatic shifts. Higher eccentricity implied a flatter ellipse, resulting in increased insolation received by Earth in the annual mean. Eccentricity exhibits periodic variations of 100 and 400 ka, with values ranging from 0.006 to 0.05 over the last 2 Ma. Obliquity, or the tilt of the Earth's axis, impacted the distribution of solar radiation. Increased tilt led to higher radiation at high latitudes and decreased radiation in the tropics, varying between 22° and 24.5° with a periodicity of about 41 ka. Climatic precession, influenced by both eccentricity and the sine of the longitude of the perihelion, affected the Earth's seasons and their duration. Climatic precession changes the Earth-Sun distance for a given season. Seasons the closest to the Sun will receive more insolation, and inversely, thus affecting the seasonal distribution of insolation in both hemispheres. Precession has periods of 19 ka and 23 ka, due to eccentricity, and values ranging from -0.05 to 0.05 over the last 2 Ma.

The interplay of CO₂ and insolation, a composite effect of all astronomical parameters, significantly shaped the climate over the last 2 Ma. The Mid-Pleistocene Transition (MPT),

occurring between approximately 1.2 and 0.8 Ma, marked the shift from a higher frequency of glacial-interglacial cycles every approximately 40 ka to a lower frequency of 100 ka. The exact cause of this change in frequency and amplitude of glacial-interglacial cycles remains a question, but current theories suggest it may not be due to an abrupt event. Instead, it is thought to be related to the gradual decrease in atmospheric CO₂ levels over the Pleistocene (Legrain et al., 2023).

Past model studies have looked at specific orbital configurations or climates to study the evolution of different climate phenomena under differing forcings for the last 800 ka, e.g., monsoons (Braconnot et al., 2008). Research specifically on orbital configurations effect has shown that the Sea Surface Temperature (SST) in the tropical Indian and Pacific Oceans respond to the position of the Earth around the Sun (longitude of the perihelion) and the variations in Earth-Sun distance (eccentricity), while the Earth's axial tilt not so much (obliquity) (Erb et al., 2015; Chiang et al., 2022). ENSO has been shown to react directly to precessional forcing (function of eccentricity and the longitude of the perihelion) (Luan et al., 2015; Lu and Liu, 2019) and IOD as well (Wang et al., 2015). Some studies use Earth Systems Models of Intermediate Complexity simulations (EMIC) but do not represent accurate interannual variability in the tropics. New studies that use long accelerated transient simulations from Earth System Models (ESM) have only looked at Pacific and Indian Ocean changes separately and not their teleconnections (Wang et al., 2015; Lu and Liu, 2019).

In this study, we continue the research on long accelerated simulations and investigate the orbital forcing and CO₂ modulation of Indo-Pacific teleconnections over the past 2 Ma. We use the Pleistocene transient simulation described in Yun et al. (2023) that covers the last 2 Ma. We explore the complex dynamics of the IOD-ENSO relationship, focusing on the response of seasonality, annual mean state, and variability to CO₂ and orbital parameters over the last 2 Ma. The objective is to identify systematic behavior that can shed light on key processes that shape the IOD-ENSO relationship and analyze changes in teleconnection. To achieve this, we first investigate the influencing factors on the variability patterns of ENSO and IOD. Subsequently, we examine the interplay between interannual variability and annual mean state values. We then discern the contributions of high variability during IOD and ENSO periods, shedding light on the shaping of seasonality. Finally, we scrutinize how teleconnections evolved under the maximum variability of ENSO and IOD, specifically studying changes in the Intertropical Convergence Zone (ITCZ) and Walker circulation precipitation-related changes.

5.3.2. Methods

a. CESM1.2 transient simulation from the Pleistocene to the late Holocene

The simulation of the last 3 Ma we use in this study was performed using the Coupled Community Earth System Model version 1.2 (CESM1.2). This comprehensive Earth System Model (ESM) provides a three-dimensional representation of atmosphere and ocean physics and dynamics. The atmosphere has approximately 3.75° horizontal resolution with 26 vertical levels. The ocean presents a 100×116 horizontal grid with 25 vertical levels, and includes interactive sea ice components. The 3 Ma simulation was divided into 42 chunks run in parallel, initialized with peak interglacial conditions. Key components include orbital forcings, greenhouse gases (GHG), and ice-sheet albedo and topography estimates. Constant Last Glacial Maximum (LGM) ocean bathymetry, land-sea mask and vegetation are prescri-

bed. An acceleration factor of 5 is applied to astronomical parameters. GHG concentrations including CO₂, N₂O and CH₄, ice-sheet extent, and astronomical insolation are updated every 100 orbital years. Model limitations and uncertainties in dust forcing are addressed by rescaling GHG forcing anomalies by a factor of 1.5. Ice-sheet mask and topography changes are derived from simulated orography data. Further details and validation against paleo-data are provided in Yun et al. (2023). The ocean variable outputs we use are interpolated on the atmospheric resolution of around 3.75°. Hereafter, we make use only of the last 2 Ma of the simulation, as it is the most robust (Yun et al., 2023).

b. Understanding key variability modes in the Indian and Pacific Oceans

This study focuses on evaluating the analysis of SST variability in the Indian and Pacific Oceans. For a comprehensive understanding of El Niño Southern Oscillation (ENSO)-related variability across the Pacific, the Niño3.4 region (5°S-5°N, 170°W-120°W) is utilized. The Dipole Mode Index (DMI), representing the difference between the Western Indian Ocean (WIO : 10°S-10°N, 50°E-70°E) and Eastern Indian Ocean (EIO : 10°S-0°, 90°E-110°E), is employed due to its proven ability to capture variability associated with the Indian Ocean Dipole (IOD). We use SST data from COBE-SST2 for 1950-2019 as our modern observation for comparison (Hirahara et al., 2014).

Throughout the study, terms such as anomalies, variability, and mean state are frequently used. Variability is represented by the standard deviation of each index, while the mean state is determined by the mean value. Anomalies are computed by removing the mean seasonal cycle from the index over a specified time window. Annual values specifically refer to taking the annual mean for mean state values and annual variability for interannual variability. The seasonal cycle is predominantly examined in absolute values or when specified, as the difference to another seasonal cycle (difference between two climatologies).

c. Quantifying long-term evolution with EOF Analysis

To explore the long-term evolution of IOD and ENSO patterns, we conduct an analysis of SST anomalies for the DMI and Niño3.4 regions over non-overlapping 250-model-year intervals. This corresponds to 1250 orbital years and GHG forcing, but 1 to 250 years of internal variability. We chose to have 250-year windows to estimate variability because of the chaotic nature of tropical variability (Stevenson et al., 2013). This provides a proper framework to estimate tropical variability that would otherwise not be possible over too short time windows. Anomalies are computed relative to the monthly climatology for each 250-year slice.

The regression of DMI and Niño3.4 SST anomalies against SST anomalies in the broader Indo-Pacific region is computed. In comparison to observational data, the regressed SST patterns for DMI and Niño3.4 show good agreement in the Indian and Pacific Oceans, respectively (Supplementary Fig. 5.12). However, the regressed patterns in CESM1.2 exhibit weaker signatures in the Pacific Ocean for the DMI SST pattern and in the Indian Ocean for the Niño3.4 SST pattern (Supplementary Fig. 5.12).

Following the regression against SST anomalies, we obtain 2000 regressed patterns for DMI and Niño3.4 separately (Supplementary Fig. 5.13). We then use these two sets of patterns

and employ an Empirical Orthogonal Function (EOF) analysis, allowing us to examine the evolution of patterns over 2 million years. The first two EOFs of Niño3.4 and DMI individually account for more than 60 % and 70 % of the total variance (Supplementary Fig. 5.13). Our focus is on the first EOF (EOF1) of Niño3.4 and DMI, providing insights into how the patterns with the highest variability in each case evolve on orbital timescales.

d. Quantifying perihelion longitude-driven SST variability ranges

Examining the variability of SST indices in relation to the perihelion longitude offers an initial insight into the ranges associated with minimum and maximum variability. To gain a more quantitative understanding and provide more rigorous estimates, we sorted the values above the 95th and below the 5th percentiles of the SST annual standard deviation for WIO, EIO, DMI, and Niño3.4. This gives us respectively an idea of the maximum and minimum variability ranges. Having identified the perihelion longitude indices corresponding to each range of maximum and minimum variability, we proceeded to compute them. The minimum and maximum perihelion longitude barycenters (longitude of the perihelion weighted by the standard deviation values) and their median ranges were calculated. The results are presented in Table 5.1.

TABLE 5.1. – Weighted ranges of perihelion longitudes for annual mean standard deviation SST maximum and minimum in the Indo-Pacific key regions.

Region	Longitude of perihelion weighted by the max SST variability (95 th percentile)		Longitude of perihelion weighted by the min SST variability (5 th percentile)	
	Max [°]	Max range [°]	Min [°]	Min range [°]
Niño3.4	108	83 to 136	302	261 to 314
DMI	283	254 to 308	132	101 to 162
WIO	358	339 to 21	197	159 to 234
EIO	273	249 to 296	147	112 to 179

e. Mean seasonal cycles during high IOD and ENSO variability

By generating a mask for each SST index based on the corresponding longitude of the perihelion for highest and lowest range of variability, we compute a mean seasonal cycle for different variables investigated in this study. This approach facilitates an exploration of how the mean seasonal cycle manifests during periods of elevated IOD and ENSO variability. Note that a similar approach is proposed for CO₂ in the Supplementary Information 5.4.

f. Estimation of ITCZ and Walker cell positions from precipitation

Precipitation information can be used as a qualitative proxy for ITCZ position with centroid latitudes and Walker cell position with centroid longitudes. This has been shown to be a good qualitative match in simulations and observations (Boos and Korty, 2016). For the centroid latitude calculation, we have :

$$\text{centroid lat}(t, \varphi) = \frac{\sum_{\lambda=-20^{\circ}N}^{\lambda=20^{\circ}N} \lambda P(t, \lambda, \varphi) \cos(\lambda)}{\sum_{\lambda=-20^{\circ}N}^{\lambda=20^{\circ}N} P(t, \lambda, \varphi) \cos(\lambda)} \quad (5.1)$$

where P is the precipitation (mm/day), t is the time, φ is the longitude ($^{\circ}E$), λ is the latitude ($^{\circ}N$) and $\cos(\lambda)$ is the cosine of latitude, used as weights. The centroid latitudes of precipitation is taken between $50^{\circ}E$ and $280^{\circ}E$ to take into account the whole Indo-Pacific basin.

For the centroid longitude definition, we use :

$$\text{centroid lon}(t) = \frac{\sum \varphi |P(t, \lambda, \varphi)|_{\lambda=-5^{\circ}N}^{\lambda=5^{\circ}N}}{\sum |P(t, \lambda, \varphi)|_{\lambda=-5^{\circ}N}^{\lambda=5^{\circ}N}} \quad (5.2)$$

where P is the precipitation (mm/day), t is the time, φ is the longitude ($^{\circ}E$), λ is the latitude ($^{\circ}N$). We compute two sets of centroid longitudes of precipitation, one for the Indian Ocean between $50^{\circ}E$ and $110^{\circ}E$ and one for the Pacific Ocean between $130^{\circ}E$ and $280^{\circ}E$.

5.3.3. Different orbital forcing and CO₂ modulations of IOD and ENSO patterns

First, we investigate the relations of ENSO and IOD variability to CO₂ and orbital parameters separately. We characterize SST variability with the Niño3.4 box and the DMI, respectively, for ENSO and the IOD. We do not discriminate between these phenomena' positive, neutral, and negative phases and only look at the range of variability of the SST indices. We perform an EOF analysis obtained by regressing SST anomalies respectively on the DMI or Niño3.4 indices, so as to better understand the long-term evolution of their patterns over the last 2 Ma (see Methods).

The regressed patterns of DMI and Niño3.4 of the last 50 years of the simulation are a match to observations in their respective basin but does not represent well the SST signal in the other (ENSO shows dampened SST teleconnections in the Indian Ocean, and opposite for IOD, see Fig. 5.12 in the Supplementary Information). However, because of the overall match, we can confidently use the generated patterns to look at transient changes of the last 2 Ma.

The EOF analysis of regressed SST patterns of DMI and Niño3.4 shows different results (Fig. 5.4). The first EOF (EOF1) of Niño3.4 explains 52.96 % of the total variance. It tells us that over the last 2 Ma, ENSO variability has the pattern of a negative (cooler) horseshoe shape in the western Pacific and positive (warmer) eastern Pacific (Fig. 5.4a). EOF1 does not look like the typical ENSO pattern in the present day. However, the first result is that in the Indian Ocean, the pattern resembles a negative phase of IOD, with warmer east and colder west. We use the PC from the associated EOF analysis to look at the contribution of orbital

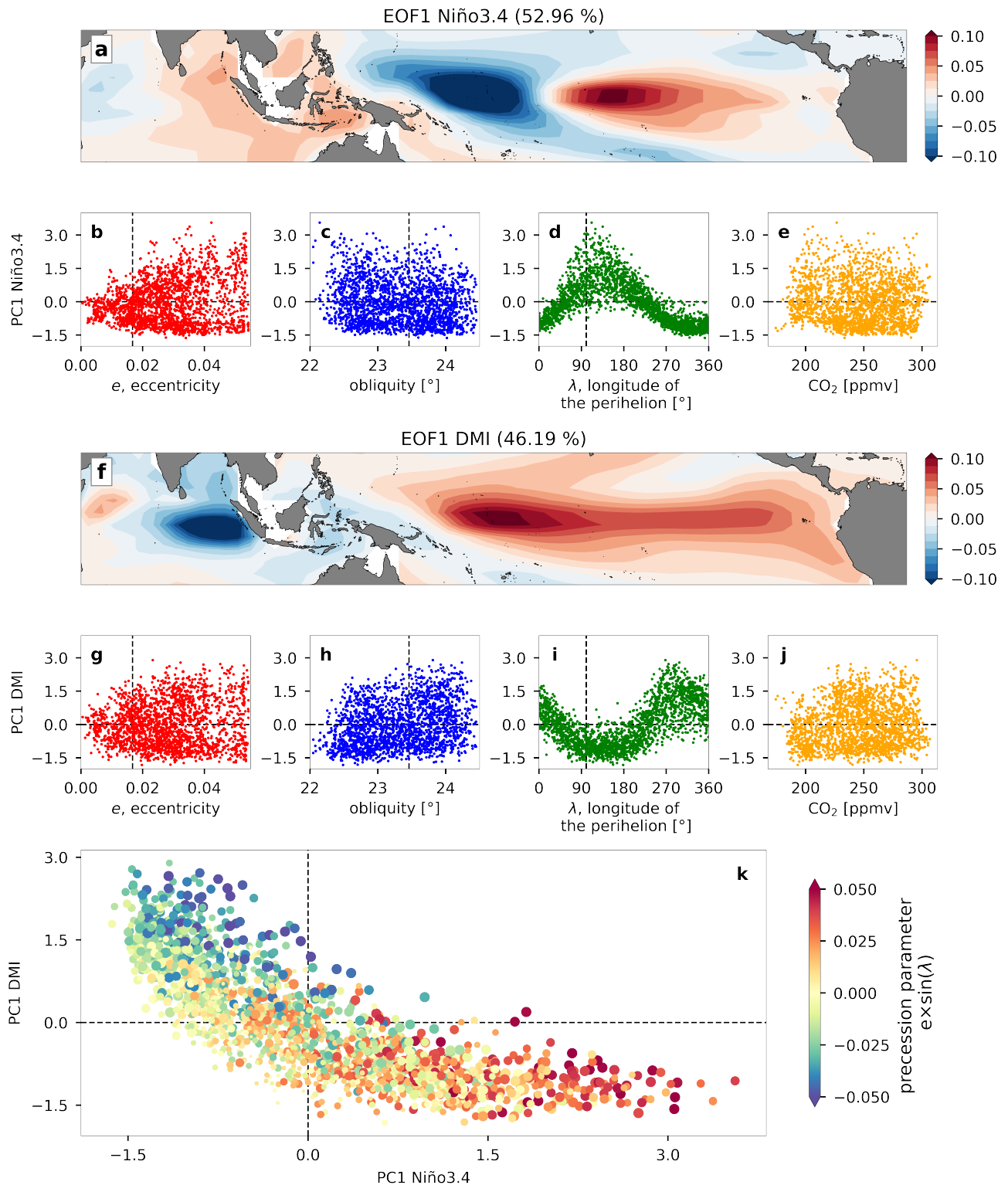


FIGURE 5.4. – EOF analysis done on regressed Niño3.4 and DMI anomalies onto SST anomalies every 1000 years, resulting in 2000 patterns (see Methods). a) First EOF of Niño3.4 patterns, its corresponding first PC relation to b) eccentricity, c) obliquity, d) longitude of the perihelion and e) CO₂. f) First EOF of DMI patterns, and its first PC relation to g) eccentricity, h) obliquity, i) longitude of the perihelion and j) CO₂. k) Nonlinear relationship between the first PC of DMI and Niño3.4 patterns. The size of the scatter is proportional to the eccentricity value.

parameters and with CO₂ to the patterns of variability. The scatter plot between the first PC (PC1) and each of the orbital parameters and with CO₂ values show that eccentricity and the longitude of the perihelion are the main drivers of EOF1. Obliquity and global atmospheric CO₂ have little impact (Fig. 5.4b-e). Eccentricity forcing accentuates the variability of PC1 values (the range of possible values grows as eccentricity increases). The range of maximum PC1 Niño3.4 values coincides with today's longitude of the perihelion value (gray dashed line in Fig. 5.4d).

The first EOF of DMI explains 46.15 % of the variance and shows a pattern typical of a positive phase of IOD in the Indian Ocean (positive/warmer eastern and negative/colder west Indian Ocean) except an extension of the cold SST to the Bay of Bengal (Fig. 5.4f).

A positive/warmer occurs across the tropical basin in the Pacific Ocean, but the positive values are strongest in the west. At first glance, the pattern of ENSO seems reinforced. PC1 DMI, like the one from Niño3.4, reflects the impact of both eccentricity and the longitude of the perihelion. Also, CO₂ and obliquity have little impact on PC1 (Fig. 5.4g-j). The range of maximum PC values is around 280°, which is almost out of phase of the 110° of maximum PC1 Niño3.4. Interestingly, the minimum range of PC1 Niño3.4 values corresponds approximately to the maximum range of PC1 DMI values. A same result can be drawn for the minimum of PC1 DMI values that correspond to the maximum range of PC1 Niño3.4 values.

The first conclusion shows that for the last 2 million years, in the simulation, the pattern of ENSO emerging from the EOF analysis is opposite to that of IOD in their effect and their phase of the longitude of the perihelion. This EOF analysis also stresses that, on orbital timescales over the last 2 Ma, ENSO and DMI variability are to the first order independent of past CO₂ changes. This is also highlighted by looking at their PC phase diagram as a function of the precession parameter (Fig. 5.4k). The higher PC1 DMI values react to lower precession parameter values and the opposite for higher Niño3.4 PC values. Eccentricity, again, is shown to accentuate the range of values. Fig. 5.4 also highlights a non-linear relationship between PC1 DMI and PC1 Niño3.4, suggesting that the link between IOD and ENSO pattern involves complex interactions between the two ocean basins. Also, today's longitude of the perihelion, with lower DMI variability and higher ENSO variability, could explain why it is difficult to disentangle the role of IOD from that of ENSO.

5.3.4. Annual mean and inter-annual variability

The first conclusion from the EOF analysis draws our attention to the fact that there is a relationship between ENSO and IOD variability and the annual mean cycle (mean state). Since the EOF1 patterns in Fig. 5.4 represent large amount of variance, we find similar relationships when considering the standard deviation of SST in the Niño3.4 box and the DMI (Fig. 5.5). Since the DMI involves relative variations between two boxes, we also analyze the variability of WIO and EIO indices (see Methods). Interestingly, they are also affected by the position of the perihelion but for different longitudes. EIO has variability consistent with that of DMI, and WIO is affected by a completely different range of longitudes (Fig. 5.5). EIO variability looks to be the main driver of DMI variability. The effect that all the indices of variability we have looked at react only strongly to eccentricity and the perihelion position corroborate past study that suggested the same for the tropical Indo-Pacific SST (Chiang et al., 2022; Erb et al., 2015; Wang et al., 2015)

The Niño3.4 annual mean state reacts differently to its variability, and is affected mostly by CO₂, with smaller contributions from eccentricity and longitude of the perihelion (Supplemental Fig. 5.14a-d). Despite the noisy signal, Niño3.4 mean values show a small tendency to be greater around 110° (corresponding to today's position), and lower around 280°. The effect of CO₂ on mean SST is clearly highlighted, with warmer SST for higher CO₂. The link between annual mean-state and variability is however non-trivial in the case of Niño3.4 (Fig. 5.6a and e). At first glance, it looks to be that the higher the CO₂ values, the warmer the annual mean SST and the larger the range of SST variability (Fig. 5.6a). This non-linear relationship between Niño3.4 annual mean state and variability seems to have a threshold of around 24°C in this simulation, then the range explored by SST variability grows (Fig. 5.6a). The relationship between annual mean state and variability is effective for the longitude of the perihelion : for values of perihelion close to 90°, the annual mean and range of variability tend to grow, and oppositely for values of perihelion close to 280°. The modern observations lie within the range of high variability due to the combination of high CO₂ and today's longitude of the perihelion value ($\approx 102^\circ$).

On the contrary, both the DMI mean state and variability are strongly affected by eccentricity and the longitude of the perihelion, with no clear contribution from CO₂ and obliquity (Fig. 5.5e-h and Supplemental Fig. 5.14e-h). Today's position of the perihelion corresponds to a minimum DMI variability in observations and fits well with the minimum range of variability and mean value detected in the simulation. Maximum ranges for the mean state are centered around 280° and have the same shape as the PC1 DMI values. Thus, values around 280° allow for a positive west-east gradient in the Indian Ocean, characteristic of a positive IOD state (Supplemental Fig. 5.14e-h). The mean value and variability of DMI do not explore much more extensive ranges of values when eccentricity increases, compared to Niño3.4, EIO and WIO variabilities (Fig. 5.5 and Supplemental Fig. 5.14). These model results agree with the observational mean DMI value for today's position of the perihelion. The relationship between DMI annual mean state and variability is almost linear over the last 2 Ma (Fig. 5.6e and f). Contrarily to CO₂, a clear connection can be seen for the perihelion's longitude modulation of the relationship between DMI annual mean state and variability (Fig. 5.6f and Supplemental Fig. 5.14f). In this simulation, the warmer the west-east (WIO-EIO) gradient, the higher the DMI annual variability, and this happens for a specific range of perihelion's longitudes around 280° (Fig. 5.6f).

To investigate if the fact that DMI mean state is driven by EIO as it is the case for variability, we look at EIO and WIO mean state contributions separately (Supplemental Fig. 5.14i-p). WIO and EIO mean SST values are not sensitive to eccentricity and perihelion position, confirming that SST in these boxes is warmer when CO₂ concentration is higher. They exhibit a strong relationship with CO₂ (Supplemental Fig. 5.14l and p). Despite the very noisy signal in the longitude of perihelion, there is however a small tendency for EIO mean values to be lower around 280° and higher around 110°. In comparison, the WIO mean value shows a small tendency to be higher around 280° and no real tendency around 110°. However, such a small change impacts the DMI due to changes in the SST gradient across the Indian Ocean. DMI mean value is lower when EIO > WIO, exacerbated only around 110° of longitude, when EIO tends to be higher (this works with observations in Supplemental Fig. 5.14k and o). The lower DMI mean value at 110° seems to be entirely driven by the EIO mean state (since WIO does not show much change around this range of longitude of perihelion). The CO₂ link between mean state and variability in EIO and WIO is unclear

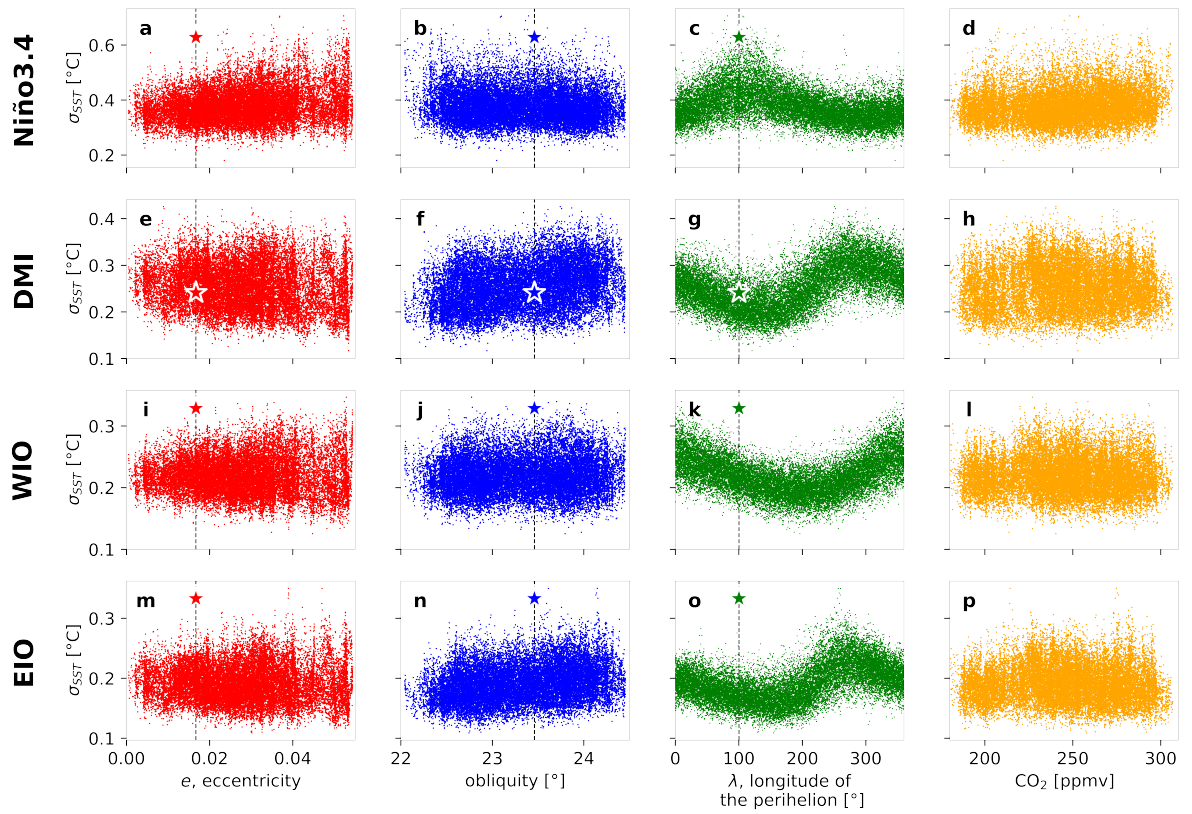


FIGURE 5.5. – Relationship between eccentricity, obliquity, longitude of the perihelion and CO_2 for 250-year running SST annual standard deviation : a-d) Niño3.4, e-h) DMI, i-l) WIO and m-p) EIO. The gray vertical dashed lines represent today's values of orbital parameters, and the star corresponds to the annual standard deviation value of COBE-SST2 between 1950 and 2019.

(Fig. 5.6c-d). The perihelion position effect on the mean state and variability relationship is unclear in WIO (Fig. 5.6g) and EIO (Fig. 5.6h). There is a tendency for higher EIO variability and colder EIO for 280° (darker red colors), and lower EIO variability and warmer EIO for 110° (green colors) (Fig. 5.6h).

5.3.5. Relationship between seasonality and maximum and minimum ENSO and IOD variability

The longitude of the perihelion is the significant factor affecting the IOD and ENSO variability. Because of the opposition of perihelion positions that lead to maximum (respectively minimum) ENSO and IOD variability, we now estimate the range of those positions so as to better understand the relationship with seasonality. We compute the weighted longitudes of perihelion that maximize the signal and ranges of maximum and minimum SST variability for Niño3.4, DMI, WIO, and EIO (see Methods, Table 5.1 and Fig. 5.7). The longitudes of perihelion correspond to the angle between the fixed perihelion and the moving vernal equinox. For each longitude of perihelion, we know the position of the vernal equinox with respect to the perihelion. We use the same convention as described by Berger (1978). Since the vernal equinox is at 180° to the autumnal equinox, 90° to the summer solstice and 270° to the winter solstice, we can guess orbital positions easily from one longitude of perihelion.

These longitude estimates confirm the previous analysis that the orbital configuration of maximum Niño3.4 variability is opposite to that of maximum DMI variability (Fig. 5.7a and b). Note that the present day orbital configuration is within the range of maximum Niño3.4 variability (Fig. 5.7a). In this orbital configuration, the winter solstice is closer to the sun, and the summer solstice is closer to the aphelion, i.e., the largest distance between the Earth and the Sun. Boreal winter receives more insolation than summer in NH compared to the other configurations. Minimum range occurs when the vernal equinox is almost opposite to the present day's ($\approx 180^\circ$ difference). The main difference in this configuration is that boreal summer receives more insolation than boreal winter in NH. The observed variability value under today's vernal equinox position closely matches these results (gray dashed line and red star in Fig. 5.7a), when taking into account the model's cold bias.

For DMI variability, the maximum range coincides with the minimum range of Niño3.4 variability; boreal summer receives more insolation than boreal winter in NH (Fig. 5.7b). However, the minimum coverage is not the exact opposite of the maximum range anticipated from Fig. 5.4 and 5.5. This works well with observations (gray dashed line and blue star in Fig. 5.7b). Lower ENSO variability does coincide with the maximum range of DMI variability, but the maximum variability of ENSO coincides only with part of the range of minimum DMI variability. As shown previously but confirmed in this analysis, the orbital configuration of higher DMI variability can be explained by maximum EIO variability (Fig. 5.7d). The same can be said for minimum variability in EIO and DMI (Fig. 5.5b and d). However, some slight difference can be seen, owing to some contribution from WIO variability (Fig. 5.7c). For its maximum range, WIO shows an entirely different range to that of DMI and EIO.

The fact that perihelion longitudes have a major impact on variability suggests that changes in variability are connected to changes in seasonality. Since maximum variability for the dif-

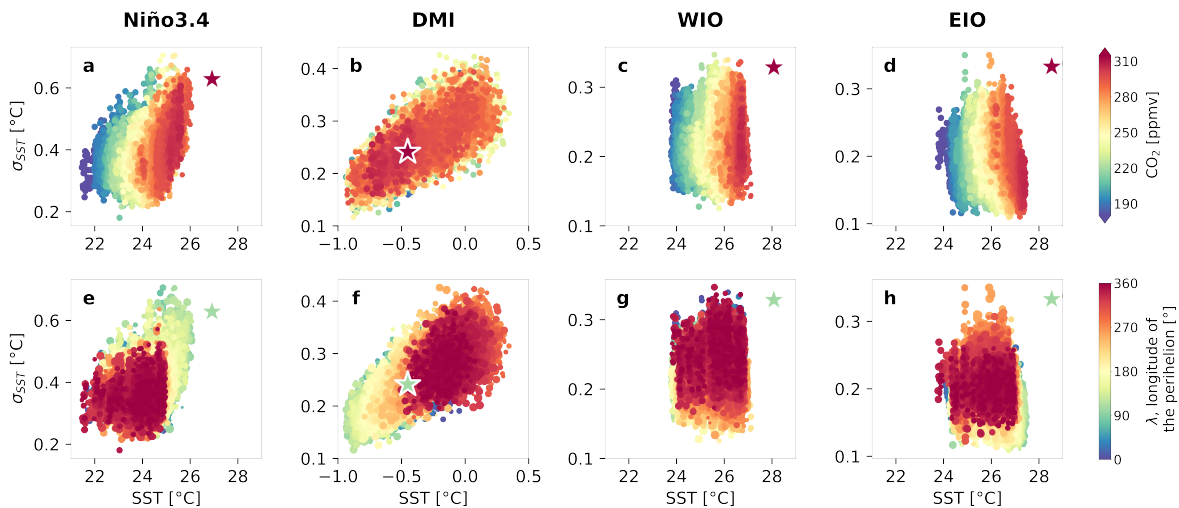


FIGURE 5.6. – CO₂ forcing on the annual SST mean state versus the annual SST standard deviation for a) Niño3.4, b) DMI, c) WIO and d) EIO. The scatter points are proportional to the CO₂ value. Longitude of the perihelion effect on the annual SST mean state versus the annual SST standard deviation for e) Niño3.4, f) DMI, g) WIO and h) EIO. The scatter points are proportional to the value of eccentricity. The star corresponds to the annual mean value and annual standard deviation of COBE-SST2 between 1950 and 2019.

ferent indicators does not happen for the same perihelion longitude, this implies that they are sensitive to different parts of the seasonal cycle. We computed seasonal cycle composites using the ranges of perihelion longitudes of maximum variability for each index (see Methods and Table 5.1). We discuss how the seasonal cycle of different key climate variables affects variability in each ocean basin.

Differences arise from direct insolation forcing and various feedbacks, some of which are related to changes in the large-scale atmospheric and oceanic circulation. Notably, the response of insolation to high DMI variability stands in contrast to that of high Niño3.4 variability (Fig. 5.8a). The tropics are characterized by a semi-annual cycle with two insolation peaks annually. The distribution of these peaks change during DMI and Niño3.4 maximum variability (Fig. 5.8a).

During periods of maximum DMI variability, boreal spring to autumn receives more insolation than boreal winter, presenting an opposite scenario during maximum ENSO variability. During instances of maximum Niño3.4 variability, the peaks happen in FMA and OND, with the former having the largest magnitude. This closely resembles present-day

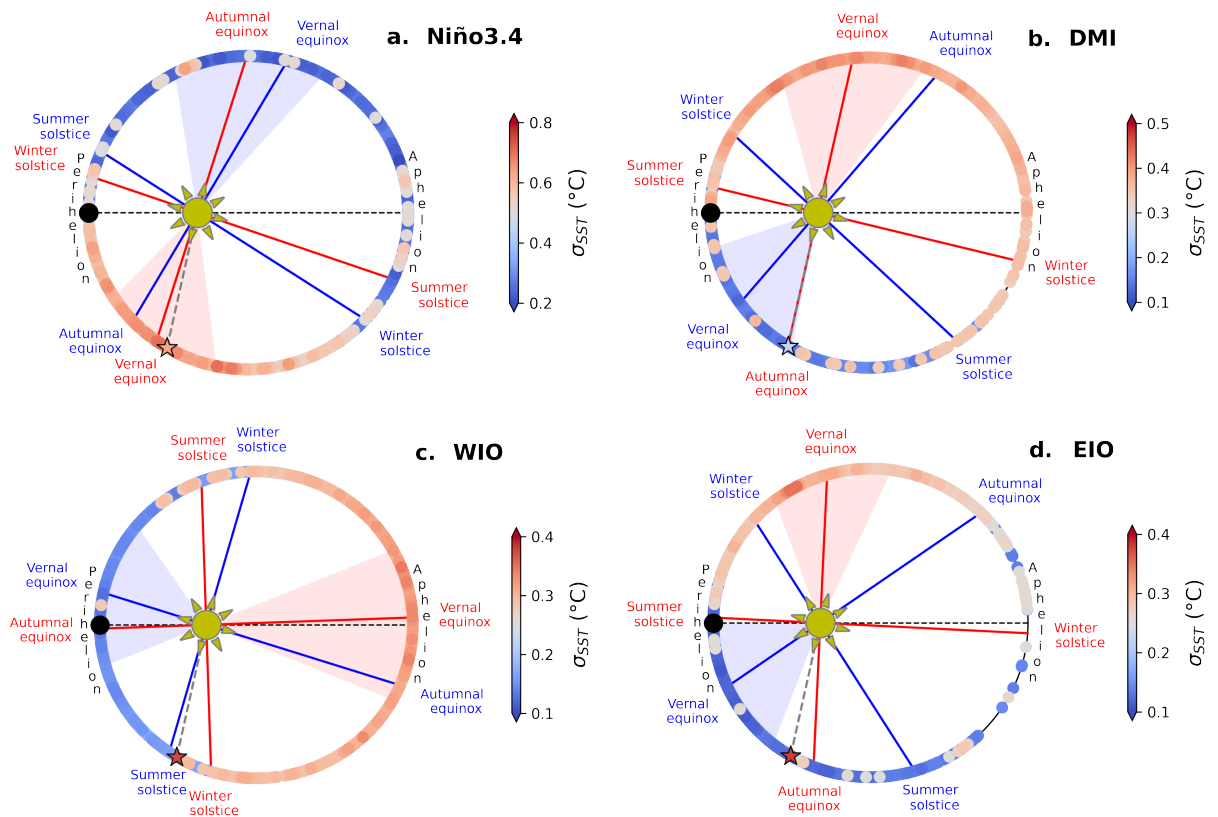


FIGURE 5.7. – Orbital configuration of the maximum and minimum standard deviation of annual SST in a) Niño3.4, b) DMI, c) WIO and d) EIO. The maximum weighted angle corresponds to the solid red lines, and its range is the red transparent shading. The minimum weighted angle is the blue lines, and its range is the transparent blue line. The range corresponds to the range of longitude of the perihelion values (angle between perihelion and vernal equinox). The scatter around the ellipsis corresponds to the 250-year running annual SST standard deviation.

values, as the composites encompass the longitude value of today's perihelion. The double insolation peak during maximum DMI variability occurs in MAM and ASO, with the latter experiencing greater insolation than the former.

Crucially, the timing of insolation changes emerges as a pivotal factor in the genesis of climate phenomena, with resonant interactions evident between insolation forcing and climate response (Braconnot et al., 2008; Zhao et al., 2005).

The distinct impact of maximum ENSO insolation forcing becomes evident when comparing the SST seasonal evolution for maximum Niño3.4 conditions to that of maximum IOD conditions in the Niño3.4 box. Specifically, the Niño3.4 region experiences consistently higher SST throughout the year under maximum ENSO insolation, whereas maximum DMI induces colder SST throughout the year in this region. The thermocline response further illuminates these dynamics (Fig. 5.8f), with a pronounced shoaling around boreal spring under ENSO forcing and a continued deepening until boreal winter, countering ENSO development (Luan et al., 2012). The seasonal change in thermocline from March to December amounts to approximately 40 meters under ENSO forcing. Conversely, under DMI forcing, the thermocline exhibits a weakened and shallower year-round cycle, with a minor dip in boreal winter (approximately 10 meters of change). The intricate relationship between the thermocline response and the subsequent wind stress variations is notable in the Niño3.4 box (Fig. 5.8j). Trade winds blow east to west in the Pacific Ocean, and more negative wind stress values indicate reinforced trade winds, and thereby shoaling the thermocline in the eastern Pacific.

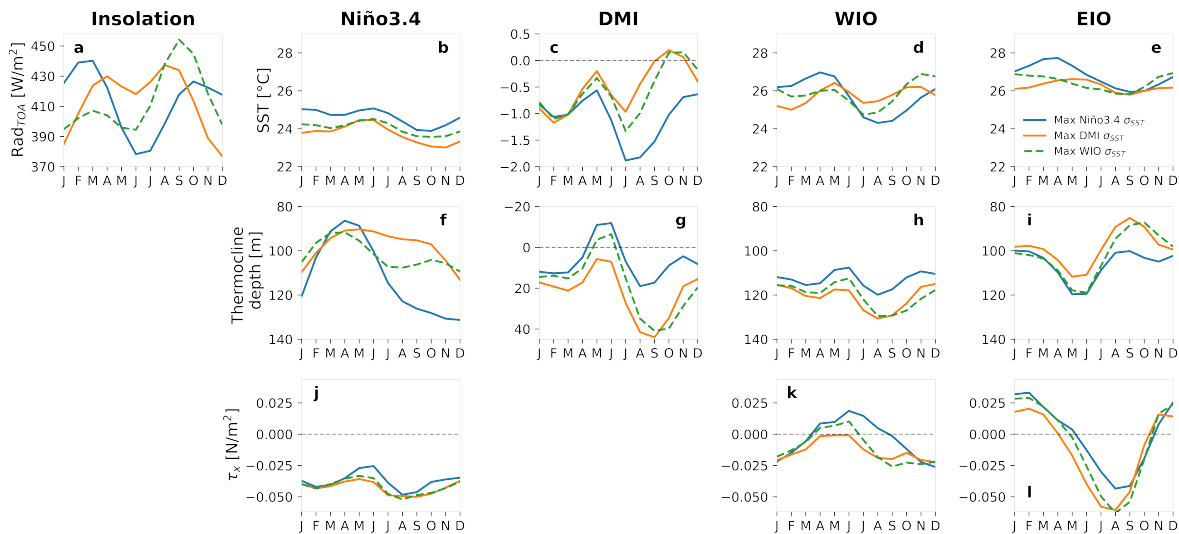


FIGURE 5.8. – Seasonal cycle composites for DMI maximum (orange) and ENSO maximum variability (blue) for a) insolation in the tropics (from -10°N to 10°N) and for b-e) SST, f-i) thermocline depth and j-l) zonal wind stress in the Niño3.4, WIO and EIO boxes, as well as for the difference between WIO and EIO (we call it DMI here, but it is not the variability index). Note that the y-axis is reversed for DMI thermocline depth (negative values means lower tilt, and positive values stronger tilt).

In the context of maximum ENSO and IOD phases, a noteworthy observation is the weakened state of trade winds during ENSO peaks compared to DMI peaks, especially pronounced in the transition from boreal spring to summer and boreal autumn. Intriguingly, the thermocline dynamics display a lead in response relative to changes in wind stress. Nota-

bly, there is significant shoaling during the boreal spring of ENSO maximum (Fig. 5.8f). The deepening of the thermocline throughout the year post-boreal spring does not exhibit any delay in the wind response. The tilt of the tropical thermocline across the west-east axis in the Pacific Ocean emerges as a critical determinant influencing the favorability of El Niño events. A higher tilt corresponds to a more significant difference in thermocline depth between the west and east, rendering conditions less conducive for ENSO events. Importantly, this tilt remains consistently stronger throughout the year in the Pacific Ocean during high IOD variability compared to high ENSO variability (Fig. 5.9). The thermocline response in states of high IOD variability suppresses ENSO variability with greater efficacy.

The zonal SST gradient between WIO and EIO is positive in SON in high DMI variability compared to maximum ENSO variability (Fig. 5.8c), whereas the thermocline gradient is positive (Fig. 5.8g) which corresponds to the fact that warmer water is found in EIO (Fig. 5.8e) where the thermocline is shallower (Fig. 5.8i). Note that the thermocline gradients are underrepresented in this simulation. In the simulation, the zonal gradient is positive only in SON and negative elsewhere in high DMI variability periods (Fig. 5.8c). This arises from the fact that WIO SST surpasses EIO SST in boreal autumn (Fig. 5.8d and e). Contrastingly, in ENSO maximum, the zonal gradient is consistently negative, reaching a minimum in boreal summer when EIO SST exceeds WIO SST due to a drop in WIO SST (Fig. 5.8d). Examining maximum DMI, the difference in thermocline between WIO and EIO during the transition to boreal autumn is positive, indicating a deeper thermocline in the west than in the east (Fig. 5.8g). This occurs because the WIO thermocline deepens at the same rate as the EIO thermocline becomes shallower (more upwelling) (Fig. 5.8h and i). Significantly, this increase in the zonal tilt of the thermocline precedes the positive DMI mean value in boreal autumn. The trade winds are reinforced during DMI maximum in both EIO and WIO (Fig. 5.8k and l), and they also strengthen in the transition into boreal spring. Therefore, the more substantial trade winds and the increase in the zonal thermocline tilt serve as precursors to the positive DMI value in boreal autumn. However, during ENSO maximum variability, the mean value of the zonal thermocline tilt remains close to 0 (Fig. 5.8g). This is inhibited from boreal spring to autumn by a shallower WIO thermocline and a deeper EIO thermocline (Fig. 5.8h and i). Additionally, stronger anomalous westerlies in EIO and WIO contribute to this inhibition (Fig. 5.8k and l).

The response of the Western Indian Ocean (WIO) during both El Niño Southern Oscillation (ENSO) and Indian Ocean Dipole (DMI) maxima does not align with the range of maximum WIO variability (Fig. 5.7c). When examining states with high WIO variability, a distinct pattern emerges. In contrast to conditions with high IOD and ENSO variability, where there are two substantial insolation peaks in boreal spring and autumn, high WIO variability states experience just one significant peak in insolation during late boreal autumn (Fig. 5.8a). Consequently, SST in the WIO increases during this period. Due to the significance of DMI phasing, the DMI seasonal response is slightly shifted and diminished (Fig. 5.8c). Niño3.4 SST are slightly higher during WIO maximum compared to DMI maximum. In WIO maximum, the longitudes of perihelion exhibit characteristics that could potentially promote both ENSO and DMI variability concurrently. It appears that, for this specific range of perihelion longitudes, at least in comparison to DMI maximum, there is no indication that ENSO and DMI counteract each other in the mean state.

The delayed response of SST to the peak insolation is a notable characteristic shared by both maximum IOD and ENSO, occurring approximately two months later due to ocean inertia

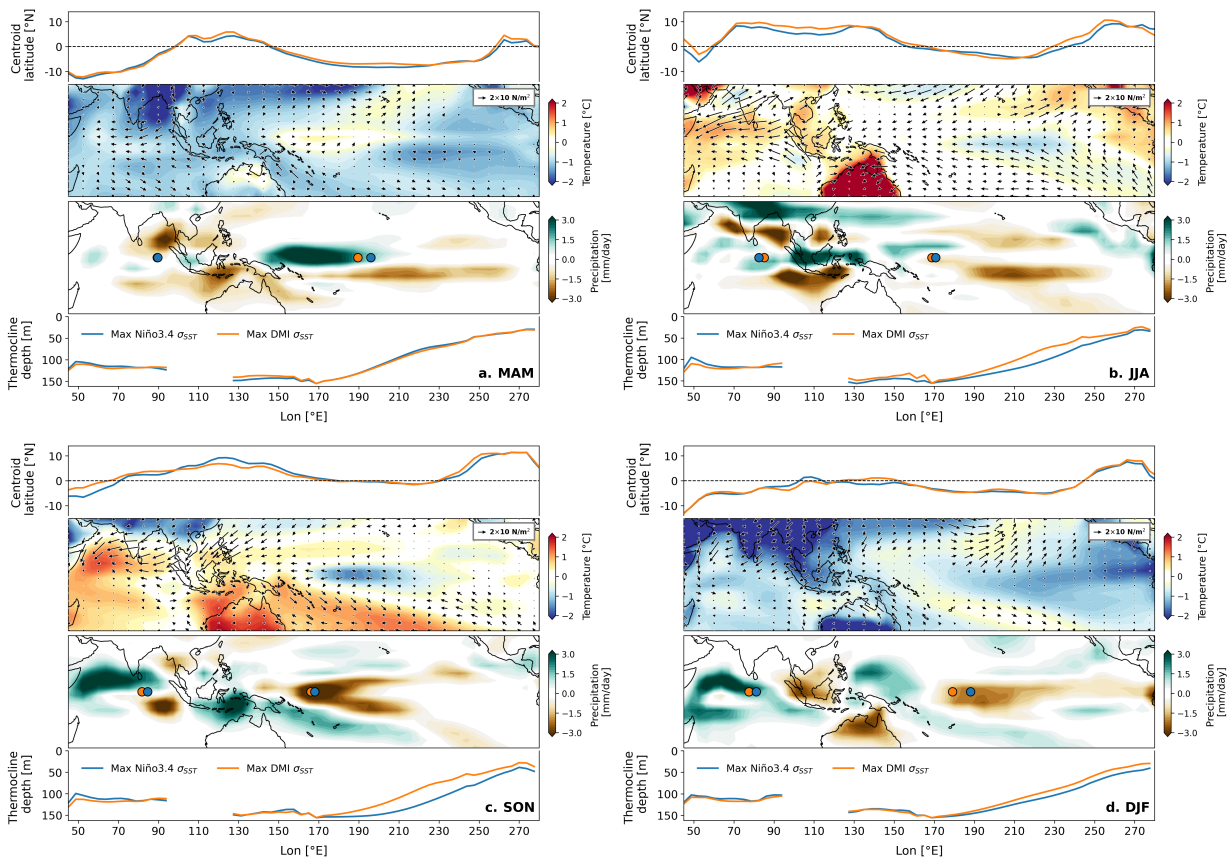


FIGURE 5.9. – Seasonal cycle composites for large scale atmospheric, temperature and precipitation changes between DMI and ENSO maximum variability. a) MAM, b) JJA, c) SON and d) DJF. SST, precipitation and wind stresses are shown as the difference between the DMI maximum and ENSO maximum. The latitude and longitude centroids (eq. 5.1 and 5.2), and thermocline depth, are shown as absolute values, with DMI maximum in orange and ENSO maximum in blue. Thermocline depth is taken between 5°S and 5°N (different from Fig. 5.8).

(Zhao et al., 2005). Given the significance of seasonality in influencing the likelihood of ENSO and IOD events, understanding this delayed oceanic response becomes paramount. The ocean’s inertia is not consistent between the surface and subsurface layers; the thermocline depth does not exhibit the same two-month delay (Fig. 5.8f-i). This is because the timing and amplitude are different for colder or warmer waters and for a shallower or deeper thermocline (Zhao et al., 2005). This intricacy in local dynamics emphasizes the need to examine larger-scale dynamics to comprehend the regional implications of these phenomena.

5.3.6. Large scale changes in the seasonality of maximum ENSO and IOD variability

Local effects during maximum ENSO and IOD variability exhibit intricate interactions among insolation, SST, thermocline dynamics, and trade winds. These effects, often exhibiting opposite characteristics, underscore the complexity of the IOD-ENSO relationship. Integrating these local intricacies with larger-scale climate dynamics becomes essential for a comprehensive interpretation of regional nuances (Fig. 5.9).

Examining the seasonal variations at large scale provides further insights into the interplay of local and large-scale dynamics. During boreal spring (MAM), the Pacific experiences weakened trade winds during DMI maximum compared to ENSO maximum, attributed to a higher SST gradient between the west and east (Fig. 5.9a). The widespread cooling in the tropical Indian Ocean, coupled with a more robust trade wind response compared to ENSO maximum, accentuates the complexity of these interactions. The zonal thermocline tilt is slightly stronger in the Pacific during ENSO maximum and somewhat stronger in the Indian Ocean during DMI maximum. The centroid longitude experiences a subtle westward shift near the equator and a slight eastward shift northward.

Transitioning to boreal summer (JJA), trade winds strengthen across the entire Indo-Pacific during DMI maximum compared to ENSO maximum (Fig. 5.9b). The intensification of the zonal thermocline tilt in both the Pacific and Indian Oceans during this period underscores the complex dynamics at play. Enhanced warming in Australia directs winds toward the region, while monsoonal winds flow to the Asian continent. This monsoonal activity corresponds to a northward shift in the centroid latitude of precipitation. Reinforced trade winds induce a westward shift in part of the centroid longitude as well. It has been shown that the summer solstice's proximity to the perihelion strengthens the Indian monsoon more than the African or Southeast Asian monsoons (Braconnot et al., 2008). This response of the Indian monsoon suggests that it is indeed reinforced during high DMI variability periods in boreal summer, as we can see in the greater precipitation amount during that season on the Asian continent (Fig. 5.9b). Over the Indian ocean, the northward shift of the monsoon flow is characterized by reduced westerly winds compared to max in DMI maximum compared to maximum ENSO phases.

As the seasonal transition progresses to boreal autumn (SON), the western Indian Ocean experiences more significant warming than in JJA (Fig. 5.9c). The temperature difference between the western and eastern Indian Ocean increases during the maximum DMI mean value season. The cold SST patch in the Pacific shifts westward from JJA, reinforcing trade winds in the western tropical Pacific and reducing activity in the eastern basin. Wind activity displaces the centroid latitude southward during DMI maximum compared to ENSO maximum, with the centroid longitude still displaced westward. The zonal thermocline tilt peaks during DMI maximum in the Pacific, with no significant changes in the thermocline signature from JJA in the Indian Ocean. This is consistent with the fact that there is a feedback between SST, thermocline depth and a delay of the withdrawal of the monsoon flow over the WIO as it has been shown for the Holocene or Eemian periods (Zhao et al., 2005; Braconnot et al., 2008).

In boreal winter (DJF), trade winds weaken during DMI maximum compared to ENSO maximum, leading to a weakened zonal thermocline tilt in both oceans from SON to DJF (Fig. 5.9d). The centroid longitude remains westward-shifted during DMI maximum, indicating that, although trade winds weaken, they are still stronger in the DMI maximum composite. Asia experiences its coldest season compared to the ENSO maximum, with winter monsoon winds remaining strong and causing a slight northward shift in the centroid latitude during DMI maximum.

Integrating these local dynamics with the broader large-scale climate dynamics offers a more nuanced understanding of the mechanisms influencing the likelihood of ENSO and IOD events occurring in states where ENSO or IOD are more favorable. First, we look for the

reason why the mean state of IOD maximum allows for more IOD variability. The heightened trade winds, colder SST in the EIO, the greater zonal tilt of the thermocline, a westward shift in the centroid longitude, greater monsoonal activity and northward displacement of the centroid latitude all together create a conducive environment for a positive IOD in the Indian Ocean. Second, we look at the inhibition of ENSO development in high IOD states. This intensified trade wind pattern during IOD maximum may act as a limiting factor for ENSO development by preventing trade wind relaxation in the Pacific Ocean. The greater zonal tilt associated with these heightened trade winds also weaken the likelihood of ENSO formation. IOD's reliance on Indian Ocean conditions makes it more susceptible to local dynamics than ENSO. Indeed, lastly, we look at why conditions in EIO likely force more IOD variability than WIO. However, differing from the earlier results that showed us that EIO drives IOD variability, it is the warmer WIO and colder EIO together in SON that may drive IOD variability.

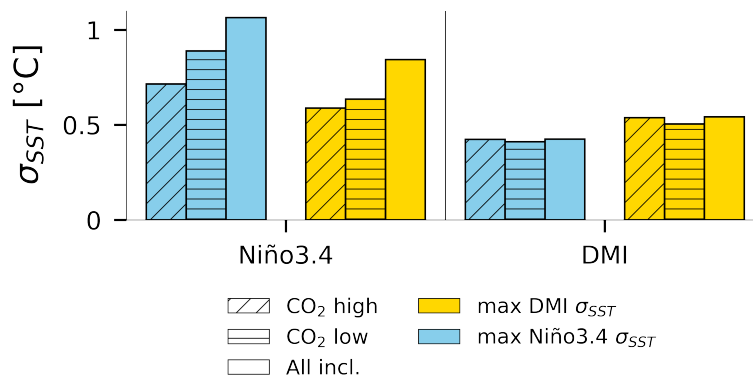


FIGURE 5.10. – CO₂ forcing on composites of high and low CO₂ for DMI maximum (orange) and ENSO maximum variability (blue) for SST variability of the Niño3.4 index and the DMI. CO₂ composites are calculated from the already existing composites in longitude of perihelion, by choosing CO₂ values lower than the 20th percentile (low CO₂) and higher than the 80th percentile (high CO₂) over the last 2 Ma.

5.3.7. IOD-ENSO relationships and CO₂ forcing

Understanding the complex dynamics of Indo-Pacific teleconnections is vital for anticipating future climate changes, particularly with respect to El Niño-Southern Oscillation (ENSO), Indian Ocean Dipole (IOD), and monsoon shifts, as emphasized in the latest IPCC report (Arias et al., 2021). Predicting near-term alterations in these teleconnections, primarily driven by CO₂ forcing, remains challenging, with ongoing debates on the amplitude and even the direction of changes in IOD and ENSO frequencies (Zheng, 2019; An et al., 2022; Cai et al., 2014b, 2020; Heede and Fedorov, 2023). Our attempt to compare the response of low and high CO₂ in high variability states of ENSO and IOD provides insights, but caution should be exercised in using it as a direct analog for the future.

The results reveal nuanced interactions between orbital forcing and CO₂ modulation of Indo-Pacific teleconnections when considering their relationship over the last 2 Ma period. The EOF analysis highlights opposing patterns for Niño3.4 and DMI, indicating a non-linear relationship influenced by eccentricity and the longitude of the perihelion. The control of CO₂ in mean state and variability interactions is intricate (Fig. 5.6). High CO₂ levels drive a

warmer mean state in the seasonal cycle of SST in the Indo-Pacific (Supplemental Fig. 5.15b-e). Surface warming due to CO₂ affects the stratification to the subsurface, leading to a shoaling of the thermocline compared to lower CO₂ levels (Supplemental Fig. 5.15f-h). Local wind dynamics are minimally affected in the Niño3.4 box, with more pronounced effects in the Indian Ocean local circulation (Supplemental Fig. 5.15j-l).

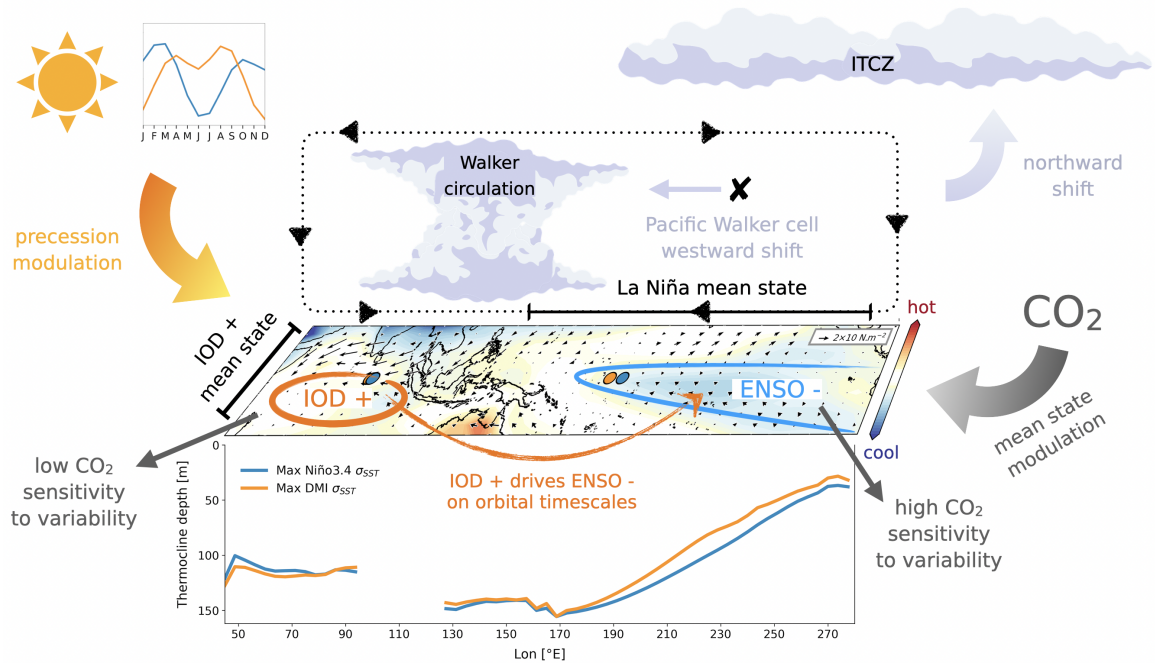


FIGURE 5.11. – Sketch showing the main forcings and annual mean state changes that drive the difference in periods when IOD variability is higher compared to when ENSO variability is higher. Changes in ITCZ and Walker circulation are taken as the difference between high IOD and high ENSO variability periods. Temperature and wind stresses are shown as the annual mean difference between maximum IOD and maximum ENSO taken from Fig. 5.9. Annual mean thermocline depths are taken from Fig. 5.9. The seasonal cycle of insolation is from Fig. 5.8.

In order to further highlight the potential role of CO₂, we stratify the results in function of CO₂ values. Choosing the range of longitude of perihelion corresponding to maximum ENSO variability and separating them by high CO₂ and low CO₂. In both cases, Niño3.4 SST variability decreases. This is also observed for Niño3.4 variability in high IOD variability states. However, Niño3.4 variability appears higher in low CO₂ states than in high CO₂ (Fig. 5.10). Changes are smaller for the DMI, but its variability does not seem to drop as much as Niño3.4 variability. DMI annual and seasonal variability is higher in DMI maximum compared to Niño3.4 maximum for any case of CO₂ levels. Higher CO₂ slightly increases DMI variability, opposite to low CO₂ levels (although changes are less visible than Niño3.4). While CO₂ appears to be the primary forcing driving Niño3.4 on orbital timescales, its sensitivity to higher and lower CO₂ is more substantial than DMI. This underscores the complexity of interactions between seasonality, annual mean state, and interannual variability. Although CO₂ plays a major role in changing the mean state of the Indo-Pacific, its effect on variability is intricate. A robust result emerges, indicating that ENSO variability might be more sensitive to CO₂ than DMI, and higher CO₂ levels could drive even lower ENSO variability (at least on orbital timescales). DMI seems more sensitive to higher CO₂ levels, but the effect is very small, making it less sensitive to CO₂ overall. Hi-

gher CO₂ values are found before the MPT and lower CO₂ after the MPT. Sensitivity to CO₂ is taken here as mean changes over the last 2 Ma, indifferently to glacial and interglacial cycles, especially before the MPT.

In summary, our study provides valuable insights into the intricate relationships between IOD and ENSO under orbital and CO₂ forcings over the last 2 million years, leveraging a novel accelerated transient climate simulation. These findings emphasize the importance of a nuanced understanding of teleconnections, taking into account regional dynamics and the complex interplay of various factors (Fig. 5.11). While the study cannot serve as a direct analog for future changes, we anticipate that the knowledge gained, particularly regarding the opposing phases of maximum ENSO and IOD variability, will be pivotal in refining subseasonal-to-seasonal and decadal climate predictions. Considering the implications for future investigations into IOD-ENSO relationships under orbital and CO₂ forcings, it becomes apparent that the intricate interplay of these factors poses challenges in forecasting IOD-ENSO interactions.

5.4. Informations complémentaires pour *Orbital forcing and CO₂ modulation of IOD-ENSO teleconnections in a 2 million year transient climate simulation*

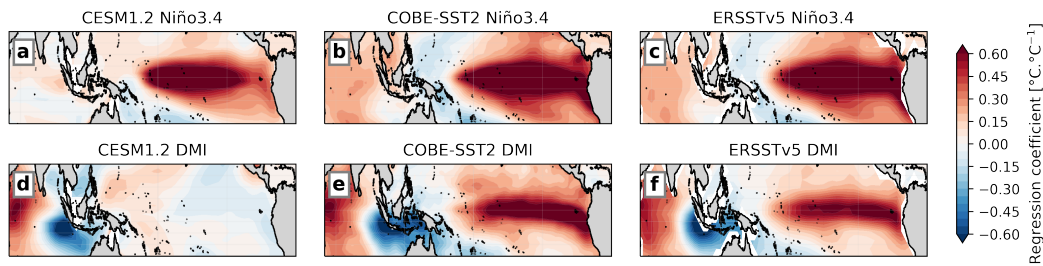


FIGURE 5.12. – Regression patterns of a-b) Niño3.4 and c-d) DMI. We use the last of the 2000 patterns computed for the analysis of the main paper. For COBE-SST2, we take data from 1950 to 2019.

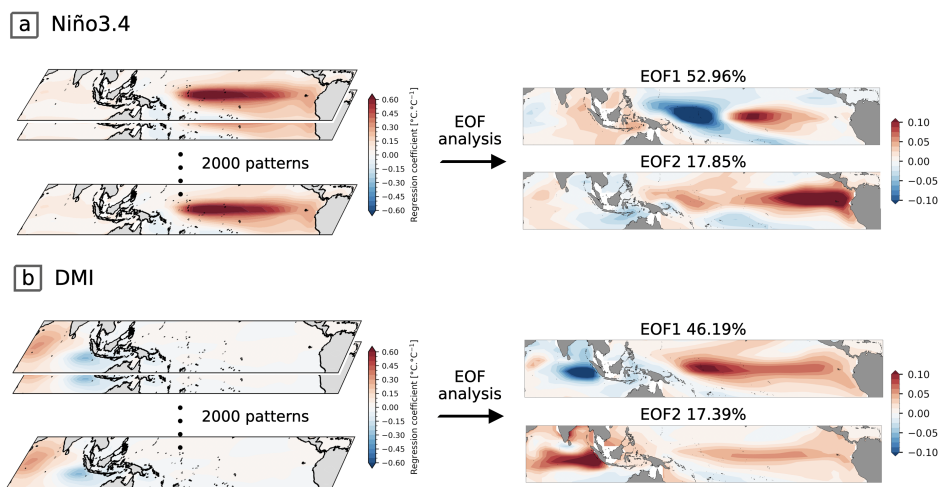


FIGURE 5.13. – Explanation of the regression and EOF analysis from the paper for a) Niño3.4 and b) DMI.

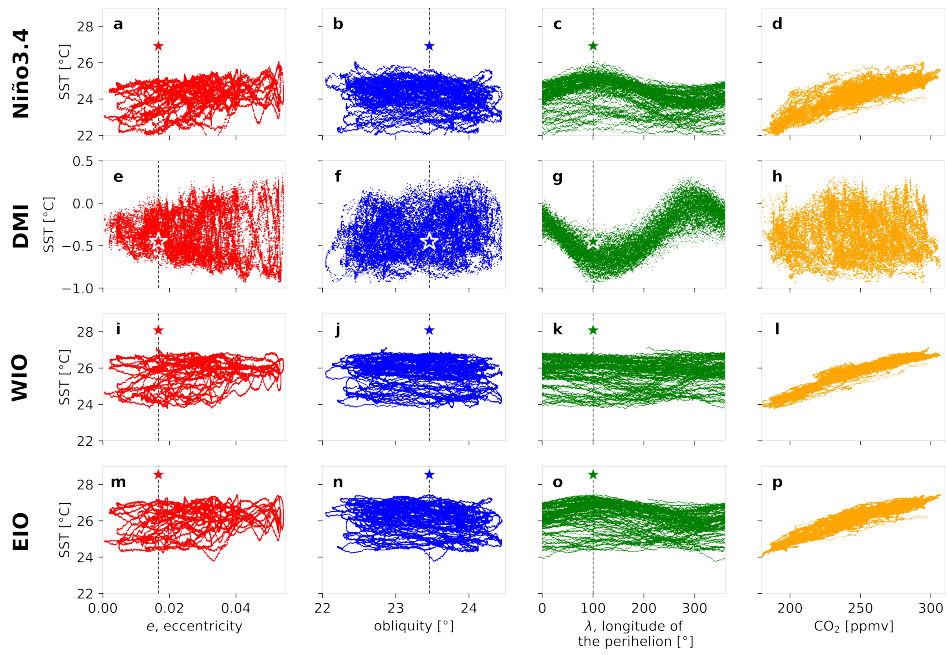


FIGURE 5.14. – Relationship between eccentricity, obliquity, longitude of the perihelion and CO_2 for 250-year running SST annual mean : a-d) Niño3.4, e-h) difference between WIO and EIO (we call it DMI here, but it is not the variability index), i-l) WIO and m-p) EIO. The gray vertical dashed lines represent today's values of orbital parameters, and the star corresponds to the annual mean value of COBE-SST2 between 1950 and 2019.

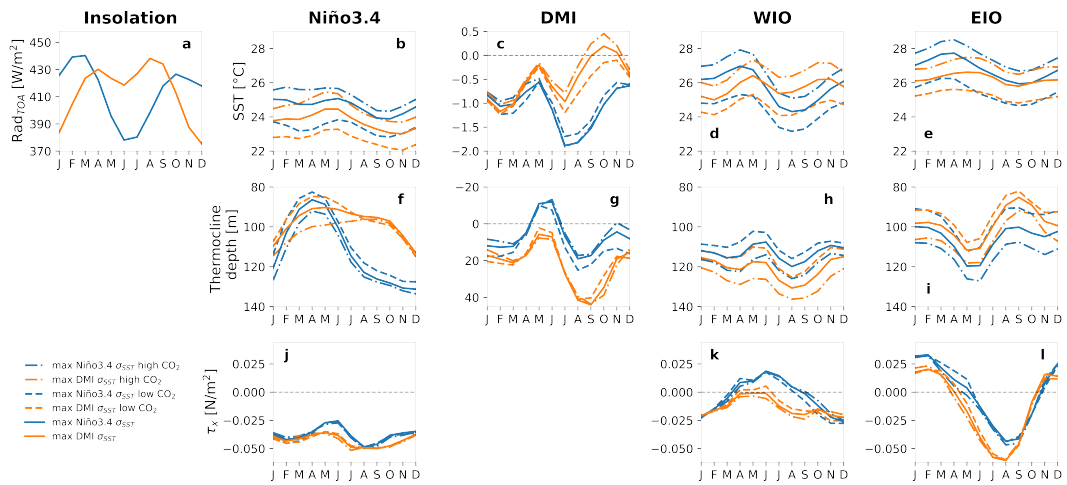


FIGURE 5.15. – Seasonal cycle composites for DMI maximum (orange) and ENSO maximum variability (blue) for a) insolation in the tropics (from -10°N to 10°N) and for b-e) SST, f-i) thermocline depth and j-l) zonal wind stress in the Niño3.4, WIO and EIO boxes, as well as for the difference between WIO and EIO (we call it DMI here, but it is not the variability index). We keep the same seasonal composites as before (solid lines) and we add composites as dashed lines for CO_2 values lower than the 20th percentile and dotted lines for CO_2 values higher than the 80th percentile estimated over the 2 Ma period. Note that the y-axis is reversed for DMI thermocline depth (negative values means lower tilt, and positive values stronger tilt).

Résumé

Les objectifs de ce chapitre étaient d'une part de comprendre la relation entre les variabilités de l'ENSO et de l'IOD avec le cycle annuel moyen et les forçages orbitaux. D'autre part, il était question d'examiner l'impact des paramètres orbitaux (excentricité, position du périhélie) et du CO₂ sur les moyennes et les variabilités annuelles des SST dans les régions de Niño3.4 et de l'IOD. Enfin, je voulais identifier les saisons clés, les interactions locales et à grande échelle qui influencent la variabilité de l'ENSO et de l'IOD.

Mais alors quelle est la relation entre les variabilités de l'ENSO et de l'IOD avec le cycle annuel moyen et les forçages orbitaux? L'analyse montre une relation complexe entre les variabilités de l'ENSO et de l'IOD, influencée par les forçages orbitaux. Les configurations orbitales maximisant la variabilité de l'ENSO diffèrent de celles maximisant la variabilité de l'IOD, indiquant des phases opposées. La variabilité dans l'est de l'océan Indien explique celle de l'IOD, car elle est maximum quand l'IOD l'est aussi.

Comment le CO₂ et les paramètres orbitaux influencent-ils les SST moyennes? Le CO₂ joue un rôle important dans le réchauffement des SST moyennes dans la boîte Niño3.4, WIO et EIO, mais pas sur le gradient moyen dans l'océan indien. Son impact sur la variabilité ne semble pas dominant. La longitude du périhélie est le principal facteur qui contrôle la variabilité d'ENSO, WIO, EIO et aussi de l'IOD, avec un effet amplificateur de l'excentricité. L'état moyen annuel ne réagit que faiblement à l'excentricité et la longitude du périhélie.

Quels sont les effets saisonniers locaux et à grande échelle sur la variabilité de l'ENSO et de l'IOD pendant les phases de variabilité maximale? ENSO a sa plus grande variabilité quand le pic insolation est plus marqué en hiver-printemps boréal, et sa plus faible variabilité quand l'insolation est plus forte en été-automne boréal. C'est l'inverse pour la variabilité de l'IOD. En réponse à l'insolation, la saisonnalité de la thermocline, de la tension de vent zonale et de la SST permettent à ENSO de se développer quand la variabilité de l'IOD est faible, et inversement.

Quelles implications cela a-t-il pour l'étude future des relations IOD-ENSO sous le forçage du CO₂? D'après les résultats de la simulation transitoire, la période actuelle est dominée par une forte variabilité d'ENSO et plus faible de l'IOD. Cette configuration orbitale qui favorise le développement d'ENSO actuellement rend difficile d'estimer l'impact du CO₂. Ce dernier aspect n'a pas été approfondi mais mes résultats suggèrent qu'une diminution de CO₂ exerce un plus fort impact sur la variabilité d'ENSO qu'une augmentation. La simulation suggère que la variabilité de l'IOD n'est pas sensible aux changements de CO₂ sur les 2 derniers millions d'années.

TÉLÉCONNEXIONS DE L'INDO-PACIFIQUE À L'HOLOCÈNE

Dans le chapitre 5, j'ai montré que la variabilité d'ENSO et de l'IOD est anticorrélée sur les 2 derniers millions d'années dans une simulation transitoire. Dans ce chapitre, je reviens à l'Holocène avec l'étude de cinq simulations transitoires et de leur comparaison à des archives paléoclimatiques. Je mets l'accent plus particulièrement aux changements de téléconnexions.

6.1. La particularité des téléconnexions de l'Indo-Pacifique à l'Holocène

À l'aide de la simulation transitoire Sr02, Falasca et al. (2022) a identifié trois patterns de SST dans la région Indopacifique liés à l'ENSO, à l'océan Indien occidental (WIO) et à l'océan Indien oriental (EIO) (figure 6.1a). Alors que la réponse ENSO a augmenté, la différence entre WIO et EIO a diminué du milieu à la fin de l'Holocène, soulignant la complexité de la variabilité tropicale dans l'océan Indien (figure 6.1b). Ils ont souligné que ces connexions et déconnexions entre EIO et WIO dépendent de l'état moyen annuel sous-jacent, ce qui explique le changement dans le coefficient de corrélation entre EIO et WIO vers 3500 BP (figure 6.1c). Ils relient ça à un changement dans la téléconnexion atmosphérique entre les deux bassins océaniques, notamment un affaiblissement de la mousson indo-asiatique qui aurait conduit au renforcement de la circulation de Walker au cours des derniers 6000 ans. Cela aurait entraîné une convection plus active sur l'océan Pacifique et une intensification des alizés en surface dans le bassin de l'océan Indien.

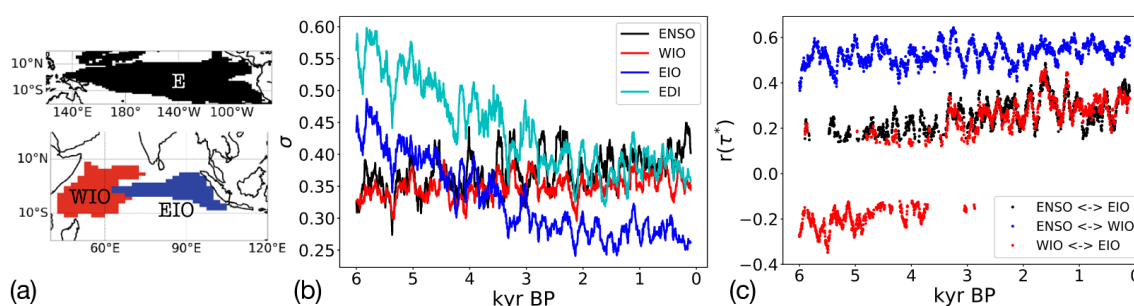


FIGURE 6.1. – a) Domaines de type ENSO, ouest (WIO) et est (EIO) de l'océan Indien au cours des 6000 dernières années dans Sr02. Les domaines ont été identifiés après clustering des anomalies de SST dans le domaine Indopacifique. b) Variabilité temporelle de chaque domaine décrite par l'écart-type de son signal moyenné sur des fenêtres temporelles de 100 ans (EDI veut dire *equatorial dipole index* et correspond à la différence entre les domaines WIO et EIO). c) Coefficient de corrélation significatif entre chaque domaine. Figure adaptée de Falasca et al. (2022).

Cette prochaine section est écrite sous forme d'un article, qui va être prochainement soumis dans *Climate of the Past*. Le but que je me suis donnée est d'examiner les influences à l'Holocène sur la dynamique de l'ENSO et de l'IOD pour améliorer notre compréhension de la variabilité climatique à long terme. Dans l'article, j'adresse les questions suivantes : Comment évaluer les effets de l'état moyen sur le transport d'énergie atmosphérique, les téléconnexions de l'Indopacifique et l'hydrologie régionale ? Peut-on trouver aussi bien des changements de téléconnexions océanique via l'ITF et atmosphérique via la circulation de Walker et l'TTCZ ? Comment se comparent les résultats de simulations et les données paléoclimatiques obtenues à partir des spéléothèmes et coraux ?

6.2. Uncovering Holocene Indo-Pacific teleconnection changes : model-proxy comparison

6.2.1. Introduction

The Indo-Pacific region is known for its complex and variable climate system, due to a plethora of natural phenomena like El Niño-Southern Oscillation (ENSO), the Indian Ocean Dipole (IOD) and the monsoons. These phenomena are all interconnected (Xiao et al., 2022; Zhang et al., 2022). Linkages between the Indian and Pacific Oceans happen via teleconnections, whether they are atmospheric via the Walker (Tokinaga et al., 2012) and Hadley circulation (Byrne et al., 2018) or oceanic via the Indonesian Throughflow (ITF) (Santoso et al., 2022). This means that a change in one phenomenon will likely affect the other, and cause devastating consequences, such as increased air-borne disease, floods, and wildfires driven by drought. The need to better understand the interactions in the Indo-Pacific region is key, because greenhouse warming will likely affect the different climate phenomena and their teleconnections (Zheng, 2019). There is some consensus in future projection studies that for the most extreme scenarios, we could expect a rise of more extremes in the positive phases of IOD and ENSO events. Model results indicate that IOD amplitude decreases with increasing greenhouse emissions (An et al., 2022), but the frequency of extreme positive IOD events might increase with increasing greenhouse emissions (Cai et al., 2014a). However, for moderate events there is no robust consensus neither for IOD nor ENSO events. ENSO-related rainfall intensity is also expected to rise (Arias et al., 2021). However, there is still lots of inter-model discrepancies (Zheng, 2019). The relationship between future climate change (for different scenarios) and IOD remains convoluted, even if there is some consensus that extreme events are more likely to be more frequent by the end of the century (Cai et al., 2014b, 2020). Weak changes are detected over the short term (2021-2040), but an increase in extreme events in the positive phase of the IOD is expected by the end of the century (Arias et al., 2021). It has often been suggested that one of the precursors to IOD could be an El Niño event with simplified physics models, climate models and observations (Li et al., 2003; Stuecker et al., 2017; Cai et al., 2020). But these are based on the few events observed over the last 50 years, or from climate simulations covering less than 250 years. This does not allow us to quantify the interactions between ENSO and IOD over much longer timescales, and to understand how changes in the climate mean state modulate this ENSO-IOD relationship. In addition, several studies point to the existence of IOD events in the absence of ENSO which also raises questions on the possible changes of the relative importance of IOD and ENSO in a changing climate (Fischer et al., 2005).

To unravel the intricate relationships within Indo-Pacific teleconnections during the Holocene, studies have used paleoclimate archives. These archives employ diverse indicators. Foraminifera species embedded in sediment cores offer a range of proxies from oxygen isotopes for deducing past salinity and temperature to isotope ratios providing insights into wind speed (e.g., Pang et al., 2021; Linsley et al., 2010; Abram et al., 2009). Records from sediments facilitate the examination of long-term changes in the mean state. Some studies utilize oxygen isotopes derived from corals and bivalves to discern past salinity and temperature signals at a higher frequency, enabling the investigation of seasonal cycle changes, short-term mean state fluctuations, and alterations in interannual variability (e.g., Cobb et al., 2013; Tudhope et al., 2001; Carré et al., 2014). Oxygen isotopes sourced from speleothems serve as indicators for past precipitation, with their signals typically conveying information on annual to decadal changes rather than the seasonal cycle (e.g., Chen et al., 2016; Wurtzel et al., 2018).

The Indo-Pacific region has undergone extensive changes during the Holocene driven by variations in Earth's orbit parameters. These alterations, including eccentricity, inclination, and perihelion longitude, have shifted the position of aphelion and spring equinox by approximately 90 degrees over the past 6,000 years (Braconnot et al., 2007). This orbital shift significantly influenced the seasonality and spatial distribution of solar radiation entering the top of the atmosphere (TOA), leading to changes in boreal and austral summer radiation during the mid- to late Holocene in the Northern Hemisphere (NH) and Southern Hemisphere (SH), respectively (Braconnot et al., 2019b) (Figure 6.14 in Appendix a). Particularly impacted by Earth's orbital characteristics, such as precession, the mid-Holocene experienced shifts in the seasonal distribution of solar radiation, influencing the climate mean state.

The enhanced hydrological cycle in tropical regions and the strengthened Asian summer monsoon were notable outcomes, leading to colder sea surface temperatures (SST) in the tropics on an annual average. This supported a positive Indian Ocean Dipole (IOD) mean state phase and a colder Pacific mean state. The modifications in the east-west SST gradient, a driver of wind circulation and the Walker circulation, resulted in weakened conditions in the Indian Ocean and strengthened conditions in the Pacific Ocean. These changes collectively reduce the monsoon flow over the ocean and strengthen northward inland penetration in the Indo-Pacific region, further enhanced by the Asian summer monsoon (Zhao et al., 2005; Braconnot et al., 2008). The mean state alterations had repercussions on Indo-Pacific variability, with consensus on the reduced variance of the El Niño-Southern Oscillation (ENSO) during the mid- to late Holocene in simulations and paleoclimate data (Carré et al., 2021; Brierley et al., 2023; Luan et al., 2012; Iwakiri and Watanabe, 2019a; An and Choi, 2014; An et al., 2018; Chen et al., 2019; Tian et al., 2017).

While there is general agreement on reduced ENSO variance, debates persist regarding Indian Ocean Dipole (IOD) variance changes. Studies based on snapshot simulations show a lower amplitude of IOD in mid-Holocene compared to pre-industrial conditions in the Paleoclimate Modelling Intercomparison Project (PMIP) ensemble (Brierley et al., 2023; Zhang et al., 2022). However, Iwakiri and Watanabe (2019b) argue that an enhanced seasonal cycle of the IOD could drive increased variability. These studies, focused on snapshot simulations between mid-Holocene and pre-industrial states, lack insights into transient changes in IOD response. Transient simulations indicate an increase in ENSO variability from mid- to late Holocene (Braconnot et al., 2019a; Carré et al., 2021; Abdelkader Di Carlo et al., 2023). In a transient Holocene climate simulation, Falasca et al. (2022) identified three SST patterns in

the Indo-Pacific region related to ENSO, the Western Indian Ocean (WIO), and the Eastern Indian Ocean (EIO). While ENSO response increased, the difference between WIO and EIO decreased from mid- to late Holocene, highlighting the complexity of IOD. It highlighted that these connections and disconnections between EIO and WIO depend on the underlying annual mean state.

To comprehensively understand changes in teleconnections between the Indian and Pacific Oceans, this study employs five Holocene transient simulations. Our focus is on discerning alterations in the seasonal cycle, variability, and mean state during the mid- to late Holocene. Through this investigation, we aim to construct a plausible narrative of the evolution of teleconnections over this region. Additionally, we use model-data comparisons to establish a coherent pattern of changes during the Holocene and assess the relevance of results from these transient simulations.

Section 2 provides an overview of the transient simulations, paleoarchives, and methodologies for analyzing atmospheric energy transport, oceanic heat transport, Walker cell circulation, ITCZ changes, and the data-model comparison framework. In Section 3, we delve into the changes in the Indo-Pacific mean state, exploring alterations in atmospheric and oceanic heat transports, as well as variability changes in IOD and ENSO. Moving to Section 4, our focus shifts to precipitation changes in the Indonesian sector, examining the influence of the Intertropical Convergence Zone (ITCZ), Walker circulation variations, and a comparison with speleothem oxygen isotopes. Section 5 aims to elucidate mean hydrological changes and their associated variability, achieved through a comparative analysis with coral oxygen isotopes.

6.2.2. Data and methods

a. Holocene transient simulations

Our analysis uses transient simulations from five Earth System Models (ESMs) to investigate climate changes over the past 6,000 years (summarized in Table 6.1). Four of these simulations have been employed in recent studies (Parker et al., 2021; Carré et al., 2021; Shi et al., 2022). The simulations incorporated changes in orbital parameters and the seasonal distribution of solar radiation (Berger, 1978) (refer to Figure 6.14 in Appendix a). They also considered varying concentrations of greenhouse gases (GHGs) derived from ice-core records, albeit with differing methods across simulations. Specifically, only IPSL01 was run with prescribed vegetation from 1850 CE; the others employed dynamic vegetation. IPSL01, IPSL02, and EC-EARTH share the NEMO ocean model at 2° or 1° resolutions, while MPI and AWI utilize the ECHAM atmosphere model. Although we predominantly have access to precipitation and SST data for most simulations, we rely on outputs from the IPSL model for more specific diagnostics since we have easy access to the whole storage of multiple variables.

For comparison with observations, we use sea surface salinity (SSS) data from the Institute of Atmospheric Physics (IAP) (Cheng et al., 2020), sea surface temperature (SST) data from the Centennial in situ Observation-Based Estimates version 2 (COBE-SST2) (Hirahara et al., 2014), and precipitation data from the CPC Merged Analysis of Precipitation (CMAP) (Xie and Arkin, 1997).

While the simulations may exhibit differences, particularly in precipitation and SST, they

TABLE 6.1. – Main features of the five transient simulations used in this study.

Model	IPSL-CM5	IPSL-CM6	MPI-ESM	AWI-ESM2	EC-Earth3-veg-LR
Name in this study	IPSL01	IPSL02	MPI	AWI	EC-EARTH
Atmosphere (lon×lat×levels)	1.875°×3.75° ×39	1.25°×2.5° ×39	1.875°×1.875° ×47	1.875°×1.875° ×47	1.152°×1.125° ×62
Ocean (lon×lat×levels)	2°×2°×31 (refined at equator)	2°×2°×31 (refined at equator)	1.5°×1.5°×31	Variable : – 1°×1°×48 (global ocean) – 0.33°×0.33°×48 (equator) – 0.22°×0.22°×48 (polar)	1°×1°×75 (refined at equator)
Vegetation	Prescribed	Dynamic	Dynamic	Dynamic	Dynamic
Carbon cycle	Interactive	Interactive	Interactive	Interactive	Interactive
Forcings	Orbital, GHG	Orbital, GHG	Orbital, GHG, Land-use, Ozone	Orbital, GHG	Orbital, GHG
Time (years BP)	6000–0	6000–0	7950–100	6000–0	8000–0
Ref	Braconnot et al. (2019a)	Braconnot et al. (2019b)	Bader et al. (2020); Dallmeyer et al. (2021)	Lamping et al. (2021); Shi et al. (2022)	Zhang et al. (2021)

generally perform well, as illustrated in Figures 6.15, 6.16, and 6.17 in Appendix b. To facilitate inter-model comparisons, we interpolate the data onto a 1°×1° global grid, with results showing minimal differences compared to the original grid. Finally, to assess changes in Indian Ocean Dipole (IOD) strength and mean-state, we define regions in the western (WIO : 10°S- 10°N, 50°E-70°E) and eastern (EIO : 10°S-0°, 90°E-110°E) Indian Ocean. Similarly, for ENSO, we focus on the Niño3.4 region (5°S-5°N, 170°W-120°W).

b. Diagnostics to characterize atmospheric circulation and heat transports

The ITF is the main source of oceanic teleconnections between the Indian and Pacific oceans. To look at changes in ITF heat transport, we compute the vertically integrated heat transport at around –7°N and between 126°E to 140°E in IPSL01 (Figure 6.7). The computation was done offline on the original model grid.

Heat transport changes during ENSO events in the mid-Holocene have previously been studied in Saint-Lu et al. (2016). In the continuation of this work, we choose to describe atmospheric heat transport changes in terms of changes of atmospheric energy transport via the energy flux potential (EFP). It can be approximated following Boos and Korty (2016) and Chiang et al. (2022) :

$$\nabla^2 \chi \approx LHF + SHF + SW_{TOA}^{net} + LW_{TOA}^{up} + SW_{SFC}^{net} + LW_{SFC}^{net} = NEI \quad (6.1)$$

where LHF is the latent heat flux, SHF the sensible heat flux, SW_{TOA}^{net} is the net shortwave radiative balance at the top of the atmosphere (TOA), SW_{SFC}^{net} same but at the surface (SFC), LW_{TOA}^{up} the outgoing longwave radiation at TOA and LW_{SFC}^{net} is the longwave radiative balance at the surface. The Net Energy Import (NEI) is counted positively in the atmospheric column.

$$\nabla \chi = \left(\frac{\partial \chi}{\partial x}, \frac{\partial \chi}{\partial y} \right) = (u_h, v_h) \quad (6.2)$$

where u_h and v_h are respectively the zonal and meridional component of atmospheric energy transport (AET). All the fluxes are in W/m^2 , the EFP is in W and u_h, v_h are in W/m .

To describe the Walker circulation, we use the zonal streamfunction of the divergent wind, same as in Tian et al. (2018); Yu and Zwiers (2010); Yun et al. (2021) :

$$\phi_{ud}(t, \varphi, p) = \frac{2\pi a}{g} \int_0^p |u_d(t, \lambda, \varphi, p)|_{\lambda=-5^\circ N}^{\lambda=5^\circ N} dp \quad (6.3)$$

where t is the time, a is the Earth's radius (m), g is the gravity acceleration (m/s^2), λ is the latitude ($^\circ N$), φ is the longitude ($^\circ E$), p is the pressure (Pa) and u_d is the divergent component of the zonal (m/s). To describe the Walker circulation, we take the meridional mean of u_d between $5^\circ S$ and $5^\circ N$. The mass streamfunction ϕ_{ud} is in kg/s .

With this definition, we can study the Indian Walker cell (IWC) and the Pacific Walker cell (PWC). To describe shifts in intensity, we simply integrate over all pressure levels (until 100 hPa) over the Pacific ($45^\circ E-110^\circ E$) and Indian ($130^\circ E-280^\circ E$) Oceans separately. To describe IWC and PWC longitude shifts, we compute the longitudes (weighted by the intensity aforementioned) in both basins.

Hadley cell changes can be described by computing the meridional streamfunction of the divergent wind, same as in Yun et al. (2021) :

$$\phi_{vd}(t, \lambda, p) = \frac{2\pi a \cos(\lambda)}{g} \int_0^p |v_d(t, \lambda, \varphi, p)|_{\varphi=45^\circ E}^{\varphi=300^\circ E} dp \quad (6.4)$$

where t is the time, a is the Earth's radius (m), g is the gravity acceleration (m/s^2), λ is the latitude ($^\circ N$), φ is the longitude ($^\circ E$), p is the pressure (Pa) and v_d is the mean divergent component of the meridional wind between $45^\circ E$ to $300^\circ E$ (m/s). The mass streamfunction ϕ_{vd} are in kg/s . To better constrain ITCZ position changes over the whole region, we use the meridional streamfunction of meridional divergent wind in eq. 6.4. We integrate the streamfunction until 100 hPa. We define the ITCZ location as the latitude corresponding to when the integrated meridional streamfunction reaches zero.

Precipitation information can be used as a qualitative proxy for ITCZ position, but it will not be as precise as the eq. 6.4.

$$\text{centroid lat}(t, \phi) = \frac{\sum_{\lambda=-20^{\circ}N}^{-\lambda=20^{\circ}N} \lambda P(t, \lambda, \phi) \cos(\lambda)}{\sum_{\lambda=-20^{\circ}N}^{-\lambda=20^{\circ}N} P(t, \lambda, \phi) \cos(\lambda)} \quad (6.5)$$

where P is the precipitation (mm/day), t is the time, ϕ is the longitude ($^{\circ}E$), λ is the latitude ($^{\circ}N$) and $\cos(\lambda)$ is the cosine of latitude, used as weights. The centroid latitude is computed for each longitude.

c. Proxy records in the Indonesian sector

TABLE 6.2. – Coral and speleothem data used in this study.

Type	# of records	Measure	Proxy	Location	Ref
Speleothem (BAO3)	1	$\delta^{18}O$	Convective intensity and annually-integrated rainfall amount	Bukit Assam Cave, Gunung Buda National Park, Malaysian Borneo ($4^{\circ}N$, $114^{\circ}E$)	Chen et al. (2016)
Speleothem (TA12-2)	1	$\delta^{18}O$	Rainfall amount and moisture pathway changes	Tangga Cave, Barisan Mountains of central-western Sumatra, Indonesia ($-0.36^{\circ}N$, $100.76^{\circ}E$)	Wurtzel et al. (2018)
Coral (<i>Porites</i>)	5	$\delta^{18}O$	SSS, SST	Morock Bay, Muschu Island, Papua New Guinea ($-3.4^{\circ}N$, $143.6^{\circ}E$)	McGregor and Gagan (2004)
Coral (<i>Porites</i>)	1	$\delta^{18}O$	SSS, SST	Laing Island, Papua New Guinea ($-4.15^{\circ}N$, $144.88^{\circ}E$)	Tudhope et al. (2001)
Coral (<i>Porites</i>)	1	$\delta^{18}O$	SSS, SST	Madang, Papua New Guinea ($-5.22^{\circ}N$, $145.82^{\circ}E$)	Tudhope et al. (2001)
Coral (<i>Porites</i>)	1	$\delta^{18}O$	SSS, SST	Hainan Island, China ($19.3^{\circ}N$, $110.67^{\circ}E$)	Sun et al. (2005)
Coral (<i>Porites lutea</i>)	4	$\delta^{18}O$	SSS, SST	Leizhou Peninsula, China ($20.23^{\circ}N$, $109.92^{\circ}E$)	Yu et al. (2005)

In this study, we choose to use the model-data comparison framework explained hereafter on the Maritime Continent with speleothems records and the Indo-Pacific Warm Pool (IPWP) with several coral records (Table 6.2). Each paleoclimate archive represents a different indication regarding the climate : SST and salinity for coral data and precipitation for speleothems (Table 6.2). We tailor our model-data analysis to provide additional information to verify the consistency between models and reconstructions. For coral $\delta^{18}O$, we compute a synthetic $\delta^{18}O$ using SST and SSS model outputs (explained hereafter). For speleothem $\delta^{18}O$, we compare the centroids of precipitation computed in eq. 6.5, and we use them to locate in the transient simulations what month of the year the speleothems react to.

Then for those months, we interpolate the precipitation value at the centroid latitude. We compute for each 250 years a kernel density estimate (KDE) of the precipitation values. This allows us to interpret precipitation KDE shifts as ITCZ-related precipitation shifts.

d. Estimates of coral $\delta^{18}\text{O}$ from simulations

The $\delta^{18}\text{O}$ measured in corals reflects contributions from the $\delta^{18}\text{O}$ of sea water ($\delta^{18}\text{O}_{sw}$) and temperature in which the coral grew. The relative contributions of SST and $\delta^{18}\text{O}_{sw}$ has been estimated using proxy system models, also referred to as forward modeling (Evans et al., 2013). Such a model converts SST and sea surface salinity (SSS) into modeled $\delta^{18}\text{O}$ corals. The relationship is not universal. Since we use records centered in the IPWP, we follow the recommendations from Conroy et al. (2017); Russon et al. (2013); Thompson et al. (2011, 2022), and we use the following equation :

$$\delta^{18}\text{O} = a_1\text{SST} + a_2\text{SSS} \approx a_1\text{SST} + \delta^{18}\text{O}_{sw} \quad (6.6)$$

where a_1 is the temperature fractionation rate in corals = $-0.23 \text{ ‰}/^\circ\text{C}$ (Epstein et al., 1953) and $a_2 = 0.2 \text{ ‰}/\text{PSU}$ is a conservative choice for the salinity- $\delta^{18}\text{O}_{sw}$ slope (Thompson et al., 2022) for the IPWP region. A similar approach was used in Carré et al. (2021) that compares Pacific coral records and transient model simulations. The temperature component is straightforward and uses the known temperature-dependent fractionation during coral growth. However, the salinity component assumes that $\delta^{18}\text{O}_{sw}$ correlates linearly with SSS. This region has been shown to have robust correlation between SSS and $\delta^{18}\text{O}_{sw}$ (Thompson et al., 2022). Although SSS and $\delta^{18}\text{O}_{sw}$ are similarly influenced by freshwater fluxes, $\delta^{18}\text{O}_{sw}$ also depends on the $\delta^{18}\text{O}$ value of moisture sources in the atmosphere. Moreover, diffusion, horizontal advection and vertical entrainment of water masses may play a big role (Stevenson et al., 2015). Due to sparse continuous paired in-situ measurements of SSS and $\delta^{18}\text{O}_{sw}$ (LeGrande and Schmidt, 2006; Conroy et al., 2014, 2017), the relationship between the two variables has been assumed constant across space and time, when it has been shown that the relationship between the two can change with space and time, on long time scales (LeGrande and Schmidt, 2011). All the corals shown in Table 6.2 here have modern equivalent that we use for the analysis. In the following, we consider variability changes as the ratio between the paleo sample and their modern equivalent and mean changes as the mean difference between paleo and modern samples.

Metrics were developed by Russon et al. (2013) in order to study the contribution of $\delta^{18}\text{O}_{sw}$ to $\delta^{18}\text{O}$ variance. From eq. 6.6, we can see that the contribution of $\delta^{18}\text{O}_{sw}$ to $\delta^{18}\text{O}$ not only depends on $\delta^{18}\text{O}_{sw}$ itself but also on the covariance of both $\delta^{18}\text{O}_{sw}$ and SST. The fraction of $\text{var}(\delta^{18}\text{O})$ from $\delta^{18}\text{O}_{sw}$ variability is given by the F_{sw} metric defined as follows :

$$F_{sw} = \frac{\text{var}(a_2 \times \text{SSS}) + 2a_1 \times \text{cov}(\text{SST}, a_2 \times \text{SSS})}{\text{var}(\delta^{18}\text{O})} \approx \frac{\text{var}(\delta^{18}\text{O}_{sw}) + 2a_1 \times \text{cov}(\text{SST}, \delta^{18}\text{O}_{sw})}{\text{var}(\delta^{18}\text{O})} \quad (6.7)$$

Values of F_{sw} vary between -1 and 1 . $|F_{sw}| < 0.1$ is considered to be insignificant, i.e. the fraction of $\text{var}(\delta^{18}\text{O})$ from $\delta^{18}\text{O}_{sw}$ variability is insignificant. Another interpretation for the latter is that the contribution from $\delta^{18}\text{O}_{sw}$ variability is only 10% of the total $\text{var}(\delta^{18}\text{O})$. This

10% is our baseline for statistical significance for the rest of this study. The greater $|F_{sw}|$ is, the greater the role of $\delta^{18}O_{sw}$ variability in $\text{var}(\delta^{18}O)$. Significant negative F_{sw} values, i.e. $F_{sw} < -0.1$, relate to the fact that $\delta^{18}O_{sw}$ variability has a positive influence on SST. Since a_1 is negative in eq. 6.6, $\text{cov}(SST, \delta^{18}O_{sw})$ has to be positive for F_{sw} to be negative. The stronger the positive correlation between the two, the more the variability of $\delta^{18}O_{sw}$ is reduced. However, the reverse is not true for significant positive F_{sw} values, meaning $F_{sw} > 0.1$. [Russon et al. \(2013\)](#) highlighted that significant positive values can result from constructive covariation (anti-correlation) between SST and $\delta^{18}O_{sw}$ but also if $\delta^{18}O_{sw}$ variability is very significant and substantially independent from SST variability. It means that $\delta^{18}O_{sw}$ could be considered an added 'white noise' contribution to the overall SST contribution. In order to properly attribute the result to one of these two effects, we also consider as an independent source of information the fraction of $\text{var}(\delta^{18}O)$ explained by $\text{cov}(SST, \delta^{18}O_{sw})$ alone. This metric is called F_{cov} and is given by :

$$F_{cov} = \frac{2a_1 \times \text{cov}(SST, a_2SSS)}{\text{var}(\delta^{18}O)} \approx \frac{2a_1 \times \text{cov}(SST, \delta^{18}O_{sw})}{\text{var}(\delta^{18}O)} \quad (6.8)$$

Values of F_{cov} also vary between -1 and 1 . $|F_{cov}| < 0.1$ is considered to be insignificant. Significant positive F_{cov} values mean that $\delta^{18}O_{sw}$ and SST covary constructively (negative correlation between the two) whereas significant negative F_{cov} values signify a destructive covariation between SST and $\delta^{18}O_{sw}$ (positive correlation between the two). We use this framework on two areas of the IPWP where we can expect significant F_{sw} and F_{cov} ([Russon et al., 2013](#); [Conroy et al., 2014, 2017](#)).

6.2.3. Agreement in mid-Holocene vs. preindustrial mean state changes with the literature

Examining the mid-Holocene (MH) compared to the preindustrial (PI) period provides valuable insights into climatic shifts. We delve into these changes, focusing on both the Pacific and Indian Oceans.

a. Pacific Ocean

In the Pacific, notable changes align across models, emphasizing the influence of altered winds, thermocline dynamics, and subsurface temperatures (Figure 6.2). The elevated zonal Sea Surface Temperature (SST) in the annual mean signifies intensified trade winds, driven by the Bjerknes feedback mechanism. This process deepens the thermocline in the western Pacific, a characteristic imprint of the JJASON season. Conversely, during DJMAM, trade winds weaken in the western Pacific but strengthen in the eastern Pacific, where temperatures are colder.

Across seasonal means and the annual mean, a warmer thermocline temperature and cooler surface are consistent findings (Figure 6.2). The anomalous warmer subsurface temperatures contribute to the deepening and weakening of the equatorial thermocline, effectively suppressing ENSO activity ([Chen et al., 2019](#); [Iwakiri and Watanabe, 2019a](#); [An and Choi, 2014](#); [An et al., 2018](#); [Luan et al., 2012](#); [Clement et al., 2000](#); [Liu et al., 2000, 2014](#)). This interplay between sustained trade wind increase, thermocline deepening, and western

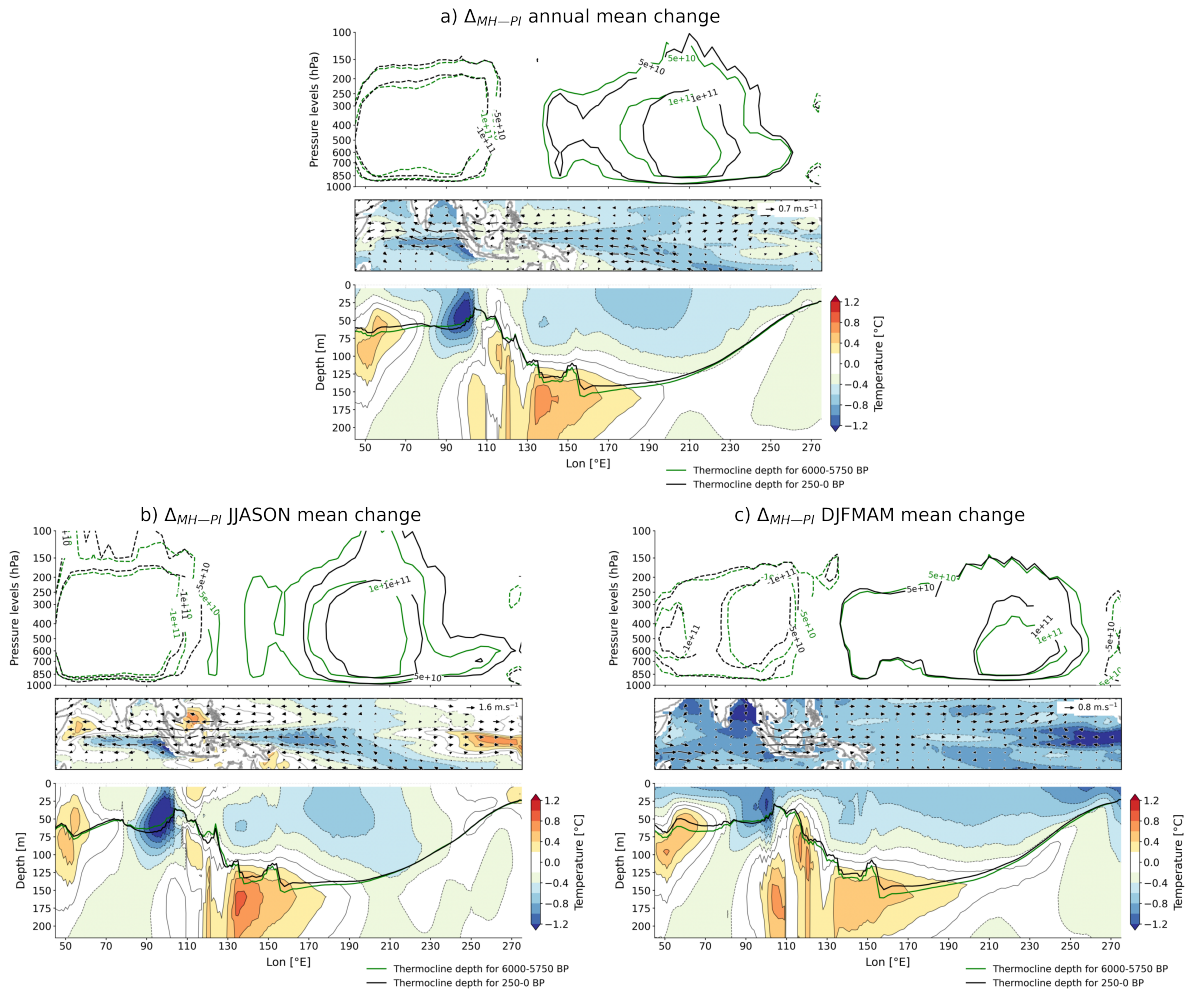


FIGURE 6.2. – Changes in mean-state in IPSL01 for a) annual mean, b) JJASON and c) DJFMAM. In the atmosphere are shown changes in Walker cell circulation. The green lines represent the cells for 6000-5750 BP and black lines the ones for 250-0 BP. On the sea surface is shown the SST (shading) and the arrows correspond to the 850 hPa wind circulation. In the ocean, the shading corresponds to the water temperature and the lines correspond to the thermocline depth (same color definition as the Walker cells).

Pacific cooling creates a loop, inhibiting ENSO growth during DJFMAM. Despite models displaying varied seasonal cycles for ENSO in Niño3.4, a consensus emerges during JJASON, with all models indicating a warmer eastern Pacific and a colder western Pacific in MH compared to PI (Figure 6.3). This amplifies the zonal SST gradient during JJASON, although the gradient diminishes in DJFMAM due to the eastern Pacific being colder, responding directly to lower insolation in the tropics.

The eastern Pacific’s heightened sensitivity to insolation is well-documented, with increased convection in the western Pacific and fewer cloud feedbacks in the east (Clement et al., 2000). The annual mean predominantly reflects changes during DJFMAM, further strengthening the zonal gradient. Notably, the magnitude of this change varies, being stronger in AWI and weaker in EC-EARTH.

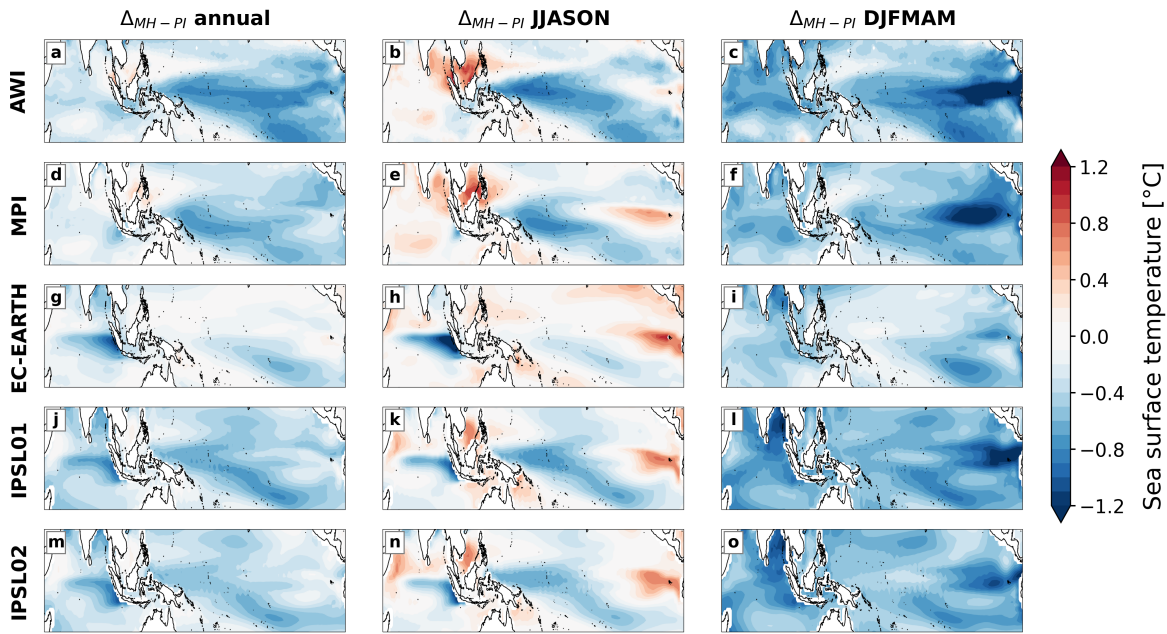


FIGURE 6.3. – SST changes in annual mean, JJASON and DJFMAM between MH and PI for IPSL01, IPSL02, MPI, AWI and EC-EARTH.

b. Indian Ocean

Turning our attention to the Indian Ocean, seasonal means unveil distinct MH vs. PI changes. During JJASON, all models depict a warmer WIO and a colder EIO in MH compared to PI (Figure 6.3). However, the amplitude of EIO cooling exhibits variability across models. AWI and MPI show a modest cooling patch off Sumatra, while EC-EARTH, IPSL01, and IPSL02 reveal a more extensive cold patch extending to the central-west Indian Ocean (Figure 6.3), highlighting the impact of shared ocean models among the latter group. The zonal gradient between the west and east Indian Ocean strengthens in MH during JJASON, bolstering anomalous west-blowing trade winds (Figure 6.2b). This leads to thermocline shoaling in the WIO and increased upwelling in the EIO, contributing to the positive wind-thermocline-SST feedback in the Indian Ocean during that season (Luo et al., 2016). The thermal contrast on the surface is reflected in the subsurface, with a warmer WIO and a colder EIO.

In DJFMAM, changes become more consistent among models, indicating a cooling trend across the entire Indian basin, albeit with varying magnitudes (Figure 6.3). The EIO appears colder in the annual mean, particularly evident in EC-EARTH, IPSL01, and IPSL02. These changes align with variations in wind patterns, thermocline dynamics, and subsurface temperatures (Figure 6.2c). The cooling throughout the entire Indian basin causes the gradient to weaken in MH. This results in reinforced east-blowing trade winds, deepening the thermocline in the west (Figure 6.2c), and reducing the thermocline feedback of IOD.

The annual mean changes reflect JJASON alterations in the EIO and DJMAM changes in the WIO (Figure 6.3). The annual mean predominantly mirrors the JJASON season for subsurface temperatures in the EIO and WIO (Figure 6.2a). The annual mean also reflects increased surface and subsurface zonal gradients, anomalous west-blowing trade winds, a deeper thermocline in the WIO, and slightly stronger upwelling in the EIO (Figure 6.2a).

6.2.4. Changes in Indo-Pacific climate variability and mean state from mid- to late Holocene

Transitioning from the examination of MH compared to PI mean state changes in both the Pacific and Indian Oceans, our focus now extends to a comprehensive exploration of alterations in Indo-Pacific climate variability and mean state.

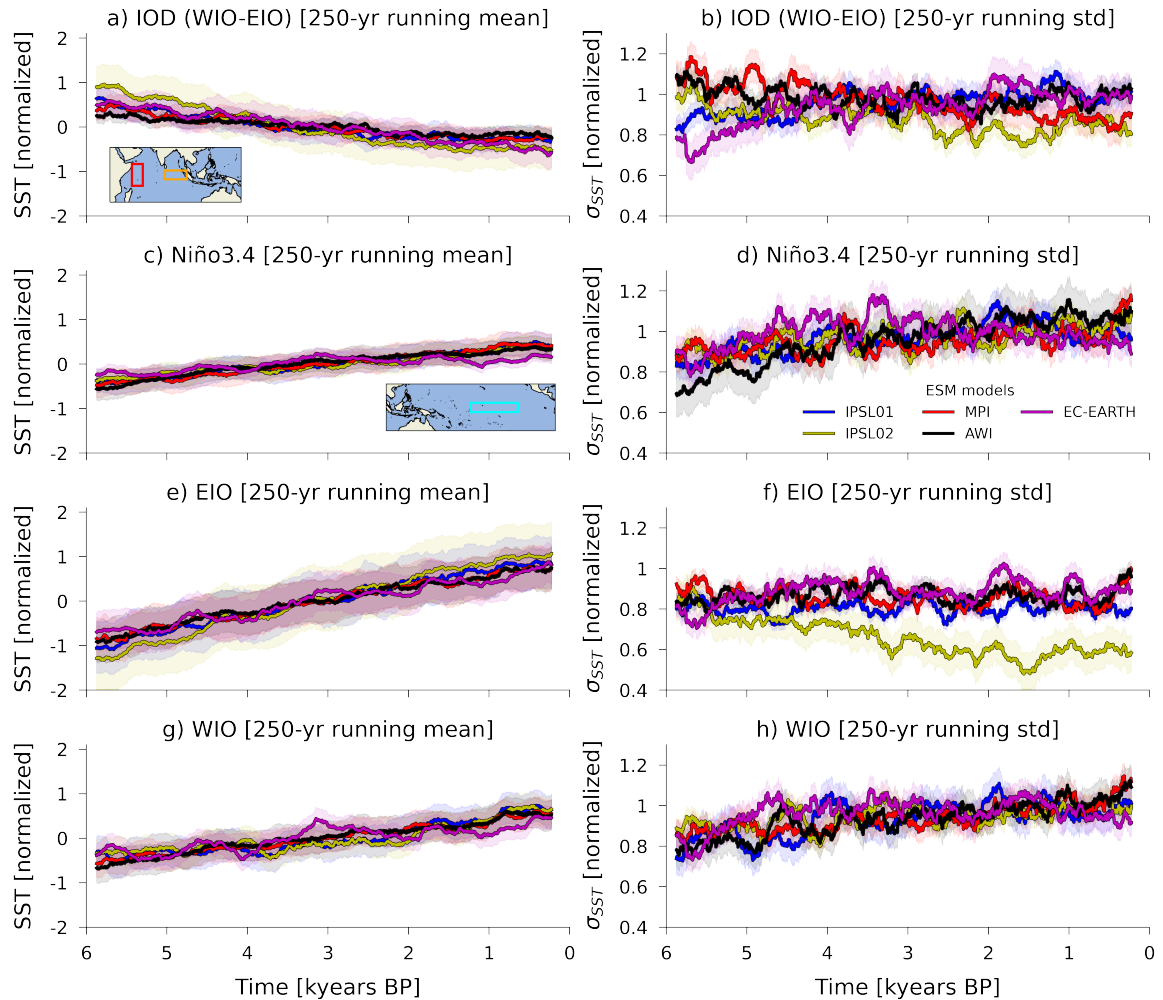


FIGURE 6.4. – SST mean-state and variability changes in the Indo-pacific in IPSL01, IPSL02, MPI, AWI and EC-EARTH. a) IOD annual mean (250-yr running mean), b) IOD annual variability, c) ENSO annual mean (250-yr running mean), d) ENSO annual variability, e) EIO annual mean (250-yr running mean), f) EIO annual variability, g) WIO annual mean (250-yr running mean), h) WIO annual variability. The spatial domains used to create the time-series are shown in the maps, with the Niño3.4 region in blue, the Eastern Indian Ocean (EIO) in orange and the Western Indian Ocean (WIO) in red. SST data in the boxes were standardized (mean=0, std=1) before the running mean and running standard deviation. The shading shows the 95% confidence range after bootstrap resampling methods.

a. El Niño-Southern Oscillation

Over the Holocene, ENSO variability, mean-state characteristics, and diversity have undergone substantial changes, a consensus supported by both models and paleodata sources

(Brierley et al., 2023; Carré et al., 2021; Karamperidou et al., 2015; An et al., 2018; Chen et al., 2019; Abdelkader Di Carlo et al., 2023; Cobb et al., 2013). The transition from the mid- to late Holocene reveals a notable increase in both the annual mean and variability (Figure 6.4c and d) of SST in the Niño3.4 region, highlighting a discernible connection between mean-state alterations and reduced variability. Lower SST mean states in the five transient simulations correlate with diminished ENSO variability. The almost linear nature of mean state changes contrasts with the more erratic, centennial to multi-centennial variations in variability.

Examining the seasonal cycle of SST variability across transient simulations (Figure 6.5), distinctive patterns emerge. EC-EARTH exhibits a variability minimum around June-August and peaks around December-January. AWI displays two peaks, one in March-April and one in November-January, with a minimum around August-October. MPI demonstrates a relatively flat seasonal cycle, lacking a distinct maximum and minimum. IPSL02's cycle is flatter than IPSL01's, with a clear peak in April-June and a less visible one around December-January, along with minimums in February-March and September-November. Despite diverse seasonal cycles, the coherence lies in the overall shift from less to more variability over time. AWI exhibits the most pronounced shift, with a 0.6°C standard deviation increase throughout the year from mid- to late Holocene. MPI and IPSL02 show the least response, with a 0.1°C standard deviation increase during June-December and October-March, respectively. IPSL01 indicates a year-round increase of about 0.2°C, while EC-EARTH shows an increase almost throughout the year, approximately 0.2°C, from August to March. Notably, the shift from mid-Holocene to present-day climate happens quite rapidly for all models, except AWI (the transition from red to blue is fast, albeit not in AWI, in Figure 6.5j-n).

The consensus found in the literature linking ENSO mean state changes and variability are also found in this subsection (Carré et al., 2021; Brierley et al., 2023).

b. Indian Ocean Dipole

In contrast to ENSO, the IOD exhibits a lack of consensus, particularly in IOD variability (Figure 6.4b), leading to conflicting findings : higher IOD variability in MH (Falasca et al., 2022; Iwakiri and Watanabe, 2019c) and lower IOD variability (Brierley et al., 2023; Liu et al., 2023).

While a linear decrease in the annual mean of IOD from positive to negative states is evident across all simulations (Figure 6.4a), the changes in IOD variability diverge significantly (Figure 6.4b). IPSL01 and EC-EARTH align on weaker IOD variability in MH, but IPSL02, MPI, and AWI present conflicting patterns despite similar mean state changes. To unravel the complexity, we scrutinize the individual components of IOD, namely WIO and EIO (Figure 6.4e-h). WIO shows a consistent positive trend in both mean state and variability (Figure 6.4g and h). In contrast, EIO displays a positive mean state trend but diverges in variability trends (Figure 6.4e and f), underscoring the intricate link between mean state and variability for the IOD. This emphasizes that EIO predominantly influences IOD variability, contrary to the assumption of WIO control. IPSL02 stands out by revealing a significant decrease in EIO variability and a lesser decrease in IOD variability from mid- to late Holocene (Figure 6.4b), adding complexity to the understanding of IOD variability.

A seasonal perspective (Figure 6.5) sheds light on distinct IOD cycles among simulations. EC-EARTH, IPSL01, and IPSL02, sharing the same ocean model, exhibit a different IOD

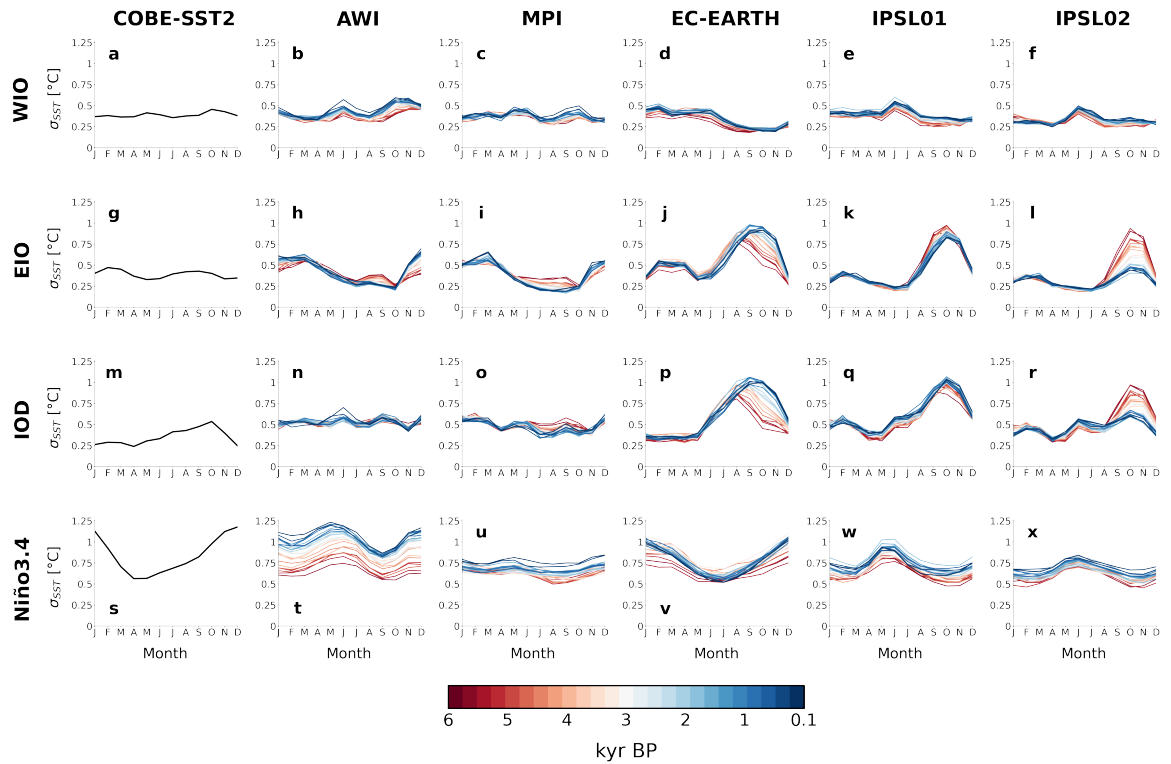


FIGURE 6.5. – SST variability seasonal cycle changes in the Indo-Pacific. Observations (COBE-SST2) are taken from 1950-2019. The spatial domains used to create the time-series are the same as in Figure 6.4.

cycle than AWI and MPI, which share the same atmosphere model. While AWI and MPI present flatter IOD seasonal cycles, indicating difficulty in discerning minimums or maximums, their variability remains relatively stable (no transition from red to blue). EC-EARTH showcases a peak in JJASON, maintaining a flat profile for the rest of the year in DJFMAM, indicating a spread in peak timing and intensity over the Holocene. IPSL02 and IPSL01 both peak in September-November, with IPSL02 displaying a pronounced variability increase of about 0.4°C in September-October in MH. This contrasts with IPSL01, which shows only a slight change of about 0.1°C .

EIO's seasonal cycles mirror changes in IOD cycles (Figure 6.5). Variability increase in MPI during JJASON corresponds to EIO changes, and the shift and intensity increase in IOD in EC-EARTH are reflected in EIO. However, not all simulations align; IPSL01 and AWI present discrepancies. In IPSL01, a slight decrease in variability during September-November corresponds to an increase in EIO for the same season in MH. For AWI, EIO exhibits a decrease in July-October and an increase in November-March, not observed in the IOD seasonal cycle. Seasonality plays a crucial role, impacting IOD differently across simulations. EC-EARTH and IPSL01 both simulate higher annual IOD variability from mid- to late Holocene, but their IOD seasonal cycles differ, attributed to EIO changes in the former and WIO changes in the latter. This underscores the need for improved modeling performance in the EIO region to enhance our understanding of the IOD.

There is total consensus on the IOD mean state changes that are due to the combination of low EIO and slightly low WIO in MH, creating the positive IOD mean state (Brierley et al., 2023; Liu et al., 2023). However, since the seasonal cycle of EIO SST variability are

drastically different between models, that affects IOD variability in turn.

c. Atmospheric energy transport

Energy transport in the atmosphere can be used to study exchanges between basins : we use the EFP (eq. 6.1) and the AET (eq. 6.2) in Figure 6.6. In the annual mean in MH minus PI, we can distinguish two areas : the central-western North Pacific as a region of increased horizontal energy flux divergence and the central-western South Indian as increased horizontal energy flux divergence (Figure 6.6a). The exchange of energy in annual mean is almost inter-hemispheric, meaning that the inter-hemispheric exchange is reinforced. In JJASON, the exchange of energy is divergent in the western-central Pacific, and into the Maritime continent, while central Africa becomes a source of energy convergence (Figure 6.6b). in DJMAM, the eastern Indian to western Pacific becomes the only source of energy convergence (Figure 6.6c). The annual mean reflects more changes in JJASON than DJFMAM. This can be due to the weakening of the inter-hemispheric energy gradient and land-sea contrast during boreal summer from mid- to late Holocene (Braconnot et al., 2008).

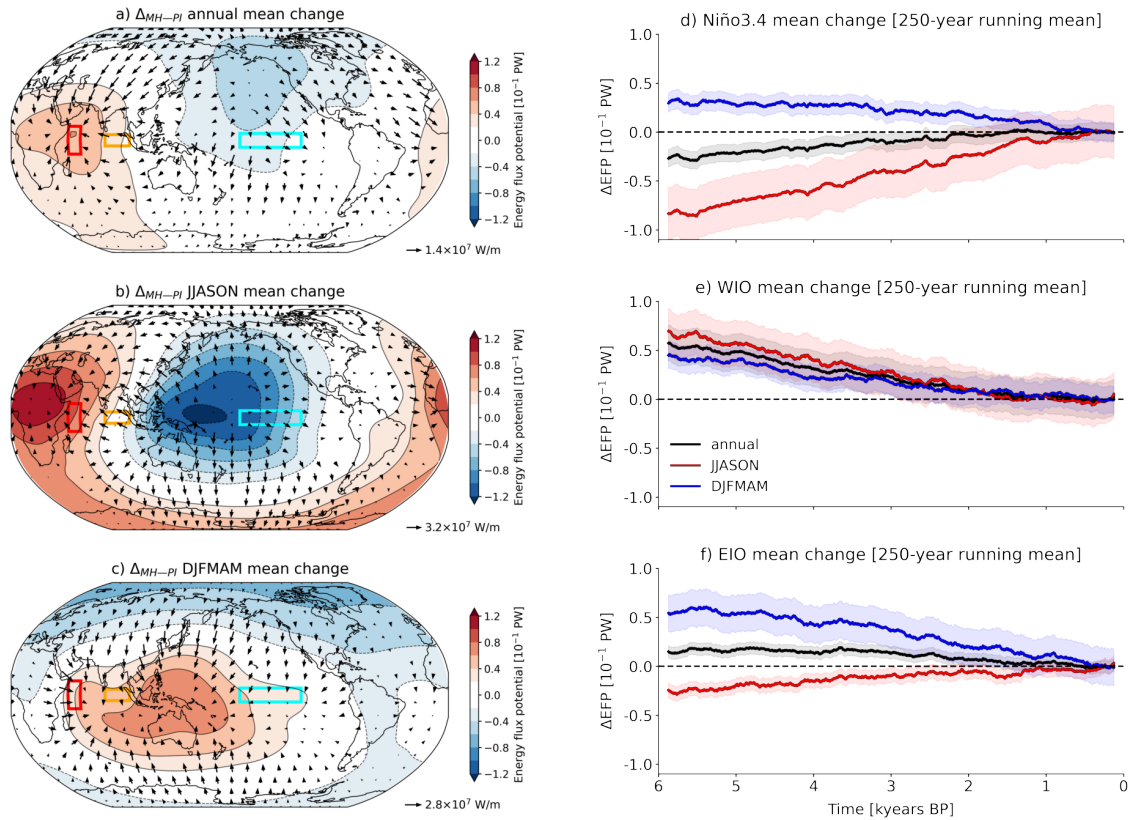


FIGURE 6.6. – Difference in energy flux potential (EFP) and energy atmospheric transport (AET) between MH and PI in IPSL01 for a) annual mean, b) JJASON and c) DJFMAM. Change in EFP is shown as the difference from PI in a) Niño3.4, b) WIO and c) EIO. The shading shows the 95% confidence range after bootstrap resampling methods.

In our investigation into energy exchange dynamics between the Pacific (Niño3.4) and Indian Oceans (WIO, EIO), we conducted a comprehensive analysis (Figure 6.6d-f). Notably,

in the Niño3.4 region, our result points to a notable increasing trend in EFP during the annual mean, a difference of about -0.2×10^{-1} PW between MH and PI. Particularly during the JJASON season, a negative EFP value is evident, signaling decreased horizontal energy flux divergence. This shift in Niño3.4 indicates heightened energy divergence in MH compared to PI, both in the annual mean and specifically during JJASON. On the other hand, our analysis of the WIO reveals a consistent decrease in EFP across all seasons and the annual mean of about 0.6×10^{-1} PW between MH and PI. This decline implies a trend towards less energy flux convergence, and notably, the patterns in different seasons remain indistinguishable. The WIO's response to insolation demonstrates a year-round influence, indicating a robust reduction in energy convergence in MH compared to PI. The EIO exhibits a nuanced pattern in response. While the annual mean shows a slight increase in EFP of about 0.1×10^{-1} PW between MH and PI, denoting enhanced energy convergence, this trend is primarily attributed to positive values observed in DJFMAM. Interestingly, the annual trend appears statistically insignificant, with the seasons, specifically JJASON and DJFMAM, seemingly compensating for each other in shaping overall energy dynamics in EIO. Our results are in line with Saint-Lu et al. (2016), a model study highlighting a reduction in the global energy pump orchestrated by the tropical Pacific during the MH period. Importantly, we contribute to these findings by first showing that WIO acts as a sink of heat transport throughout the year. Then, we found inter-basin similarities between the EIO and Niño3.4 as they exhibit similar patterns in the seasonality of exchanged heat, becoming a pump during JJASON and a sink in DJFMAM.

d. Indonesian Throughflow

The ITF is a frequently overlooked teleconnection, integral to the thermohaline circulation, transporting warmer water from the Pacific Ocean into the Indian Ocean. While Falasca et al. (2022), using the IPSL02 transient simulation, notes minor changes in ITF compared to atmospheric variations, we employ the IPSL01 simulation to explore ITF changes.

In the annual mean, our analysis reveals a negative trend towards present-day conditions, indicating that less heat was exported from the Pacific during MH compared to PI period (Figure 6.7a), with a difference of approximately 0.5×10^{-1} PW. This negative trend is particularly pronounced during DJFMAM, where anomalous west-blowing trade winds are strengthened, inhibiting heat transport from the Pacific (Figure 6.2c). Conversely, during JJASON, more heat is exported from the Pacific into the Indian Ocean, aligning with strengthened easterlies and a westward shift of the Pacific Warm Pool (Figure 6.2b). Examining variability, the simulated ITF heat transport is considerably chaotic, indicating a slight decrease in MH compared to PI, yet the trend is non-linear, showcasing multi-centennial variability (Figure 6.7b). Interestingly, there is minimal difference between JJASON and DJFMAM in the evolution of heat transport variability.

These findings could potentially align with paleo-archives, such as Pang et al. (2021) and Xu et al. (2010), suggesting decreased ITF intensity from the early to late Holocene. If their findings primarily capture the mean value change of ITF heat transport over the Holocene, we could hypothesize that the foraminifera species (*P. obliquiloculata*) they used to compute ITF intensity changes might respond more to the JJASON season than the DJMAM season and/or annual mean. Pang et al. (2021) indicated that the sediment cores they utilized are influenced by upwelling and ITF dynamics, with upwelling being the dominant factor. By

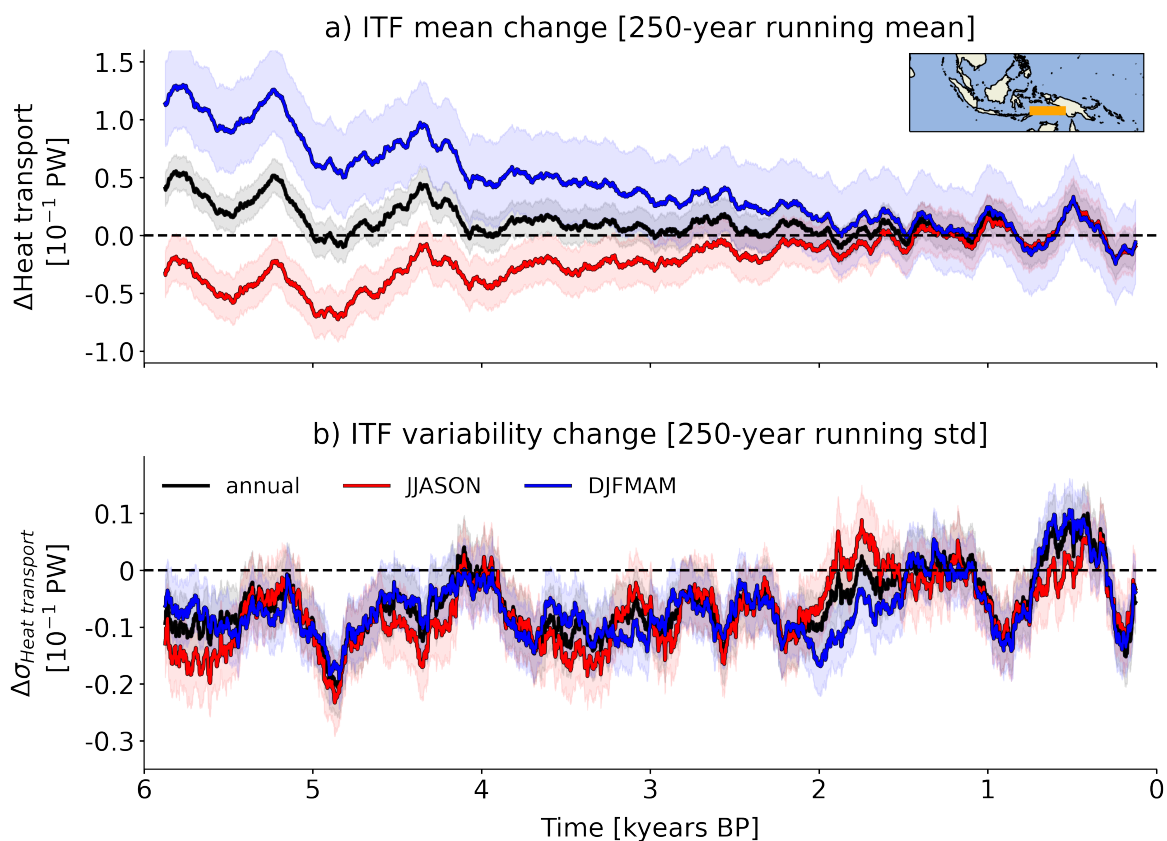


FIGURE 6.7. – Indonesian Throughflow (ITF) heat transport change in IPSL01 in the a) mean state and b) its variability, for annual mean, JJASON and DJFMAM. The shading shows the 95% confidence range after bootstrap resampling methods. The orange line on the map shows the section used to compute the ITF heat transport. For the mean state, negative values are interpreted as more heat exchanged from the Pacific to the Indian Ocean, and oppositely for positive values.

leveraging observational data, they demonstrated that thermocline temperatures are lower during boreal summer due to enhanced upwelling, but ITF advection during that season acts to warm the thermocline. If the higher heat transport during JJASON in the IPSL01 simulation could have sufficiently warmed the thermocline water during that season, this could potentially reflect the higher ITF intensity found in Pang et al. (2021) and Xu et al. (2010). Nevertheless, it is crucial to acknowledge the possibility that foraminifera species may reflect the annual mean and DJFMAM season, leading to differing interpretations.

Furthermore, if ITF intensity changes from paleo-archives are indicative of long-term variability evolution, our findings present contrasting results. In the IPSL01 simulation, the variability of ITF heat transport increases slightly from mid- to late Holocene across all seasons and in the annual mean. Seasonal bias between models and paleoclimate data underlines the complexity and potential divergences in interpreting ITF dynamics in different temporal contexts.

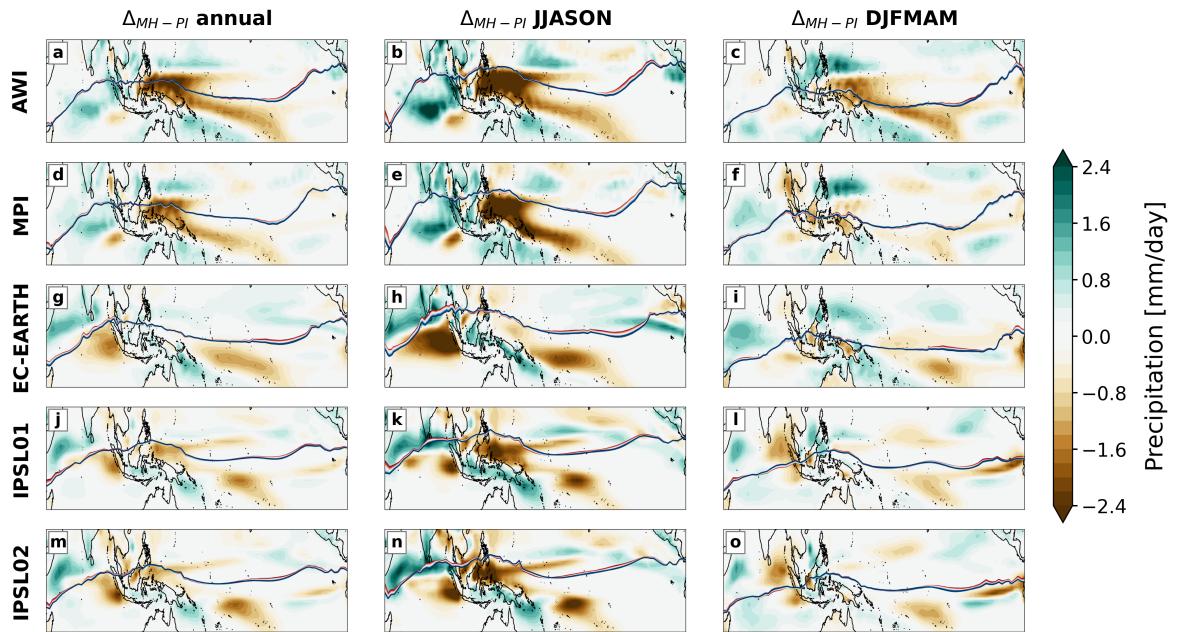


FIGURE 6.8. – Precipitation changes in annual mean, JJASON and DJFMAM between MH and PI for IPSL01, IPSL02, MPI, AWI and EC-EARTH. The red, white and blue lines show the centroids of precipitation over the Holocene for JJASON, DJFMAM and annual mean. Red colors are mid-Holocene and blue are late Holocene. The centroids are computed every 250 years following eq. 6.5.

6.2.5. Linking precipitation and atmospheric circulation changes in the Indonesian sector from mid- to late Holocene

Following the analysis of mean state and variability through atmospheric and oceanic heat transport, our focus pivots towards unraveling the complex interactions between precipitation changes and shifts in atmospheric circulation within the Indonesian sector. We emphasize that the changes under discussion have a profound impact on the Indonesian sector. We seek to ensure consistency and agreement on a regional scale in this particularly sensitive region. We compare the transient simulations with speleothem data in the Maritime Continent, and coral data from the IPWP region, contributing to a more comprehensive understanding of the climatic dynamics at play.

a. Changes in precipitation

Assessing precipitation changes reveals a consistent pattern in the Pacific across all models (Figure 6.8). During JJASON, a distinct dry patch in the western Pacific emerges, with heightened intensity in AWI and MPI. As the seasons transition to DJMAM, EC-EARTH showcases a wet patch in the western Pacific, while AWI and MPI display a dry patch followed by a wet patch to the northwest. IPSL01 and IPSL02, however, exhibit no significant alterations. Notably, these Pacific precipitation changes during JJASON appear to play a compensatory role, persisting in the annual mean.

In the Indian Ocean, the precipitation changes present a nuanced picture across all models (Figure 6.8). JJASON sees EC-EARTH, IPSL01, and IPSL02 depicting a dry patch across the equatorial Indian basin, extending northward into a wetter patch towards the Asian conti-

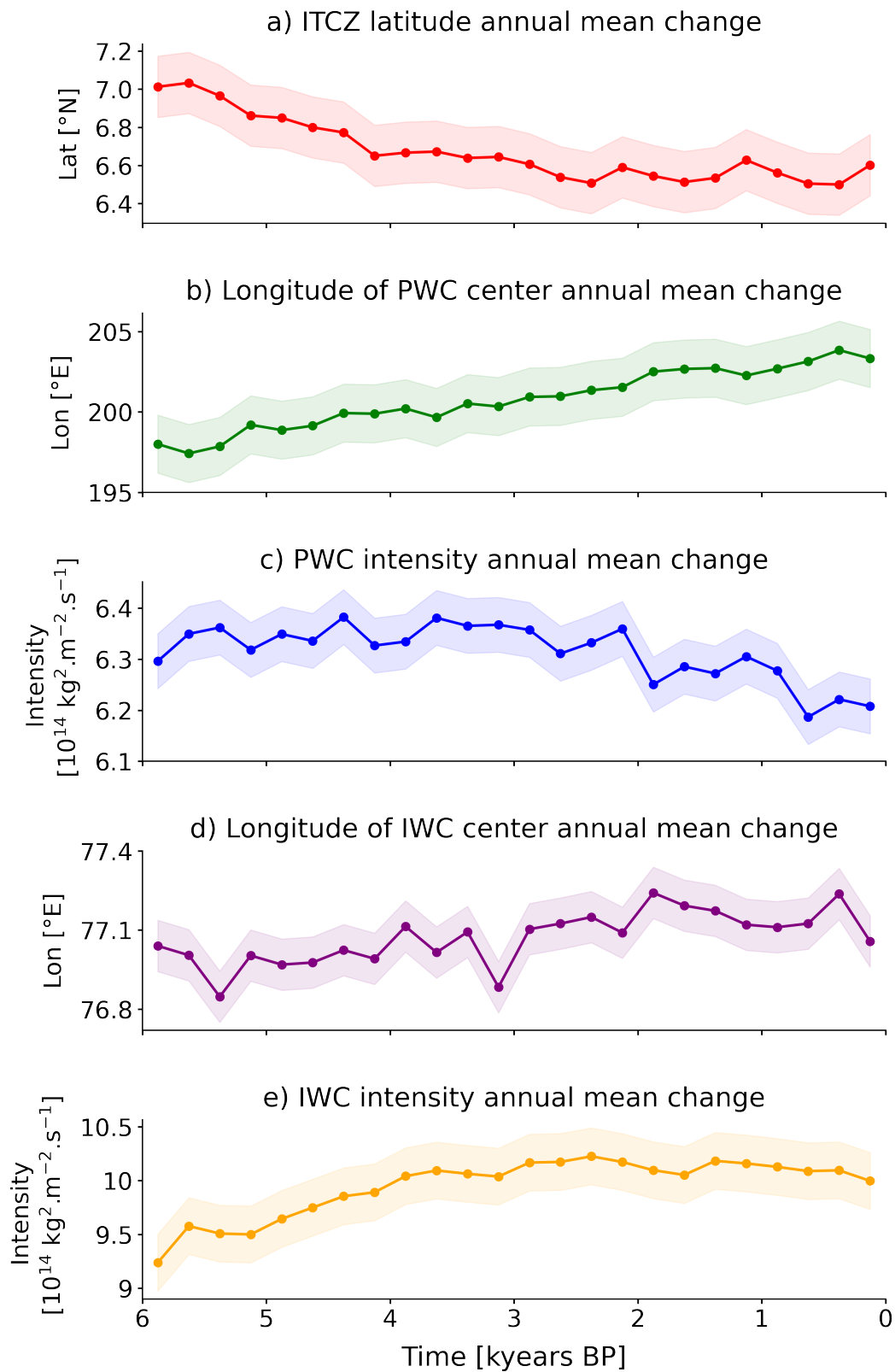


FIGURE 6.9. – Annual mean changes in atmospheric circulation in IPSL01. a) ITCZ location as defined by the closest latitude to the equator for the meridional streamfunction. b) Longitude of the PWC as defined the longitude corresponding to the maximum of PWC intensity. c) PWC intensity defined by the sum of the zonal streamfunction in the Pacific Ocean. d) Longitude of IWC defined the same as PWC but in the Indian Ocean. e) IWC intensity defined as PWC intensity but for the Indian Ocean (the intensity here is shown in absolute values, as the IWC has opposite sign to PWC). The shadings in all the plots correspond to $\pm 1\sigma$ for the mid- to late Holocene.

ment. Conversely, MPI and AWI display a minimal dry patch, with equatorial and northern regions exhibiting a wetter trend, aligning with the strengthening of the Asian summer monsoon (Braconnot et al., 2008). Transitioning to DJFMAM, the Maritime Continent and EIO experience increased aridity, particularly pronounced in IPSL01 and IPSL02. WIO, with varying intensity, displays a wetter trend, albeit less prominent in AWI. The annual mean pattern resembles a less intense JJASON, underscoring the influence of JJASON on the annual precipitation pattern over the Indian basin.

b. Walker circulation

In the Pacific, the displacement of the Pacific Walker cell (PWC) in the annual mean is a notable feature, shifting westward from around 202°E initially to approximately 208°E at 4.5 kyr BP (Figures 6.2a and 6.9b). This westward shift in the mid-Holocene coincides with an intensified PWC in the annual mean. Notably, the intensified and displaced PWC aligns with simulations depicting reduced precipitation on the western edge of the PCW, where descending air occurs (Figure 6.8). This observation is consistent with findings by Tian et al. (2018), who reported an intensification and westward shift of the Pacific Walker cell in the mid-Holocene compared to PI in the PMIP ensemble.

In contrast, the Indian Walker cell (IWC) remains non-displaced in the annual mean, centered around 87°E throughout the Holocene (Figures 6.2a and 6.9d). However, the annual mean intensity experiences a significant decrease from mid- to late Holocene, exhibiting a difference of about $-1 \times 10^{14} \text{ kg}^2 \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{s}^{-1}$ between MH and PI. This absolute change is approximately seven times larger than that of the PWC. The IWC's intensity decrease is prominent from June-December, peaking in August, and contrasts with an increase during January-May (Figure 6.10c). The IWC's response to tropical changes in insolation is more direct compared to the PWC, displaying a more linear transition from red to blue in Figure 6.10c. The mean state resembling a positive phase of the Indian Ocean Dipole (IOD) contributes to anomalous west-blowing trade winds, which weaken the IWC circulation during JJASON and the annual mean (Figure 6.2a-b).

c. Location and intensity of ITCZ

In our exploration of the Intertropical Convergence Zone (ITCZ), we employ both quantitative and qualitative approaches to delve into its location and intensity changes. Initially, utilizing a dynamical definition (eq. 6.4) provides a quantitative measure, while qualitatively assessing centroids of precipitation (eq. 6.5).

In the IPSL01 simulation during MH, a subtle yet discernible northward displacement of the ITCZ is noted in the annual mean (Figure 6.9a). The change, approximately 0.6°N between MH and PI, exhibits a linear decreasing trend until 2.5 kyr BP. Concurrently, centroids of precipitation in other transient simulations display minor shifts from MH to PI, indicating a slight northward movement in annual mean values (observable as the red slightly above the blue in Figure 6.8). This alteration becomes more pronounced during boreal summer, reaching its peak northward displacement in July-August (Figure 6.10a).

The discerned northward shift in the ITCZ finds support in the Wind-Evaporation-SST (WES) feedback and heightened low-level wind activity (Saint-Lu et al., 2016) (Figure 6.2).

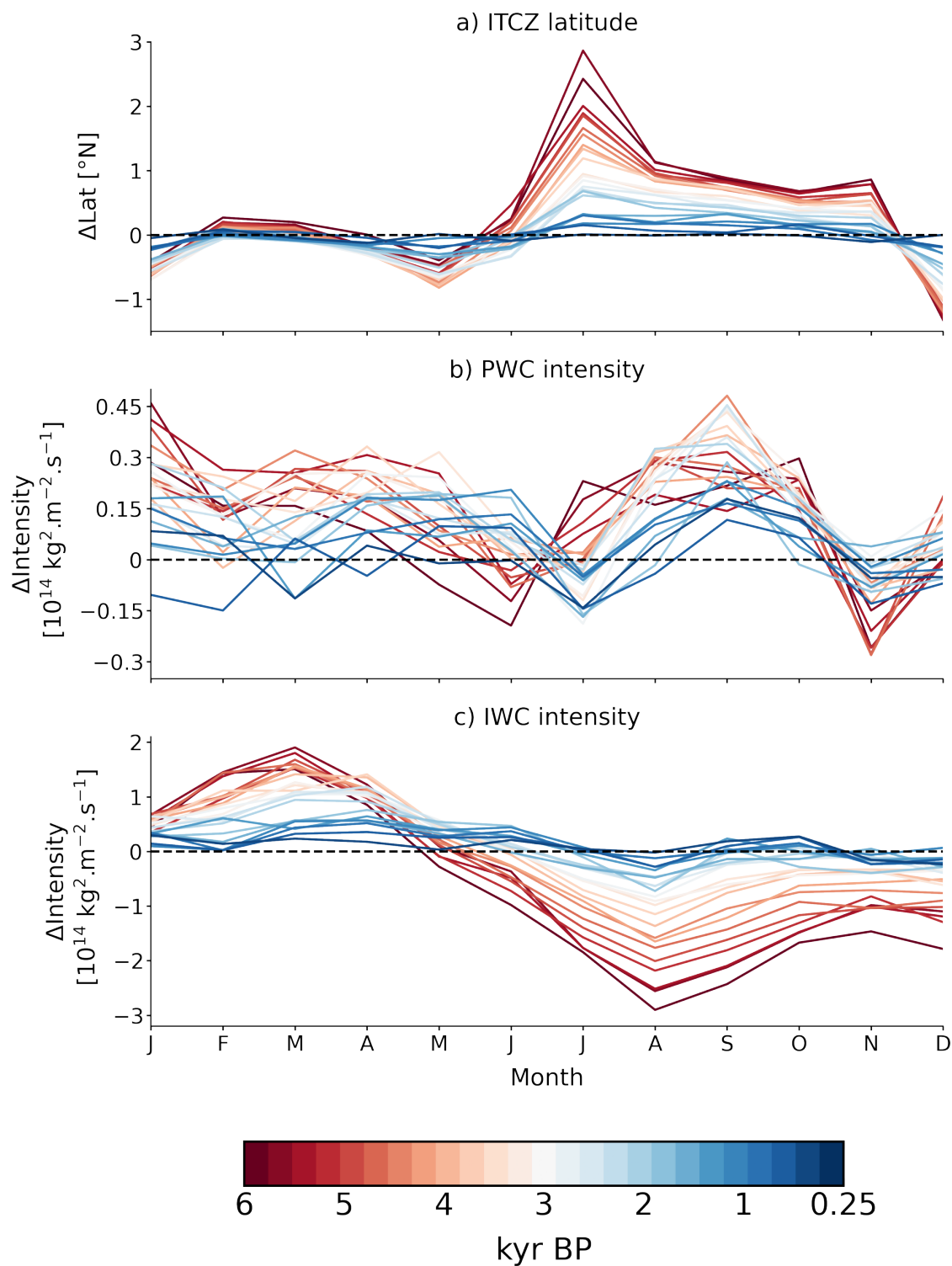


FIGURE 6.10. – Difference in the seasonality in atmospheric circulation in IPSL01 for a) ITCZ latitude, b) PWC intensity and c) IWC intensity. Here, the seasonal cycle is shown as the difference with the 250-0 BP. The IWC intensity is given as absolute differences (since the sign of the IWC is negative) : negative values mean less intensity and positive the opposite.

Enhanced insolation during the mid-Holocene, particularly in the extratropics over the tropics and the Northern Hemisphere (NH) over the Southern Hemisphere (SH) (Figure 6.14 in Appendix a), underscores the inter-hemispheric contrast contributing to the northward ITCZ shift. This phenomenon aligns with increased monsoonal activity, even in the annual mean (Braconnot et al., 2007, 2019a). The northward expansion of the ITCZ is intricately linked to the influence of summer insolation (Braconnot et al., 2007). Moreover, studies conducted in South America (Chiessi et al., 2021) and the Maritime Continent (Yuan et al., 2023) further corroborate the mid- to late-Holocene contraction of the ITCZ.

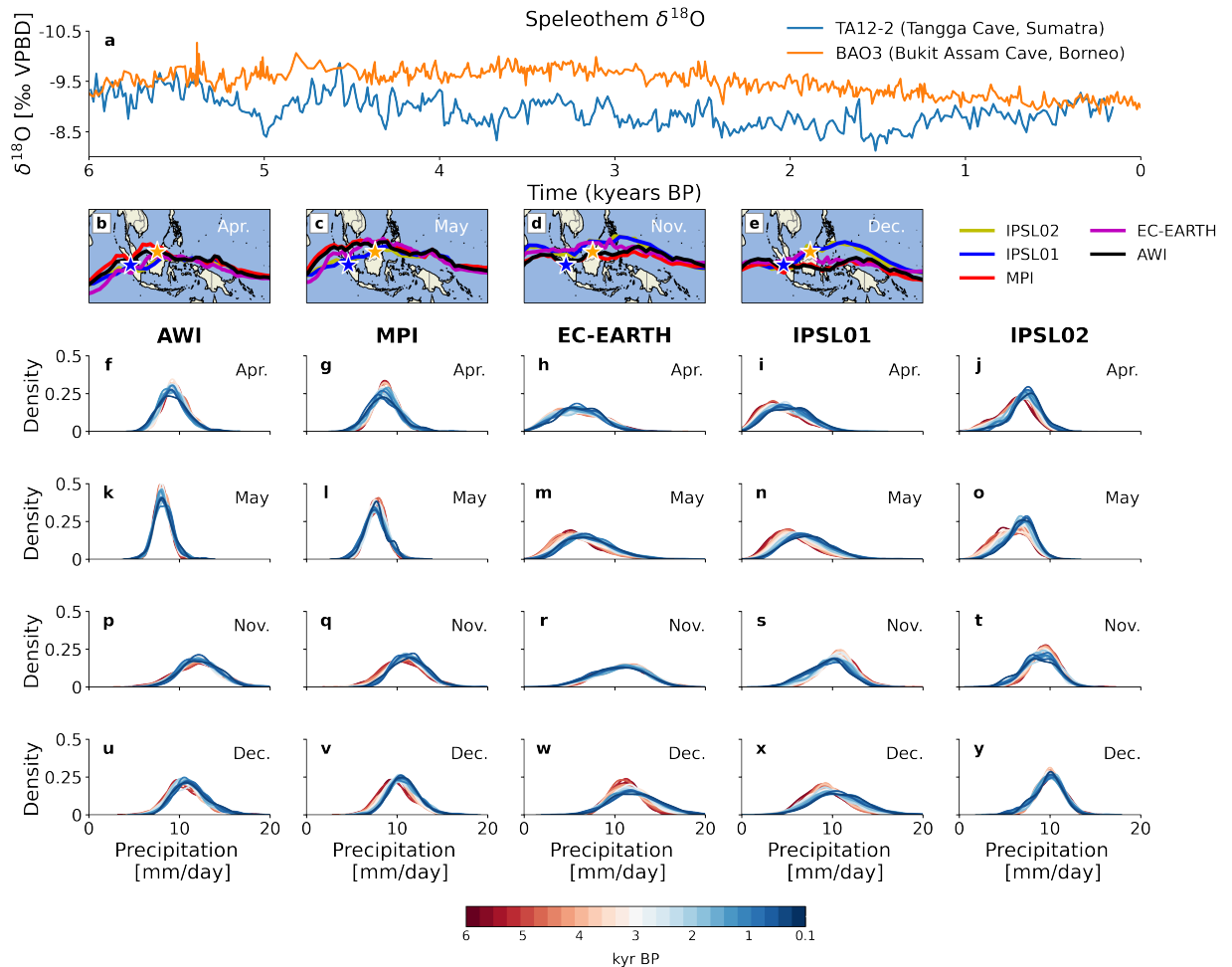


FIGURE 6.11. – Comparing transient simulations to speleothems. a) Speleothem $\delta^{18}\text{O}$ (the more negative values, the higher the rainfall amount). b-e) Centroids of precipitations in April, May, November and December in MH for the transient simulations, and the location of the speleothem records. f-y) Distribution of interpolated precipitation along the centroid of precipitations for April, May, November and December across all simulations.

d. Precipitation changes comparison with speleothems

In our comparison of precipitation changes with speleothems, the Borneo and Sumatra speleothems reveal a gradual enrichment of $\delta^{18}\text{O}$ over the Holocene, exhibiting a decreasing trend with Borneo's variation preceding that of Sumatra (Figure 6.11a). To contextualize these findings, we computed the centroids of precipitation for the five transient simula-

tions, qualitatively representing the location of the ITCZ (eq. 6.5 and Figure 6.11b-e). Interestingly, the centroid latitudes of precipitation cross the speleothem sites two times, during April-May and November-December. This concurs with the original speleothem studies by Wurtzel et al. (2018) and Chen et al. (2016). Considering that speleothem $\delta^{18}\text{O}$ inversely correlates with precipitation, the simulations reveal an increase in MH precipitation for both Borneo and Sumatra during JJASON but a decrease in DJFMAM, with varying results in the annual mean (Figure 6.8). Notably, we hypothesize that speleothems capture seasonally integrated rainfall, thereby reflecting changes in seasonal rainfall.

This is why, instead of looking at mean rainfall changes in the region, we use the centroid latitudes that cross the speleothem sites. Indeed, we interpolate the precipitation along the centroid latitudes, to get an idea of the ITCZ-related precipitation changes. As we explained earlier, the ITCZ shifts seasonally; particularly big shifts have happened from mid- to late Holocene. To delve deeper, we compute a KDE of the ITCZ-related precipitation from mid- to late Holoce for the months of March, May, November and December, with the goal in mind to interpret changes in speleothem $\delta^{18}\text{O}$ as ITCZ rainfall shifts (see Methods and Figure 6.11f-y). Strikingly, all simulations indicate higher ITCZ-related rainfall amount for November-December than for April-May, suggesting a potential dominance of information from the former in speleothem records. Furthermore, the simulations reveal nuanced shifts in precipitation patterns from mid- to late Holocene. IPSL01 and IPSL02 demonstrate a transition toward more May precipitation, while EC-EARTH, MPI, and AWI record no changes. For November precipitation, IPSL01 and IPSL02 exhibit a slight shift from more to less, whereas MPI showcases the opposite, and AWI and EC-EARTH show minimal changes. March precipitation displays a trend towards more in IPSL01 and IPSL02, with EC-EARTH, MPI, and AWI remaining relatively unchanged. Consensus on precipitation shifts in April and November is elusive; however, May and December precipitations show an overall increase over the Holocene.

Drawing on our earlier determination of the contracted seasonal range and northward displacement of the Intertropical Convergence Zone (ITCZ) from mid- to late Holocene (Figures 6.9a and 6.10a), the observed shift in rainfall along centroids suggests a correlation with the ITCZ's seasonal displacement. This aligns with the northward displacement of the ITCZ in MH indicated by speleothems in the broader Indo-Pacific region (Yuan et al., 2023). The implication is that these changes extend broadly and are not confined solely to the Indo-Pacific region.

6.2.6. Hydrological changes and variability in the Indonesian sector from mid- to late Holocene

To get a better understanding hydrological changes and variability in the Indonesian sector, we employ a model-data comparison framework with coral records in the Warm Pool region, considering their complex interactions with sea surface temperature (SST), sea surface salinity (SSS), and the resulting $\delta^{18}\text{O}$ values (LeGrande and Schmidt, 2006, 2011; Russon et al., 2013; Stevenson et al., 2015).

a. Relative impact of sea surface salinity and sea surface temperature on coral $\delta^{18}\text{O}$

Drawing on coral $\delta^{18}\text{O}$ data from various islands in the South China Sea and Papua New Guinea, we undertake a detailed analysis of the relative impact of SST and SSS on coral $\delta^{18}\text{O}$ values. Pseudocoral $\delta^{18}\text{O}$ is computed using SST and SSS data from five transient simulations (eq. 6.6, Figure 6.12). While precipitation is challenging to simulate in the Indo-Pacific Warm Pool (IPWP), reflected in SSS changes between mid-Holocene (MH) and preindustrial (PI) periods, we employ metrics to dissect the variance contributions from $\delta^{18}\text{O}_{sw}$ (via SSS) and SST to pseudo-coral $\delta^{18}\text{O}$ (eq. 6.8, 6.7, and Figure 6.12e-f). Our focus includes coral records from Papua New Guinea and China, with IPSL02 excluded due to similarities with IPSL01.

In Papua New Guinea corals, $\delta^{18}\text{O}$ displays a significant yet low contribution from $\delta^{18}\text{O}_{sw}$ and/or SST in MH. Notably, EC-EARTH, MPI, and AWI exhibit a linear trend towards increased contributions from both SST and $\delta^{18}\text{O}_{sw}$, aligning with observations. Conversely, IPSL01 indicates minimal change. This trend concurs with findings by [Thompson et al. \(2022\)](#), emphasizing high $\delta^{18}\text{O}_{sw}$ contributions in the IPWP.

For corals from the South China Sea, $\delta^{18}\text{O}$ similarly presents a significant but low contribution of $\delta^{18}\text{O}_{sw}$ and SST in MH, with AWI displaying a better match to observations. Contrary to [Thompson et al. \(2022\)](#), IPSL01, EC-EARTH, and MPI appear to represent the contributions more accurately.

However, all simulations suggest minimal changes in contributions from MH to PI, challenging the notion of spatio-temporal variations in coral $\delta^{18}\text{O}$ ([LeGrande and Schmidt, 2006, 2011](#); [Russon et al., 2013](#); [Stevenson et al., 2015](#)).

b. Mean state and variability changes in corals

Understanding the contributions of pseudo-coral $\delta^{18}\text{O}$, $\delta^{18}\text{O}_{sw}$ (via SSS), and SST, we delve into mean state changes and variability in coral records (Figure 6.12g-j).

Papua New Guinea coral records present a nuanced picture, with two exhibiting higher $\delta^{18}\text{O}$ and two displaying lower $\delta^{18}\text{O}$ in MH. However, three records around 2 to 3 kyr BP indicate a slight increase in $\delta^{18}\text{O}$. Simulations reflect a weak pseudocoral $\delta^{18}\text{O}$ signal, showing a depletion from mid- to late Holocene. The interpretation suggests that higher $\delta^{18}\text{O}$ in MH may signify lower SST, higher $\delta^{18}\text{O}_{sw}$, elevated SSS, and potentially reduced rainfall. This aligns with the observed lower SST and dry patches around Papua New Guinea in the simulations (Figures 6.3 and 6.8). Five out of seven coral records agree with these mean state changes. Chinese coral records depict a decreasing trend in $\delta^{18}\text{O}$ over the Holocene, with a more pronounced increase around 4.2 kyr BP. Simulations mirror this decreasing trend, attributing it to lower SST and higher SSS. However, substantial variations in SSS between models suggest that colder SST is a more robust prediction. Despite these complexities, simulations succeed in replicating changes in mean state (except for the 4.2 kyr event).

In terms of variability, we explore the variance ratio between coral $\delta^{18}\text{O}$ and their modern sample, adopting a strategy similar to [Carré et al. \(2021\)](#) for the pseudocoral data. A consensus emerges among coral data in Papua New Guinea, indicating lower variability in MH compared to their modern sample, with the reduced variance more pronounced in MH. Simulations corroborate this trend, showcasing a shift toward more variability as the mean

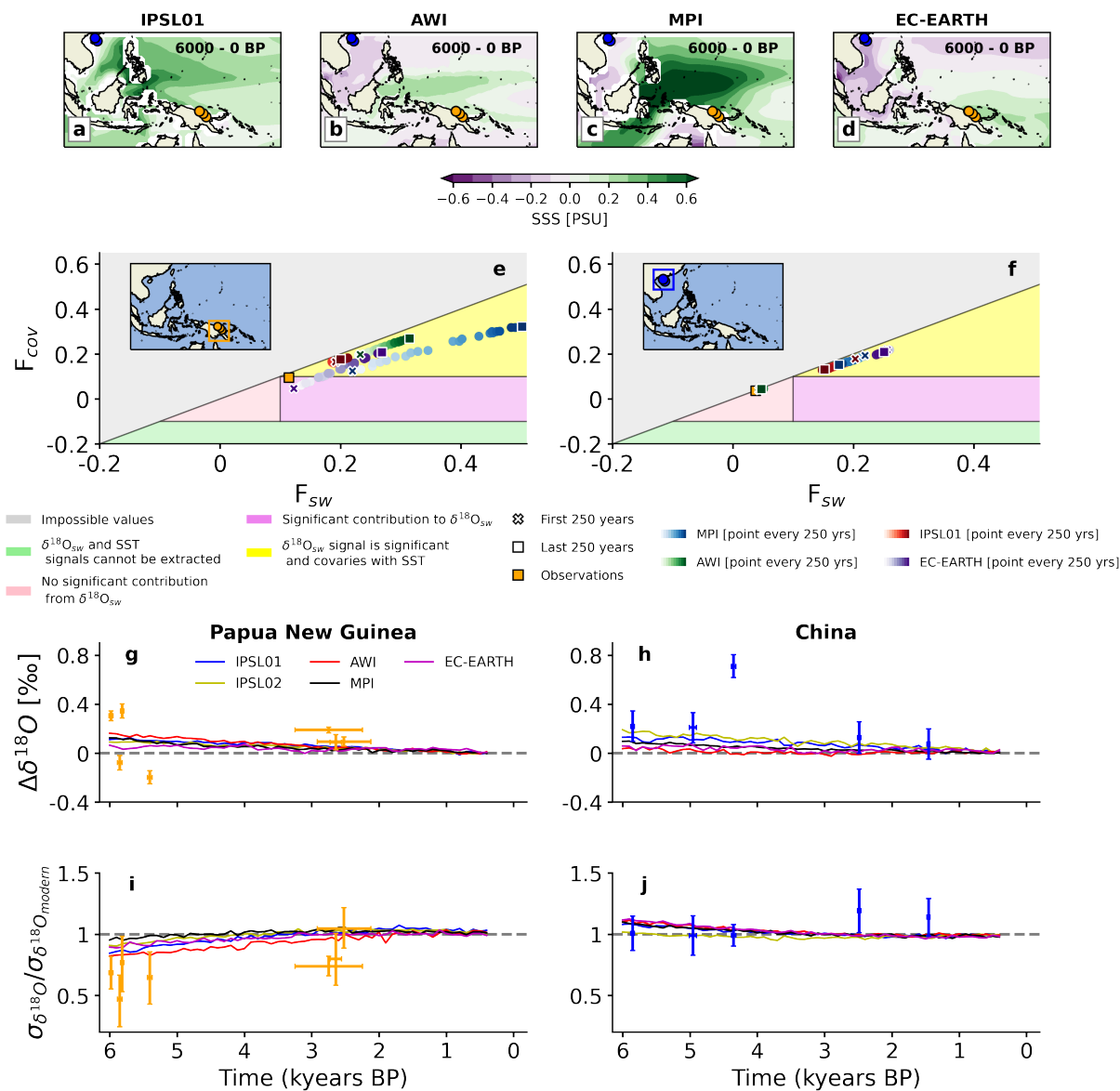


FIGURE 6.12. – Comparison of coral records to transient simulations. a-d) Difference in SSS between MH and PI in IPSL01, AWI, MPI and EC-EARTH. e-f) Contributions of $\delta^{18}O_{sw}$ (via SSS) and SST to pseudocoral $\delta^{18}O$ in the records from Papua New Guinea (orange circles) and the South China Sea (blue circles). The analysis is done respectively for the orange and blue box averages in our simulations. The way to compute the metrics is shown in eq. 6.8 and 6.7. Papua New Guinea coral records g) mean difference and i) variance ratio compared to modern samples. South China Sea coral records h) mean difference and j) variance ratio compared to modern samples. For g) and h), the difference in pseudo-coral is computed every 100 years, and we do the mean difference compared to the last 100 years of simulation. For i) and j), we also compute the variance ratio every 100 years, and we use as a reference the variance of the last 100 years.

state approaches present-day conditions. This phenomenon aligns with the gradual increase in ENSO variability observed in the simulations, underscoring a direct link between Papua New Guinea coral responses and ENSO. While coral records from Papua New Guinea exhibit a clear association between ENSO variability, contributions, and variance changes, the interpretation is more intricate for coral records from the South China Sea. Variability in corals from the South China Sea likely results from a blend of different phenomena. Simulations fail to capture the variance changes observed in coral records. Notably, the simulations show a linearly decreasing variance over the Holocene, diverging from the higher variability observed in coral records around 2.5 kyr BP. The complex nature of coral variability in this region remains challenging to interpret.

6.2.7. Conclusions

In this comprehensive study, our exploration focused on unraveling the nuanced changes in ENSO and the IOD over the Holocene. Throughout our analysis, we sought to unravel intricate mechanisms and teleconnections, shedding light on the role of key components such as the WIO and EIO.

Our findings, synthesized in Figure 6.13, highlight significant insights into long-term climate mean changes and variability, offering a comprehensive understanding of Indo-Pacific climate dynamics. Notably, the agreement among five transient simulations underscores the robustness of our results, particularly in elucidating the long-term mean changes in ENSO, IOD, EIO, and WIO. The consistency in ENSO variability across simulations adds credibility, supported by corroborative studies employing similar models (Carré et al., 2021; Abdelkader Di Carlo et al., 2023; Falasca et al., 2022; Brierley et al., 2023). However, inconsistency in simulating IOD variability stems from the simulated EIO variability which differ significantly, and could explain the difference in results.

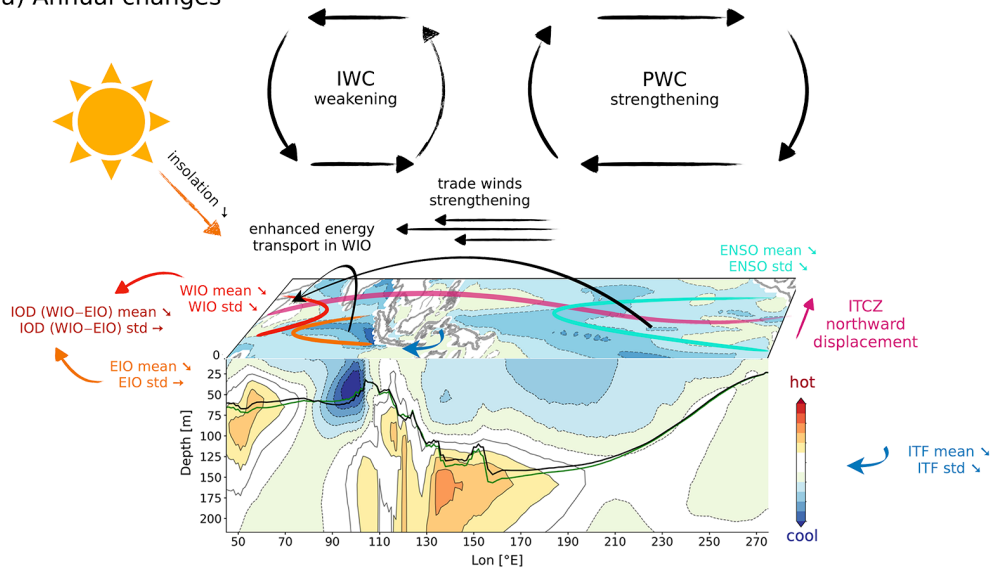
Regarding teleconnections, our study revealed notable shifts in precipitation centroids, indicating a consistent northward migration across simulations and seasons. A nuanced yet consistent northward shift of the ITCZ was observed, in agreement with previous studies (Braconnot et al., 2008; Chiessi et al., 2021; Yuan et al., 2023). Additionally, the Pacific Walker cell (PWC) displayed a westward shift with heightened intensity during the mid-Holocene (MH), contrasting with the Indian Walker cell (IWC) experiencing reduced intensity.

Introducing a novel approach, we used transient simulations to compare with paleo-archives, including speleothems and corals. The double-crossing of the ITCZ, inferred from precipitation centroids, revealed a temporal shift in speleothem $\delta^{18}O$, suggesting a decrease in rainfall over time. While the distribution of interpolated precipitation apparently contradicts the speleothem records, considering the ITCZ expansion and northward shift reconciles these differences qualitatively.

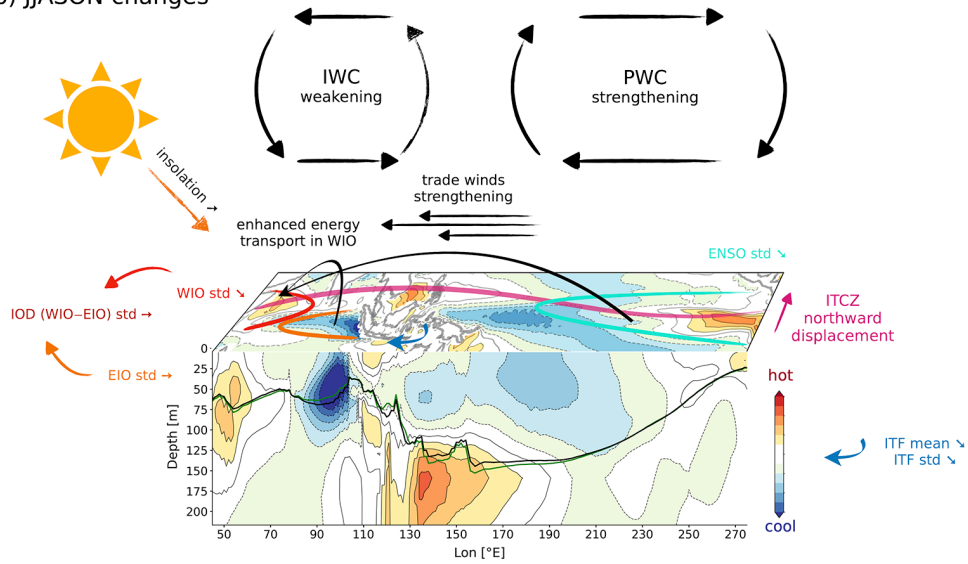
We applied pseudocoral $\delta^{18}O$ from sea surface salinity and sea surface temperature values, offering intriguing insights into coral dynamics. Coral records from Papua New Guinea showcased a clear link between variability changes and contributions, particularly aligned with ENSO variability. However, interpreting coral records from the South China Sea proved challenging due to the region's complexity and our limitations in simulating accurate changes in SSS and precipitation.

Our study underscores the importance of transient simulations in capturing the evolving

a) Annual changes



b) JJASON changes



c) DJFMAM changes

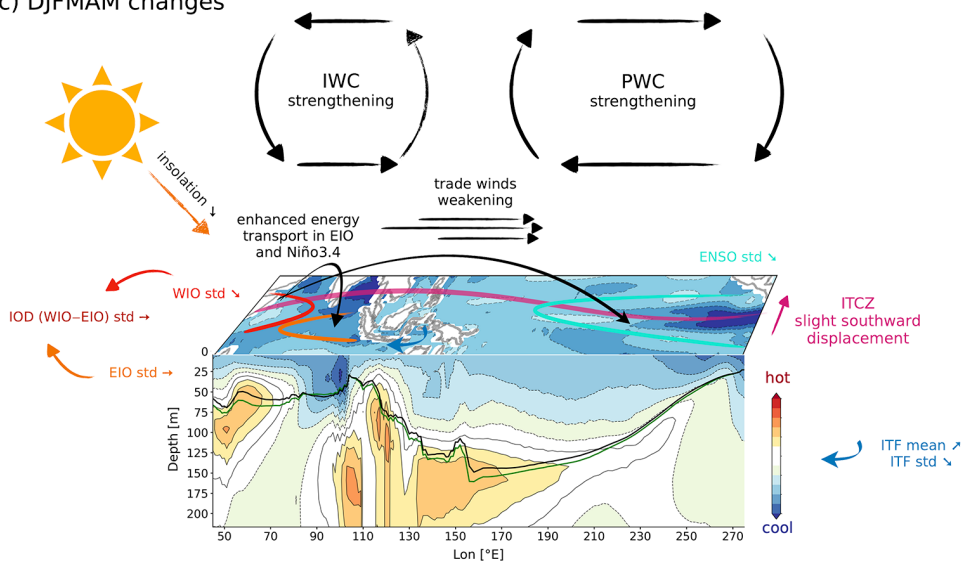


FIGURE 6.13. – Possible mechanisms at play in MH compared to PI in a) the annual mean, b) JJASON and c) DJFMAM.

mean state over time, emphasizing the dynamic nature of climate systems. Furthermore, the under-representation of EIO in climate simulations emerges as a critical gap, urging a comprehensive understanding of its role in constraining IOD changes. Looking ahead, integrating other inter-model comparison frameworks, such as PMIP, remains crucial for refining our grasp on Indo-Pacific climate dynamics in the past, present, and future.

6.2.8. Appendix

a. Orbital changes from the mid- to late Holocene

Figure 6.14 shows that in the annual mean, the tropics receive less insolation in the mid-Holocene (around -0.9 W/m^2). They receive more during JJASON (about 11.5 W/m^2) and less during DJFMAM (about -13.2 W/m^2). The northern extratropics received more insolation than the southern extratropics (Braconnot et al., 2019b). Note that in this plot the vernal equinox is set to March 21 at noon (Joussaume and Braconnot, 1997), and that monthly values have not been corrected from the change of the length of the seasons.

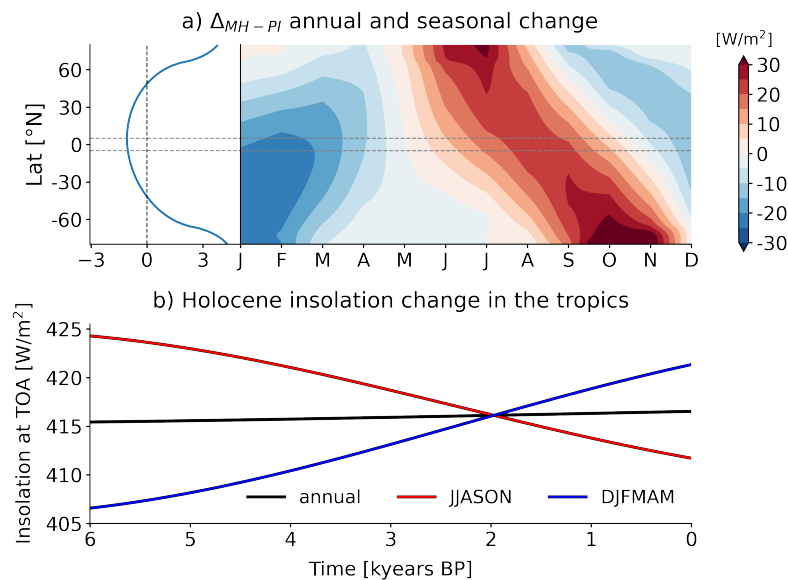


FIGURE 6.14. – Insolation changes during the Holocene. a) Zonal mean insolation change differences between MH (6-5.5 kyr BP) and PI (0.5-0 kyr BP) from IPSL01 (the maps would yield the same results for IPSL02, EC-EARTH, MPI and AWI) for the annual mean and the seasonal cycle. b) We take the average between -5°N and 5°N to compute the main change in insolation in JJASON, DJFMAM and annual mean.

b. Comparison of the transient simulations to observations : SST, SSS and precipitation

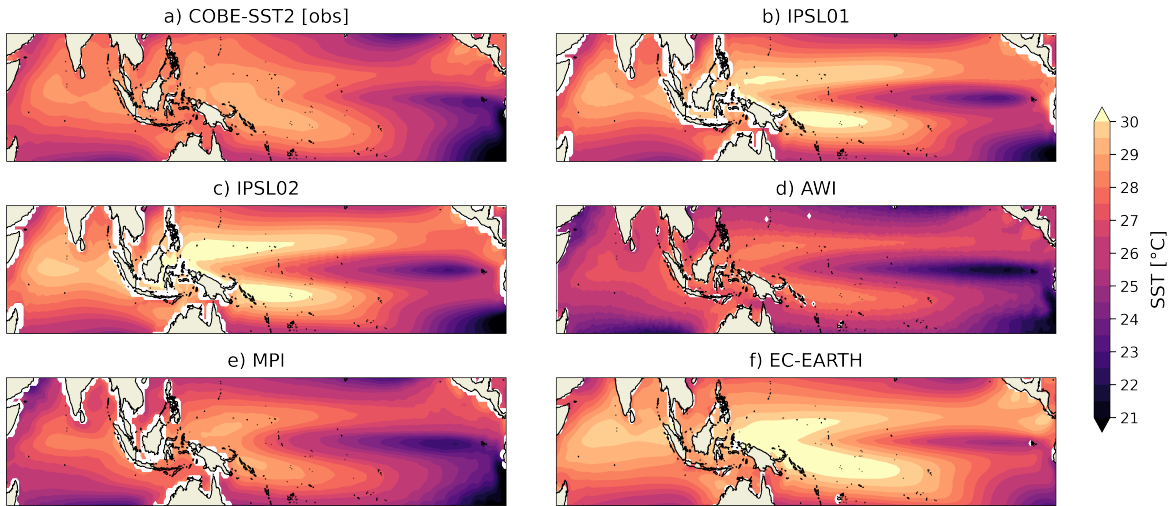


FIGURE 6.15. – Comparison to observations for COBE-SST2 and SST from the last 100 years of IPSL01, IPSL02, EC-EARTH, MPI and AWI.

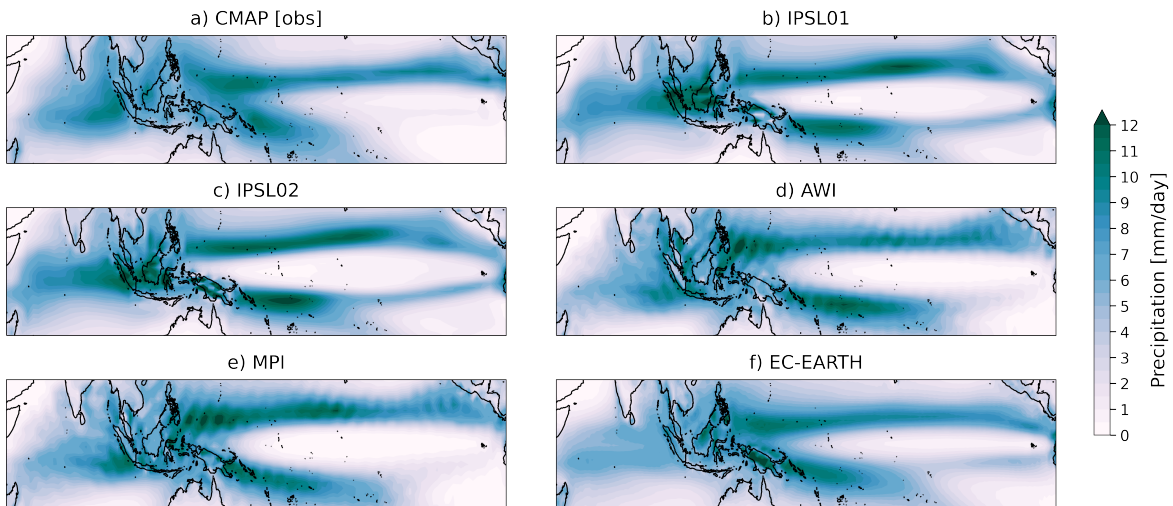


FIGURE 6.16. – Comparison to observations for CMAP and precipitation from the last 100 years of IPSL01, IPSL02, EC-EARTH, MPI and AWI.

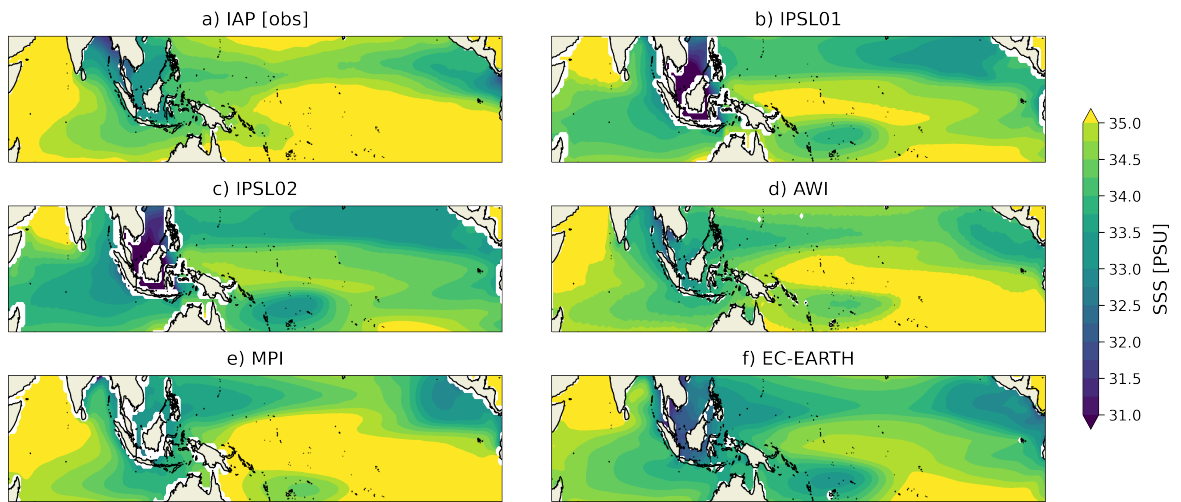


FIGURE 6.17. – Comparison to observations for IAP and SSS from the last 100 years of IPSL01, IPSL02, EC-EARTH, MPI and AWI.

Résumé

Dans ce chapitre, le but était d'examiner les influences des téléconnexions sur la dynamique de l'ENSO et de l'IOD pour améliorer notre compréhension de la variabilité climatique à long terme au cours de l'Holocène. Ensuite, l'enjeu était d'évaluer les effets de l'état moyen sur les téléconnexions entre les océans Indien et Pacifique à travers l'étude du transport de chaleur dans l'atmosphère et l'océan (via l'ITF). Il était aussi question d'examiner la circulation atmosphérique en regardant l'ITCZ et la circulation de Walker. Enfin, l'objectif était de comparer les résultats aux archives paléoclimatiques de spéléothèmes et coraux pour évaluer la pertinence des résultats issus des diverses simulations transitoires. Les questions fondamentales de ce chapitre ont été :

Comment l'évolution climatique au cours de l'Holocène a impacté les changements d'ENSO et de l'IOD? La variabilité de l'ENSO s'intensifie de manière cohérente à travers les simulations, tandis que les tendances de l'IOD présentent des changements de variabilités plus spécifiques à chaque modèle, mettant en évidence l'interaction complexe des dynamiques climatiques internes.

Quelles modifications surviennent dans les téléconnexions atmosphériques et océaniques, en particulier dans le transport d'énergie et la dynamique de l'ITF? Les changements dans le transport d'énergie révèlent une réduction du transport reçu dans l'océan Indien et une augmentation dans celui transmis par le Pacifique au cours de l'Holocène, en réponse aux changements saisonniers de l'insolation. La dynamique de l'ITF analysée à partir d'une seule simulation présente une augmentation du transport de chaleur moyen annuel et de sa variabilité au cours de l'Holocène, remettant en question les interprétations antérieures des archives paléoclimatiques.

Les simulations de modèles peuvent-elles élucider efficacement les enregistrements de spéléothèmes et de coraux? L'ITCZ subit un déplacement nuancé vers le nord en moyenne annuelle à l'Holocène moyen, accompagné par une expansion saisonnière de sa position. Les enregistrements de spéléothèmes ne sont pas en accord avec les changements simulés des précipitations, mais ils pourraient signaler un lien potentiel entre la dynamique de l'ITCZ et les précipitations régionales dans le secteur indonésien. Les réponses des coraux montrent une variabilité influencée par des complexités régionales, soulignant la nécessité d'une interprétation prudente en tenant compte des conditions de température et de salinité.

CONCLUSION GÉNÉRALE ET PERSPECTIVES

L'objectif de cette thèse était d'étudier les changements climatiques observés à l'Holocène. Je rappelle à la suite les questions que je me suis posée dans l'introduction, et comment j'y ai répondu dans ce manuscrit de thèse. Ensuite, je présente quelques perspectives.

7.1. Conclusions

Les différentes questions qui ont sous-tendu les différentes analyses ont abordé successivement le phénomène ENSO, son amortissement à l'Holocène moyen et la façon dont il prend ses caractéristiques actuelles, sa diversité au cours du temps, et les téléconnexions avec la variabilité de l'océan Indien. Les analyses ont permis d'apporter des éléments de réponse à ces différentes questions et ont ouvert de nouveaux questionnements.

La réduction de rétroaction de la thermocline semble être l'un des mécanismes les plus robustes de réponse à l'insolation à l'Holocène moyen. Cependant, d'autres études suggèrent également un rôle potentiel des eaux subtropicales du Pacifique sud dans l'alimentation de la thermocline équatoriale et la réduction de l'upwelling équatorial. Peut-on quantifier ce changement lié à ce phénomène ?

Dans le chapitre 3, j'explique qu'un facteur important qui m'a marquée quand j'ai commencé ma thèse est la thermocline du Pacifique équatorial qui est plus chaude il y a 6000 ans dans les simulations transitoires du modèle de l'IPSL, en accord avec la littérature basée sur les modèles et archives paléoclimatiques.

J'utilise l'indice BJ pour déterminer les causes de la diminution de la variance d'ENSO, en lien avec cette augmentation de température de la thermocline, à l'Holocène moyen dans une de simulations transitoires de l'IPSL. Mon analyse relève que la rétroaction de la thermocline en est responsable conformément aux études antérieures (An et al., 2018; Chen et al., 2019). J'ai montré que la saisonnalité est importante, notamment la modulation des amortissements thermodynamique et du courant moyen. En séparant les termes de la rétroaction de la thermocline, je déduis que c'est la diminution de la réponse de la profondeur de thermocline à la tension de vent zonal qui est responsable. Certaines études émettent tout de même l'hypothèse qu'un facteur qui pourrait affecter la diminution de variance d'ENSO à l'Holocène est l'alimentation de la thermocline équatoriale par des eaux plus chaudes que la normale venant du Pacifique sud (Liu et al., 2000, 2014; White et al., 2018). Cela expliquerait aussi pourquoi la thermocline équatoriale du Pacifique est plus chaude à l'Holocène.

On explore cette hypothèse de manière quantitative, c'est la première fois que c'est fait dans le cadre de l'Holocène. Le but était de comprendre les mécanismes de ventilation de la thermocline équatoriale dans le Pacifique pendant l'Holocène. J'ai utilisé une approche

lagrangienne avec Ariane, un logiciel qui permet de lancer des particules à partir de l'archivage de variables de modèle du climat (Blanke and Raynaud, 1997; Blanke et al., 1999). Mon approche était la suivante : à partir 11 expériences, espacées de 500 ans chacune, où j'initialise des particules dans la thermocline équatoriale du Pacifique, et j'ai retracé les trajectoires en remontant le temps, afin de déceler quelles sont les sources potentielles qui alimentent la thermocline équatoriale. J'utilise plusieurs critères qui, quand ils sont respectés, arrêtent les particules dans leur trajectoire. Des critères dynamiques (frontières géographiques) ou thermodynamiques (pénétration dans la couche de mélange) ont été utilisés pour déterminer d'où proviennent les particules. Pour les 11 expériences, le critère de couche mélangée correspond à plus de 94 % des particules initialisées. Ces analyses me permettent de confirmer l'influence prédominante du Pacifique sud dans l'alimentation de la thermocline. En effet, une contribution de plus de 75 % provient du Pacifique sud contre 25 % du Pacifique nord. Dans le Pacifique sud, trois sources expliquent au total plus de 50 % des particules initiales. À l'aide de diagrammes T-S, j'identifie les différentes sources comparées aux observations. La source principale à 34 % correspond à la South Pacific Eastern Subtropical Mode Water (SPESTMW). La source secondaire à 10 % a une gamme de densité, salinité et température qui correspond à la South Pacific western subtropical mode water (SPWSTMW). Enfin, la source la plus faible à 4 % possède un profil très similaire à la Sub-Antarctic Mode Water (SAMW). En regardant la contribution de ces sources, leur température moyenne augmente au cours de l'Holocène, ce qui contrecarre les hypothèses émises dans la littérature. Mes résultats ne soutiennent pas l'idée initiale selon laquelle des eaux plus chaudes de ces sources contribuent à l'augmentation de la température de la thermocline équatoriale à l'Holocène moyen. Cependant, même si ce n'est pas le résultat auquel je m'attendais, j'ai quand même montré que trois sources principales alimentent la thermocline équatoriale, et j'ai réussi à les identifier. Aussi, j'ai expliqué que même si la contribution des sources ne change pas beaucoup au cours du temps, le Pacifique nord et sud ont une évolution opposée dans l'évolution de leur contribution, et cela suit les changements d'insolation. Il y a donc un rôle dans les changements interhémisphériques, même si ce n'était pas l'hypothèse testée au départ.

La réduction de la variabilité à l'Holocène a aussi affecté leur diversité à l'Holocène, mais comment ?

Dans le chapitre 4, j'ai regardé comment la diversité des événements El Niño a changé dans un contexte où la variance d'ENSO est plus faible, et devient plus forte au cours du temps. Bien que chaque événement El Niño soit différent en amplitude, pattern et durée, plusieurs études ont mis au point des métriques qui séparent les événements en deux types selon s'il se trouve dans le centre (CP) ou l'est (EP) du Pacifique.

Dans le papier Carré et al. (2021), on arrive enfin à un consensus entre modèles et archives paléoclimatiques : la tendance de l'ENSO est attribuée de manière robuste au forçage de l'insolation depuis 6 000 ans. Pour étudier les changements de la diversité d'ENSO à l'Holocène, Carré et al. (2021) utilisent des boîtes centrées sur les régions regroupant le plus d'archives paléoclimatiques à haute résolution dans le Pacifique central et est. On peut utiliser ces mêmes boîtes dans les simulations transitoires et regarder le ratio relatif entre la variabilité d'une boîte sur l'autre. Sur la période actuelle, ce ratio a une évolution qualitativement représentative des métriques utilisées dans la littérature pour tracer l'évolution des événements de type EP ou CP. Si dans les données, le bruit est beaucoup trop grand pour en tirer une conclusion fiable, la plupart des simulations transitoires montrent

plutôt une tendance à la diminution du ratio de variance des SST dans la boîte est sur la boîte centre Pacifique.

De mon côté, j'ai refait l'analyse sur les simulations transitoires de l'IPSL, Vlr01 et Sr02, avec une méthode qui utilise la rotation des deux premières EOF du Pacifique équatoriale de Takahashi et al. (2011). Je trouve une tendance opposée du ratio de variance EP/CP à celle que l'on trouve dans Carré et al. (2021), ce qui correspond aux résultats trouvés par Karamperidou et al. (2015) pour l'Holocène moyen et qui utilisent la même méthode de rotation des EOF (Takahashi et al., 2011). Cette incohérence entre les résultats de deux méthodes supposées produire la même caractérisation du type d'événement a fait l'objet d'une publication dans *Geophysical Research Letters* (Abdelkader Di Carlo et al., 2023).

J'ai analysé les changements de la diversité des événements El Niño au cours des 6000 dernières années en comparant deux méthodes, l'une basée sur la rotation des EOF des SST du Pacifique tropical (M1) et l'autre sur l'analyse à l'aide de méthodes de boîtes dans le Pacifique (M2) provenant de Takahashi et al. (2011). Les deux méthodes me permettent d'obtenir des événements EP et CP. Le ratio de variance EP/CP de M1 augmente au cours de l'Holocène (en accord avec Karamperidou et al., 2015), et celui de M2 diminue (en accord avec Carré et al., 2021). On a ensuite regardé les signatures spatiales de EP et CP pour chaque méthode dans les simulations Vlr01 et Sr02. Pour la méthode M1, les patterns de EP et CP présentent des distributions spatiales distinctes, avec EP confiné plus à l'est du Pacifique et CP dans le centre-ouest. Pour M2, le pattern EP ressemble à celui de M1, avec une amplitude plus faible. Par contre, la signature spatiale de CP s'étale sur tout le Pacifique équatorial dans M2. Les résultats opposés entre M1 et M2 proviennent de leur représentation différente des événements EP et CP. J'ai montré que c'est surtout la différence avec la représentation de CP qui joue un rôle. Je me suis alors demandée si ce n'était pas un problème de calibration, car M2 est basée sur une relation empirique de M1 dans le climat actuel (Takahashi et al., 2011). Mais, même en calibrant M2 sur M1 sur la période de l'Holocène, je trouve quand même des résultats divergents. Cela souligne la nécessité d'une interprétation prudente car en fait, les deux méthodes racontent la même histoire sur la diversité des événements El Niño à l'Holocène. En regardant l'évolution de la variabilité des modes dominant pour chaque méthode dans l'est et l'ouest du Pacifique, c'est-à-dire EP pour M1 et CP pour M2, ils montrent tous une augmentation à l'ouest et l'est. Cela correspond à une extension est et ouest de la variabilité liée à ENSO au cours des dernières 6000 années. M2 offre une meilleure comparaison régionale, notamment en paléoclimatologie, mais la capacité de M1 à distinguer des caractéristiques de patterns uniques le rend rigoureux pour des études de modélisation sur la dynamique d'ENSO. Je souligne l'importance de considérer les différences méthodologiques dans la caractérisation des changements passés et futurs de la diversité des événements El Niño.

Les changements dans la circulation atmosphérique et océanique du Pacifique équatorial ont eu un impact sur les téléconnexions. L'océan Indien est le bassin adjacent au Pacifique, et on peut se demander : comment les téléconnexions ont varié entre les deux bassins ?

Les changements de téléconnexions occupent les chapitres 5 et 6 de mon manuscrit de thèse. Je me suis intéressée aux changements de téléconnexions entre ENSO et l'IOD, un des modes de variabilité de l'océan Indien caractérisé par dipôle de SST entre l'ouest et l'est.

Dans le chapitre 5, j'ai étudié comment le forçage orbital et le CO₂ affecte la relation ENSO-

IOD sur des temps très longs. J'utilise une simulation transitoire accélérée des deux derniers millions d'années du modèle CESM1.2 (Yun et al., 2023). La simulation reproduit les grandes caractéristiques des changements glaciaires-interglaciaires, si ce n'est que les résultats sont moins fiables avant la Mid-Pleistocene Transition (MPT, 1200-800 ka BP).

J'ai tout d'abord regardé comment la variabilité de l'IOD et ENSO réagissait au forçage de l'insolation et du CO₂. Une analyse des EOF de la régression des indices de SST pour l'IOD (ici, le DMI) et ENSO (ici, Niño3.4) révèle qu'il y a un fort effet de la longitude du périhélie, avec un effet amplificateur de l'excentricité, et peu d'effet de l'obliquité et du CO₂. J'ai confirmé ces résultats en regardant la variabilité annuelle de l'IOD et ENSO (qui donnent les mêmes résultats que l'analyse en EOF). Un autre résultat se distingue : la longitude du périhélie correspondant à la variabilité la plus forte d'ENSO correspond à celle du minimum de variabilité de l'IOD, et inversement. Sur des temps très longs et sous le forçage uniquement orbital, il semble que les périodes de variabilité maximum de l'IOD et ENSO soient en antiphasse par rapport à la longitude du périhélie, ce qui est différent de ce qui a été pensé précédemment dans l'actuel (Izumo et al., 2010; Stuecker et al., 2017). En regardant la variabilité de l'est (EIO) et l'ouest (WIO) de l'océan Indien, les deux sont régis par la longitude du périhélie mais pour des configurations orbitales différentes. Les maxima et minima de variabilité d'EIO coïncident avec ceux de l'IOD, suggérant que EIO est le moteur de la variabilité de l'IOD. La variabilité de WIO réagit à une gamme totalement différente de longitude du périhélie.

L'état moyen annuel dans la boîte Niño3.4, EIO et WIO montre une forte sensibilité du CO₂. Le gradient annuel de température dans l'océan Indien est sensible à la longitude du périhélie, comme l'IOD. Les résultats entre l'état moyen et la variabilité pour chaque indice de SST révèlent une relation complexe, sauf pour l'IOD. L'IOD montre une relation linéaire avec le gradient zonal de l'océan Indien : l'IOD gagne en variabilité quand le gradient en l'ouest et l'est est positif (comme une phase positive de l'IOD).

À l'aide d'ellipses schématiques et en calculant les barycentres des maxima et minima de variabilité pour chaque indice de SST, je montre que les gammes ne sont pas totalement en opposition de phase, notamment le minimum de variabilité de l'IOD, qui ne correspond pas parfaitement à la gamme de forte variabilité d'ENSO. Le calcul de composites de cycle saisonnier qui correspondent aux gammes de longitude du périhélie pour lesquelles la variabilité de l'IOD et d'ENSO m'a permis de mieux identifier les liens entre la variabilité et saisonnalité. Le cycle saisonnier du composite d'ENSO facilite sa propagation, et contre-carre celle de l'IOD, et inversement.

Finalement, j'explore la sensibilité de la variabilité de l'IOD et d'ENSO plus précisément. L'analyse ne nous permet pas d'être analogue aux changements futurs, mais je trouve qualitativement que ENSO semble plus sensible à une diminution de CO₂ que d'une augmentation, et l'IOD semble peu sensible aux changements de CO₂. Mon étude montre l'importance de regarder les changements long-termes de l'interaction IOD-ENSO. Sur des temps longs, il est possible de mieux dégager les aspects fondamentaux des interactions entre la saisonnalité et la variabilité en s'affranchissant de l'aspect chaotique qui rend chaque cas spécifique lorsque l'analyse est faite sur une période courte, comme c'est le cas des études basées sur l'actuel où les océans Indien et Pacifique semblent positivement corrélés.

Dans le chapitre 6, je reviens à l'Holocène et j'utilise cinq simulations transitoires (dont deux qui sont celles de l'IPSL que j'ai utilisées précédemment). Je m'intéresse plus précisément

aux changements de l'état moyen.

Les simulations révèlent une intensification cohérente de la variabilité de l'ENSO, tandis que l'IOD présente des tendances complexes spécifiques aux modèles. J'ai démontré qu'en fait, c'est la représentation de la variabilité de l'EIO qui contrôle la représentation de la variabilité de l'IOD dans les modèles. Et les simulations ont des représentations très différentes de la variabilité de l'EIO. L'Holocène moyen est une période particulière. En effet, la configuration orbitale de l'Holocène moyen que je présente dans le chapitre 2 coïncide avec celle de variabilité maximum de WIO que je présente dans le chapitre 5. D'après mes résultats, cela correspond à une période où ENSO et IOD ne sont ni à leur minimum ni à leur maximum (pour les gammes calculées dans le chapitre 5. L'état moyen dans le Pacifique à l'Holocène moyen est en consensus avec la littérature, et explique pour ENSO a plus de difficultés à se développer qu'aujourd'hui. L'état moyen dans l'océan Indien est aussi en consensus avec la littérature, avec un état moyen ressemblant à une phase positive de de l'IOD. Si on confronte ces résultats au chapitre 5, alors cela signifierait que la variabilité de l'IOD serait plus grande. Or, on a vu que ce n'était pas le cas. D'ailleurs, la littérature très récente sur le sujet met plus l'accent sur le fait que l'IOD était affaibli à l'Holocène moyen comparé à l'actuel (Brierley et al., 2023; Liu et al., 2023). Cependant, ces études ont été faites avec des ensembles multi-modèles sur des simulations à l'équilibre. Falasca et al. (2022) observent que la variabilité de l'EDI (qui correspond au *Equatorial Dipole Index* dans leur papier, similaire à l'IOD) est plus forte à l'Holocène moyen, et augmente au cours du temps, ce qui conforte les résultats qu'on trouve dans le chapitre 5. Cela reste une question ouverte car je n'ai pas pu aller plus loin dans le cadre de cette thèse.

En termes de téléconnexions et de circulation atmosphérique, le consensus est fort. À l'Holocène moyen, La cellule de Walker dans le Pacifique est déplacée à l'ouest. Elle est plus intense puis diminue au cours du temps, et l'inverse se passe pour l'intensité de la cellule de Walker dans l'océan Indien. L'ITCZ est déplacée au nord en moyenne annuelle à l'Holocène moyen, accompagné par une expansion de sa gamme de latitude explorée en saisonnier, puis de contracte au cours du temps. L'étude du transport d'énergie atmosphérique confirme l'étude menée par Saint-Lu et al. (2016) : le Pacifique exporte moins de chaleur à l'Holocène moyen. Notre étude ajoute la vision de l'océan Indien, où WIO reçoit plus d'énergie à l'Holocène moyen, et EIO est une région qui donne de l'énergie, comme le Pacifique. Le transport de chaleur à travers l'ITF remet en question les interprétations antérieures des archives paléoclimatiques. En effet, je trouve avec une des simulations transitoires que le transport moyen est plus faible en annuelle et pendant l'hiver boréal. Le transport est plus fort seulement en été. Les études de foraminifères dans les sédiments marins nous informent que le transport de l'ITF était plus fort à l'Holocène moyen qu'aujourd'hui. Si on fait l'hypothèse que ces foraminifères représentent des variations de l'été boréal, alors nos résultats sont conformes aux données. Je compare le $\delta^{18}\text{O}$ de deux enregistrements de spéléothèmes dans le secteur indonésien avec la précipitation des simulations transitoires. En regardant la position de l'ITCZ, calculée à partir des précipitations des simulations transitoires, je remarque qu'elle intersecte les spéléothèmes deux fois dans l'année en avril-mai et novembre-décembre. J'ai regardé la distribution des précipitations interpolées le long de l'ITCZ pendant ces périodes de l'année. Il est difficile de trouver un consensus avec les précipitations simulées par les modèles. Néanmoins, si on interprète les changements de distribution de précipitation avec les changements de position de l'ITCZ, on arrive à un consensus possible : l'enrichissement du $\delta^{18}\text{O}$ des spéléothèmes dans le secteur indonésien

pourrait être interprété comme une contraction de l'ITCZ au cours de l'Holocène.

Les coraux nous permettent d'aller un cran plus loin dans l'estimation de changement du cycle hydrologique en apportant des informations sur la température et la salinité, ici dans le secteur indonésien. Les changements de salinité à l'Holocène sont très différents entre les simulations, montrant la complexité de simuler le climat dans la région. À l'aide d'une relation linéaire et la salinité et température des simulations transitoires, on calcule le $\delta^{18}\text{O}$ de pseudo-coraux. On utilise les pseudo-coraux pour trouver l'impact de la salinité et de la température sur le $\delta^{18}\text{O}$, en utilisant des métriques de covariance (Russon et al., 2013). Dans la piscine d'eau chaude, la contribution de la température et de la salinité semble augmenter au cours de l'Holocène alors qu'en mer de Chine, l'effet combiné de la température et la salinité reste stable. Les simulations reproduisent la variabilité accrue de la piscine d'eau chaude liée à ENSO que l'on observe dans les coraux. Cependant, en mer de Chine, les simulations ne concordent pas avec les coraux avant 4000 BP, montrant une diminution du ratio de variance. Les pseudo-coraux simulent un appauvrissement du $\delta^{18}\text{O}$ moyen dans la piscine d'eau chaude et en mer de Chine au cours de l'Holocène. Cependant, les simulations n'arrivent pas à reproduire l'appauvrissement chaotique des coraux de la piscine d'eau chaude et l'enrichissement du $\delta^{18}\text{O}$ moyen à 4200 BP en mer de Chine. La comparaison la plus robuste est celle de l'augmentation de la variabilité du $\delta^{18}\text{O}$ dans les simulations et coraux dans la piscine d'eau chaude.

La comparaison aux archives paléoclimatiques relève que c'est une région complexe, et qu'il y a encore beaucoup d'efforts à produire dans le domaine de la comparaison modèle-données. Beaucoup de comparaison modèles-données ne prennent pas en compte l'histoire propre à chaque proxy, ce que j'ai essayé de faire. L'utilisation de simulations transitoires est une vraie plus-value et permet l'utilisation complète de ce que les archives paléoclimatiques ont à offrir, même si encore c'est encore difficile de trouver les bonnes méthodologies. Je souligne l'importance de l'EIO pour la représentation de la variabilité de l'IOD. Cela me semble être un point clé qui devrait être plus étudié par le futur.

7.2. Perspectives

Utilisation de l'outil δ -MAPS

Falasca et al. (2020) a mis au point un outil, δ -MAPS, qui permet d'identifier les composantes semi-autonomes d'un système spatio-temporel, modélisées avec δ -MAPS comme des domaines spatialement contigus. δ -MAPS infère aussi un réseau dirigé et pondéré entre les domaines identifiés. La direction capture l'ordre temporel des événements, tandis que le poids associé rend compte de l'ampleur de l'interaction entre les domaines. Cette méthode a été appliquée sur les SST de Sr02 dans Falasca et al. (2022). Nous avons vu qu'au début de la thèse que le contenu thermique de la thermocline est régi, au moins dans le Pacifique, par les variations de profondeur de thermocline en réaction à la tension de vent zonal. J'ai donc cherché à utiliser cet outil non pas sur les anomalies SST mais sur les anomalies du contenu thermique sur les 300 m dans Vl01, afin d'avoir une première idée des domaines que l'on peut obtenir. Je donne un exemple de résultats préliminaires dans la figure 7.1. Les domaines sont tout d'abord identifiés (figure 7.1a) puis une métrique nous indique quel domaine est le plus robuste sur l'Holocène (figure 7.1b). J'ai choisi de présenter deux domaines qui sont parmi les plus robustes (figure 7.1c). Un d'entre eux semble donner une informa-

tion sur le contenu thermique lié à ENSO, et c'est d'ailleurs le plus robuste des domaines.

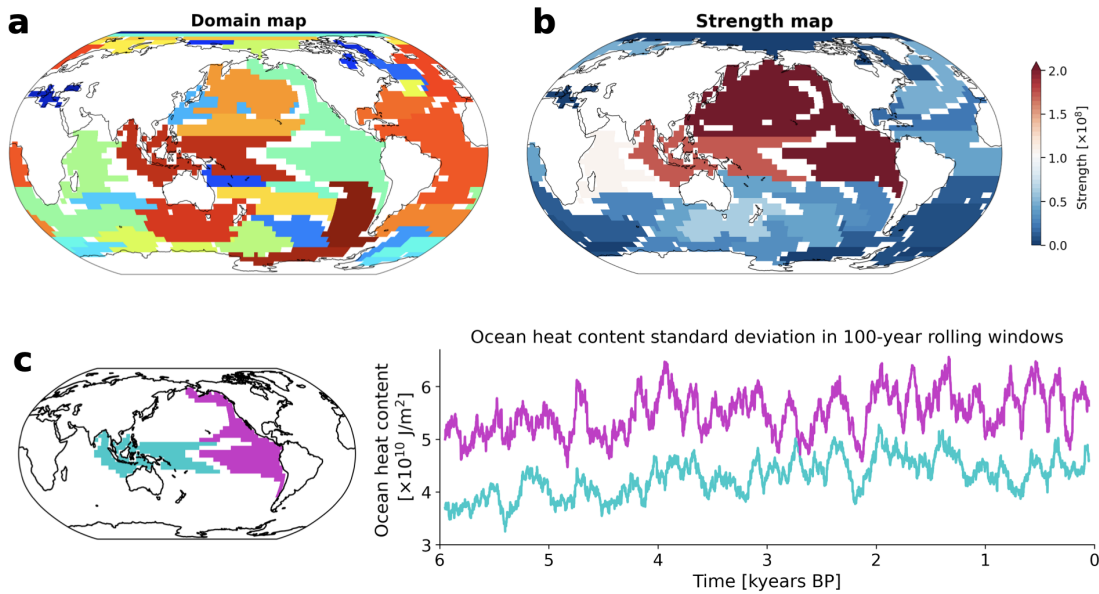


FIGURE 7.1. – Exemple en utilisant la méthode de Falasca et al. (2020), appelée δ -MAPS. a) L'analyse par *clustering* de δ -MAPS des anomalies contenu thermique jusqu'à 300 m dans Vlr01 révèle une multitude de domaines spatio-temporels. Ici, les anomalies sont calculées en enlevant le cycle saisonnier moyen de l'Holocène et la tendance linéaire. b) La robustesse des domaines est donnée (plus la valeur est élevée, plus le domaine est robuste sur l'Holocène). c) Deux des patterns les plus robustes sont choisis. Pour chaque domaine choisi, l'écart-type par fenêtre glissante de 100 ans du contenu thermique est donné.

L'autre semble représenter l'évolution du contenu thermique de la piscine d'eau chaude. Ce domaine en particulier est intéressant car il fait le lien entre les océan Indien et Pacifique. Le signal du contenu thermique dans les deux domaines donne une augmentation de la variabilité au cours de l'Holocène (dans la simulation Vlr01). Aussi, ce qui m'a interpellée est le fait que ces deux domaines robustes constituent un gradient est-ouest dans le Pacifique. Ces domaines n'apparaissent pas dans l'étude de la SST proposée par Falasca et al. (2022). Cela confirme le contrôle de ce gradient dans les processus de subsurface du Pacifique. Je pense qu'une étude plus approfondie de ces résultats pourrait s'avérer très intéressante pour mieux comprendre les changements dans la dynamique de subsurface équatoriale au cours de l'Holocène.

Mieux comprendre variabilité décennale à séculaire

Il est crucial de mieux comprendre la variabilité décennale (à séculaire) du Pacifique (TPDV, Power et al., 2021; Capotondi et al., 2023). Cette variabilité peut être forcée de manière interne et externe, et a des impacts sur les autres bassins océaniques, tout comme ENSO (figure 7.2, Power et al., 2021). Les projections futures de la diversité d'ENSO dépendent fortement de l'ampleur des variations décennales et de la capacité des modèles climatiques à les reproduire de manière réaliste (Dieppois et al., 2021). Si on comprend mieux la TPDV dans un contexte climatique comme l'Holocène, je pense que cela aiderait à mieux comprendre son évolution future ou fournir des critères permettant d'en améliorer la prévisibilité. C'est

un sujet encore difficile, mais qu'il est maintenant possible d'aborder grâce aux simulations longues et l'accroissement des synthèses de données à haute résolution. L'étude des liens entre la variabilité interannuelle et les plus longues échelles de temps de la variabilité a émergé plusieurs fois comme sujet d'intérêt au cours de la thèse, mais est restée hors de portée dans le temps imparti. D'ailleurs, c'était le but de mes débuts d'analyse avec δ -MAPS. Mes résultats préliminaires mettent en valeur la présence de pics de variabilité chaotiques de la dizaine à la centaine d'années (figure 7.1c). Une analyse plus rigoureuse avec des tests de sensibilité pendant des périodes clés de haute et basse variabilité chaotique décennale à séculaire nous permettrait de mieux contraindre la TPDV.

Autres téléconnexions

J'ai étudié l'interaction entre les bassins Pacifique et Indien, mais ENSO est connecté avec d'autres bassins ou modes de variabilité. Par exemple, il a été prouvé que l'Atlantic Multidecadal Variability (AMV) module ENSO (Trascasa-Castro et al., 2021). Le changement des calottes de glace de l'Antarctique est l'un des principaux moteurs de la réduction du gradient de température zonale équatorial du Pacifique dans les projections climatiques. Kang et al. (2023) expliquent que les modèles qui ont la plus grande l'absorption de chaleur plus grande dans l'océan Austral ont aussi une réduction plus grande du gradient de température et ainsi de la circulation de Walker. Plusieurs études en paléoclimatologie ont étudié comment la fonte des glaces peut impacter le Pacifique équatorial et sa variabilité (Braconnot et al., 2007, 2012; Luan et al., 2015). Cependant, traiter la question dans toute sa complexité, en tenant compte à la fois des changements d'état moyen et de l'aspect

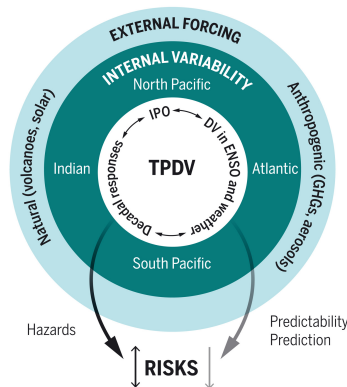


FIGURE 7.2. – Exemples de processus externes et internes qui affectent la variabilité décennale (à séculaire) du Pacifique (TPDV). Figure adaptée de Power et al. (2021).

chaotique de la variabilité quel que soit son échelle de temps demande de développement des protocoles expérimentaux et des méthodes de comparaison modèles-données appropriées.

8.1. High-resolution marine data and transient simulations support orbital forcing of ENSO amplitude since the mid-Holocene

Quaternary Science Reviews 268 (2021) 107125



Contents lists available at ScienceDirect

Quaternary Science Reviews

journal homepage: www.elsevier.com/locate/quascirev



High-resolution marine data and transient simulations support orbital forcing of ENSO amplitude since the mid-Holocene



Matthieu Carré^{a,b,*}, Pascale Braconnot^c, Mary Elliot^d, Roberta d'Agostino^e, Andrew Schurer^f, Xiaoxu Shi^g, Olivier Marti^c, Gerrit Lohmann^{g,h}, Johann Jungclauss^e, Rachid Cheddadiⁱ, Isma Abdelkader di Carlo^c, Jorge Cardich^b, Diana Ochoa^b, Rodolfo Salas Gismondi^b, Alexander Pérez^b, Pedro E. Romero^b, Bruno Turcq^a, Thierry Corrège^j, Sandy P. Harrison^k

^a IPSL-LOCEAN Laboratory (UMR7159 CNRS-IRD-MNHN-Sorbonne Universités), Paris, France

^b Facultad de Ciencias y Filosofía, LID, CIDIS, Universidad Peruana Cayetano Heredia, Lima, Peru

^c Laboratoire des Sciences du Climat et de l'Environnement-IPSL, Unité Mixte CEA-CNRS-UVSQ, Université Paris-Saclay, Orme des Merisiers, Gif-sur-Yvette, France

^d LPG, Université de Nantes, France

^e Max Planck Institute for Meteorology, Hamburg, Germany

^f School of Geosciences, University of Edinburgh, UK

^g Alfred Wegener Institute, Helmholtz Centre for Polar and Marine Research, Bremerhaven, Germany

^h Department of Environmental Physics & MARUM, University of Bremen, Bremen, Germany

ⁱ Institut des Sciences de l'Evolution de Montpellier, University of Montpellier, CNRS, IRD, Montpellier, France

^j Université de Bordeaux, UMR 'EPOC' CNRS 5805, Pessac, France

^k Department of Geography and Environmental Science, University of Reading, Reading, RG6 6AB, UK

ARTICLE INFO

Article history:

Received 13 April 2021

Received in revised form

13 July 2021

Accepted 25 July 2021

Available online 20 August 2021

Handling Editor: I. HENDY

Keywords:

El Niño southern oscillation

Holocene

Earth system models

Insolation

Corals

Bivalves

Tropical pacific

ABSTRACT

Lack of constraint on spatial and long-term temporal variability of the El Niño southern Oscillation (ENSO) and its sensitivity to external forcing limit our ability to evaluate climate models and ENSO future projections. Current knowledge of Holocene ENSO variability derived from paleoclimate reconstructions does not separate the role of insolation forcing from internal climate variability. Using an updated synthesis of coral and bivalve monthly resolved records, we build composite records of seasonality and interannual variability in four regions of the tropical Pacific: Eastern Pacific (EP), Central Pacific (CP), Western Pacific (WP) and South West Pacific (SWP). An analysis of the uncertainties due to the sampling of chaotic multidecadal to centennial variability by short records allows for an objective comparison with transient simulations (mid-Holocene to present) performed using four different Earth System models. Sea surface temperature and pseudo- $\delta^{18}\text{O}$ are used in model-data comparisons to assess the potential influence of hydroclimate change on records. We confirm the significance of the Holocene ENSO minimum (HEM) 3–6ka compared to low frequency unforced modulation of ENSO, with a reduction of ENSO variance of ~50 % in EP and ~80 % in CP. The approach suggests that the increasing trend of ENSO since 6ka can be attributed to insolation, while models underestimate ENSO sensitivity to orbital forcing by a factor of 4.7 compared to data, even when accounting for the large multidecadal variability. Precession-induced change in seasonal temperature range is positively linked to ENSO variance in EP and to a lesser extent in other regions, in both models and observations. Our regional approach yields insights into the past spatial expression of ENSO across the tropical Pacific. In the SWP, today under the influence of the South Pacific Convergence Zone (SPCZ), interannual variability was increased by ~200 % during the HEM, indicating that SPCZ variability is independent from ENSO on millennial time scales.

© 2021 The Authors. Published by Elsevier Ltd. This is an open access article under the CC BY-NC-ND license (<http://creativecommons.org/licenses/by-nc-nd/4.0/>).

* Corresponding author. IPSL-LOCEAN Laboratory (UMR7159 CNRS-IRD-MNHN-Sorbonne Universités), Paris, France.

E-mail address: matthieu.carre@locean.ipsl.fr (M. Carré).

1. Introduction

Defining the natural variability of the El Niño southern

Oscillation (ENSO) and estimating its sensitivity to external climate forcings is a fundamental requirement to produce reliable projections of ENSO activity under future climate change (Brown et al., 2008a, 2008b; Schmidt et al., 2014). Paleoclimate archives provide the only means to test current climate models and their simulations of ENSO under different global climate states (Braconnot et al., 2012a; Harrison et al., 2015; Emile-Geay et al., 2020). The Holocene (past 11,700 years) provides an ideal period to study the effects of changes in seasonal insolation due to orbital precession, which induced large climatic changes in the tropics (Kutzbach, 1981; Joussaume et al., 1999; Haug et al., 2001). Reduced ENSO activity, i.e., weaker events and reduced interannual variability compared to modern times, is usually found in mid-Holocene time-slice simulations from the Paleomodelling Intercomparison Project (PMIP) across different phases (Otto-Bliesner, 1999; Clement et al., 2000; Liu et al., 2000; J. R. Brown et al., 2008; Zheng et al., 2008; Braconnot et al., 2012b; Luan et al., 2012; Emile-Geay et al., 2016; Brown et al., 2020; An and Choi, 2014; Masson-Delmotte et al., 2013). The ENSO activity is significantly suppressed in the PMIP2, and marginally reduced in the PMIP3/4, with most of the models ranging between 0 and 20 % decreased variability for the conventional El Niño (Brown et al., 2020). The mid-Holocene reduction of ENSO activity is currently underestimated by climate models compared to paleoclimate reconstructions (Emile-Geay et al., 2016).

Despite a qualitative agreement of models with a number of paleoclimate records, a detailed data-model assessment is hindered by differences between different types of records and uncertainties in their interpretation (Brown et al., 2008a, 2008b). Minimum ENSO activity in the Holocene is observed in the early Holocene in some records (Conroy et al., 2008; Moy et al., 2002; Rodbell et al., 1999; Tudhope et al., 2001) and in the 3–6ka period in others (Carré et al., 2014; Chen et al., 2016; Koutavas and Joannides, 2012; Zhang et al., 2014). The apparent delay between the time of minimum ENSO variability and what would be expected from insolation forcing raises the question whether observed change in ENSO during the Holocene was actually significant (forced) compared to the large internal (unforced) variability of ENSO (Cobb et al., 2013). A robust assessment of the signal to noise ratio in palaeo-records and in climate simulations is required to test whether ENSO has been affected by orbital forcing during the Holocene as previously suggested (Clement et al., 1999, 2000, 1999; Moy et al., 2002) or if the observed changes are a stochastic result of unforced variability (Cobb et al., 2013).

The lack of convergence between paleoclimate reconstructions arises for three reasons: differences in the climate variables proxies are sensitive to, record location, and the time resolution of the records. First, paleoclimate records relate, more or less directly, separately or in combination, to a variety of climate variables including sea surface temperature (SST), thermocline temperature, air temperature, local precipitation, sediment transport, hydrological budget (P-E), upwelled nutrients, oxygenation. These climate variables reflect different facets of ENSO that may have evolved in different ways, spatially and temporally. It is likely that atmospheric teleconnections that determine the relationship between Pacific SST anomalies and continental rainfall anomalies have evolved during the Holocene (Braconnot et al., 2019a; Crétat et al., 2020), given the more northerly position of the boreal summer Intertropical convergence zone (ITCZ) (Haug et al., 2001; Sachs et al., 2018; Yan et al., 2015), and the strengthened northern hemisphere (D'Agostino et al., 2019; Goodbred and Kuehl, 2000; Joussaume et al., 1999; Wang et al., 2005) and weakened southern hemisphere (Cruz et al., 2009; Mollier-Vogel et al., 2013; D'Agostino et al., 2020) monsoons during the mid-Holocene. This means that the ability of rainfall-related records (generally located on continents) to document Pacific SST anomalies and their amplitude has

also likely evolved through the Holocene. Secondly, changes in ENSO activity are inferred from records retrieved in very distant regions including Africa, the Indo Pacific Warm Pool, the South-West Pacific, the Central Pacific, the Eastern Pacific, North, central and south America. ENSO is not unidimensional so that its characteristics may change unevenly across the Pacific. It involves at least two spatial modes of variability (flavours), the Central Pacific (C) and Eastern Pacific (E) modes, defined by the location of the maximum SST anomaly in the Equatorial Pacific and associated with different teleconnection patterns (Ashok et al., 2007; Kao and Yu, 2009; Sulca et al., 2018; Takahashi et al., 2011). The frequency and amplitude of these flavours have evolved in the past decades (Dewitte et al., 2012; Lee and McPhaden, 2010) and may evolve in the future (Yeh et al., 2009). For example, the 2015–16 El Niño event, one of the strongest in the instrumental record, produced relatively mild SST anomalies in Peru, while the 2017 El Niño event devastated the Peruvian coast (Echevin et al., 2018; Garreaud, 2019; Rodríguez-Morata et al., 2019) without producing any anomaly in the Western tropical Pacific. It is thus clear that past changes in ENSO flavours could potentially account for large differences in paleo-ENSO records around the Pacific Ocean (Karamperidou et al., 2015). Finally, differences in interpretation of the paleoclimate records arise from differences in their length and resolution. In low resolution paleoclimate records that do not resolve individual ENSO events, inferences about ENSO activity are limited to speculations assuming that changes in mean conditions result from changes in the statistics of ENSO events (Shulmeister and Lees, 1995).

In this paper, we present quantitative composite records of SST seasonality and interannual variability changes over the Holocene for four regions of the tropical Pacific, based on an update of the synthesis of coral and bivalve $\delta^{18}\text{O}$ records made by Emile-Geay et al. (2016) and including Sr/Ca records. These archives provide the most direct and reliable observations of ENSO-related climate variability and thus minimize archive-related discrepancies (Beck et al., 1992; Cole et al., 1993; Welsh et al., 2011; Carré et al., 2013; Driscoll et al., 2014). The composite records include an estimation of uncertainties related to the records and to their sampling of the unforced decadal to multi-centennial climatic variability. Since the four regions provide an adequate representation of the spatial pattern of Holocene paleoclimatic changes, we can assess the spatial dimension of ENSO variability changes and its relationship with climate seasonality. We assume that interannual to decadal variability (2–9 years) in the equatorial Pacific is associated with ENSO or to the different characteristics of El-Niño and La-Niña events, although we acknowledge that the variability in the South West Pacific might be affected by other factors (Saint-Lu et al., 2015). We compare these reconstructions with four transient simulations from the middle Holocene to present made with the IPSL-CM5 (Braconnot et al., 2019a), IPSL-CM6 (Braconnot et al., 2019b), AWI (Sidorenko et al., 2019), and MPI (Bader et al., 2020; Dallmeyer et al., 2020) Earth system models (ESMs). These are state of the art models equivalent in terms of complexity and performances to models performing PMIP3-CMIP5 simulations (Braconnot et al., 2012a; Taylor et al., 2012) used as references in the IPCC AR5 report (Stocker et al., 2013). They all reproduce ENSO-type variability, and share the common model biases, such as the erosion of the warm pool, and ENSO anomalies slightly shifted to the center of the Pacific basin with a too limited meridional extension compared to observations (Bellenger et al., 2014). Transient simulations offer a representation of climate under the more realistic conditions of continuously changing external forcing and provide a more robust representation of centennial to millennial internal variability in models than equilibrium simulations (Wittenberg, 2009). Model-data comparisons use both SSTs and pseudo-argonite $\delta^{18}\text{O}$ values from model transient simulations, following

the approach of [Emile-Geay et al. \(2016\)](#) since the spatial gradients and temporal changes in the relative contribution of SST and water $\delta^{18}\text{O}$ variability in carbonate $\delta^{18}\text{O}$ records could be a source of bias in the records of past ENSO ([Thompson et al., 2011](#); [Russon et al., 2013](#); [Stevenson et al., 2013, 2018](#); [Conroy et al., 2017](#)). We evaluate to what extent climate simulations are consistent with observations considering uncertainties and the range of internal unforced variability of ENSO, and whether a detectable effect of the orbital forcing on ENSO emerges from the unforced internal variability.

The paleoclimate synthesis and the transient simulations are presented in section 2. The construction of the composite records, the estimation of uncertainty, and the model-data comparison are presented in section 3. Section 4 examines the observed and simulated changes in seasonality and interannual variability and the detection-attribution of the insolation forcing. We use simulations and observations together in section 5 to discuss the role of insolation in the Holocene history of ENSO, spatial changes in ENSO, the relationship between ENSO and the annual cycle, and with the South Pacific Convergence zone (SPCZ).

2. Datasets

2.1. Data synthesis

The paleoclimate data synthesis used in this study was extracted from the publicly available PACMEDY Coral&Bivalve database_v1 which gathers fossil coral and bivalve high resolution geochemical records of the Holocene and late glacial period ([Carré et al., 2021](#)). The synthesis includes Sr/Ca and isotopic ($\delta^{18}\text{O}$) records from fossil corals and bivalves from the tropical Pacific that meet the following criteria:

- (1) the fossil record is dated to some interval in the past 10,000 years,
- (2) the temporal resolution of the fossil record is at least 3 months,
- (3) there is a modern record at least 15 years long obtained from the same species in the same locality.

73 coral and bivalve records from the tropical Pacific were retrieved from public repositories or provided by the authors ([Table 1](#)). We do not include microatoll records, which are thought to reflect conditions of the lagoon instead of the open ocean. Sr/Ca records were included. Annually resolved records (or lower resolution) were not included because of the focus on seasonality in this study and potential seasonal biases in low resolution records ([Carré and Cheddadi, 2017](#)). Sr/Ca and $\delta^{18}\text{O}$ records obtained from the same coral are considered as different records. The Eastern tropical Pacific records are groups of short-lived bivalve shells from the same deposit ([Carré et al., 2014](#)).

All datasets have been previously published ([Table 1](#)). A few of the datasets were digitised from published figures when the original data files were unavailable. All datasets were interpolated to a constant time resolution (1 month or 3 months depending on the original resolution). We used the published interpolated data when available, and linear interpolation of the raw data using seasonal extrema as anchor points when not. Most records have a monthly resolution. Radiometric dates were assumed to correspond to the middle of the coral records unless otherwise indicated in the publications. Fossil records from the Australian Great Barrier Reef were not included because of the lack of modern reference records.

The records were grouped in four regions ([Fig. 1a](#)), defined as follows:

Eastern Pacific (EP): from 20°S to 8°S; from 278°E to 290°E
 Central Pacific (CP): from 0°N to 8°N; from 194°E to 206°E
 Western Pacific (WP): from 10°S to 2°S; from 142°E to 152°E
 South West Pacific (SWP): from 24°S to 14°S; from 160°E to 172°E

The fossil records represent a total of 1964 years out of the last 10,000 years. The distribution of data in time and space is heterogeneous ([Fig. 1b](#)). Two thirds of the data are from the CP with 1312 years recorded. Both numbers of records and length of time covered are lower in other regions: EP (214 years), WP (245 years), and SWP (443 years). The CP box partially overlaps with the Niño3.4 box. Located in the northern hemisphere, these records may be sensitive to the northward extent of La Niña and El Niño anomalies. No data are available from the Niño3 or the Niño1+2 box. The data are most abundant for the last millennium and the mid-to late Holocene (7–6 and 5–3 ka). The abundance in the mid- and late Holocene reflects the accessibility of emerged fossil reefs in the CP and SWP regions as a result of the mid-Holocene sea-level highstand ([Grossman et al., 1998](#); [Lambeck and Nakada, 1990](#); [Pirazzoli and Montagnoni, 1988](#); [Woodroffe and Horton, 2005](#)). The data minimum between 5 and 6 ka in all regions cannot be explained except as a random sampling effect. The lack of observations between 2 and 1 ka probably reflects reduced sampling effort and insufficient tectonic uplift to expose fossils, while the comparative lack before 7ka is likely due to lower sea-level so that most fossils of this period are underwater today. Early Holocene records are available in Papua New Guinea and Vanuatu because rapid tectonic uplift has led to the emergence of fossil reefs ([Beck et al., 1997](#); [Chappell and Polach, 1991](#); [Corrège et al., 2004](#); [McCulloch et al., 1996](#); [Tudhope et al., 2001](#)). Early Holocene records from Peru are available from anthropogenic shell mounds in archaeological sites ([Carré et al., 2005b, 2013, 2014](#); [Lavallée et al., 2011](#); [Sandweiss et al., 1998, 2020](#)).

Although corals and mollusks have been shown to reflect temperature variability and ENSO, they also have limitations. Since the records are located in coastal regions, they may be affected by local environmental heterogeneity. Furthermore, these organisms stop growing or die if temperature or salinity physiological thresholds are exceeded, which may occur during extraordinary El Niño events ([Arntz et al., 1987](#); [Glynn et al., 2001](#); [Vargas-Ángel et al., 2019](#)).

2.2. Climate model simulations

We used four transient simulations from climate models IPSL-CM5, IPSL-CM6, AWI-ESM2, MPI-ESM ([Table 2](#)). The four experiments were forced by evolving orbital parameters calculated according to ([Berger, 1978](#)), as proposed for PMIP4 transient simulations ([Otto-Bliesner et al., 2017](#)). Greenhouse gas (GHG) concentration is prescribed following the PMIP4 protocol ([Otto-Bliesner et al., 2017](#)) in IPSL-CM5 and IPSL-CM6 simulations, ice cores records from [Köhler et al. \(2017\)](#) for the AWI-ESM2 simulation, and updated ice core data for the MPI-ESM simulation ([Dallmeyer et al., 2020](#)). The small differences in GHG forcing are not expected to influence the results.

2.2.1. Description of the IPSL-CM5 simulation

The IPSL-CM5 simulation was performed with an updated version of the IPSL-CM5A-LR model used for PMIP3-CMIP5 ([Dufresne et al., 2013](#); [Kageyama et al., 2013](#)) with improved climatology and computing performance ([Sepulchre et al., 2020](#)). Sea ice is run at the ocean horizontal resolution and land surface at the atmospheric horizontal resolution. The carbon cycle over land and ocean is fully interactive. However, atmospheric CO₂ concentration is prescribed and pre-industrial vegetation cover is used

Table 1

Metadata of mollusk and coral records from the Pacific used in this study. Shaded records indicate modern records used as reference for $\delta^{18}\text{O}$ (blue), Sr/Ca (yellow), or both (green) for the following unshaded fossil records. The $\delta^{18}\text{O}$ (Sr) column shows 1 if the archive yielded a $\delta^{18}\text{O}$ (Sr/Ca) record, and 0 if not. Archives are grouped by proxy regions (SWP, WP, CP, EP) as defined in section 2.1 (Cobb et al., 2003; DeLong et al., 2013; Kilbourne et al., 2004; Montaggioni et al., 2006; Stephans et al., 2004; McGregor H. et al. (2013)).

Site	Archive code	genus	lon (°E)	lat (°N)	Age (Cal Yr BP)	Res. (month)	Record length (years)	$\delta^{18}\text{O}$	Sr	Reference
<i>SWP</i>										
Amédée L.	Stack4	<i>Porites</i>	166,47	-22,48	-17±0	1	26	1	0	Stephans et al. (2004)
Amédée L.	mean	<i>Porites</i>	166,47	-22,48	301±0	1	350	0	1	DeLong et al. (2013)
Bayes Islet	Bayes 1	<i>Porites</i>	165,48	-20,90	3990±145	1	49	1	1	Emile-Geay et al. (2016)
Naia Bay	Naia5.5	<i>Porites</i>	166,25	-22,16	5508±68	1	20	1	1	Lazareth et al. (2013)
Vata Ricaudy	Vata_1	<i>Porites</i>	166,45	-22,31	6090±90	1	4	0	1	Montaggioni et al. (2006)
Vata Ricaudy	Vata_2	<i>Porites</i>	166,45	-22,31	6210±120	1	3	0	1	Montaggioni et al. (2006)
Vata Ricaudy	Vata_3	<i>Porites</i>	166,45	-22,31	6330±110	1	8	0	1	Montaggioni et al. (2006)
Espiritu Santo	04vanu01a	<i>Porites</i>	167,20	-15,70	22±0	1	65	1	1	Kilbourne et al. (2004)
Tasmalum	9A	<i>Porites</i>	166,90	-15,61	4175±15	1	47	0	1	Corrège et al. (2000)
Espiritu Santo	Psp-06-09	<i>Porites</i>	167,18	-15,35	6610±121	1	26	1	1	Duprey et al. (2012)
Espiritu Santo	Psp-07-09	<i>Porites</i>	167,18	-15,35	6662±96	1	20	1	1	Duprey et al. (2012)
Espiritu Santo	Beck97-4	<i>Porites</i>	167,18	-15,35	4166±15	1	6	0	1	Beck et al. (1997)
Espiritu Santo	Beck97-3	<i>Porites</i>	167,18	-15,35	9509±26	1	5	0	1	Beck et al. (1997)
Espiritu Santo	Beck97-2	<i>Porites</i>	167,18	-15,35	9688±27	1	5	0	1	Beck et al. (1997)
<i>WP</i>										
Madang	DT91-7	<i>Porites</i>	145,82	-5,22	70±0	3	113	1	0	Tudhope et al. (2001)
Madang	M93TBFC	<i>Porites</i>	145,82	-5,22	2500±400	3	40	1	0	Tudhope et al. (2001)
Laing Island	LaingFC2	<i>Porites</i>	144,88	-4,15	2700±500	3	95	1	0	Tudhope et al. (2001)
Huon Peninsula	H95-16	<i>Porites</i>	147,60	-6,12	6500±70	3	49	1	0	Tudhope et al. (2001)
Huon Peninsula	MT03-7	<i>Tridacna</i>	147,62	-6,13	-36±0	1	16	1	0	Welsh et al. (2011)
Huon Peninsula	T58	<i>Tridacna</i>	147,62	-6,13	8090±150	1	18	1	0	Driscoll et al. (2014)
Huon Peninsula	T73	<i>Tridacna</i>	147,62	-6,13	7280±150	1	20	1	0	Driscoll et al., (2014)
Huon Peninsula	T75	<i>Tridacna</i>	147,62	-6,13	8760±460	1	12	1	0	Driscoll et al., (2014)
Huon Peninsula	HU	<i>Porites</i>	147,71	-6,27	-29±0	1	9	0	1	McCulloch et al. (1996)
Huon Peninsula	BBU7	<i>Porites</i>	147,78	-6,31	8920±60	1	5	0	1	McCulloch et al., (1996)
Huon Peninsula	BS1	<i>Porites</i>	147,78	-6,31	7370±50	1	6	0	1	McCulloch et al., (1996)
<i>CP</i>										
Palmyra	modern	<i>Porites</i>	-162,10	5,88	64±5	1	112	1	0	Cobb et al. (2003)
Palmyra	sb13	<i>Porites</i>	-162,10	5,88	296±5	1	42	1	0	Cobb et al. (2003)
Palmyra	sb6	<i>Porites</i>	-162,10	5,88	538±5	1	31	1	0	Cobb et al. (2003)
Palmyra	sb5	<i>Porites</i>	-162,10	5,88	545±5	1	43	1	0	Cobb et al. (2003)
Palmyra	sb7	<i>Porites</i>	-162,10	5,88	623±5	1	31	1	0	Cobb et al. (2003)
Palmyra	sb17	<i>Porites</i>	-162,10	5,88	801±5	1	71	1	0	Cobb et al. (2003)

Palmyra	nb12	<i>Porites</i>	-162,10	5,88	1022±5	1	33	1	0	Cobb et al. (2003)
Palmyra	spl14	<i>Porites</i>	-162,10	5,88	633±5	1	147	1	0	Cobb et al. (2003)
Palmyra	spl17	<i>Porites</i>	-162,10	5,88	315±5	1	68	1	0	Cobb et al. (2003)
Fanning	fann_mod_spl	<i>Porites</i>	-159,35	3,85	0±0	1	56	1	0	Cobb et al. (2013)
Fanning	v10	<i>Porites</i>	-159,35	3,85	3075±12	1	81	1	0	Cobb et al. (2013)
Fanning	v30	<i>Porites</i>	-159,35	3,85	5999±13	1	41	1	0	Cobb et al. (2013)
Fanning	v13	<i>Porites</i>	-159,35	3,85	6033±12	1	26	1	0	Cobb et al. (2013)
Fanning	v8	<i>Porites</i>	-159,35	3,85	6097±18	1	41	1	0	Cobb et al. (2013)
Fanning	v28	<i>Porites</i>	-159,35	3,85	6360±13	1	20	1	0	Cobb et al. (2013)
Fanning	v33	<i>Porites</i>	-159,35	3,85	6605±13	1	24	1	0	Cobb et al. (2013)
Fanning	v11	<i>Porites</i>	-159,35	3,85	6897±15	1	37	1	0	Cobb et al. (2013)
Christmas	xmas_mod_spl	<i>Porites</i>	-157,40	1,87	12±0	1	69	1	0	Cobb et al. (2013)
Christmas	m2	<i>Porites</i>	-157,40	1,87	434±8	1	46	1	0	Cobb et al. (2013)
Christmas	p49	<i>Porites</i>	-157,40	1,87	1267±5	1	19	1	0	Cobb et al. (2013)
Christmas	p2	<i>Porites</i>	-157,40	1,87	1705±5	1	21	1	0	Cobb et al. (2013)
Christmas	p11	<i>Porites</i>	-157,40	1,87	2221±10	1	22	1	0	Cobb et al. (2013)
Christmas	p37	<i>Porites</i>	-157,40	1,87	2299±15	1	26	1	0	Cobb et al. (2013)
Christmas	p26	<i>Porites</i>	-157,40	1,87	3476±16	1	43	1	0	Cobb et al. (2013)
Christmas	p43	<i>Porites</i>	-157,40	1,87	3841±17	1	43	1	0	Cobb et al. (2013)
Christmas	p40	<i>Porites</i>	-157,40	1,87	3974±18	1	48	1	0	Cobb et al. (2013)
Christmas	p34	<i>Porites</i>	-157,40	1,87	4110±13	1	69	1	0	Cobb et al. (2013)
Christmas	p382	<i>Porites</i>	-157,40	1,87	4977±14	1	37	1	0	Cobb et al. (2013)
Christmas	p381	<i>Porites</i>	-157,40	1,87	5019±16	1	27	1	0	Cobb et al. (2013)
Christmas	XM35	<i>Porites</i>	-157,40	1,87	4373±10	1	176	1	0	McGregor H. et al. (2013)
<i>EP</i>										
South Peru	ICA+Llostay	<i>Mesodesma</i>	-75,57	-14,87	-28,5±18	1	34	1	0	Carré et al. (2014)
South Peru	Chala	<i>Mesodesma</i>	-74,21	-15,77	486,5±41	1	21	1	0	Carré et al. (2014)
South Peru	ICA-IS2	<i>Mesodesma</i>	-75,56	-14,87	457,5±72	1	26	1	0	Carré et al. (2014)
South Peru	Lomas	<i>Mesodesma</i>	-74,85	-15,57	582,5±67	1	20	1	0	Carré et al. (2014)
South Peru	Asia 3+5	<i>Mesodesma</i>	-76,60	-12,77	2906±121	1	19	1	0	Carré et al. (2014)
South Peru	Ancon	<i>Mesodesma</i>	-77,18	-11,78	3074±116	1	15	1	0	Carré et al. (2014)
South Peru	QLB-H4	<i>Mesodesma</i>	-70,83	-18,02	4663±136	1	14	1	0	Carré et al. (2014)
South Peru	ICA-IN	<i>Mesodesma</i>	-75,57	-14,87	6775,5±121	1	17	1	0	Carré et al. (2014)
South Peru	QLB-N2+N3	<i>Mesodesma</i>	-70,83	-18,02	7142±405	1	15	1	0	Carré et al. (2014)
South Peru	QLB-N4	<i>Mesodesma</i>	-70,83	-18,02	8500±451	1	10	1	0	Carré et al. (2014)
South Peru	QLB-N5	<i>Mesodesma</i>	-70,83	-18,02	9129±123	1	13	1	0	Carré et al. (2014)
South Peru	QLB-N6	<i>Mesodesma</i>	-70,83	-18,02	9369±65	1	13	1	0	Carré et al. (2014)
South Peru	QLB-N7	<i>Mesodesma</i>	-70,83	-18,02	9461±154	1	34	1	0	Carré et al. (2014)

throughout the transient simulation. The transient simulation starts from the last year of a mid-Holocene simulation that was run following the PMIP4 mid-Holocene orbital and trace gas changes (Otto-Bliesner et al., 2017). Results from this simulation have been discussed in Braconnot et al. (2019a).

2.2.2. Description of the IPSL-CM6 simulation

The IPSL-CM6 simulation, was run with a version of the IPSLCM5A-MR model (Dufresne et al., 2013) in which the land surface component has been substantially modified to include a 11

layer hydrology, a new snow model and dynamical vegetation (Braconnot et al., 2019b). It can be seen as an intermediate version of the land surface ORCHIDEE model (Krinner et al., 2005) compared to the one implemented in IPSLCM5 (Dufresne et al., 2013) and IPSLCM6 (Boucher et al., 2020). A detailed model description and assessment of model performance is given in Braconnot et al. (2019b) and results from this simulation have been discussed in Braconnot et al. (2019a).

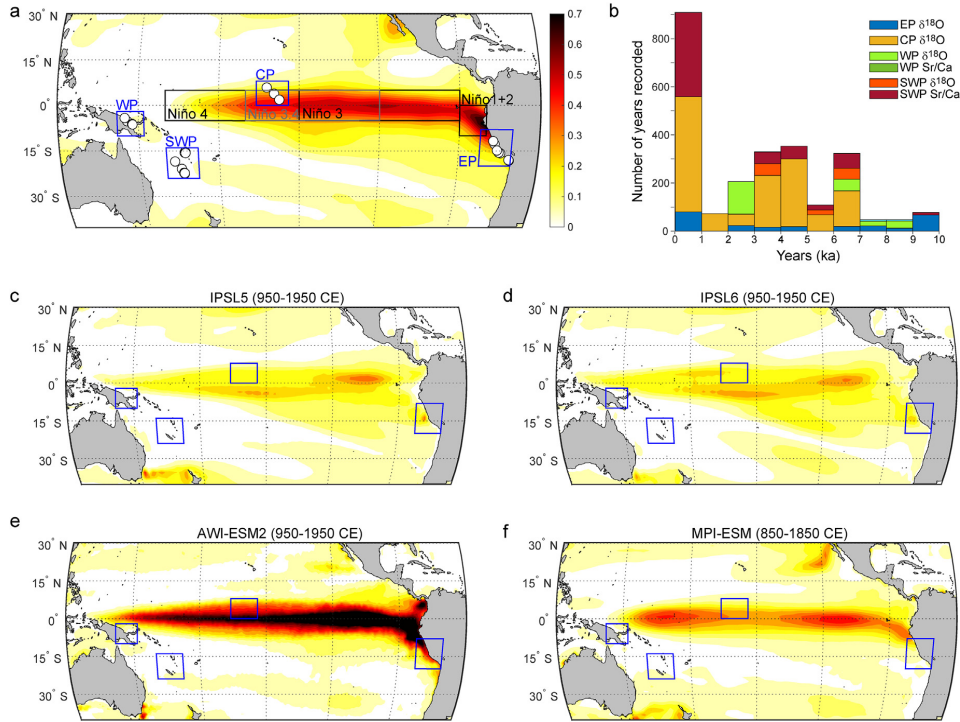


Fig. 1. (a) Map of archive location. Color shades indicate the variance of the sea surface temperature interannual variability (2–7 year band-pass filter) using NOAA ERSST(v5) monthly SST data from 1900 to 2017 (Huang et al., 2017). The EP, CP, WP and SWP regions defined for coral and mollusk archive groups are shown in blue, while Niño1+2, Niño3 and Niño4 boxes are shown in black and Niño3.4 in grey. (b) Cumulated number of years recorded per millenia, separated by region and by proxy type ($\delta^{18}O$ or Sr/Ca). (c–f) Maps of the variance of the sea surface temperature interannual variability (2–7 year band-pass filter) in IPSL-CM5, IPSL-CM6, AWI-ESM2, and MPI-ESM models in preindustrial conditions (here the last 1000 years of the transient simulations). Same legend as for (a). (For interpretation of the references to colour in this figure legend, the reader is referred to the Web version of this article.)

Table 2
Main characteristics of paleoclimate transient simulations.

	IPSL-CM5	IPSL-CM6	AWI-ESM2	MPI-ESM
Atmosphere grid (lat, lon)	1.875° × 3.75°	1.25° × 2.5°	1.875° × 1.875°	1.875° × 1.875°
Atmosphere vertical levels	39	39	47	47
Ocean grid	2° (refined in the equatorial belt)	2° (refined in the equatorial belt)	1° (global ocean) –0.22° (Arctic) –0.33° (Equatorial belt)	1.5°
Ocean vertical levels	31	31	48	40
Carbon cycle	interactive	interactive	interactive	interactive
Vegetation	prescribed	dynamic	dynamic	dynamic
Time period (years BP ^a)	6000–0	6000–0	6000–0	7950–100
Orbital forcing	Berger (1978)	Berger (1978)	Berger (1978)	Berger (1978)
Greenhouse gases	Otto-Bliesner et al. (2017)	Otto-Bliesner et al. (2017)	Ice cores Köhler et al. (2017)	Ice cores (see Dallmeyer et al., 2020)

^a BP = before A.D. 1950.

2.2.3. Description of the AWI-ESM2 simulation

AWI-ESM2 is an extension of the AWI climate model version 2 (AWI-CM2) (Sidorenko et al., 2019) for earth system modeling (<https://fesom.de/models/awi-esm/>). The atmospheric module is represented by the general circulation model ECHAM6 (Stevens et al., 2013) (here in T63 horizontal resolution, ~180 km) including a land surface model (JSBACH) which is based on a tiling of the land surface and includes dynamic vegetation with 12 plant functional types and two types of bare surface (Reick et al., 2013).

The ocean model is based on FESOM2 (Danilov et al., 2017). This model has been used in a number of applications (e.g., Lohmann et al., 2020; Vorrath et al., 2020; Kageyama et al., 2021). The current version of FESOM2 is available from the public GitHub repository at <https://github.com/FESOM/fesom2> under the GNU General Public License (GPLv2.0).

2.2.4. Description of the MPI-ESM simulation

The MPI-ESM includes the atmospheric model ECHAM6

(Stevens et al., 2013). The ocean module is MPI-OM (Jungclauss et al., 2013), which includes a sea-ice model and the biogeochemical chemistry model HAMOC2 (Ilyina et al., 2013). The land-surface module, JSBACH (Reick et al., 2013) includes dynamic vegetation. The model version applied here includes several updates and corrections compared to the CMIP5 version (Giorgetta et al., 2013) and is identical to the model used in the MPI “Grand Ensemble” project (Maher et al., 2019). The Holocene transient simulation corresponds to the simulation with dynamical vegetation presented in Dallmeyer et al. (2020). Greenhouse gas concentrations were taken from an updated version of the one used in Schmitt et al. (2012) (Dallmeyer et al., 2020). The transient simulation was begun after a 3000 year spin-up, with constant boundary conditions fixed at 7950 BP (Dallmeyer et al., 2020).

3. Methods

3.1. Estimating seasonality and interannual variability changes

The seasonality and interannual variability were calculated for each individual record. Seasonality was here defined as the average amplitude of the annual cycle (maximum monthly SST - minimum monthly SST in a calendar year). The interannual variability for corals and long-lived bivalves (>10 years) was calculated as the variance of the annual means after filtering out low frequency variability (>10 years). For short-lived (typically 1–5 years) bivalves from Peru, the interannual variability was estimated as the variance of the seasonal amplitudes obtained from a group of shells collected in the same depositional unit (i.e. the same period), which has been shown to be a good measure of the interannual variability of the Niño1+2 index (Carré et al., 2005a, 2013, 2014).

Anomalies in interannual variability were estimated as relative deviations from the modern reference record from the same taxon collected in the same locality (equation (1)):

$$Va = \frac{V(\text{fossil}) - V(\text{modern})}{V(\text{modern})} \quad (1)$$

where V is the interannual variability and Va the interannual variability anomaly. Anomalies of seasonality were calculated in a similar way. The modern reference records all date to after 1900 CE. One 350 year-long modern record was divided into a modern reference (post 1900 CE) and a fossil record (pre 1900 CE).

We used relative deviations following Emile-Geay et al. (2016) because: (1) the values obtained are unitless, allowing comparisons between results from Sr/Ca and $\delta^{18}\text{O}$ records, (2) the anomaly is independent of any empirical calibration and is therefore not affected by calibration uncertainty, (3) biases specific to species and local conditions are minimized, (4) the amplification of variance changes in aragonite $\delta^{18}\text{O}$ records due to the influence of water $\delta^{18}\text{O}$ variability (Russon et al., 2013; Thompson et al., 2011) is reduced (though not cancelled) because the linear term in the relationship between SST and salinity is eliminated.

Seasonality and interannual variability in simulations were calculated using monthly values as in the coral and bivalve records. The last 1000 simulated years from each simulation were used as a modern reference to evaluate relative changes in the past. We did not correct for paleo-calendar changes. However, since the seasonality is here calculated as the total annual range, both for observations and models, changes in the phase of extrema do not affect our results. While tropical SSTs are not significantly affected by the paleo-calendar, there is still a non-negligible impact on the annual range of precipitation, especially in the western tropical Pacific (Bartlein and Shafer, 2019), but it is assumed that the impact is likely to be smaller than the uncertainties in the observations

over the timeframe considered.

3.2. Estimating uncertainties

Holocene paleo-ENSO records are expected to provide an estimate of ENSO statistics at the millennial timescale. However, most records cover shorter windows (42 years in average) of time and therefore represent particular periods within a millennium. Long periods with high or low ENSO variability can occur without external forcing (Wittenberg, 2009), so we need to account for the possibility that the reconstructions could be biased towards a period with high or low variability rather than being representative of millennial scale conditions. This sampling of the stochastic modulation of ENSO is the main source of uncertainty when reconstructing millennial scale ENSO changes from short coral and bivalve records. It depends primarily on the amplitude of the variability in the study site and on the length of the record (Carré et al., 2012a). Estimating this uncertainty is required to detect forced changes.

We estimated the uncertainty of the seasonality and interannual variability for each record using a Monte Carlo sampling approach (Carré et al., 2012a). A window the same length as the record was randomly drawn from a time series of SSTs representative of the study site. Stochastic noise representing the analytic uncertainty and the monthly water $\delta^{18}\text{O}$ variability was then added to each datapoint (white gaussian noise, $\sigma = 0.4^\circ\text{C}$, bounded in $\pm 0.8^\circ\text{C}$). Then the seasonality and the interannual variability of this sample were calculated and compared to the actual values of the whole time series. The standard deviation obtained from 10,000 sampling iterations yields a standard error for each record for the estimation of the statistics of the whole period. This standard error primarily depends on the length of the record, and the amplitude of the variability (Carré et al., 2012a).

Uncertainties for modern reference records were calculated using instrumental SSTs from the NOAA ERSST.v5 monthly dataset (Huang et al., 2017). For each record, the 1900–2017 instrumental SST time series was calculated as the average of the nine grid points around the site location.

The instrumental record is too short to estimate the uncertainties for fossil records, which sometimes exceed 100 years in length. We therefore used monthly SSTs from the last 1000 years of a transient simulation averaged over the region in which the record was located. We arbitrarily used the IPSL-CM5 simulation for this, but since the amplitude of multidecadal to centennial modulation of ENSO is similar across models (see result section 4.2), this choice is unlikely to have affected the estimate. The effect of model biases is minimized because we use relative anomalies. The effect of sampling the centennial unforced variability is therefore included in the uncertainty value, even though the centennial scale modulation of ENSO may be under- or over-estimated by the model. This approach is consistent with climate dynamics and provides an indication of the significance of the change measured in the fossil record (Russon et al., 2015).

The uncertainty of the interannual variability anomaly was propagated using equation (2), which assumes that anomalies in fossil records are independent from modern anomalies:

$$\sigma_a = (Va + 1) \cdot \sqrt{\frac{\sigma(\text{fossil})^2}{V(\text{fossil})^2} + \frac{\sigma(\text{modern})^2}{V(\text{modern})^2}} \quad (2)$$

Where σ_a is the uncertainty of the interannual variability anomaly, σ the uncertainty of the record's seasonality, V is the interannual variability and Va the interannual variability anomaly. Uncertainty was propagated in the same way for seasonality.

3.3. Building composite records

We reconstruct seasonality and interannual variability in the regions where there are records (EP, CP, WP, and SWP, as defined in section 2.1), rather than in the classic El Niño boxes, in order to reduce the risk of bias due to non-stationarity in the relationship between signals from different geographic regions. We then make a direct comparison between the composites for each region and the simulation for that region. The combined record in each region is calculated as the weighted mean of variance anomalies in a 1000-yr running window, similar to the approach of McGregor *et al.* (2013). Weights correspond to the length of the records in years. The uncertainty of the weighted mean is propagated using equation (3):

$$\sigma_m = \frac{1}{\sum_{i=1}^n N_i} \cdot \sqrt{\sum_{i=1}^n (S a_i \cdot N_i)^2} \quad (3)$$

Where σ_m is the uncertainty of the seasonality weighted mean over the 1000-yr window, n the number of records in the 1000-yr window, $S a_i$ the seasonality anomaly of record number i and N_i the number of recorded years. We used an equivalent equation for the error propagation of interannual variance anomaly weighted mean.

The simulated interannual variability and seasonality were calculated in the same way as for coral records. The interannual variability was calculated as the variance of annual values in moving windows (1000, 100, and 25 years) after filtering out low frequencies (>10 years). The seasonality was calculated as the average annual range (maximum monthly value - minimum monthly value in a year) over the moving window. Changes were estimated as relative anomalies, in the same way as for the observations except that the modern reference period was the last 1000 years of the simulation. Using this long modern reference period minimizes the scatter related to centennial scale internal variability and thus makes anomalies more comparable between simulations.

3.4. Pseudo-carbonate $\delta^{18}\text{O}$ from climate simulations

To evaluate biases in coral or bivalve $\delta^{18}\text{O}$ due to the mixed influence of temperature and water $\delta^{18}\text{O}$, the records were compared to both simulated SSTs and to pseudo-aragonite $\delta^{18}\text{O}$ modelled from climate model outputs as a linear combination of SST and sea surface salinity (SSS) (Brown *et al.*, 2008a, 2008b; Thompson *et al.*, 2011) as follows:

$$\delta^{18}\text{O}_{\text{pseudo-aragonite}} = a_1 \cdot T + a_2 \cdot S \quad (4)$$

Where T is sea surface temperature, S is sea surface salinity, a_1 and a_2 are constant coefficients. Coefficient a_1 corresponds to the temperature dependence of oxygen fractionation in biogenic aragonite. Published estimates for corals and bivalves range from -0.17 to $-0.23\text{‰}/^\circ\text{C}$ (Evans *et al.*, 2000; Gagan *et al.*, 2012; Grossman and Ku, 1986; Juillet-Leclerc and Schmidt, 2001; Lough, 2004); we used an intermediate value of $a_1 = -0.21\text{‰}/^\circ\text{C}$. Coefficient a_2 represents the slope of the relationship between sea water $\delta^{18}\text{O}$ and salinity. We used the mean value of $a_2 = 0.27\text{‰}/\text{psu}$ estimated for the tropical Pacific (Fairbanks *et al.*, 1992; LeGrande and Schmidt, 2006). The forward model does not take account of the spatial and temporal variability of the $\delta^{18}\text{O}$ -SSS relationship seen today in the tropical Pacific (Conroy *et al.*, 2014, 2017, 2014; Stevenson *et al.*, 2013), and in isotope-enabled models (LeGrande and Schmidt, 2011; Stevenson *et al.*, 2018). Values of a in the eastern and central Pacific tend to be lower than those from the

western and southern Pacific (Russon *et al.*, 2013; Stevenson *et al.*, 2018). Estimating changes as anomalies minimizes the site-specific variability of the $\delta^{18}\text{O}$ -SSS relationship but does not correct for the temporal variability in the $\delta^{18}\text{O}$ -SSS relationship.

3.5. Sampling strategy for model-data comparison

Model-data comparisons are performed using ENSO and seasonality statistics over 1000-yr windows. The sampling of unforced modulation of ENSO by short records within the 1000-yr window must be accounted for also in the model-data comparison. We do this in two ways. First, we computed the distribution of simulated variability over 100-yr and 25-yr windows for the successive 1000-yr intervals, so as to evaluate the scatter related to internal variability at time scales comparable to the length of the coral and bivalve records. Second, we constructed the probability density function (pdf) of seasonality and interannual variability anomalies for each millennium and region by sampling the simulated time series randomly 10,000 times for windows whose number and size was determined by the records available in the same region and millennium. Pdfs were constructed separately for the SST and the pseudo-aragonite $\delta^{18}\text{O}$ time series. Millennial trends reconstructed from the records were compared to the simulation ensemble. The trajectories of interannual variability and seasonality obtained from the SSTs and pseudo- $\delta^{18}\text{O}$ provide an ensemble of 8 members for each region and the ensemble trend was the median of these 8 members. The internal centennial variability was represented as the density of values obtained from 100-yr windows within running 1000-yr windows, with confidence intervals represented by the 0.05 and 0.95 quantiles.

3.6. Estimating Eastern Pacific and Central Pacific modes

We use a simplified approach to estimate the changes between the East Pacific (E) and Central Pacific (C) modes that can be computed from both the variability reconstructions from paleoclimate archives and model results. Our objective is to investigate if we can isolate a long-term tendency in the westward and south-eastward ENSO variability by comparing the changes in variance with time in the EP and CP regions where the paleoclimate reconstructions are available. We define $R_{E/C}$ as the ratio of interannual variability in the two regions, to evaluate past changes in ENSO spatial modes independently from changes in overall intensity as follows:

$$R_{E/C} = \frac{V_{EP}}{V_{CP}} \quad (5)$$

Where V_{EP} and V_{CP} are the interannual variability of SST in the EP and CP regions. The associated uncertainty σ_R is propagated as follows:

$$\sigma_R = R_{E/C} \cdot \sqrt{\frac{\sigma_m(V_{EP})^2}{V_{EP}^2} + \frac{\sigma_m(V_{CP})^2}{V_{CP}^2}} \quad (6)$$

We tested if our approximation provides a reliable estimate of the relative contribution of E and C modes using the NOAA ERSST.v5 instrumental SST time series over the period 1900–2017. Changes in the interannual variability were estimated by the 10-yr running variance of annual values and normalized by the variance over the whole period. Takahashi *et al.* (2011) define ENSO flavours by the E and C indices (modes defined by a 45° rotation of the first two principal components of tropical Pacific SST). They further show that it can be approximated by $E \approx \text{Niño}_{1+2} - 0.5 \text{Niño}_4$, and $C \approx 0.7 \text{Niño}_4 - 0.1 \text{Niño}_{1+2}$ (Takahashi *et al.*, 2011). We find that the

interannual variability of SSTs in the EP and CP regions provides a good approximation of E and C modes (Fig. 2) even though this diagnosis does not isolate ENSO flavours as defined by (Takahashi et al., 2011). The differences with the original estimates are larger for E, since our EP box is located further south than the Niño1+2 box in the original definition, and some E events that are maximal in the East Pacific might not have the same strength along the equator or further south. Small differences found for the C mode also reflect the difference between the variance recorded in the Niño4 regions and the different CP region used here.

3.7. Detection and attribution of insolation forcing

The statistical significance of the difference between ENSO variability during the Holocene ENSO minimum (HEM) period and the late Holocene was tested using a randomized permutation test

in Matlab™ (function permutationTest, Krol, 2020) with 10,000 permutations. The test was applied to records from CP, from EP, and to transient simulations using interannual variability values in 100-yr windows.

The attribution test is here based on the significance of the relationship between the recorded values of ENSO variance and those obtained in insolation-forced simulations at the same time (Hegerl and Zwiers, 2011; Stott et al., 2010). We considered only the 6–0 ka period, common to the four simulation, when the polar ice sheets have reached their modern size. The scaling factor (Hegerl and Zwiers, 2011; Stott et al., 2010) between simulated and reconstructed ENSO variance, defined by equation (7), was estimated as the slope of errors-in-variable linear regression, here a total least square linear regression computed as the slope of the first principal component.

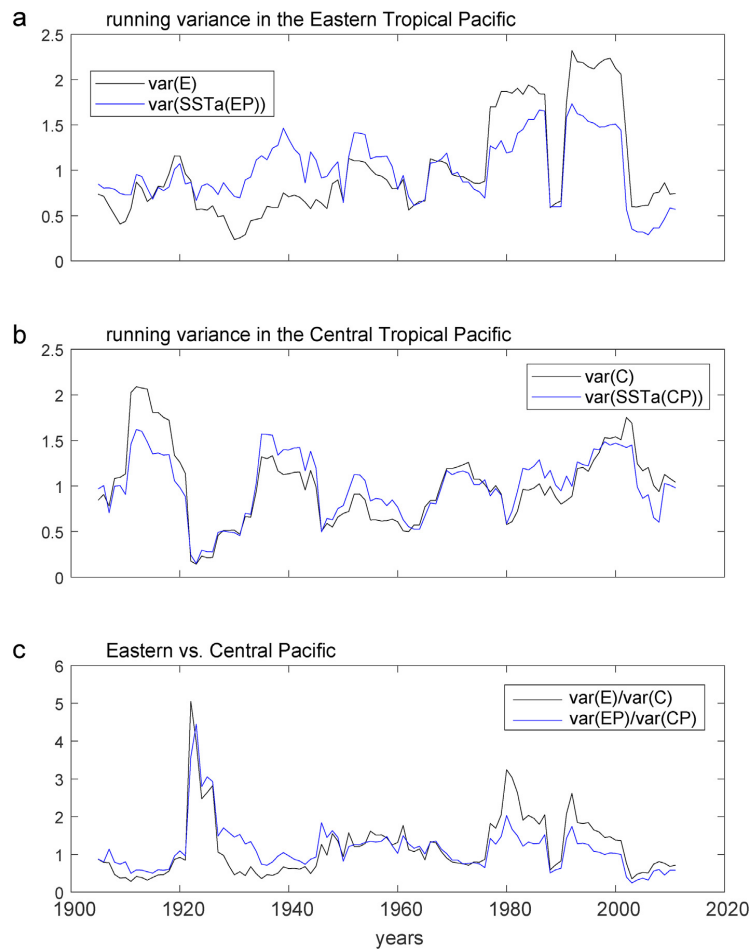


Fig. 2. (a) Interannual variability of E index compared to the interannual variability of SST in the EP regions (Fig. 1). (b) Interannual variability of C index compared to the interannual variability of SST in the CP regions. NOAA ERSSTv5 instrumental monthly SST from 1900 to 2017 were used (Huang et al., 2017). E and C indices were approximated from Niño1+2 and Niño4 SST (Takahashi et al., 2011). Monthly SST anomalies were calculated in reference to the whole period. The interannual variability is calculated as the variance of SST anomalies over 10-yr moving windows. (c) Comparison of the Eastern/Central Pacific ratios of variance using E and C indices (black) and SSTa from EP and CP regions (blue). (For interpretation of the references to colour in this figure legend, the reader is referred to the Web version of this article.)

$$V_{record} = \alpha \cdot V_{simulation} + u_0 \quad (7)$$

Where V_{record} is ENSO interannual variability measured in individual coral records, $V_{simulation}$ is ENSO interannual variability estimated in the 1000-yr windows centered on records ages, α is the scaling factor, and u_0 is the regression residual which represents the internally generated variability. The confidence interval of α was estimated at the 0.05 confidence level by a bootstrap procedure with 10,000 iterations (DelSole et al., 2019). Scaling factors were estimated for the CP region only using both SST and pseudo-aragonite $\delta^{18}\text{O}$ in the four simulations, and in the ensemble combining SST and pseudo-aragonite $\delta^{18}\text{O}$. Attribution to external forcing is validated if the scaling factor α is significantly greater than 0. The effects of greenhouse gases and orbital forcing are not formally separated.

4. Results

4.1. Data-inferred changes in interannual variability and seasonality during the holocene

4.1.1. Interannual variability

Interannual variability is reduced in the WP, CP and EP during of the whole Holocene compared to the post-1900 CE interval, indicating that ENSO activity is anomalously high in the 20th century (Fig. 3). The trends in interannual variability in EP and CP are coherent to first order. A statistically significant minimum variability occurs between 3 to 6ka; interannual variability before 6ka is not significantly different from that in the late Holocene. The timing of the HEM is poorly constrained because of the sparsity of data but may have lasted 2000–3000 years. All the records point to stronger ENSO activity after 3ka compared to 4–6ka, but the transition is only recorded in the CP, where it appears gradual. In the WP, the interannual variability is similar to modern by 2ka, but strongly reduced before that. The variability in WP in the early Holocene is lower compared to the EP and CP. There are no records from this region between 6 and 4ka, so it is not possible to detect the minimum seen in the EP and CP regions at that time. The maximum reduction in interannual variability is ca. 80 % in the WP and CP regions but only ca 50 % in the EP region.

The reconstructed changes in the SWP are different. Interannual variability is generally larger during the Holocene than the modern reference period (Fig. 3). The maximum increase (200 %) occurs between 6 and 4 ka, coincident with the minimum variability in the CP and EP regions. These large anomalies are partly due to the low modern variability. The increased variability is reasonably robust since it is recorded by 3 different corals. Increased variability in the mid-Holocene is apparent in both $\delta^{18}\text{O}$ and Sr/Ca records, although the increase is generally larger in Sr/Ca records.

There are large fluctuations in the var(EP)/var(CP) ratio in the early Holocene, and a slightly decreasing trend after 4.5ka (Fig. 4) (trends are forward through time). However, the variations in the reconstructed var(EP)/var(CP) ratio are not statistically significant due to the large uncertainties.

4.1.2. Seasonality

The patterns of change in seasonality through time (Fig. 3) are highly variable. Seasonality in the EP is similar or less than present. Intervals of significantly lower interannual variability tend to be intervals with reduced seasonality (e.g. between 4–6ka) but the early Holocene is characterised by only a small reduction in interannual variability and a large reduction in seasonality. CP and WP records show both reduced and increased seasonality, with changes between –30 % and +30 % compared to the recent interval. The

intervals of reduced seasonality are intervals when inter-annual variability is highly reduced, whereas intervals of enhanced seasonality generally correspond to intervals when the reduction in interannual variability is less. The SWP records also show both reduced and increased seasonality (–10 and + 50 %). However, there appears to be no coherence between the change in seasonality and the change in interannual variability. The temporal congruence between changes in seasonality and interannual variability seen in some regions and time periods must be a function of dynamical linkages, since the reconstructions of these two variables are mathematically independent. Comparison of records from the WP and SWP shows that the $\delta^{18}\text{O}$ records have lower seasonality anomalies than Sr/Ca records in the early Holocene, suggesting the overall change in seasonality reflects change in rainfall seasonality.

The change in seasonality does not directly follow the insolation seasonal contrast which is characterised by a decreasing trend through the Holocene in the northern hemisphere and an increasing trend in the southern hemisphere. Lazareth et al. (2013) already pointed out that the changes in seasonality in the SWP were opposite to what might be expected from the insolation forcing. This points to the importance of regional factors in affecting changes in seasonality. In the East Pacific, for example, climate simulations suggest that the upwelling was damped due to insolation forcing and surface winds (Braconnot et al., 2007; Luan et al., 2015).

4.2. Interannual variability and seasonality in transient simulations

Internal variability of ENSO (here defined as unforced changes of ENSO interannual variability) in models are shown in Fig. 5 on multidecadal time scale (shade), centennial time scale (dotted lines) and millennial time scale (continuous lines). The simulations consistently show increasing trends of interannual variability from the mid-Holocene to the present in the central equatorial Pacific (Niño3.4 and the CP region) with a 20–40 % reduction in ENSO variability in the mid-Holocene (Fig. 5). None of the simulations produced a smooth multimillennial trend in ENSO variability, showing that ENSO involves unforced internal variability at the millennial scale as well. Three of the models show an increasing trend in ENSO variability in the EP (Fig. 5e, f, h), but the simulated changes are not significantly different from the internal millennial variability in the AWI model (Fig. 5g). Interannual variability in the SWP does not increase significantly through the Holocene in any of the simulations (Fig. 5q, r, s, t). Models diverge in their response in the WP region: IPSL-CM5 has an increase in both SST and pseudo-aragonite $\delta^{18}\text{O}$ (Fig. 5m), IPSL-CM6 shows no trend in either (Fig. 5n), AWI has a decreasing trend in SST but an increasing trend in pseudo-aragonite $\delta^{18}\text{O}$ (Fig. 5o), while MPI shows no systematic trend in SSTs but an increasing trend in pseudo-aragonite $\delta^{18}\text{O}$ (Fig. 5p). Model behaviour in the WP is clearly affected by the representation of the warm pool and associated atmospheric convection. The amplitude of the unforced multidecadal and centennial variability, as shown by the 25-yr and 100-yr running windows, is $\sim\pm 30$ % around the millennial trend (Fig. 5). This amplitude (shaded area in Fig. 5) is similar in all models and all regions, for both SST and $\delta^{18}\text{O}$. There is no substantial change in this higher frequency variability except for SST in the AWI model in the WP region, where the multidecadal variability of ENSO is larger in the mid-Holocene ($\sim\pm 50$ %) and decreases progressively thereafter (Fig. 5o). These results show that the amplitude of the decadal to centennial variability of ENSO variance in models is similar and often larger than the orbitally-forced trend, so that in any time, models can produce a short period of ENSO variability higher than at PI.

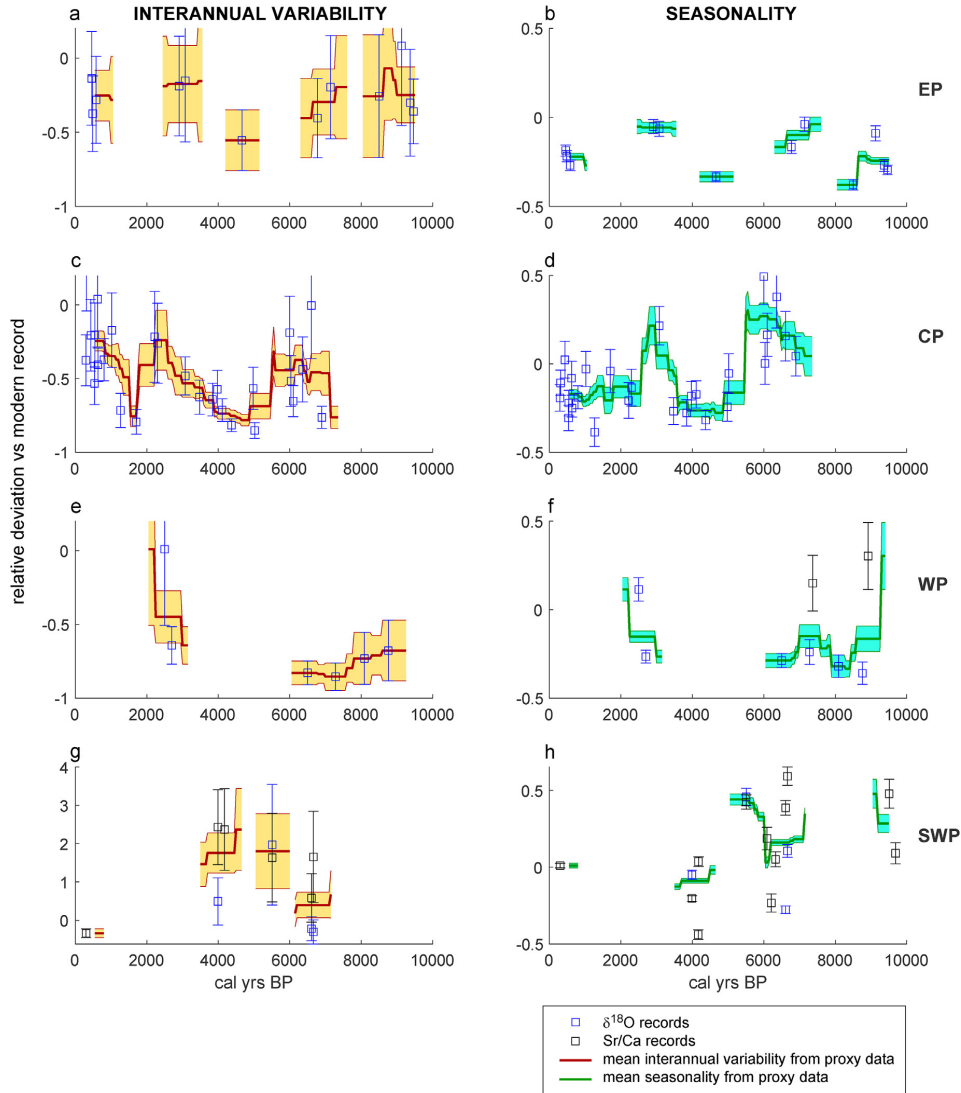


Fig. 3. Interannual variability and seasonality changes in archive records through the Holocene. Records are grouped by region: EP (a, b), CP (c, d), WP (e, f) and SWP (g, h). Changes in interannual variability are shown in the first column (a, c, e, g), and seasonality in the second column (b, d, f, h). For each record, the change is expressed as a relative deviation from a modern archive (post A.D. 1900). Error bars ($\pm 1\sigma$) were estimated with a Monte Carlo resampling experiment using pseudoproxy modelling (see methods). The running mean of variance anomaly is represented (thick red line for variability, thick green for seasonality) with the corresponding propagated uncertainty ($\pm 1\sigma$) (shade). (For interpretation of the references to colour in this figure legend, the reader is referred to the Web version of this article.)

The changes in simulated seasonality are smaller than those in interannual variability. Simulated seasonality increases from the mid-Holocene to the present in the EP, WP and SWP regions (Fig. 6), following the Southern Hemisphere insolation trend. The mid-Holocene reduction is generally about 10 %, except in the WP region in the MPI simulation (Fig. 6p) where the reduction in pseudo- $\delta^{18}\text{O}$ seasonality exceeds 30 %. The changes in seasonality shown by SSTs and $\delta^{18}\text{O}$ are generally similar for all models in these three regions, with the exception of the WP region in the AWI and MPI

simulations (Fig. 6o, p) where the SST seasonality is much less than that of the $\delta^{18}\text{O}$. The multidecadal and centennial variability in simulated seasonality is small ($< \pm 5\%$) and generally smaller than the orbitally-driven changes.

The models produce divergent results for the equatorial central Pacific (CP and Niño3.4 regions). IPSL-CM5 has an increasing trend in seasonality in all boxes (Fig. 6a, i), IPSL-CM6 has a decrease in CP or no trend in Niño3.4 (Fig. 6b, j), AWI has a strong increase in Niño3.4 but no trend in CP (Fig. 6c, k), and MPI shows in Niño3.4

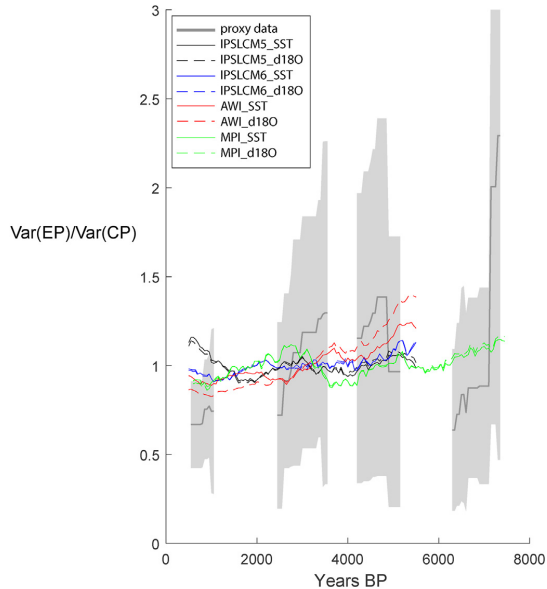


Fig. 4. Changes in the relative influence of ENSO over the Eastern Pacific vs the Central Pacific during the Holocene estimated by $\text{Var(EP)}/\text{Var(CP)}$ ratios from archive records (grey), and in IPSL-CM5 (black), IPSL-CM6 (blue), AWI-ESM2 (red) and MPI-ESM (green) model simulations using SST (continuous lines) and pseudo- $\delta^{18}\text{O}$ (dotted lines). (For interpretation of the references to colour in this figure legend, the reader is referred to the Web version of this article.)

and CP a decrease through the early Holocene to a minimum around 4ka and a subsequent increase (Fig. 6d, l). The multidecadal to centennial variability in seasonality is larger (± 5 to ± 10 %) in the equatorial central Pacific than in all of the other regions in all of the models. Differences between models in this region are associated with the way the equatorial upwelling is represented and in particular its westward extension.

The trajectories of simulated $\text{var(EP)}/\text{var(CP)}$ ratios show different results in the simulations. IPSL-CM6 and AWI models show a decreasing trend of $\text{var(EP)}/\text{var(CP)}$ ratios from the mid-Holocene to present using both SST or pseudo- $\delta^{18}\text{O}$ (Fig. 4). IPSL-CM5 and MPI show millennial variability in the ratio but no consistent trend. The ensemble does not show a robust trend in the spatial pattern of ENSO linked to the imposed orbital insolation changes.

4.3. Model-data comparison, detection-attribution of insolation forcing

Interannual variability and seasonality in the model ensemble are compared to the combined records in Fig. 7 which provides a synthetic view. The pdf approach provides a way of accounting for the intrinsic irregularity of ENSO and the shortness of records in model-data comparisons (Fig. 8). In the WP, reconstructed interannual variability values in the 3rd millennium and between 6 and 8ka are below the simulated variability, even for the pseudo- $\delta^{18}\text{O}$ variability. However, reconstructed ENSO variance in the EP is within the range of the pdf derived from the simulations. Reconstructed values in the CP are at the lower end of or below the pdf curves from the simulations. The best agreement is found in the 3rd millennium, but the reconstructions are clearly below the simulations from 3 to 5 ka. Part of the discrepancy results from the

anomalously high modern ENSO activity. Since the modern record reference is defined by the last 100 years or the last decades (depending on the locality), the larger modern variability could result from either anthropogenic greenhouse gases or from multidecadal to centennial internal variability or a combination of both. If the last millennium is used as a reference, the model ensemble is more comparable with the records in the CP region, although still above reconstructed ENSO variance 3 to 5 ka.

The variance of ENSO records in the HEM (here 3.1–5.9ka) is significantly lower compared to the Late Holocene (here 0.1–3.1ka) in the CP (randomized permutation test, $p = 0.003$, difference = 0.36). The recorded ENSO variance in the HEM in the EP is significantly lower than the modern variance but the difference is not statistically significant when compared to the late Holocene (randomized permutation test, $p = 0.143$, difference = 0.33). The variance of simulated ENSO is also significantly different between the HEM (3.1–6ka) and the Late Holocene (0.1–3.1ka) (randomized permutation test using 100-yr windows, 0.05 significance level) in both EP and CP regions in all simulations, using both SST or pseudo aragonite $\delta^{18}\text{O}$, with an average difference of 0.14 ± 0.07 , about half the difference observed in records.

The scaling factor (equation (7)), is significantly positive for all the simulations except IPSL-CM5, and is also significantly positive for the multi-model median (Fig. 9), indicating that the increase of ENSO variance after 6ka is forced. The simulations are forced by changes in both insolation and greenhouse gases. However, since greenhouse gas forcing has little change over the Holocene, the simulated trend must reflect insolation forcing. The value of the scaling factor (4.7) means that ENSO sensitivity is much larger than indicated by the models. IPSL-CM5 model yields a very large error bar for the scaling factor, probably because of large internal millennial variability. The amplitude and to some extent the timing of the HEM are thus possibly a combination of insolation forcing and millennial scale internal variability.

5. Discussion

5.1. Timing of ENSO changes and insolation

Our synthesis expands on the previous study by Emile-Geay et al. (2016) by increasing the data coverage, including Sr/Ca records, and building composite records with quantified uncertainty in order to improve the robustness of the reconstructions, the ability to detect the effect of external forcing, and the objectivity of model-data comparisons. Nevertheless, our analysis confirms previous studies that identified a Holocene ENSO minimum (HEM) between 3–6ka in EP and CP using corals and bivalve data (Carré et al., 2014; Emile-Geay et al., 2016) and which was detected in the $\delta^{18}\text{O}$ variance of individual foraminifera in the EP (Koutavas and Joanides, 2012). Our uncertainty analyses show the HEM is significant compared to unforced multidecadal to centennial variability.

The timing of ENSO changes in the Holocene is an important clue to the relationship with insolation forcing. The HEM is in phase with part of the insolation forcing since it occurs during a maximum (minimum) of September–October insolation, and a minimum (maximum) of March–April insolation in the northern (southern) hemisphere. However, the dampening effect of insolation on ENSO is generally expected to be strongest 8–10ka, in the early Holocene, when the energy flux seasonal contrast was largest in the northern hemisphere (Braconnot et al., 2012b; Clement et al., 1999, 2000, 1999; Liu et al., 2014; Luan et al., 2012), a scenario that seems supported by some ENSO records related to the ITCZ (Conroy et al., 2008; Moy et al., 2002; Tudhope et al., 2001). Although a gradual increase is indicated by the Andean Lake Pallcacocha record (Moy et al., 2002; Rodbell et al., 1999) throughout the Holocene, the

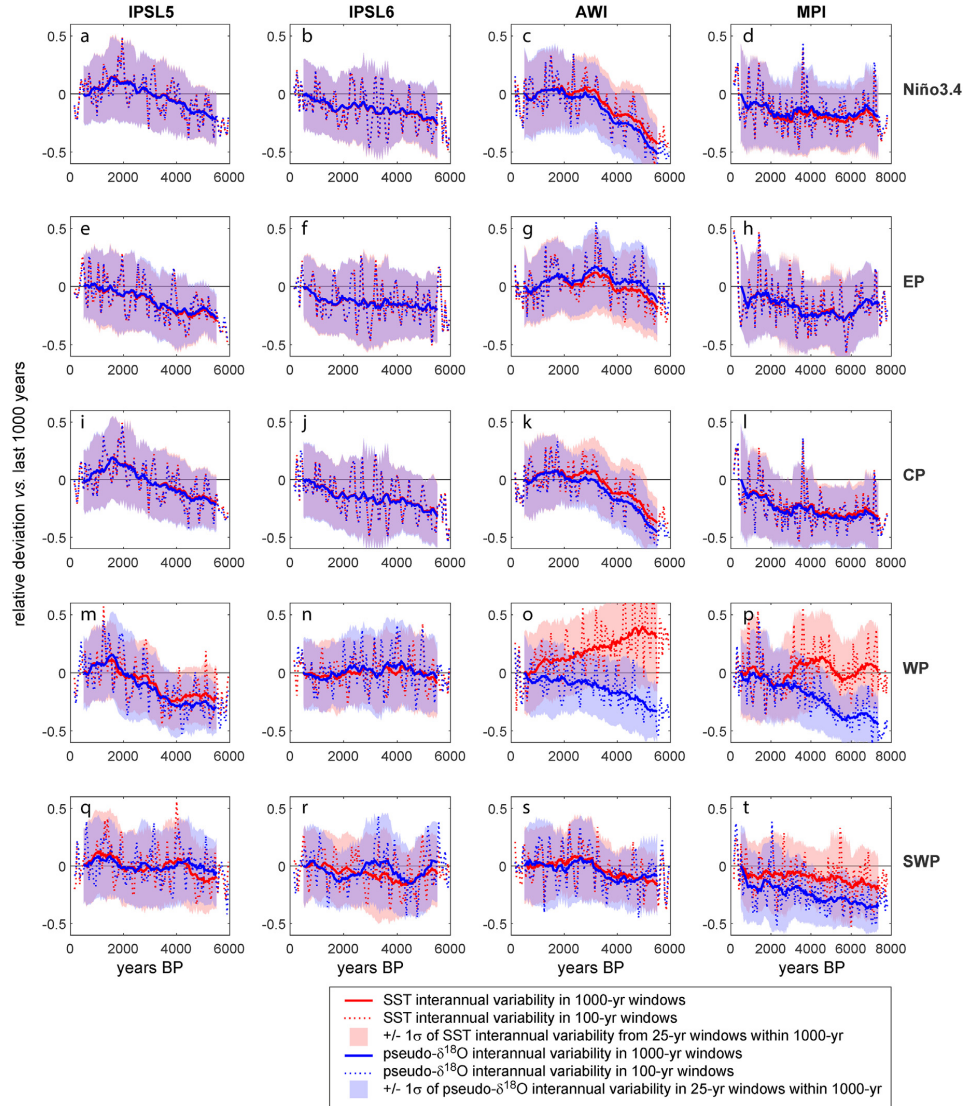


Fig. 5. Interannual variability changes in transient simulations. Interannual variability is calculated as a relative anomaly compared to the last 1000 years. The anomaly is calculated over running 1000-yr windows (thick lines) and 100-yr windows (dotted lines) for SST (red) and pseudo-aragonite $\delta^{18}\text{O}$ (blue). Shaded areas correspond to the standard deviation obtained from 25-yr windows within the 1000-yr windows. 25 year is a length typical of most coral records. Results are shown for IPSL-CM5, IPSL-CM6, AWI, and MPI climate models (columns 1 to 4) in the Niño3.4, EP, CP, WP, and SWP regions (lines 1 to 5), as defined in Fig. 1A. (For interpretation of the references to colour in this figure legend, the reader is referred to the Web version of this article.)

sensitivity of this region to El Niño events might have been reduced in the early Holocene (Kiefer and Karamperidou, 2019; Schneider et al., 2018) when the Eastern tropical Pacific was cooler (Carré et al., 2005b, 2012b; Koutavas et al., 2002), the ITCZ located further north (Haug et al., 2001; Sachs et al., 2018), the South American monsoon weaker and rainfall in Ecuador reduced (Mollier-Vogel et al., 2013). The interpretation of the Lake Junco record in the Galapagos for the early Holocene is also debated: while the sedimentological record has been interpreted as showing

suppressed ENSO activity in the early Holocene (Conroy et al., 2008), variations in the concentration of green algae and their hydrogen isotopic ratio suggest ENSO activity was highly variable in the early Holocene and also pinpoints a minimum at 3-5ka (Zhang et al., 2014) in agreement with our records. Our results, in line with earlier simulations (Otto-Bliesner et al., 2003), suggest that the Holocene insolation-like signal in those rainfall-related ENSO records might be modulated by insolation-driven hydrological changes.

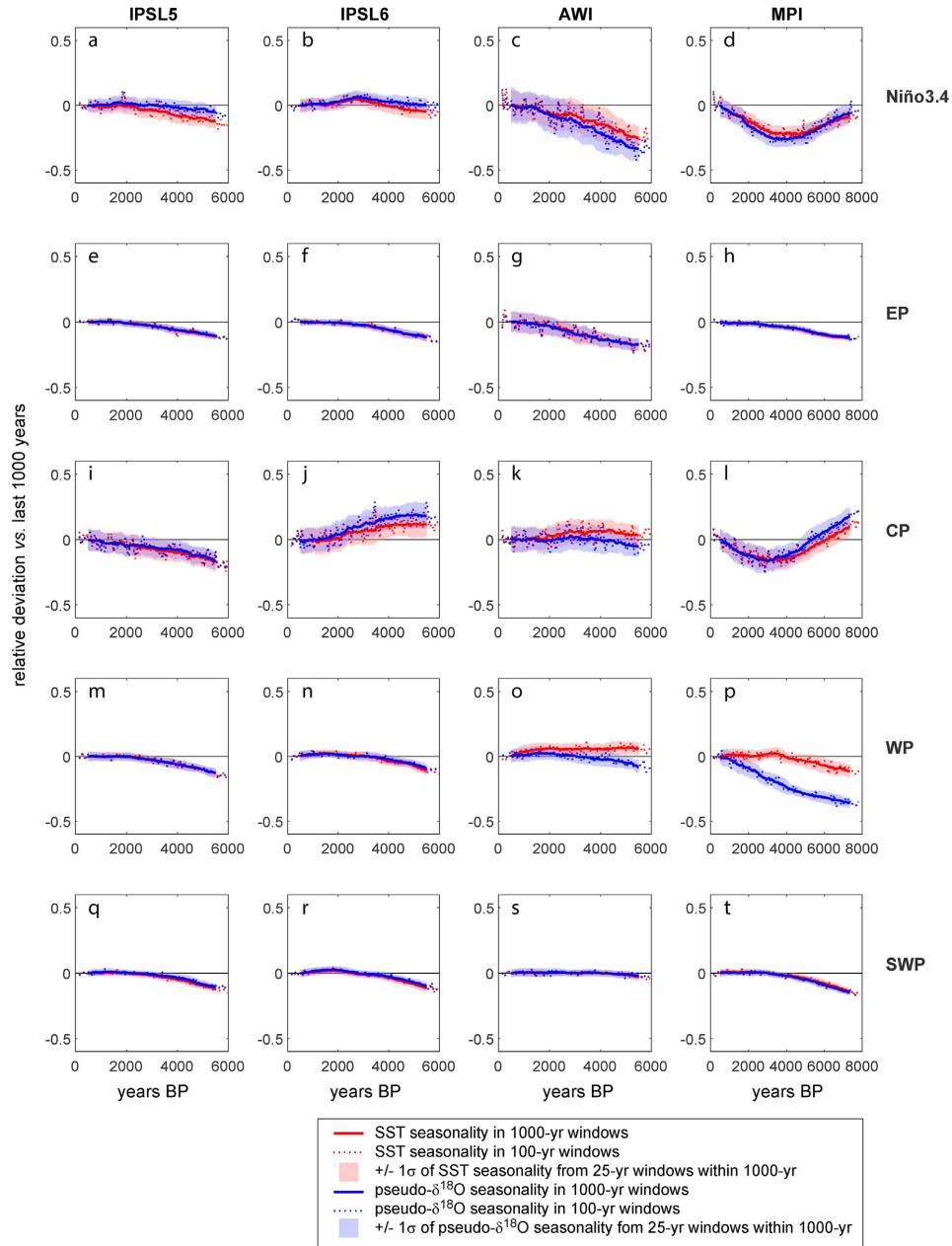


Fig. 6. Seasonality changes in transient simulations. Legend as in Fig. 5.

The large reduction of ENSO variability in the early Holocene in WP records compared to CP and EP records, may reflect either changes in ENSO flavours, different hydroclimate, or a combination of both. The simulations suggest that the impact of hydroclimate change on ENSO variance records in EP and CP is non-significant.

However, two models show a divergence between the seasonality and ENSO activity estimated from SST and pseudo- $\delta^{18}\text{O}$ in the WP (and to a lesser extent in SWP) (Figure 5o, p), suggesting that hydroclimate changes may influence the $\delta^{18}\text{O}$ records in these regions. Since the short Sr/Ca records in WP indicate an increase of

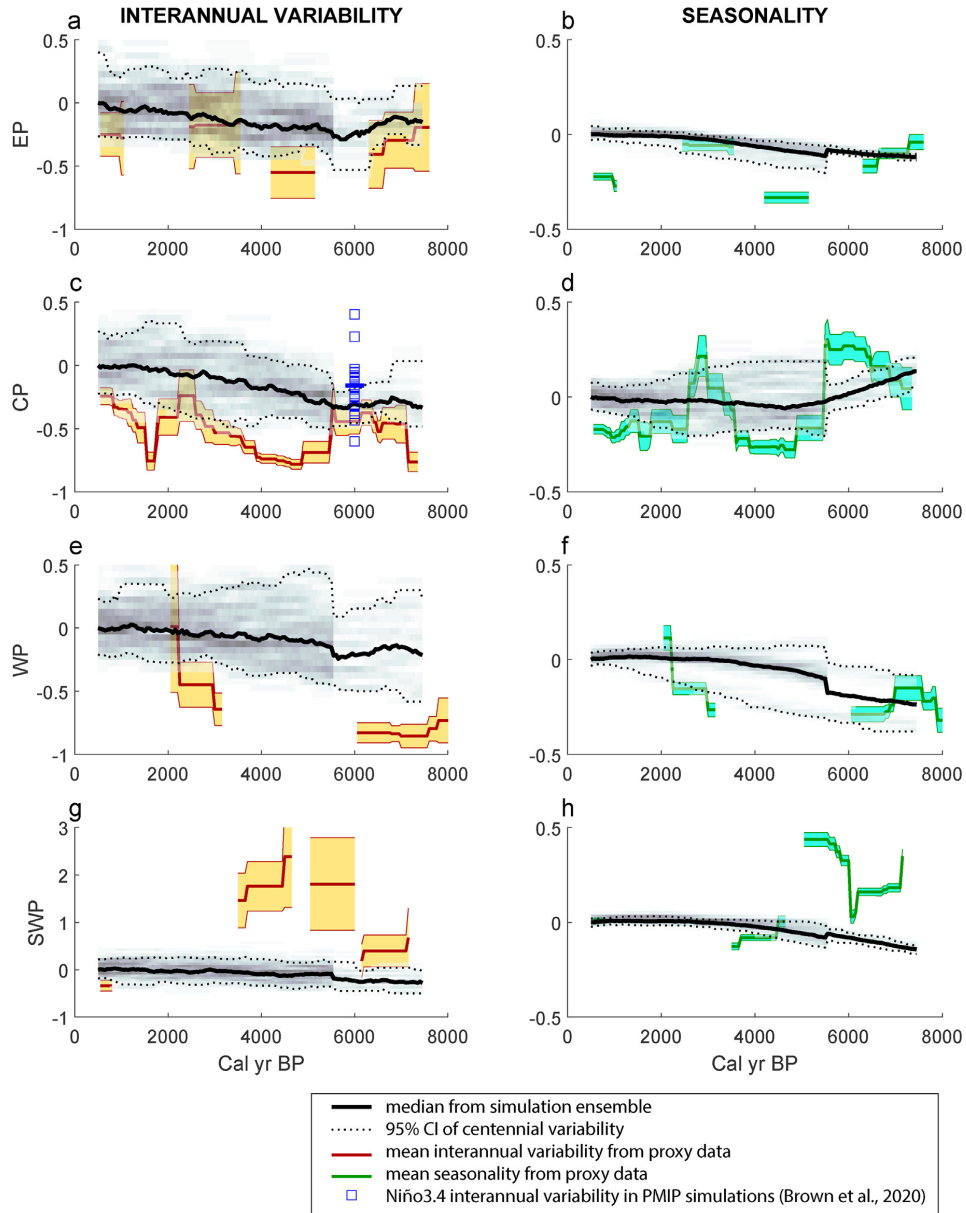


Fig. 7. Interannual variability and seasonality reconstructed trends compared to ensemble model trends. Reconstructions from proxies are represented as in Fig. 3. The simulation ensemble median (thick black line) includes trends from SST and pseudo- $\delta^{18}\text{O}$ in the four simulations represented in Figs. 5 and 6. The shading represents the distribution of values from 100-yr windows. The density of values is lower before 6ka because the 6-8ka period was only simulated by the MPI model. The 95 % confidence interval of the centennial variability is shown (dotted lines). Change in ENSO variance in mid-Holocene equilibrium simulations of CMIP5/PMIP3 and CMIP6/PMIP4 models calculated by Brown et al. (2020) are shown in the CP panel as blue squares. The ensemble mean is represented as a thick blue line. Note that the values were calculated for the Niño3.4 box, which is different from the CP box used in this study, and that change was calculated by reference to PI control simulations rather than the past 1000 years of the simulations as in this study. (For interpretation of the references to colour in this figure legend, the reader is referred to the Web version of this article.)

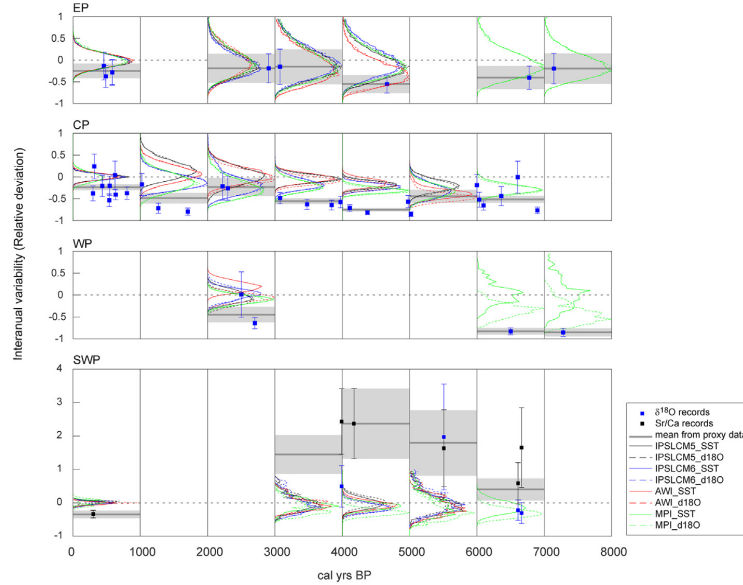


Fig. 8. Probability of obtaining the reconstructed values from the simulations. The pdf of mean interannual variability change derived from the random sampling of the simulations (see method section 3.7) are shown for IPSL-CM5 (black), IPSL-CM6 (blue), AWI-ESM2 (red) and MPI-ESM (green) models. Pdf curves of interannual variability anomalies are shown for SST (continuous lines) and pseudo aragonite $\delta^{18}\text{O}$ (dashed lines). Reconstructed interannual variability changes are represented per millennia and per region (grey thick lines). The values from individual $\delta^{18}\text{O}$ (black squares) and Sr/Ca (grey squares) records are also shown. (For interpretation of the references to colour in this figure legend, the reader is referred to the Web version of this article.)

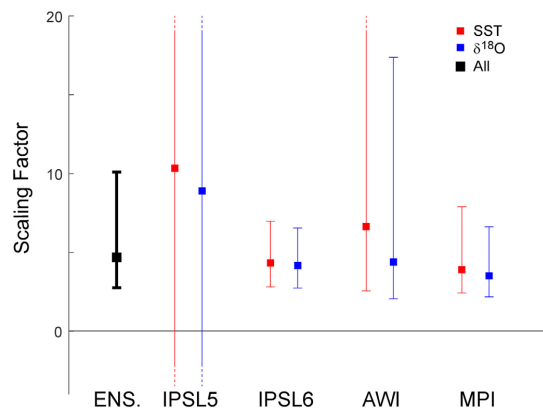


Fig. 9. Scaling factor between recorded and simulated ENSO variance in CP box 6-0ka, using simulated SST (red), pseudo d18O (blue), and for the simulation ensemble combining both SST and pseudo-d18O (black). Error bars represent the 95% confidence interval (with dotted ends when larger than the graph scale). (For interpretation of the references to colour in this figure legend, the reader is referred to the Web version of this article.)

SST seasonality in the early Holocene which is opposite to the decrease obtained from $\delta^{18}\text{O}$ it is reasonable to suppose that the mid to early Holocene ENSO-related SST variability in the WP was not as reduced as implied by the coral and bivalves $\delta^{18}\text{O}$. A high-resolution speleothem isotopic record from Borneo shows lower interannual variability 3-6ka compared to the late Holocene and

early Holocene (Chen et al., 2016) in agreement with the EP and CP records. Located 3800 km east of the WP box, in the core of the warm pool which showed no sign of cooling in the Holocene (Linsley et al., 2010), this new record from Borneo supports the hypothesis that the reduction of ENSO in WP coral and bivalves in the early Holocene might be overestimated.

The centering of the HEM ca. 4-5ka does not rule out insolation forcing of ENSO changes over the 6-0ka period used for model-data comparison. Our detection-attribution approach supports an insolation-driven increase of ENSO variance from 6ka to the present and an increasing trend of ENSO variance with insolation is a robust feature of the simulations. The relationship between insolation and ENSO variability is consistent with the fact that insolation is the main driver of climate changes during this period, because changes in GHG forcing in the later Holocene are very small. Changes in solar irradiance or volcanic forcing might influence ENSO variance. However, the fact that an increasing trend of ENSO variance with insolation is seen in MPI-ESM simulations when these additional forcings are included (Jungclaus, pers. comm.) suggests this is not the case. ENSO seems, however, much more sensitive in the real world than in models. The change in ENSO variability from 6ka to 0ka is 4.7 times larger in observations than in models. The low sensitivity of ENSO in models, also found in equilibrium mid-Holocene simulations (Brown et al., 2020) (Fig. 7), is not clearly understood and could represent an issue for future predictions/projections. However, the difference in reconstructed and simulated sensitivity may be overestimated, in part because the observed HEM could be affected by millennial scale internal unforced variability reinforcing the insolation signal and in part because our analysis is only based on CP records, and could also be affected by changes in the spatial pattern of ENSO.

The high ENSO variance before 6ka, however, is inconsistent

with the influence of insolation on ENSO dynamics and points to a role for other mechanisms. A number of other factors may be important for tropical variability during the early Holocene. The presence of vegetation in the Sahara, for example, due to the strengthening of the northern hemisphere monsoons and increased Mediterranean winter rainfall (Cheddadi et al., 2021) during the early Holocene resulted in a reduction of atmospheric dust loadings and modification of tropical teleconnections and ENSO (Pausata et al., 2017). At the same time, the melting of the remnant Laurentide ice sheet produced freshwater discharges to the North Atlantic and a rapid sea level rise (Bard et al., 1996). "Hosing" model experiments have showed that freshwater discharges in the North Atlantic tend to shift ENSO anomalies to the eastern Pacific and to increase its amplitude (Dong and Sutton, 2007; Timmermann et al., 2007; Williamson et al., 2018). Paleoclimate simulations also suggest that polar ice sheets and meltwater fluxes have a positive impact on ENSO interannual variability which may have offset the impact of insolation in the early Holocene (Braconnot et al., 2012b; Liu et al., 2014; Luan et al., 2015) and in the deglaciation (Liu et al., 2014). This hypothesis is also supported by reconstructions of high ENSO variance during the deglaciation (Sadekov et al., 2013). Our early Holocene records thus add to the increasing evidence that there is, in general, no direct link between the long-term insolation-driven changes in the mean climate state and the modes of short-term variability. However, a more complete understanding of Holocene ENSO history would require transient simulations that isolate the different forcings over the Holocene.

5.2. Spatial change of ENSO during the holocene

The uncertainty of the $\text{var}(\text{EP})/\text{var}(\text{CP})$ ratio combines the effect of sampling internal centennial variability in both regions, resulting in large error bars mostly due to EP data (Fig. 4). The reconstructed variations are not statistically significant and should be thus considered with caution. Nevertheless, our analyses of the $\text{var}(\text{EP})/\text{var}(\text{CP})$ ratio from paleoclimate records are in agreement with insights into ENSO flavours previously obtained from the asymmetry of ENSO anomalies recorded by Peruvian bivalves (Carré et al., 2014). Those results were based on the observation that the E mode produces positively skewed ENSO anomalies in Peru while the C mode produces negatively skewed anomalies (Dewitte et al., 2012). Both approaches suggest a phase dominated by the C mode 6–7ka following a phase dominated by the E mode. The strong E mode recorded 7–8ka is consistent with an increased frequency of coastal floods in Peru (Carré et al., 2014; Keefer et al., 2003; Rein, 2007). After 5ka, both records indicate contributions of E and C modes similar to modern. The slightly higher $\text{var}(\text{EP})/\text{var}(\text{CP})$ ratio during the HEM is not incompatible with low ENSO activity during that time but suggests that ENSO variance was even more reduced in the CP box than in the EP box. There is a third type of ENSO event – coastal El Niños – which produce intense SST anomalies close to the South American coast (Echevin et al., 2018; Garreaud, 2019; Takahashi and Martínez, 2019). The impact of these events, localized in coastal Peru, is similar to those produced by E events in this region. The variability recorded in the EP region thus includes the E mode as well as the coastal El Niño mode.

The $\text{var}(\text{EP})/\text{var}(\text{CP})$ ratio show different trends in the four transient simulations over the past 6000 years (Fig. 4), using E and C indices calculated from rotated principal components of SST anomalies as defined by Takahashi et al. (2011), report a decreasing (increasing) trend in the C (E) index interannual variability in the CCSM4 model. The proportion of C events was also slightly higher in the mid-Holocene in PMIP2 and PMIP3 simulation ensembles, although strong changes were observed from one model version to

the next (An and Choi, 2014). These definitions of ENSO flavours are somewhat different from the ratio used here. We found a slight difference in the IPSL simulations when using the variability of E and C indices instead of the variability in the EP and CP regions as done here (not shown). Therefore, the $\text{var}(\text{EP})/\text{var}(\text{CP})$ ratio and the $\text{var}(\text{E})/\text{var}(\text{C})$ ratio, while well correlated in the instrumental record (Fig. 2), seem to represent slightly differently the spatial changes of ENSO in the last 6000 years in the models, possibly due to the representation of the easternmost tropical Pacific. In observations, the variability of the EP region is likely influenced by coastal Niño events and by the dynamic of the coastal upwelling, while the CP region may not reflect well enough the variability further west. Changes in ENSO flavours since the mid-Holocene are not robust across models, and thus provide no evidence of forced changes. While imperfect, the $\text{var}(\text{EP})/\text{var}(\text{CP})$ ratio estimated from marine records seems a promising approach to examine changes in the spatial expression of ENSO, provided the uncertainty can be reduced, in particular by increasing the dataset in the eastern Pacific.

5.3. ENSO and the annual cycle

The close relationship between ENSO and the annual cycle is shown by the well-documented phase locking of ENSO (An and Choi, 2009; Galanti and Tziperman, 2000; Tziperman et al., 1995; 1998), but theoretical attempts to describe their interaction have not been clearly backed up by observations. Emile-Geay et al. (2016), considering the Pacific as a whole, found a negative correlation between seasonality and ENSO variability in simulations, in line with earlier model studies (An et al., 2010; An and Choi, 2013; Timmermann et al., 2007), in contrast with the positive relationship documented by observations. However most simulations produce both reduced seasonality and reduced interannual variability in the East Pacific (Masson-Delmotte et al., 2013). Hence, the relationship determined for the tropical Pacific as a whole may not be valid for the different regions of the Pacific.

The annual cycle of SSTs in the mid-Holocene in the transient simulations is reduced in the equatorial Pacific, as it was in PMIP2 and PMIP3 mid-Holocene experiments (An and Choi, 2014), and increases progressively in response to orbital forcing. This trend is not observed in paleoclimate data, where the annual cycle of SST has a high millennial scale variability that does not follow the precessional trend (Fig. 3). A positive correlation between seasonality and ENSO variability is found in observations across the Holocene most clearly in the EP regions, and to a lesser extent in the other regions. The relationship is statistically significant only in WP and EP (Fig. 10). The simulated relationship between the amplitude of the annual cycle and the interannual variability of ENSO through time, and separately for different models and different regions, is also mostly positive except in the CP region where both positive and negative relationships are found (Fig. 10). Thus, the negative simulated relationship found by Emile-Geay et al. (2016) is only apparent. The difference with the results presented here likely reflects the stronger representation of regions from the southern hemisphere in our analyses. Calculations of the relationships between simulated interannual variability and for 100-yr windows within successive 2000-yr time slots minimizes the influence of insolation and makes the influence of internal dynamics more apparent (Fig. 11). Among the 130 regressions, only 88 are positive (68%), of which only 29 are statistically significant. 10 out of the 42 negative regressions are statistically significant. The proportion of positive regressions is highest in the northern region (88% in the CP) and in the equatorial region (77% in Niño3.4). The positive relationship is thus relatively robust in the equatorial central Pacific, suggesting that the dynamical link between ENSO and the

annual cycle in models works at multidecadal to orbital timescales.

A negative relationship between the amplitude of the annual cycle and of ENSO was predicted by the frequency entrainment theory which states that ENSO would lose its intrinsic oscillating mode and be suppressed when the strength of the annual forcing increases (Chang et al., 1994; Tziperman et al., 1994; Liu, 2002; Stein

et al., 2014). This theory is not supported by paleoclimate observations nor by transient simulations.

5.4. The South West Pacific during the holocene

The most striking feature of the SWP record is the anti-phasing

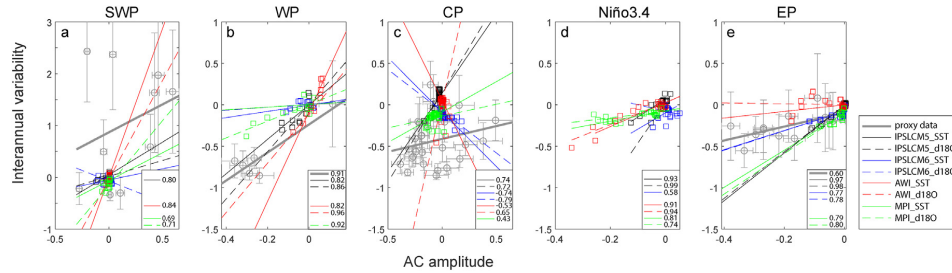


Fig. 10. Regional regressions between interannual variability and Seasonality in models and observations. Interannual variability is plotted versus the amplitude of the annual cycle for individual proxy records (grey circles) in each proxy region, together with values calculated in successive 1000-yr windows in the Holocene for IPSLCM5 (black squares), IPSLCM6 (blue squares), AWI (red squares), and MPI (green squares) models. Linear regressions are shown for proxy records (thick grey lines), modelled SST (thin lines), and pseudo- $\delta^{18}\text{O}$ (dashed lines). Boxes in the bottom right indicate regressions that are statistically significant at the 0.05 level and the associated correlation. (For interpretation of the references to colour in this figure legend, the reader is referred to the Web version of this article.)

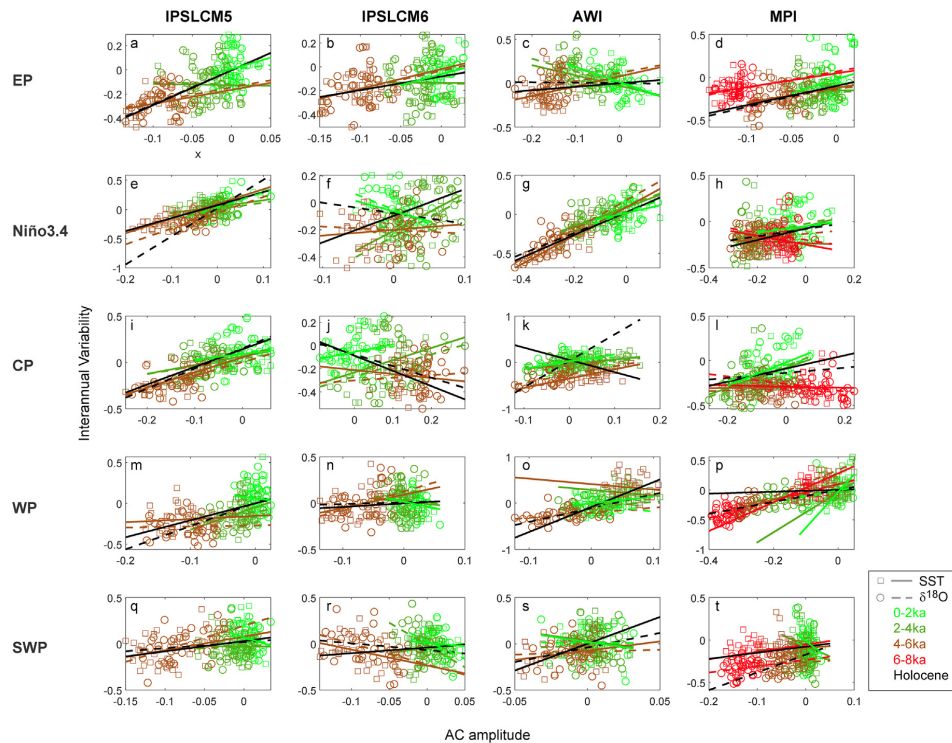


Fig. 11. Regressions between interannual variability and seasonality in models per region and per 2000-yr time slot. Subplots in column 1 to 4 refer to models IPSLCM5, IPSLCM6, AWI and MPI respectively. Subplots in line 1 to 5 correspond to the EP, Niño3.4, CP, WP and SWP regions respectively. Datapoints correspond to SST (squares) and pseudo- $\delta^{18}\text{O}$ (circles) in successive 100-year windows from the 0-2ka (green), 2-4ka (light brown), 4-6ka (dark brown), and 6-8ka (red) time slots. Linear regressions are shown for each time slot for SST (continuous lines) and for pseudo- $\delta^{18}\text{O}$ (dashed lines), and for the whole period (black). (For interpretation of the references to colour in this figure legend, the reader is referred to the Web version of this article.)

with other regions, particularly the significant increase (~200 %) of interannual variability between 6–4ka when interannual variability is at a minimum in the CP and EP regions (Fig. 3). High variability in the SWP during the mid-Holocene has been identified before and was attributed to ENSO (Corrège et al., 2000). The SWP region is located in the southern part of the South Pacific Convergence Zone (SPCZ) where modern variability is mostly dictated by northward and southward shifts in the SPCZ during El Niño and La Niña events respectively (Folland et al., 2002). However, the high variability in the SWP in the mid-Holocene cannot be an ENSO signal if ENSO was weaker than today in the equatorial Pacific. Nor can it be explained by a change in ENSO flavour since neither the CP events nor the EP events are characterized by larger anomalies in SWP compared to equatorial Pacific. Consequently, it must correspond to another mode of variability, either only weakly expressed in the instrumental record or masked by the ENSO mode. Empirical orthogonal functions (EOF) of SST anomalies (SSTa) correspond to the spatial pattern associated to the principal components of SSTa variability. While the EP and CP modes of ENSO can be described by the first and second EOFs of instrumental SSTa in the tropical Pacific (Ashok et al., 2007; Takahashi et al., 2011), the third EOF is a non-dominant pattern of variability characterized by largest anomalies in the SWP (Ashok et al., 2007). Thus, we hypothesize that the large interannual variability observed in SWP records could correspond to the 3rd EOF of the instrumental SSTa, that might have become more significant when the 1st and 2nd EOFs (i.e. ENSO) were dampened during the HEM.

Additional insights come from comparing the Sr/Ca and $\delta^{18}\text{O}$ records from the SWP, to identify the influence of changes in sea water $\delta^{18}\text{O}$, closely linked to salinity (Corrège et al., 2004; Duprey et al., 2012). While modern rainfall occurs during the warm season, mid-Holocene corals indicate cooler and saltier mean conditions and precipitation occurring predominantly during the cold season (Duprey et al., 2012). The SWP region was thus not under the influence of the SPCZ, which was located further north in the mid-Holocene (Lazareth et al., 2013), modifying the SPCZ-ENSO relationship. This explains why interannual variability estimates were not amplified by $\delta^{18}\text{O}$ records compared to Sr/Ca in the SWP (Fig. 8), as would be expected in tropical regions where temperature and precipitation are associated (Thompson et al., 2011). Our result supports a previous multi-model study showing that changes in the SPCZ interannual variability are independent of changes in ENSO amplitude, both through orbital changes and between models, although there is a robust response to mid-Holocene insolation characterised by reduced ENSO variability and a DJF southward shift of the SPCZ mean position (Saint-Lu et al., 2015).

Model biases in the representation of the SPCZ preclude a reliable assessment of past variability and rainfall regime in the SWP region. However, an increase of the frequency and amplitude of the SPCZ interannual latitudinal shifts at 6ka is simulated in the IPSL-CM5 model, although ENSO was weakened (Saint-Lu et al., 2015), in agreement with our data synthesis. The Holocene paleoclimate observation and simulations support predictions of larger shifts in the SPCZ in a greenhouse climate although models do not agree on future changes in ENSO variability (Cai et al., 2012).

6. Summary and conclusions

We have quantified millennial-scale changes in the amplitude of the annual cycle and the interannual variability in four regions of the Pacific based on a new synthesis of seasonally resolved $\delta^{18}\text{O}$ and Sr/Ca Holocene coral and bivalve records from the tropical Pacific (Fig. 1). The uncertainty due to the sampling of internal climate variability by short records was estimated for an objective comparison with four transient climate simulations. Observations

confirm the HEM in the EP and CP with reductions in ENSO variance of ~50 % and ~80 % respectively. While ENSO variance 6–8ka was not significantly different from the late Holocene in EP and CP, there is an 85 % reduction in WP, possibly amplified by changes in hydroclimate, as suggested by simulations and Sr/Ca data. Models and data generally agree on a positive relationship between the amplitude of the annual cycle and ENSO variance, especially in the EP. Changes in the ratio of ENSO variance in the EP and CP regions, $\text{var}(\text{EP})/\text{var}(\text{CP})$, suggest possible changes in the spatial pattern of ENSO during the Holocene, consistent with previous evidence (Carré et al., 2014), although this needs confirmation from additional data. Interannual variability in the SWP increases by 200 % between 4–6ka, in antiphase with the ENSO variability minimum recorded in the equatorial Pacific. This implies that the SWP interannual variability was associated to another mode of variability during this period. Cooler, saltier conditions and winter precipitation indicate that the region was not under the influence of the SPCZ at this time. The change in ENSO variance after 6ka can be robustly attributed to insolation forcing using CP records and the insolation forced transient simulations. ENSO sensitivity to orbital forcing is, however, underestimated in models by a factor of 4.7 compared to data. Millennial-scale enforced variability of ENSO is apparent in both observations and models and might partly account for the amplitude of the HEM. Insolation forcing of ENSO is not incompatible with high variance in the early Holocene, when other competing mechanisms were at play. Despite significant advances, our understanding of ENSO during the Holocene is still limited by the number of fossil records. An increased effort in data acquisition is particularly needed in the Eastern and Western Pacific.

Author statement

Matthieu Carré, Pascale Braconnot, Mary Elliot, Thierry Corrège and Sandy P. Harrison conceptualized the study and developed the methodology; Matthieu Carré and Rachid Cheddadi were responsible for data curation; Pascale Braconnot, Olivier Marti, Xiaoxu Shi, Roberta d'Agostino, Gerrit Lohmann and Johann Jungclaus contributed to the model simulations and their analysis; Matthieu Carré wrote the Matlab codes, did the formal analyses, and wrote the draft manuscript; Andrew Schurer validated the detection attribution analysis; Pascale Braconnot and Isma Abdellkader di Carlo validated the ENSO flavour analysis; Pascale Braconnot, Matthieu Carré, Bruno Turcq, Thierry Corrège, Sandy P. Harrison, Gerrit Lohmann, Johann Jungclaus, and Jorge Cardich contributed to funding acquisition. All authors contributed to the preparation of the manuscript.

Data and code availability

The complete PACMEDY_Coral&Bivalve_database is available at <https://doi.org/10.6084/m9.figshare.14256434>.

The Pacific synthesis extracted from this database, the interannual variability and seasonality values calculated from proxy records and simulations, as well as the Matlab scripts for analyses and figures are available in a public repository at <https://doi.org/10.6084/m9.figshare.14273381>.

Funding

This research has been supported by the JPI-Belmont project PACMEDY (via grant ANR-15-JCLI-0003-01 for MC, PB, ME, OM, TC, and BT). MC, JC, DO, RSG, AP, and PR acknowledge funding from Concejo Nacional de Ciencia y Tecnología de Perú (grant n° 007-2017-FONDECYT, grant n° 034-2019-FONDECYT-BM). SPH

acknowledges funding from the ERC-funded project GC2.0Global Change 2.0: Unlocking the past for a clearer future, grant number 694481 and from the JPI-Belmont project PACMEDY (via NERC). The distribution and analyses of the transient Holocene simulations with the IPSL model benefit from the Institut Pierre Simon Laplace Climate Modeling Centre Infrastructure supported by ANR "Investissements d'avenir" program ANR-11-IDEX-0004-17-EURE-0006.

Declaration of competing interest

The authors declare that they have no known competing financial interests or personal relationships that could have appeared to influence the work reported in this paper.

Acknowledgements

We acknowledge the modelling groups of Institut Pierre Simon Laplace, Alfred Wegener Institute and Max Planck Institute for producing and sharing the climate simulations. We are thankful to all the authors who produced the paleoclimate records gathered in this paper for making their data public or sharing them with us. This research was funded by the JPI-Belmont Forum project entitled Palaeo-climate Constraints on Monsoon Evolution and Dynamics (PACMEDY). We thank two anonymous reviewers for their constructive comments.

References

- An, S.-I., Choi, J., 2013. Inverse relationship between the equatorial eastern Pacific annual-cycle and ENSO amplitudes in a coupled general circulation model. *Clim. Dynam.* 40, 663–675. <https://doi.org/10.1007/s00382-012-1403-3>.
- An, S.-I., Choi, J., 2014. Mid-Holocene tropical Pacific climate state, annual cycle, and ENSO in PMIP2 and PMIP3. *Clim. Dynam.* 43, 957–970. <https://doi.org/10.1007/s00382-013-1880-z>.
- An, S.I., Choi, J., 2009. Seasonal locking of the ENSO asymmetry and its influence on the seasonal cycle of the tropical eastern Pacific sea surface temperature. *Atmos. Res.* 94, 3–9.
- An, S.-I., Ham, Y.-G., Kug, J.-S., Timmermann, A., Choi, J., Kang, I.-S., 2010. The Inverse Effect of Annual-Mean State and Annual-Cycle Changes on ENSO. *J. Clim.* 23, 1095–1110. <https://doi.org/10.1175/2009JCLI2895.1>.
- Arntz, W.E., Brey, T., Tarazona, J., Robles, A., 1987. Changes in the structure of a shallow sandy-beach community in Peru during an El Niño event. In: Payne, A.L.L., Gulland, J.A., Brinks, K.H. (Eds.), *The Benguela and Comparable Ecosystems*. South African Journal of Marine Science, pp. 645–658.
- Ashok, K., Behera, S.K., Rao, S.A., Weng, H., Yamagata, T., 2007. El Niño modoki and its possible teleconnection. *J. Geophys. Res.* 112, C11007. <https://doi.org/10.1029/2006JC003798>.
- Bader, J., Jungclauss, J., Krivova, N., Lorenz, S., Maycock, A., Raddatz, T., Schmidt, H., Toohey, M., Wu, C.-J., Claussen, M., 2020. Global temperature modes shed light on the Holocene temperature conundrum. *Nat. Commun.* 11, 4726. <https://doi.org/10.1038/s41467-020-18478-6>.
- Bard, E., Hamelin, B., Arnold, M., Montaggioni, L., Cabioch, G., Faure, G., Rougerie, F., 1996. Deglacial sea-level record from Tahiti corals and the timing of global meltwater discharge. *Nature* 382, 241–244.
- Bartlein, P.J., Shafer, S.L., 2019. Paleo calendar-effect adjustments in time-slice and transient climate-model simulations (PaleoCalAdj v1.0): impact and strategies for data analysis. *Geosci. Model Dev. (GMD)* 12, 3889–3913. <https://doi.org/10.5194/gmd-12-3889-2019>.
- Beck, J.W., Edwards, R.L., Ito, E., Taylor, F.W., Récy, J., Rougerie, F., Joannot, P., Henin, C., 1992. Sea-surface temperature from coral skeletal Strontium/Calcium ratios. *Science* 257, 644–647.
- Beck, J.W., Récy, J., Taylor, F., Edwards, R.L., Cabioch, G., 1997. Abrupt changes in early Holocene tropical sea surface temperature derived from coral records. *Nature* 385, 705–707. <https://doi.org/10.1038/385705a0>.
- Bellenger, H., Guilyardi, E., Leloup, J., Lengaigne, M., Vialard, J., 2014. ENSO representation in climate models: from CMIP3 to CMIP5. *Clim. Dynam.* 42, 1999–2018. <https://doi.org/10.1007/s00382-013-1783-z>.
- Berger, A., 1978. Long-term variations of caloric insolation resulting from the earth's orbital elements. *Quat. Res.* 9, 139–167.
- Boucher, O., Servonnat, J., Albright, A.L., Aumont, O., Balkanski, Y., Bastrikov, V., Bekki, S., Bonnet, R., Bony, S., Bopp, L., Braconnot, P., Brockmann, P., Cadule, P., Caubel, A., Cheruy, F., Codron, F., Cozic, A., Cugnet, D., D'Andrea, F., Davini, P., de Lavergne, C., Denvil, S., Deshayes, J., Devillers, M., Ducharme, A., Dufresne, J.-L., Dupont, E., Étché, C., Fairhead, L., Falletti, L., Flavoni, S., Foujols, M.-A., Gardoll, S., Gastineau, G., Ghattas, J., Grandpeix, J.-Y., Guenet, B., Guez, L.E., Guilyardi, E., Guimberteau, M., Hauglustaine, D., Hourdin, F., Idelkadi, A., Joussaume, S., Kageyama, M., Khodri, M., Krinner, G., Lebas, N., Levavasseur, G., Lévy, C., Li, L., Lott, F., Lurton, T., Luysaert, S., Madec, G., Madeleine, J.-B., Maignan, F., Marchand, M., Marti, O., Mellul, L., Meurdesoif, Y., Mignot, J., Musat, I., Otláć, C., Peylin, P., Planton, Y., Polcher, J., Rio, C., Rochetin, N., Rousset, C., Sepulchre, P., Sima, A., Swingedouw, D., Thiéblemont, R., Traore, A.K., Vancoppenolle, M., Vial, J., Vialard, J., Viovy, N., Vuichard, N., 2020. Presentation and evaluation of the IPSL-CM6A-LR climate model. *J. Adv. Model. Earth Syst.* 12. <https://doi.org/10.1029/2019MS002010> e2019MS002010.
- Braconnot, P., Crétat, J., Marti, O., Balkanski, Y., Caubel, A., Cozic, A., Foujols, M.-A., Sanogo, S., 2019a. Impact of multiscale variability on last 6,000 Years Indian and West african monsoon rain. *Geophys. Res. Lett.* 46, 14021–14029. <https://doi.org/10.1029/2019GL084797>.
- Braconnot, P., Harrison, S.P., Kageyama, M., Bartlein, P.J., Masson-Delmotte, V., Abe-Ouchi, A., Otto-Bliesner, B., Zhao, Y., 2012a. Evaluation of climate models using palaeoclimatic data. *Nature Clim. Change* 2, 417–424.
- Braconnot, P., Luan, Y., Brewer, S., Zheng, W., 2012b. Impact of Earth's orbit and freshwater fluxes on Holocene climate mean seasonal cycle and ENSO characteristics. *Clim. Dynam.* 38, 1081–1092.
- Braconnot, P., Otto-Bliesner, B., Harrison, S., Jousseume, S., Peterschmitt, J.-Y., Abe-Ouchi, A., Crucifix, M., Driesschaert, E., Fichefet, T., Hewitt, C.D., Kageyama, M., Kitoh, A., Loutre, M.F., Marti, O., Merkel, U., Ramstein, G., Valdes, P., Weber, S.L., Yu, Y., Zhao, Y., 2007. Results of PMIP2 coupled simulations of the Mid-Holocene and Last Glacial Maximum-Part2: feedbacks with emphasis on the location of the ITCZ and mid- and high latitudes heat budget. *Clim. Past* 3, 279–296.
- Braconnot, P., Zhu, D., Marti, O., Servonnat, J., 2019b. Strengths and challenges for transient Mid- to Late Holocene simulations with dynamical vegetation. *Clim. Past* 15, 997–1024.
- Brown, J., Tudhope, A.W., Collins, M., McGregor, H.V., 2008a. Mid-Holocene ENSO: issues in quantitative model-proxy data comparisons. *Paleoceanography* 23. <https://doi.org/10.1029/2007PA001512>.
- Brown, J.R., Brierley, C.M., An, S.-I., Guarino, M.-V., Stevenson, S., Williams, C.J.R., Zhang, Q., Zhao, A., Abe-Ouchi, A., Braconnot, P., Brady, E.C., Chandan, D., D'Agostino, R., Guo, C., LeGrande, A.N., Lohmann, G., Morozova, P.A., Ohgaito, R., Oishi, R., Otto-Bliesner, B.L., Peltier, W.R., Shi, X., Sime, L., Volodin, E.M., Zhang, Z., Zheng, W., 2020. Comparison of past and future simulations of ENSO in CMIP5/PMIP3 and CMIP6/PMIP4 models. *Clim. Past* 16, 1777–1805. <https://doi.org/10.5194/cp-16-1777-2020>.
- Brown, J.R., Collins, M., Tudhope, A., Toniazzo, T., 2008b. Modelling mid-Holocene tropical climate and ENSO variability: towards constraining predictions of future change with palaeo-data. *Clim. Dynam.* 30, 19–36.
- Cai, W., Lengaigne, M., Borlace, S., Collins, M., Cowan, T., McPhaden, M.J., Timmermann, A., Power, S., Brown, J., Menkes, C., Ngari, A., Vincent, E.M., Widlansky, M.J., 2012. More extreme swings of the South Pacific convergence zone due to greenhouse warming. *Nature* 488, 365–369.
- Carré, M., Bentalab, I., Blamart, D., Ogle, N., Cardenas, F., Zevallos, S., Kalin, R.M., Ortlieb, L., Fontugne, M., 2005a. Stable isotopes and sclerochronology of the bivalve *Mesodesma donacium*: potential application to peruvian paleoceanographic reconstructions. *Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology* 228, 4–25.
- Carré, M., Bentalab, I., Fontugne, M., Lavallée, D., 2005b. Strong El Niño events during the early Holocene: stable isotope evidence from Peruvian sea-shells. *Holocene* 15, 42–47.
- Carré, M., Cheddadi, R., 2017. Seasonality in long-term climate change. *Quaternaire* 28, 173–177. <https://doi.org/10.4000/quaternaire.8018>.
- Carré, M., Elliot, M., Corrège, T., Harrison, S.P., Braconnot, P., 2021. PACMEDY Coral/Bivalve Database v1.
- Carré, M., Sachs, J.P., Purca, S., Schauer, A.J., Braconnot, P., Angeles Falcón, R., Julien, M., Lavallée, D., 2014. Holocene history of ENSO variance and asymmetry in the eastern tropical Pacific. *Science* 345, 1045–1048. <https://doi.org/10.1126/science.1252220>.
- Carré, M., Sachs, J.P., Schauer, A.J., Rodríguez, W.E., Ramos, F.C., 2013. Reconstructing El Niño-Southern Oscillation activity and ocean temperature seasonality from short-lived marine mollusk shells from Peru. *Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology* 371, 45–53.
- Carré, M., Sachs, J.P., Wallace, J.M., Favier, C., 2012a. Exploring errors in paleoclimate proxy reconstructions using Monte Carlo simulations: paleotemperature from mollusk and coral geochemistry. *Clim. Past* 8, 433–450. <https://doi.org/10.5194/cp-8-433-2012>.
- Carré, M., Azzoug, M., Bentalab, I., Chase, B.M., Fontugne, M., Jackson, D., Ledru, M.-P., Maldonado, A., Sachs, J.P., Schauer, A.J., 2012b. Mid-Holocene mean climate in the south-eastern Pacific and its influence on South America. *Quat. Int.* 253, 55–66. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2011.02.004>.
- Chang, P., Wang, B., Li, T., Ji, L., 1994. Interactions between the seasonal cycle and the southern oscillation - frequency entrainment and chaos in a coupled ocean-atmosphere model. *Geophys. Res. Lett.* 21, 2817–2820.
- Chappell, J., Polach, H., 1991. Post-glacial sea-level rise from a coral record at Huon Peninsula, Papua New Guinea. *Nature* 349, 147–149. <https://doi.org/10.1038/349147a0>.
- Cheddadi, R., Carré, M., Nourelbait, M., François, L., Rhoujjati, A., Manay, R., Ochoa, D., Schefuß, E., 2021. Early Holocene greening of the Sahara requires Mediterranean winter rainfall. *Proc. Natl. Acad. Sci. Unit. States Am.* 118. <https://doi.org/10.1073/pnas.2024898118>.
- Chen, S., Hoffmann, S.S., Lund, D.C., Cobb, K.M., Emile-Geay, J., Adkins, J.F., 2016. A high-resolution speleothem record of western equatorial Pacific rainfall: implications for Holocene ENSO evolution. *Earth Planet Sci. Lett.* 442, 61–71.

- Clement, A.C., Seager, R., Cane, M.A., 2000. Suppression of El Niño during the mid-Holocene by changes in earth's orbit. *Paleoceanography* 15, 731–737.
- Clement, A.C., Seager, R., Cane, M.A., 1999. Orbital controls on the el niño/southern oscillation and the tropical climate. *Paleoceanography* 14, 441–456.
- Cobb, K.M., Charles, C.D., Cheng, H., Edwards, R.L., 2003. El Niño/Southern Oscillation and tropical Pacific climate during the last millennium. *Nature* 424, 271–276.
- Cobb, K.M., Westphal, N., Sayani, H.R., Watson, J.T., Di Lorenzo, E., Cheng, H., Edwards, R.L., Charles, C.D., 2013. Highly variable el niño-southern oscillation throughout the Holocene. *Science* 339, 67–70. <https://doi.org/10.1126/science.1228246>.
- Cole, J.E., Fairbanks, R.G., Shen, G.T., 1993. Recent variability in the southern oscillation: isotopic results from a tarawa atoll coral. *Science* 260, 1790–1793.
- Conroy, J.L., Cobb, K.M., Lynch-Stieglitz, J., Polissar, P.J., 2014. Constraints on the salinity-oxygen isotope relationship in the central tropical Pacific Ocean. *Mar. Chem.* (in press).
- Conroy, J.L., Overpeck, J.T., Cole, J.E., Shanahan, T.M., Steinitz-Kannan, M., 2008. Holocene changes in eastern Pacific climate inferred from a Galápagos lake sediment record. *Quat. Sci. Rev.* 27, 1166–1180.
- Conroy, J.L., Thompson, D.M., Cobb, K.M., Noone, D., Rea, S., Legrande, A.N.C.P.A., 2017. Spatiotemporal variability in the $\delta^{18}\text{O}$ -salinity relationship of seawater across the tropical Pacific Ocean. *Paleoceanography* 32, 484–497. <https://doi.org/10.1002/2016PA003073>.
- Corrège, T., Delcroix, T., Récy, J., Beck, W., Cabioch, G., Le Cornec, F., 2000. Evidence for stronger el niño-southern oscillation (ENSO) events in a mid-holocene massive coral. *Paleoceanography* 15, 465–470.
- Corrège, T., Gagan, M.K., Beck, J.W., Burr, G.S., Cabioch, G., Le Cornec, F., 2004. Interdecadal variation in the extent of South Pacific tropical waters during the Younger Dryas event. *Nature* 428, 927–929.
- Crétat, J., Braconnot, P., Terray, P., Marti, O., Falasca, F., 2020. Mid-Holocene to present-day evolution of the Indian monsoon in transient global simulations. *Clim. Dynam.* 55, 2761–2784. <https://doi.org/10.1007/s00382-020-05418-9>.
- Cruz, F.W., Vuille, M., Burns, S.J., Wang, X., Cheng, H., Werner, M., Lawrence Edwards, R., Karmann, I., Auler, A.S., Nguyen, H., 2009. Orbital driven east-west antiphasing of South American precipitation. *Nat. Geosci.* 2, 210–214. <https://doi.org/10.1038/ngeo444>.
- D'Agostino, R., Bader, J., Bordoni, S., Ferreira, D., Jungclauss, J., 2019. Northern hemisphere monsoon response to mid-holocene orbital forcing and greenhouse gas-induced global warming. *Geophys. Res. Lett.* 46, 1591–1601. <https://doi.org/10.1029/2018GL081589>.
- D'Agostino, R., Brown, J.R., Moise, A., Nguyen, H., Dias, P.L.S., Jungclauss, J., 2020. Contrasting southern hemisphere monsoon response: MidHolocene orbital forcing versus future greenhouse gas-induced global warming. *J. Clim.* 33, 9595–9613. <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-19-0672.1>.
- Dallmeyer, A., Claussen, M., Lorenz, S.J., Shanahan, T., 2020. The end of the African humid period as seen by a transient comprehensive Earth system model simulation of the last 8000 years. *Clim. Past* 16, 117–140. <https://doi.org/10.5194/cp-16-117-2020>.
- Danilov, S., Sidorenko, D., Wang, Q., Jung, T., 2017. The finite-volume sea ice-ocean model (FESOM2). *Geosci. Model Dev. (GMD)* 10, 765–789. <https://doi.org/10.5194/gmd-10-765-2017>.
- DeLong, K.L., Quinn, T.M., Taylor, F.W., Shen, C.-C., Lin, K., 2013. Improving coral-base paleoclimate reconstructions by replicating 350years of coral Sr/Ca variations. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 373, 6–24. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2012.08.019>.
- DeSole, T., Trenary, L., Yan, X., Tippett, M.K., 2019. Confidence intervals in optimal fingerprinting. *Clim. Dynam.* 52, 4111–4126. <https://doi.org/10.1007/s00382-018-4356-3>.
- Dewitte, B., Vazquez-Cuervo, J., Goubanova, K., Illig, S., Takahashi, K., Cambon, G., Purca, S., Correa, D., Gutierrez, D., Sifeddine, A., Ortlieb, L., 2012. Change in El Niño flavours over 1958–2008: implications for the long-term trend of the upwelling off Peru. *Deep Sea Res. Part II Top. Stud. Oceanogr.* 77–80, 143–156.
- Dong, B., Sutton, R.T., 2007. Enhancement of ENSO variability by a weakened Atlantic thermohaline circulation in a coupled GCM. *J. Clim.* 20, 4920–4939.
- Driscoll, R., Elliot, M., Russon, T., Welsh, K., Yokoyama, Y., Tudhope, A., 2014. ENSO reconstructions over the past 60 ka using giant clams (*Tridacna* sp.) from Papua New Guinea. *Geophys. Res. Lett.* 41, 2014GL061446.
- 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., Ethé, C., Fairhead, L., Fichet, F., 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., Vuichard, N., 2013. Climate change projections using the IPSL-CM5 earth system model: from CMIP3 to CMIP5. *Clim. Dynam.* 40, 2123–2165. <https://doi.org/10.1007/s00382-012-1636-1>.
- Duprey, N., Lazareth, C.E., Corrège, T., Le Cornec, F., Maes, C., Pujol, N., Madeng-Yogo, M., Caquingneau, S., Soares Derome, C., Cabioch, G., 2012. Early mid-Holocene SST variability and surface-ocean water balance in the southwest Pacific. *Paleoceanography* 27, PA4207.
- Echevin, V., Colas, F., Espinoza-Morriberon, D., Vasquez, L., Anculle, T., Gutierrez, D., 2018. Forcings and evolution of the 2017 coastal el Niño off northern Peru and Ecuador. *Frontiers in Marine Science* 5 (367). <https://doi.org/10.3389/fmars.2018.00367>.
- Emile-Geay, J., Cobb, K.M., Carre, M., Braconnot, P., Leloup, J., Zhou, Y., Harrison, S.P., Correge, T., McGregor, H.V., Collins, M., Driscoll, R., Elliot, M., Schneider, B., Tudhope, A., 2016. Links between tropical Pacific seasonal, interannual and orbital variability during the Holocene. *Nat. Geosci.* 9, 168–173. <https://doi.org/10.1038/ngeo2608>.
- Emile-Geay, J., Cobb, K.M., Cole, J.E., Elliot, M., Zhu, F., 2020. Past ENSO variability. In: McPhaden, M.J., Santoso, A., Cai, W. (Eds.), *El Niño Southern Oscillation in a Changing Climate*, Geophysical Monograph Series.
- Evans, M.N., Kaplan, A., Cane, M.A., 2000. Intercomparison of coral oxygen isotope data and historical sea surface temperature (SST): potential for coral-based SST field reconstructions. *Paleoceanography* 15, 551–563. <https://doi.org/10.1029/2000PA000498>.
- Fairbanks, R.G., Charles, C.D., Wright, J.D., 1992. Origin of global meltwater pulses. In: Taylor, R.E., et al. (Eds.), *Radiocarbon after Four Decads*: Springer-Verlag, pp. 473–500.
- Folland, C.K., Renwick, J.A., Salinger, M.J., Mullan, A.B., 2002. Relative influences of the interdecadal pacific oscillation and ENSO on the south pacific convergence zone. *Geophys. Res. Lett.* 29. <https://doi.org/10.1029/2001GL014201>, 21–1.
- Gagan, M.K., Dunbar, G.B., Suzuki, A., 2012. The effect of skeletal mass accumulation in Porites on coral Sr/Ca and $\delta^{18}\text{O}$ paleothermometry. *Paleoceanography* 27. <https://doi.org/10.1029/2011PA002215>.
- Galanti, E., Tziperman, E., 2000. ENSO's phase locking to the seasonal cycle in the fast-SST, fast-wave, and mixed-mode regimes. *J. Clim.* 57, 2936–2950.
- Garreaud, R.D., 2019. A plausible atmospheric trigger for the 2017 coastal El Niño. *Int. J. Climatol.* 38, e1296–e1302.
- Giorgetta, M.A., Jungclauss, J., Reick, C.H., Legutke, S., Bader, J., Böttger, M., Brovkin, V., Cruieger, T., Esch, M., Fieg, K., Glushak, K., Gayler, V., Haak, H., Hollweg, H.-D., Ilyina, T., Kinne, S., Kornbluh, L., Matei, D., Mauritsen, T., Mikolajewicz, U., Mueller, W., Notz, D., Pithan, F., Raddatz, T., Rast, S., Redler, R., Roeckner, E., Schmidt, H., Schnur, R., Segsneider, J., Six, K.D., Stockhause, M., Timmreck, C., Wegner, J., Widmann, H., Wieners, K.-H., Claussen, M., Marotzke, J., Stevens, B., 2013. Climate and carbon cycle changes from 1850 to 2100 in MPI-ESM simulations for the Coupled Model Intercomparison Project phase 5. *J. Adv. Model. Earth Syst.* 5, 572–597. <https://doi.org/10.1002/jame.20038>.
- Glynn, P.W., Maté, J.L., Baker, A.C., Calderón, M.O., 2001. Coral bleaching and mortality in Panama and Ecuador during the 1997–1998 El Niño–Southern Oscillation Event: spatial/temporal patterns and comparisons with the 1982–1983 event. *Bull. Mar. Sci.* 69, 79–109.
- Goodbred Jr., S.L., Kuehl, S.A., 2000. Enormous Ganges-Brahmaputra sediment discharge during strengthened early Holocene monsoon. *Geology* 28, 1083–1086. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(2000\)28<1083:EGSDS>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(2000)28<1083:EGSDS>2.0.CO;2).
- Grossman, E.E., Fletcher III, C.H., Richmond, B.M., 1998. The Holocene sea-level highstand in the equatorial Pacific: analysis of the insular paleosea-level database. *Coral Reefs* 17, 309–327.
- Grossman, E.L., Ku, T.-L., 1986. Oxygen and carbon fractionation in biogenic aragonite: temperature effect. *Chem. Geol.* 59, 59–74.
- Harrison, S.P., Bartlein, P.J., Izumi, K., Li, G., Annan, J., Hargreaves, J., Braconnot, P., Kageyama, M., 2015. Evaluation of CMIP5 palaeo-simulations to improve climate projections. *Nature Clim. Change* 5, 735–743.
- Haug, G.H., Hughen, K.A., Sigman, D.M., Peterson, L.C., Röhl, U., 2001. Southward migration of the intertropical convergence zone through the Holocene. *Science* 293, 1304–1308.
- Hegerl, G., Zwiers, F., 2011. Use of models in detection and attribution of climate change. *WIREs Climate Change* 2, 570–591. <https://doi.org/10.1002/wcc.121>.
- Huang, B., Thorne, P.W., Banzon, V.F., Boyer, T., Chepurin, G., Lawrimore, J.H., Menne, M.J., Smith, T.M., Vose, R.S., Zhang, H.M., 2017. NOAA Extended Reconstructed Sea Surface Temperature (ERSST). <https://doi.org/10.7289/V5T72FNM>. NOAA National Centers for Environmental Information, Version 5.
- Ilyina, T., Six, K.D., Segsneider, J., Maier-Reimer, E., Li, H., Núñez-Riboni, I., 2013. Global ocean biogeochemistry model HAMOC2: model architecture and performance as component of the MPI-Earth system model in different CMIP5 experimental realizations. *J. Adv. Model. Earth Syst.* 5, 287–315. <https://doi.org/10.1029/2012MS000178>.
- Joussaume, S., Taylor, K.E., Braconnot, P., Mitchell, J.F.B., 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., Petersmitt, J.Y., Pollard, D., Rind, D., Royer, J.F., Schlesinger, M.E., Syktus, J., Thompson, S., Valdes, P., Vettoretti, G., Webb, R.S., Wuyyputta, U., 1999. Monsoon changes for 6000 years ago: results of 18 simulations from the paleoclimate modeling intercomparison project (PMIP). *Geophys. Res. Lett.* 26, 859–862.
- Juillet-Leclerc, A., Schmidt, G., 2001. A calibration of the oxygen isotope paleothermometer of coral aragonite from porites. *Geophys. Res. Lett.* 28, 4135–4138. <https://doi.org/10.1029/2000GL012538>.
- Jungclauss, J.H., Fischer, N., Haak, H., Lohmann, K., Marotzke, J., Matei, D., Mikolajewicz, U., Notz, D., von Storch, J.S., 2013. Characteristics of the ocean simulations in the Max Planck Institute Ocean Model (MPIOM) the ocean component of the MPI-Earth system model. *J. Adv. Model. Earth Syst.* 5, 422–446. <https://doi.org/10.1002/jame.20023>.
- 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., Woillez, M.-N.,

2013. Mid-Holocene and Last Glacial Maximum climate simulations with the IPSL model—part I: comparing IPSL_CM5A to IPSL_CM4. *Clim. Dynam.* 40, 2447–2468. <https://doi.org/10.1007/s00382-012-1488-8>.
- Kageyama, M., Harrison, S.P., Kapsch, M.-L., Lofverstrom, M., Lora, J.M., Mikolajewicz, U., Sherriff-Tadano, S., Vadsaria, T., Abe-Ouchi, A., Bouttes, N., Chandan, D., Gregoire, L.J., Ivanovic, R.F., Izumi, K., LeGrande, A.N., Lhardy, F., Lohmann, G., Morozova, P.A., Ohgaito, R., Paul, A., Peltier, W.R., Poulsen, C.J., Quiquet, A., Roche, D.M., Shi, X., Tierney, J.E., Valdes, P.J., Volodin, E., Zhu, J., 2021. The PMIP4 Last Glacial Maximum experiments: preliminary results and comparison with the PMIP3 simulations. *Clim. Past* 17, 1065–1089. <https://doi.org/10.5194/cp-17-1065-2021>.
- Kao, H.-Y., Yu, J.-Y., 2009. Contrasting eastern-pacific and central-pacific types of ENSO. *J. Clim.* 22, 615–632. <https://doi.org/10.1175/2008JCLI2309.1>.
- Karamperidou, C., Di Nezio, P.N., Timmermann, A., Jin, F.-F., Cobb, K.M., 2015. The response of ENSO flavors to mid-Holocene climate: Implications for proxy interpretation. *Paleoceanography* 30, 527–547. <https://doi.org/10.1002/2014PA002742>.
- Keifer, D.K., Moseley, M.E., deFrance, S.D., 2003. A 38,000-year record of floods and debris flows in the Ilo region of southern Peru and its relation to El Niño events and great earthquakes. *Paleogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 194, 41–77.
- Kiefer, J., Karamperidou, C., 2019. High-resolution modeling of ENSO-induced precipitation in the Tropical Andes: implications for proxy interpretation. *Paleoceanogr. Palaeoclimatol.* 34, 217–236.
- Kilbourne, K.H., Quinn, T.M., Taylor, F.W., Delcroix, T., Gouriou, Y., 2004. El Niño-Southern Oscillation-related salinity variations recorded in the skeletal geochemistry of a Porites coral from Espiritu Santo, Vanuatu. *Paleoceanography* 19, PA4002.
- Köhler, P., Nehrbass-Ahles, C., Schmitt, J., Stocker, T.F., Fischer, H., 2017. A 156 kyr smoothed history of the atmospheric greenhouse gases CO₂, CH₄, and N₂O and their radiative forcing. *Earth Syst. Sci. Data* 9, 363–387. <https://doi.org/10.5194/essd-9-363-2017>.
- Koutavas, A., Joannides, S., 2012. El Niño–southern oscillation extrema in the Holocene and last glacial maximum. *Paleoceanography* 27. <https://doi.org/10.1029/2012PA002378>.
- Koutavas, A., Lynch-Stieglitz, J., Marchitto Jr., T.M., Sachs, J.P., 2002. El Niño-like pattern in ice age tropical sea surface temperature. *Science* 297, 226–230.
- Krinner, G., Viovy, N., de Noblet-Ducoudré, N., Ogée, J., Polcher, J., Friedlingstein, P., Ciais, P., Sitch, S., Prentice, I.C., 2005. A dynamic global vegetation model for studies of the coupled atmosphere-biosphere system. *Global Biogeochem. Cycles* 19. <https://doi.org/10.1029/2003GB002199>.
- Krol, L.R., 2020. Permutation Test.
- Kutzbach, J., 1981. Monsoon climate of the early Holocene: climate experiment with the earth's orbital parameters for 9000 Years ago. *Science* 214 (59). <https://doi.org/10.1126/science.214.4516.59>.
- Lambeck, K., Nakada, M., 1990. Late Pleistocene and Holocene sea-level change along the Australian coast. *Paleogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 89, 143–176. [https://doi.org/10.1016/0031-0182\(90\)90056-D](https://doi.org/10.1016/0031-0182(90)90056-D).
- Lavallée, D., Julien, M., Béarez, P., Bolaños, A., Carré, M., Chevalier, A., Delabarde, T., Fontugne, M., Rodríguez-Loredo, C., Klaric, L., Usselmann, P., Vanhaeren, M., 2011. Quebrada de los burros. Los primeros pescadores del litoral Pacífico en el extremo sur peruano. *Chungara, Revista de Antropología Chilena* 43, 333–351.
- Lazareth, C.E., Bustamante Rosell, M.G., Turc, B., Le Cornec, F., Mandeng-Yogo, M., Caqueneau, S., Cabioch, G., 2013. Mid-Holocene climate in New Caledonia (southwest Pacific): coral and PMIP models monthly resolved results. *Quat. Sci. Rev.* 69, 83–97.
- Lee, T., McPhaden, M.J., 2010. Increasing intensity of el Niño in the central-equatorial Pacific. *Geophys. Res. Lett.* 37, L14603.
- LeGrande, A.N., Schmidt, G.A., 2011. Water isotopologues as a quantitative paleosalinity proxy. *Paleoceanography* 26. <https://doi.org/10.1029/2010PA002043>.
- LeGrande, A.N., Schmidt, G.A., 2006. Global gridded data set of the oxygen isotopic composition in seawater. *Geophys. Res. Lett.* 33, L12604. <https://doi.org/10.1029/2006GL026011>.
- Linsley, B.K., Rosenthal, Y., Oppo, D.W., 2010. Holocene evolution of the Indonesian throughflow and the western Pacific warm pool. *Nat. Geosci.* 3, 578–583.
- Liu, Z., 2002. A simple model study of ENSO suppression by external periodic forcing. *J. Clim.* 15, 1088–1098. [https://doi.org/10.1175/1520-0442\(2002\)015<1088:ASMSOE>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(2002)015<1088:ASMSOE>2.0.CO;2).
- Liu, Z., Kutzbach, J., Wu, L., 2000. Modeling climate shift of el Niño variability in the Holocene. *Geophys. Res. Lett.* 27, 2265–2268.
- Liu, Z., Lu, Z., Wen, X., Otto-Bliessner, B.L., Timmermann, A., Cobb, K.M., 2014. Evolution and forcing mechanisms of El Niño over the past 21,000 years. *Nature* 515, 550–553.
- Lohmann, G., Butzin, M., Eissner, N., Shi, X., Stepanek, C., 2020. Abrupt climate and weather changes across time scales. *Paleoceanography and Paleoclimatology* 35. <https://doi.org/10.1029/2019PA003782> e2019PA003782.
- Lough, J.M., 2004. A strategy to improve the contribution of coral data to high-resolution paleoclimatology. *Paleogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 204, 115–143. [https://doi.org/10.1016/S0031-0182\(03\)00727-2](https://doi.org/10.1016/S0031-0182(03)00727-2).
- Luan, Y., Braconnot, P., Yu, Y., Zheng, W., 2015. Tropical Pacific mean state and ENSO changes: sensitivity to freshwater flux and remnant ice sheets at 9.5A ka BP. *Clim. Dynam.* 1–18. <https://doi.org/10.1007/s00382-015-2467-7>.
- Luan, Y., Braconnot, P., Yu, Y., Zheng, W., Marti, O., 2012. Early and mid-Holocene climate in the tropical Pacific: seasonal cycle and interannual variability induced by insolation changes. *Clim. Past* 8, 1093–1108. <https://doi.org/10.5194/cp-8-1093-2012>.
- Maher, N., Milinski, S., Suarez-Gutierrez, L., Botzet, M., Dobrynin, M., Kornbluh, L., Kröger, J., Takano, Y., Ghosh, R., Hedemann, C., Li, C., Li, H., Manzini, E., Notz, D., Putrasahan, D., Boysen, L., Claussen, M., Ilyina, T., Olonscheck, D., Raddatz, T., Stevens, B., Marotzke, J., 2019. The Max Planck Institute grand ensemble: enabling the exploration of climate system variability. *J. Adv. Model. Earth Syst.* 11, 2050–2069. <https://doi.org/10.1029/2019MS001639>.
- Masson-Delmotte, V., Schulz, M., Abe-Ouchi, A., Beer, J., Ganopolski, A., Jansen, E., Lambeck, K., Luterbacher, J., Naish, T., Osborn, T., 2013. Information from Paleoclimate Archives.
- McCulloch, M., Mortimer, G., Esat, T., Xianghua, L., Pillans, B., Chappell, J., 1996. High resolution windows into early Holocene climate: Sr/Ca coral records from the Huon Peninsula. *Earth Planet. Sci. Lett.* 138, 169–178.
- McGregor, H.V., Fischer, M.J., Gagan, M.K., Fink, D., Phipps, S.J., Wong, H., Woodroffe, C.D., 2013a. A weak El Niño/Southern Oscillation with delayed seasonal growth around 4,300 years ago. *Nat. Geosci.* 6, 949–953.
- McGregor, S., Timmermann, A., England, M.H., Elison Timm, O., Wittenberg, A.T., 2013b. Inferred changes in El Niño-Southern Oscillation variance over the past six centuries. *Clim. Past* 9, 2269–2284.
- Mollier-Vogel, E., Leduc, G., Böschen, T., Martinez, P., Schneider, R.R., 2013. Rainfall response to orbital and millennial forcing in northern Peru over the last 18 ka. *Quat. Sci. Rev.* 76, 29–38.
- Montaggioni, L.F., Le Cornec, F., Corrège, T., Cabioch, G., 2006. Coral barium/calcium record of mid-Holocene upwelling activity in New Caledonia, South-West Pacific. *Paleoceanography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 237, 436–455.
- Moy, C.M., Seltzer, G.O., Rodbell, D.T., Anderson, D.M., 2002. Variability of el Niño/southern oscillation activity at millennial timescales during the Holocene epoch. *Nature* 420, 162–165.
- Otto-Bliessner, B.L., 1999. El Niño/La Niña and sahel precipitation during the middle Holocene. *Geophys. Res. Lett.* 26, 87–90.
- Otto-Bliessner, B.L., Braconnot, P., Harrison, S.P., Lunt, D.J., Abe-Ouchi, A., Albani, S., Bartlein, P.J., Capron, E., Carlson, A.E., Dutton, A., Fischer, H., Goelzer, H., Govin, A., Haywood, A., Joos, F., LeGrande, A.N., Lipscomb, W.H., Lohmann, G., Mahowald, N., Nehrbass-Ahles, C., Pausata, F.S.R., Peterschmitt, J.-Y., Phipps, S.J., Renssen, H., Zhang, Q., 2017. The PMIP4 contribution to CMIP6 – Part 2: two interglacials, scientific objective and experimental design for Holocene and Last Interglacial simulations. *Geosci. Model Dev. (GMD)* 10, 3979–4003. <https://doi.org/10.5194/gmd-10-3979-2017>.
- Otto-Bliessner, B.L., Brady, E.C., Shin, S.L., Liu, Z., Shields, C., 2003. Modeling El Niño and its tropical teleconnections during the last glacia-interglacial cycle. *Geophys. Res. Lett.* 30, 2198. <https://doi.org/10.1029/2003GL018553>.
- Pausata, F.S.R., Zhang, Q., Muschitiello, F., Lu, Z., Chafik, L., Niedermeyer, E.M., Stager, J.C., Cobb, K.M., Liu, Z., 2017. Greening of the Sahara suppressed ENSO activity during the mid-Holocene. *Nat. Commun.* 8, 16020. <https://doi.org/10.1038/ncomms16020>.
- Pirazzoli, P.A., Montaggioni, L.F., 1988. Holocene sea-level changes in French Polynesia. *Paleogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 68, 153–175. [https://doi.org/10.1016/0031-0182\(88\)90037-5](https://doi.org/10.1016/0031-0182(88)90037-5).
- Reick, C.H., Raddatz, T., Brovkin, V., Gayler, V., 2013. Representation of natural and anthropogenic land cover change in MPI-ESM. *J. Adv. Model. Earth Syst.* 5, 459–482. <https://doi.org/10.1002/jame.20022>.
- Rein, B., 2007. How do the 1982/83 and 1997/98 El Niños rank in a geological record from Peru? *Quat. Int.* 161, 56–66.
- Rodbell, D.T., Seltzer, G.O., Anderson, D.M., Abbott, M.B., Enfield, D.B., Newman, J.H., 1999. An ~15,000-year record of el Niño driven alluviation in southwestern Ecuador. *Science* 283, 516–520.
- Rodríguez-Morata, C., Díaz, H.F., Ballesteros-Canovas, J.A., Rohrer, M., Stoffel, M., 2019. The anomalous 2017 coastal El Niño event in Peru. *Clim. Dynam.* 52, 5605–5622. <https://doi.org/10.1007/s00382-018-4466-y>.
- Russon, T., Tudhope, A.W., Collins, M., Hegerl, G.C., 2015. Inferring changes in ENSO amplitude from the variance of proxy records. *Geophys. Res. Lett.* 42, 1197–1204. <https://doi.org/10.1002/2014GL062331>.
- Russon, T., Tudhope, A.W., Hegerl, G.C., Collins, M., Tindall, J., 2013. Inter-annual tropical Pacific climate variability in an isotope-enabled CGCM: implications for interpreting coral stable oxygen isotope records of ENSO. *Clim. Past* 9, 1543–1557. <https://doi.org/10.5194/cp-9-1543-2013>.
- Sachs, J.P., Blois, J.L., McGee, T., Wolhowe, M., Haberle, S., Clark, G., Atahan, P., 2018. Southward shift of the Pacific ITCZ during the Holocene. *Paleoceanography and Paleoclimatology* 33, 1383–1395. <https://doi.org/10.1029/2018PA003469>.
- Sadekov, A.Y., Ganeshram, R., Pichevin, L., Berdin, R., McClymont, E., Elderfield, H., Tudhope, A.W., 2013. Paleoclimate reconstructions reveal a strong link between El Niño-Southern Oscillation and Tropical Pacific mean state. *Nat. Commun.* 4 (2692). <https://doi.org/10.1038/ncomms3692>.
- Saint-Lu, M., Braconnot, P., Leloup, J., Lengaigne, M., Marti, O., 2015. Changes in the ENSO/SPCZ relationship from past to future climates. *Earth Planet. Sci. Lett.* 412, 18–24.
- Sandweiss, D.H., Andrus, C.F.T., Kelley, A.R., Maasch, K.A., Reitz, E.J., Roscoe, P.B., 2020. Archaeological climate proxies and the complexities of reconstructing Holocene El Niño in coastal Peru. *Proc. Natl. Acad. Sci.* 117, 8271–8279. <https://doi.org/10.1073/pnas.1912242117>.
- Sandweiss, D.H., McInnis, H., Burger, R.L., Cano, A., Ojeda, B., Paredes, R., Sandweiss, M.C., Glascock, M.D., 1998. Quebrada jaguay: South American maritime adaptations. *Science* 281, 1830–1832.
- Schmidt, G.A., Annan, J.D., Bartlein, P.J., Cook, B.L., Guilyardi, E., Hargreaves, J.C., Harrison, S.P., Kageyama, M., LeGrande, A.N., Konecky, B., Lovejoy, S., Mann, M.E., Masson-Delmotte, V., Risi, C., Thompson, D., Timmermann, A.,

- Tremblay, L.B., Yiou, P., 2014. Using palaeo-climate comparisons to constrain future projections in CMIP5. *Clim. Past* 10, 221–250.
- Schmitt, J., Schneider, R., Elsig, J., Leuenberger, D., Laurantou, A., Chappellaz, J., Köhler, P., Joos, F., Stocker, T.F., Leuenberger, M., Fischer, H., 2012. Carbon isotope constraints on the deglacial CO₂ rise from ice cores. *Science* 336 (711). <https://doi.org/10.1126/science.1217161>.
- Schneider, T., Hampel, H., Mosquera, P.V., Tylmann, W., Grosjean, M., 2018. Paleo-ENSO revisited: Equadorian Lake Pallacocha does not reveal a conclusive El Niño signal. *Glob. Planet. Chang.* 168, 54–66.
- Sepulchre, P., Caubel, A., Ladant, J.-B., Bopp, L., Boucher, O., Braconnot, P., Brockmann, P., Cozic, A., Donnadiou, Y., Dufresne, J.-L., Estella-Perez, V., Ethé, C., Fluteau, F., Foujols, M.-A., Gastineau, G., Ghattas, J., Hauglustaine, D., Hourdin, F., Kageyama, M., Khodri, M., Marti, O., Meurdesoif, Y., Mignot, J., Sarr, A.-C., Servonnat, J., Swingedouw, D., Szopa, S., Tardif, D., 2020. IPSL-CM5A2 – an Earth system model designed for multi-millennial climate simulations. *Geosci. Model Dev. (GMD)* 13, 3011–3053. <https://doi.org/10.5194/gmd-13-3011-2020>.
- Shulmeister, J., Lees, B.G., 1995. Pollen evidence from tropical Australia for the onset of an ENSO-dominated climate at c. 4000 B.P. *Holocene* 5, 10–18.
- Sidorenko, D., Goessling, H.F., Koldunov, N.V., Scholz, P., Danilov, S., Barbi, D., Cabos, W., Gurses, O., Harig, S., Hinrichs, C., Juricke, S., Lohmann, G., Losch, M., Mu, L., Rackow, R., Rakowsky, N., Sein, D., Semmler, T., Shi, X., Stepanek, C., Streffing, J., Wang, Q., Welker, C., Yang, H., Jung, T., 2019. Evaluation of FESOM2.0 coupled to ECHAM6.3: preindustrial and HighResMIP simulations. *J. Adv. Model. Earth Syst.* 11, 3794–3815. <https://doi.org/10.1029/2019MS001696>.
- Stein, K., Timmermann, A., Schneider, N., Jin, F.-F., Stuecker, M.F., 2014. ENSO seasonal synchronization theory. *J. Clim.* 27, 5285–5310. <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-13-00525.1>.
- Stephans, C.L., Quinn, T.M., Taylor, F.W., Corrège, T.C.L., 2004. Assessing the reproducibility of coral-based climate records. *Geophys. Res. Lett.* 31. <https://doi.org/10.1029/2004GL020343>.
- Stevens, B., Giorgetta, M., Esch, M., Mauritsen, T., Crueger, T., Rast, S., Salzmann, M., Schmidt, H., Bader, J., Block, K., Brokopf, R., Fast, I., Kinne, S., Kornblueh, L., Lohmann, U., Pincus, R., Reichler, T., Roeckner, E., 2013. Atmospheric component of the MPI-M earth system model: ECHAM6. *J. Adv. Model. Earth Syst.* 5, 146–172. <https://doi.org/10.1002/jame.20015>.
- Stevenson, S., McGregor, H.V., Phipps, S.J., Fox-Kemper, B., 2013. Quantifying errors in coral-based ENSO estimates: towards improved forward modeling of $\delta^{18}O$. *Paleoceanography* 28, 633–649. <https://doi.org/10.1002/palo.20059>.
- Stevenson, S., Powell, B., Cobb, K.M., Nusbaumer, J., Merrifield, M., Noone, D., 2018. Twentieth century seawater $\delta^{18}O$ dynamics and implications for coral-based climate reconstruction. *Paleoceanography and Paleoclimatology* 33, 606–625. <https://doi.org/10.1029/2017PA003304>.
- Stocker, T., Qin, D., Plattner, G.-K., Tignor, M., Allen, S.K., Boschung, J., Nauels, A., Xia, Y., Bex, V., Midgley, P.M., 2013. *Climate Change 2013: the Physical Science Basis*. Cambridge University Press, Cambridge, UK, and New York.
- Stott, P.A., Gillett, N.P., Hegerl, G.C., Karoly, D.J., Stone, D.A., Zhang, X., Zwiers, F., 2010. Detection and attribution of climate change: a regional perspective. *WIREs Climate Change* 1, 192–211. <https://doi.org/10.1002/wcc.34>.
- Sulca, J., Takahashi, K., Espinoza, J.-C., Vuille, M., Lavado-Casimiro, W., 2018. Impacts of different ENSO flavors and tropical Pacific convection variability (ITCZ, SPCZ) on austral summer rainfall in South America, with a focus on Peru. *Int. J. Climatol.* 38, 420–435.
- Takahashi, K., Martínez, A.G., 2019. The very strong coastal El Niño in 1925 in the far-eastern Pacific. *Clim. Dynam.* 52, 7389–7415. <https://doi.org/10.1007/s00382-017-3702-1>.
- Takahashi, K., Montecinos, A., Goubanova, K., Dewitte, B., 2011. ENSO regimes: reinterpreting the canonical and modoki el Niño. *Geophys. Res. Lett.* 38. <https://doi.org/10.1029/2011GL047364>.
- Taylor, K.E., Stouffer, R.J., Meehl, G.A., 2012. An overview of CMIP5 and the experiment design. *Bull. Am. Meteorol. Soc.* 93, 485–498. <https://doi.org/10.1175/BAMS-D-11-00094.1>.
- Thompson, D.M., Ault, T.R., Evans, M.N., Cole, J.E., Emile-Geay, J., 2011. Comparison of observed and simulated tropical climate trends using a forward model of coral $\delta^{18}O$. *Geophys. Res. Lett.* 38. <https://doi.org/10.1029/2011GL048224>.
- Timmermann, A., Okumura, Y., An, S.-L., Clement, A., Dong, B., Guilyardi, E., Hu, A., Jungclaus, J.H., Renold, M., Socker, T.F., Souffler, R.J., Sutton, R., Xie, S.-P., Yin, J., 2007. The influence of a weakening of the Atlantic meridional overturning circulation on ENSO. *J. Clim.* 20, 4899–4919.
- Tudhope, A.W., Chilcott, C.P., McCulloch, M.T., Cook, E.R., Chappell, J., Ellam, R.M., Lea, D.W., Lough, J.M., Shimmield, G.B., 2001. Variability in the el-niño southern oscillation through a glacial-interglacial cycle. *Science* 291, 1511–1517.
- Tziperman, E., Cane, M.A., Zebiak, S.E., 1995. Irregularity and locking to the seasonal cycle in an ENSO prediction model as explained by the quasi-periodicity route to chaos. *J. Atmos. Sci.* 52, 293–306.
- Tziperman, E., Cane, M.A., Zebiak, S.E., Xue, Y., Blumenthal, B., 1998. Locking of El Niño's peak time to the end of the calendar year in the delayed oscillator picture of ENSO. *J. Clim.* 11, 2191–2199.
- Tziperman, E., Stone, L., Cane, M.A., Jarosh, H., 1994. El Niño chaos: overlapping of resonances between the seasonal cycle and the pacific ocean-atmosphere oscillator. *Science* 264, 72–74.
- Vargas-Ángel, B., Huntington, B., Brainard, R.E., Venegas, R., Oliver, T., Barkley, H., Cohen, A., 2019. El Niño-associated catastrophic coral mortality at Jarvis island, central equatorial Pacific. *Coral Reefs* 38, 731–741. <https://doi.org/10.1007/s00338-019-01838-0>.
- Vorrrath, M.-E., Müller, J., Rebolledo, L., Cárdenas, P., Shi, X., Esper, O., Opel, T., Geibert, W., Muñoz, P., Haas, C., Kuhn, G., Lange, C.B., Lohmann, G., Mollenhauer, G., 2020. Sea ice dynamics in the Bransfield Strait, Antarctic Peninsula, during the past 240 years: a multi-proxy intercomparison study. *Clim. Past* 16, 2459–2483. <https://doi.org/10.5194/cp-16-2459-2020>.
- Wang, P., Clemens, S., Beaufort, L., Braconnot, P., Ganssen, G., Jian, Z., Kershaw, P., Sarntheim, M., 2005. Evolution and variability of the Asian monsoon system: state of the art and outstanding issues. *Quat. Sci. Rev.* 24, 595–629.
- Welsh, K., Elliot, M., Tudhope, A., Ayling, B., Chappell, J., 2011. Giant bivalves (*Tridacna gigas*) as recorders of ENSO variability. *Earth Planet Sci. Lett.* 307, 266–270.
- Williamson, M.S., Collins, M., Drijfhout, S.S., Kahana, R., Mecking, J.V., Lenton, T.M., 2018. Effect of AMOC collapse on ENSO in a high resolution general circulation model. *Clim. Dynam.* 50, 2537–2552. <https://doi.org/10.1007/s00382-017-3756-0>.
- Wittenberg, A.T., 2009. Are historical records sufficient to constrain ENSO simulations? *Geophys. Res. Lett.* 36, L12702.
- Woodroffe, S.A., Horton, B.P., 2005. Holocene sea-level changes in the Indo-Pacific. *J. Asian Earth Sci.* 25, 29–43. <https://doi.org/10.1016/j.jseas.2004.01.009>.
- Yan, H., Wei, W., Soon, W., An, Z., Zhou, W., Liu, Z., Wang, Y., Carter, R.M., 2015. Dynamics of the intertropical convergence zone over the western Pacific during the little ice age. *Nat. Geosci.* 8, 315–320.
- Yeh, S.-W., Kug, J.-S., Dewitte, B., Kwon, M.-H., Kirtman, B.P., Jin, F.-F., 2009. El Niño in a changing climate. *Nature* 461, 511–514.
- Zhang, Z., Leduc, G., Sachs, J.P., 2014. El Niño evolution during the Holocene revealed by a biomarker rain gauge in the Galápagos Islands. *Earth Planet Sci. Lett.* 404, 420–434. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2014.07.013>.
- Zheng, W., Braconnot, P., Guilyardi, E., Merkel, U., Yu, Y., 2008. ENSO at 6ka and 21ka from ocean-atmosphere coupled model simulations. *Clim. Dynam.* 30. <https://doi.org/10.1007/s00382-007-0320-3>.

8.2. Informations complémentaires pour le chapitre *Changements de la thermocline équatoriale du Pacifique au cours de l'Holocène*

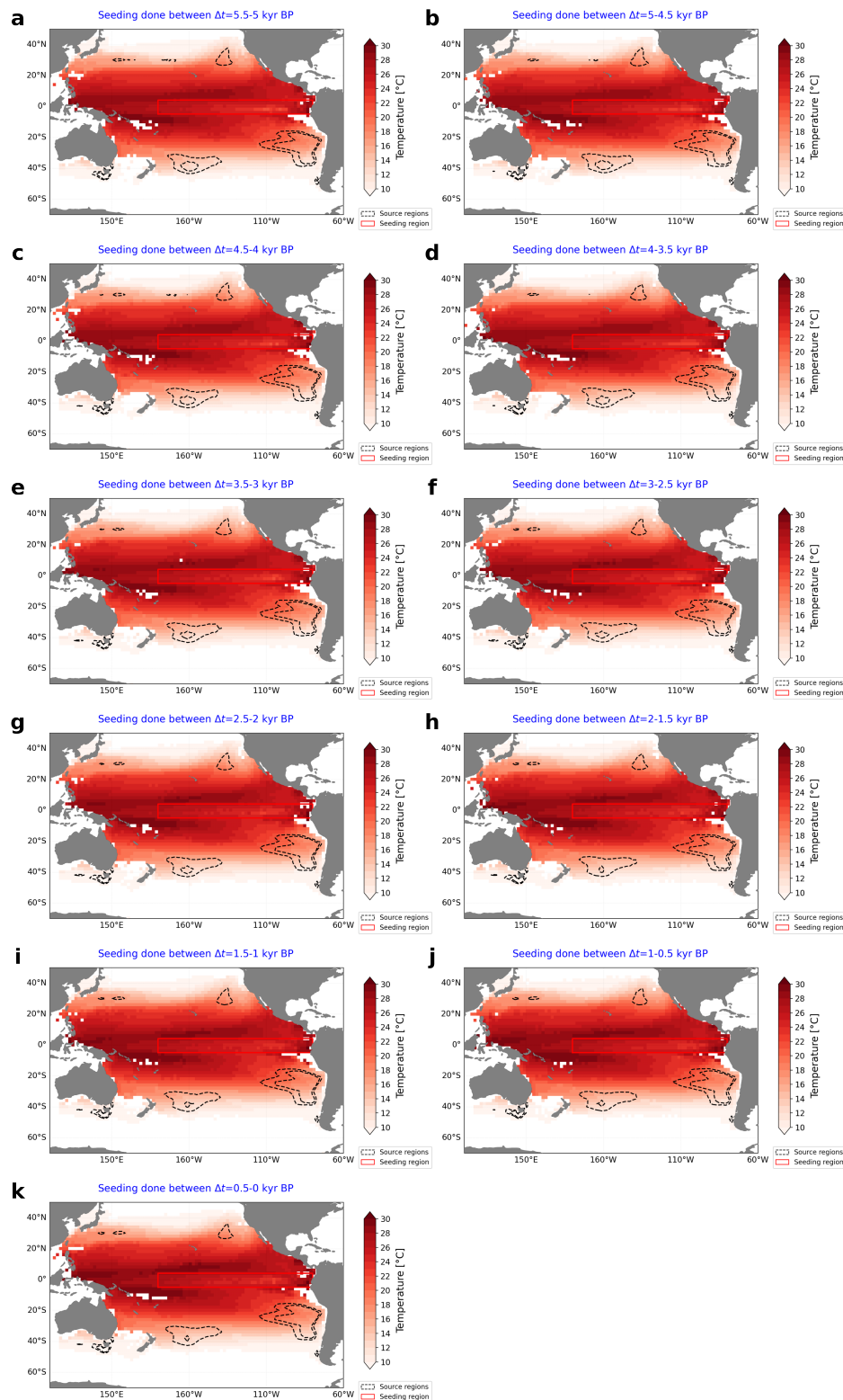


FIGURE 8.1. – Température des particules qui entrent en subduction dans la thermocline équatoriale (rectangle rouge). Les contours noirs représentent les endroits où la fonction de probabilité de densité des particules est supérieure à 0.1 et 0.2 % (là où se situent les eaux qui alimentent le plus la thermocline équatoriale).

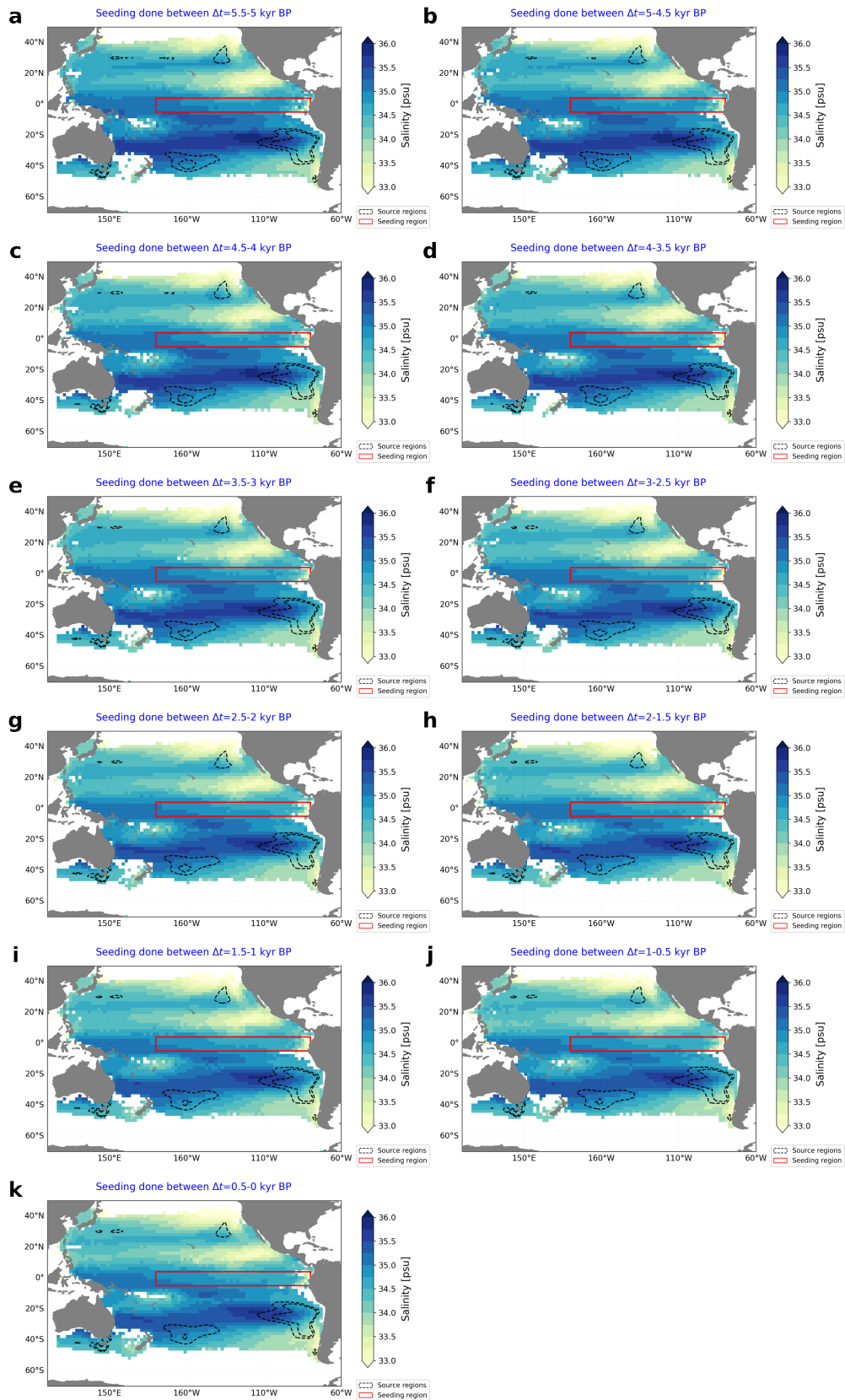


FIGURE 8.2. – Salinité des particules qui entrent en subduction dans la thermocline équatoriale (rectangle rouge) dans la simulation Vlr01. Les contours noirs représentent les endroits où la fonction de probabilité de densité des particules est supérieure à 0.1 et 0.2 % (là où se situent les eaux qui alimentent le plus la thermocline équatoriale). La température de 500-0 BP est interpolé à la profondeur des particules lorsqu'elle entre en subduction.

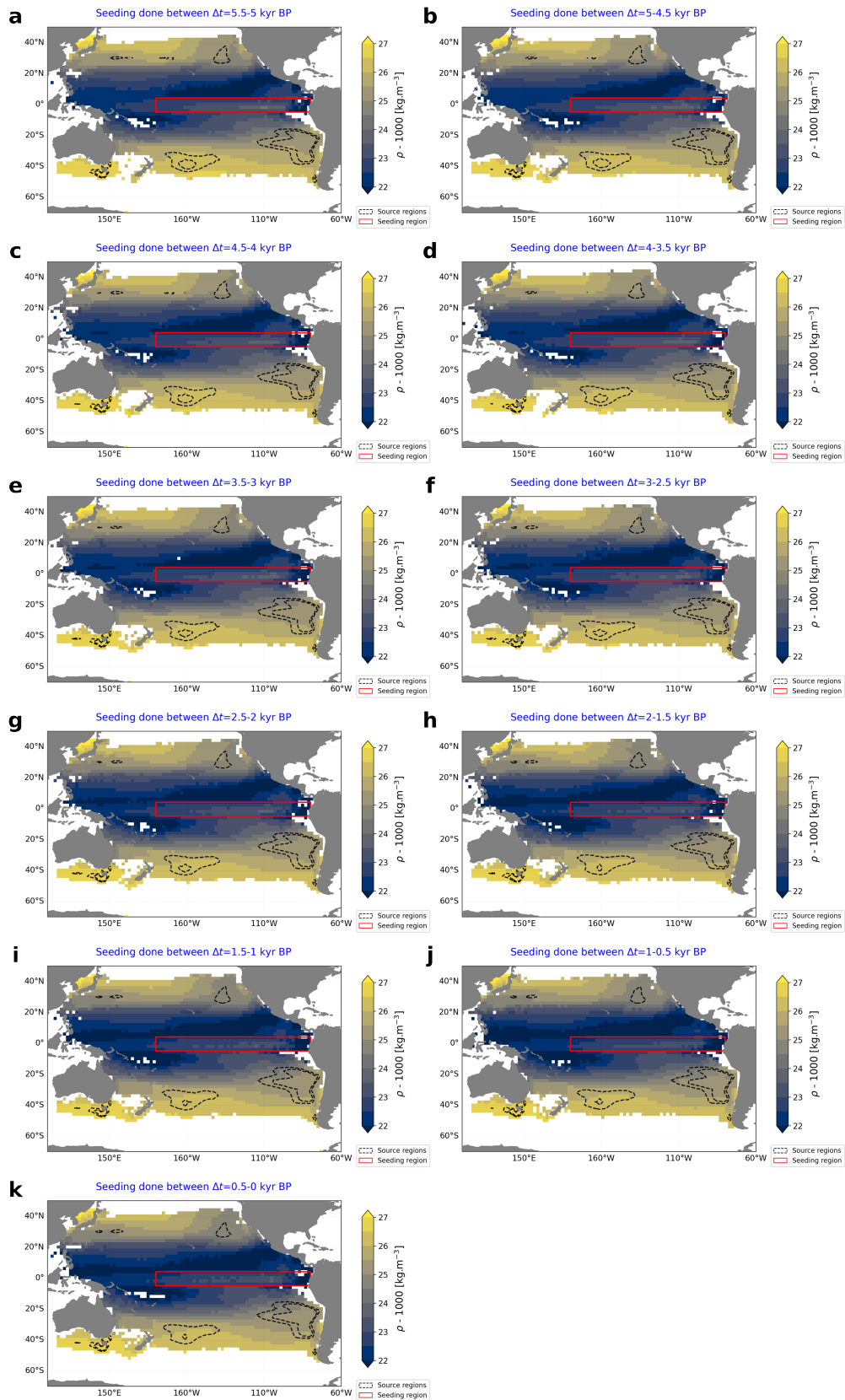


FIGURE 8.3. – Densité des particules qui entrent en subduction dans la thermocline équatoriale (rectangle rouge) dans la simulation Vlr01. Les contours noirs représentent les endroits où la fonction de probabilité de densité des particules est supérieure à 0.1 et 0.2 % (là où se situent les eaux qui alimentent le plus la thermocline équatoriale). La densité est exprimée en différence de 1000 kg/m³.

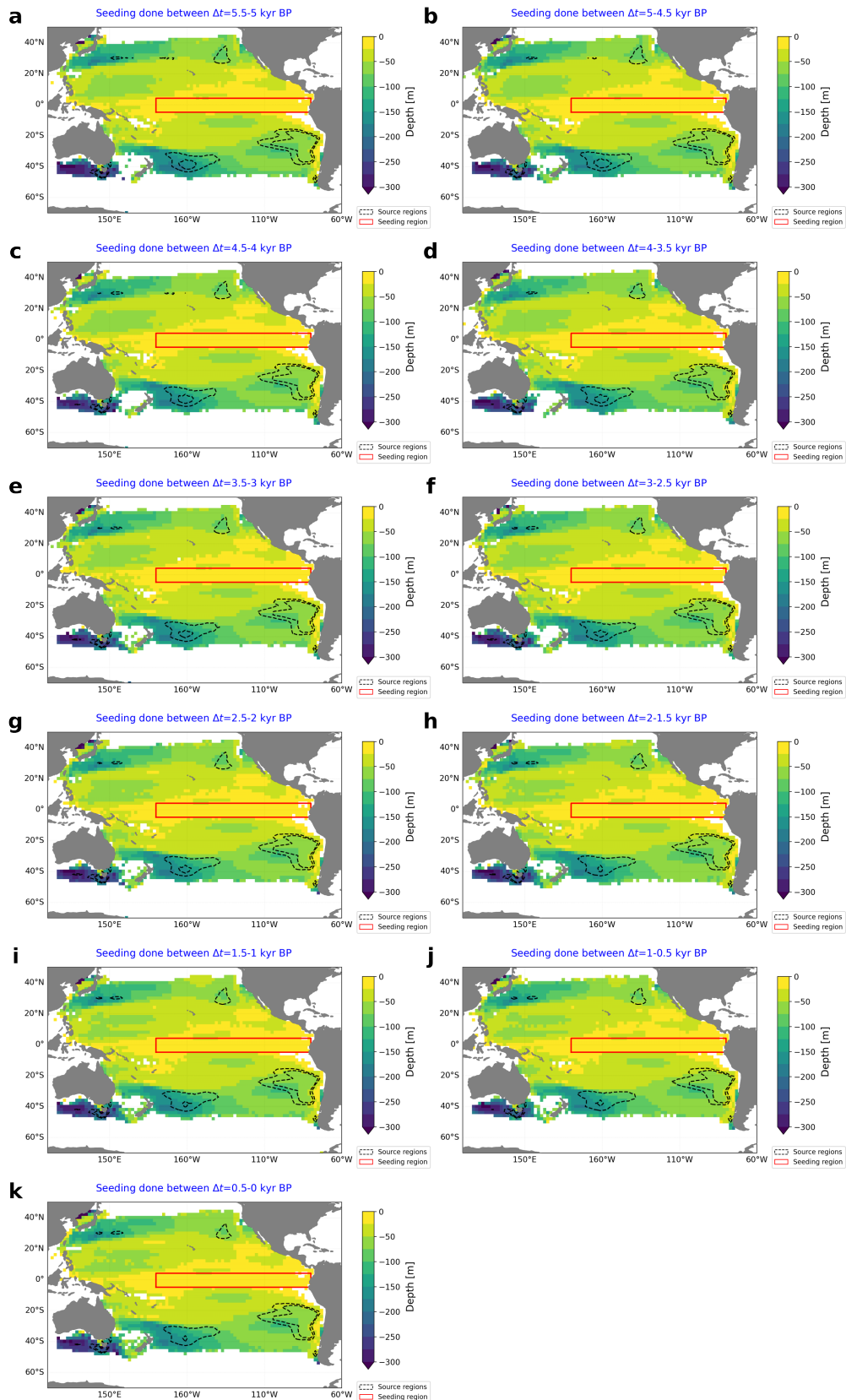


FIGURE 8.4. – Profondeur des particules qui entrent en subduction dans la thermocline équatoriale (rectangle rouge) dans la simulation Vlr01. Les contours noirs représentent les endroits où la fonction de probabilité de densité des particules est supérieure à 0.1 et 0.2 % (là où se situent les eaux qui alimentent le plus la thermocline équatoriale).

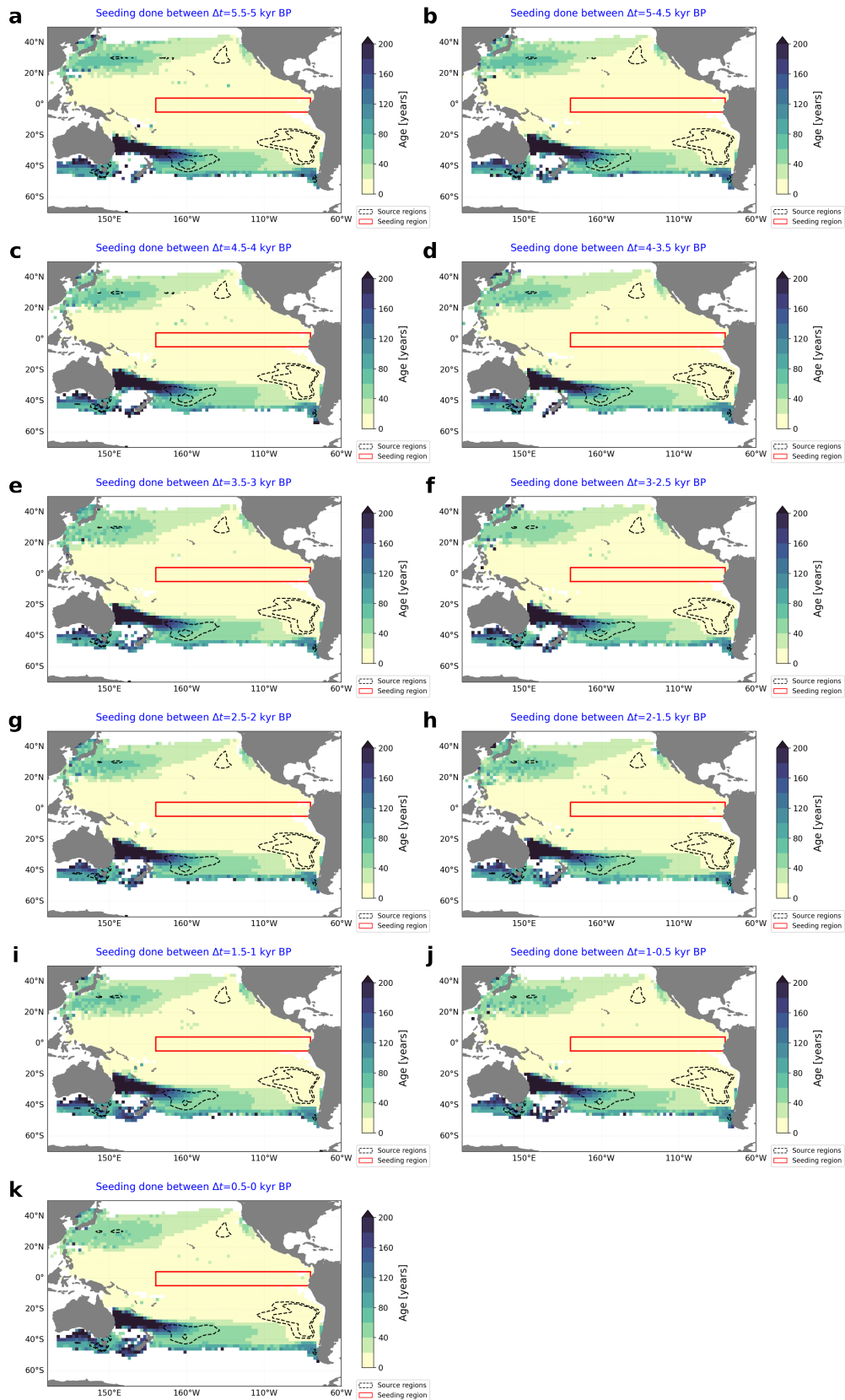


FIGURE 8.5. – Âge des particules qui entrent en subduction dans la thermocline équatoriale (rectangle rouge) dans la simulation Vl1r01. Les contours noirs représentent les endroits où la fonction de probabilité de densité des particules est supérieure à 0.1 et 0.2 % (là où se situent les eaux qui alimentent le plus la thermocline équatoriale).

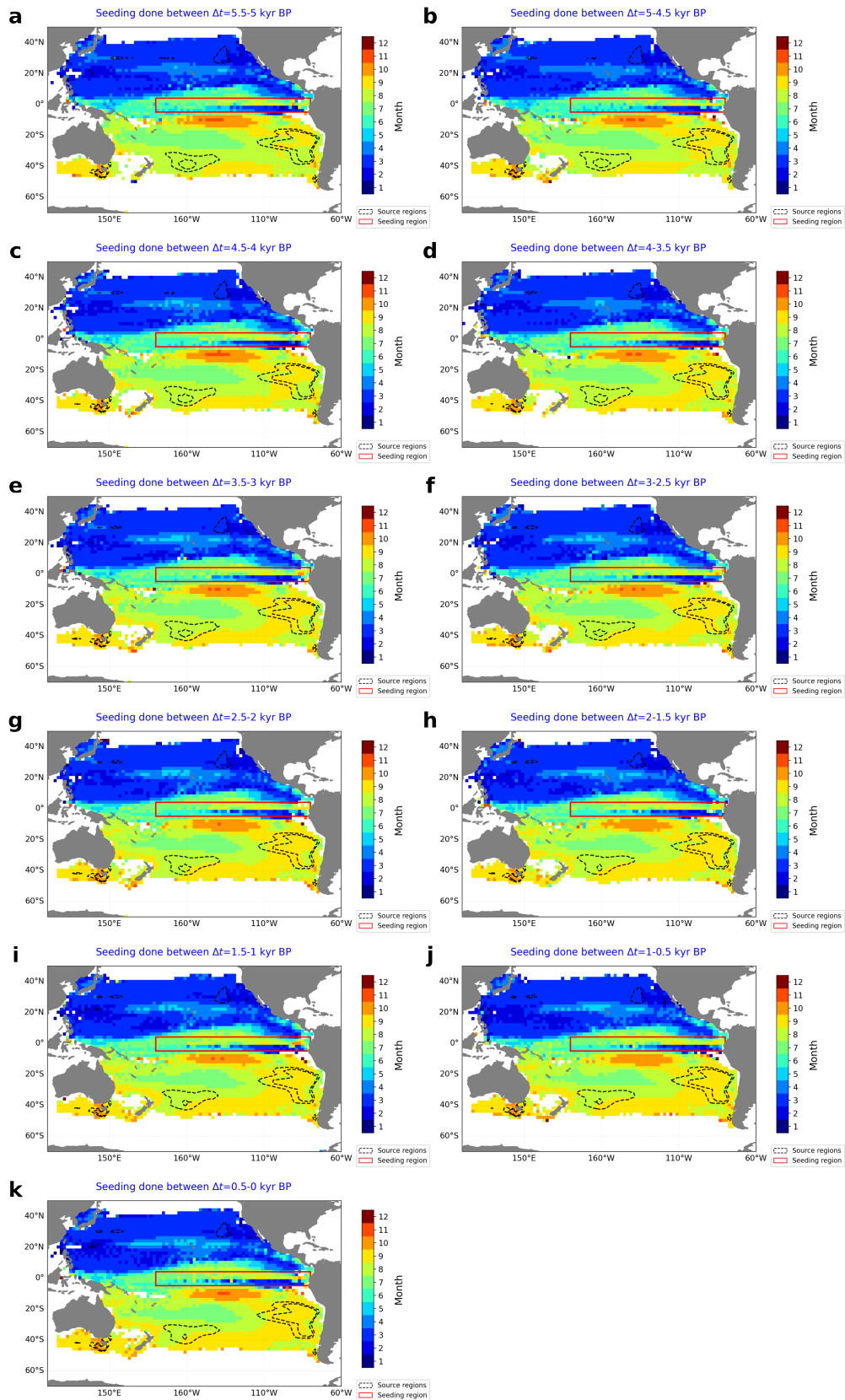


FIGURE 8.6. – Mois pour lesquels les particules entrent en subduction dans la thermocline équatoriale (rectangle rouge) dans la simulation Vl01. Les contours noirs représentent les endroits où la fonction de probabilité de densité des particules est supérieure à 0.1 et 0.2 % (là où se situent les eaux qui alimentent le plus la thermocline équatoriale).

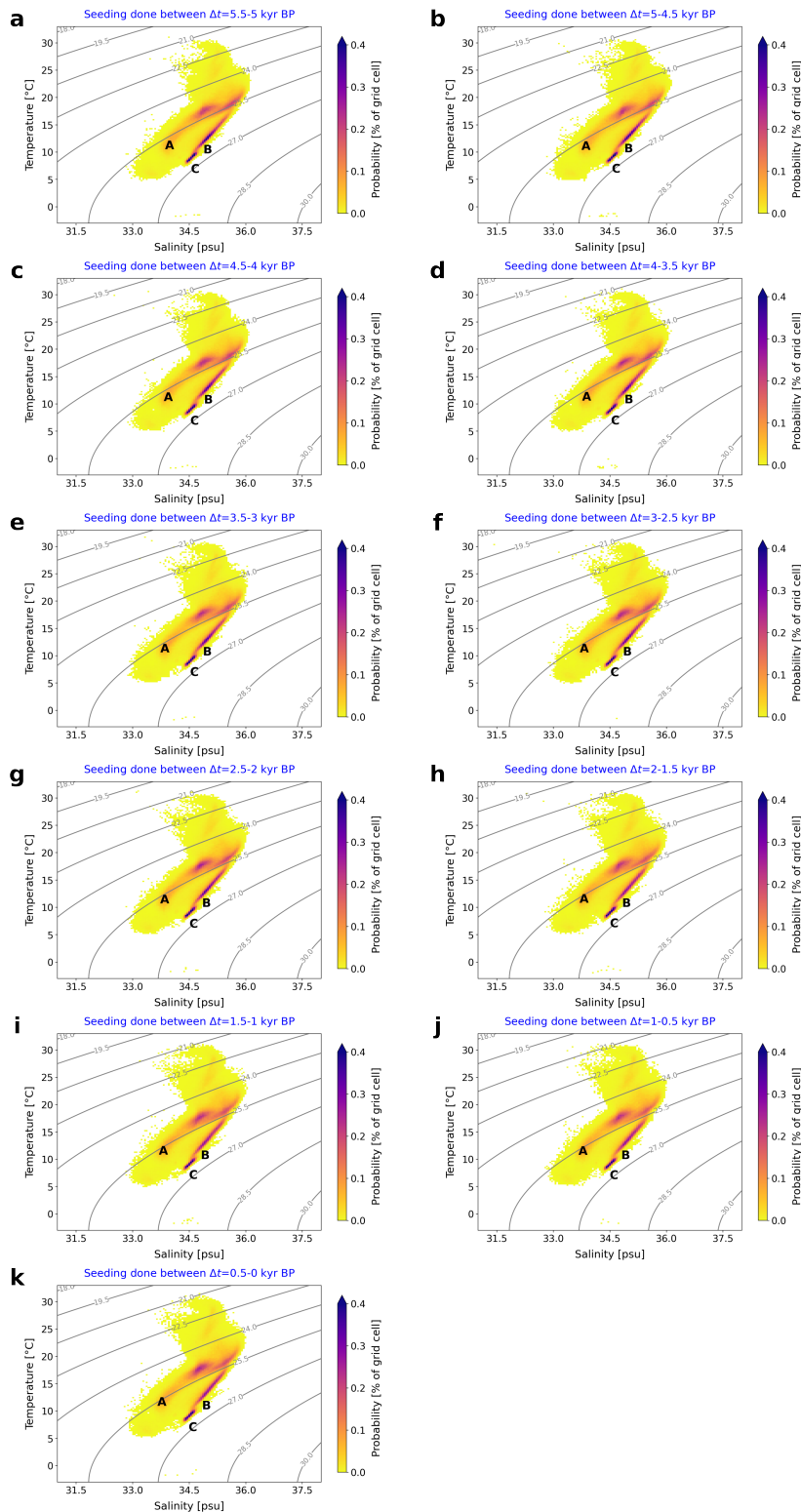


FIGURE 8.7. – Diagramme T-S qui montre l'évolution des particules du Pacifique Sud qui atteignent la couche de mélange, à travers les différentes expériences. Nous appliquons un masque pour ne préserver que les particules dont la latitude est inférieure à 0. Les sources sont représentées par leur lettre (cf figure 3.12 pour un zoom sur les sources elles-mêmes). Les couleurs sur le diagramme T-S représente la fonction de densité de probabilité pondérée par le transport comme sur la figure 3.10 mais dans le domaine T-S, ce qui nous donne les zones les plus probables des particules qui alimentent la thermocline équatoriale depuis le Pacifique Sud. La densité est calculé selon la Thermodynamic Equation of Seawater 2010 (TEOS-10) et est représentée en contour gris. La densité est exprimée en différence de 1000 kg/m^3 .

Bibliographie

- Abdelkader Di Carlo, I., Braconnot, P., Carré, M., Elliot, M., and Marti, O. (2023). Different methods in assessing el niño flavors lead to opposite results. *Geophysical Research Letters*, 50(15) :e2023GL104558. e2023GL104558 2023GL104558.
- Abram, N. J., McGregor, H. V., Gagan, M. K., Hantoro, W. S., and Suwargadi, B. W. (2009). Oscillations in the southern extent of the indo-pacific warm pool during the mid-holocene. *Quaternary Science Reviews*, 28(25) :2794–2803.
- Abram, N. J., Wright, N. M., Ellis, B., Dixon, B. C., Wurtzel, J. B., England, M. H., Ummenhofer, C. C., Philibosian, B., Cahyarini, S. Y., Yu, T.-L., Shen, C.-C., Cheng, H., Edwards, R. L., and Heslop, D. (2020). Coupling of indo-pacific climate variability over the last millennium. *Nature*, 579(7799) :385–392.
- An, S.-I. and Bong, H. (2016). Inter-decadal change in El Niño-Southern Oscillation examined with Bjercknes stability index analysis. *Climate Dynamics*, 47(3) :967–979.
- An, S.-I. and Choi, J. (2014). Mid-Holocene tropical pacific climate state, annual cycle, and enso in pmip2 and pmip3. *Climate Dynamics*, 43(3) :957–970.
- An, S.-I., Im, S.-H., and Jun, S.-Y. (2018). Changes in ENSO activity during the last 6,000 years modulated by background climate state. *Geophysical Research Letters*, 45(5) :2467–2475.
- An, S.-I., Park, H.-J., Kim, S.-K., Shin, J., Yeh, S.-W., and Kug, J.-S. (2022). Intensity changes of indian ocean dipole mode in a carbon dioxide removal scenario. *npj Climate and Atmospheric Science*, 5(1) :20.
- An, S.-I. and Park, J.-H. (2013). Maintenance of PDO variability during the mid-Holocene in PMIP2. *Climate Dynamics*, 40(5) :1291–1299.
- Arias, P. A., Bellouin, N., Coppola, E., Jones, R. G., Krinner, G., Marotzke, J., Naik, V., Palmer, M. D., Plattner, G.-K., Rogelj, J., Rojas, M., Sillmann, J., Storelvmo, T., Thorne, P. W., Trewin, B., Achuta Rao, K., Adhikary, B., Allan, R. P., Armour, K., Bala, G., Barimalala, R., Berger, S., Canadell, J. G., Cassou, C., Cherchi, A., Collins, W., Collins, W. D., Connors, S. L., Corti, S., Cruz, F., Dentener, F. J., Dereczynski, C., Di Luca, A., Diongue Niang, A., Doblas-Reyes, F. J., Dosio, A., Douville, H., Engelbrecht, F., Eyring, V., Fischer, E., Forster, P., Fox-Kemper, B., Fuglestedt, J. S., Fyfe, J. C., Gillett, N. P., Goldfarb, L., Gorodetskaya, I., Gutierrez, J. M., Hamdi, R., Hawkins, E., Hewitt, H. T., Hope, P., Islam, A. S., Jones, C., Kaufman, D. S., Kopp, R. E., Kosaka, Y., Kossin, J., Krakovska, S., Lee, J.-Y., Li, J., Mauritsen, T., Maycock, T. K., Meinshausen, M., Min, S.-K., Monteiro, P. M. S., Ngo-Duc, T., Otto, F., Pinto, I., Pirani, A., Raghavan, K., Ranasinghe, R., Ruane, A. C., Ruiz, L., Sallée, J.-B., Samset, B. H., Sathyendranath, S., Seneviratne, S. I., Sörensson, A. A., Szopa, S., Takayabu, I., Tréguier, A.-M., van den Hurk, B., Vautard, R., von Schuckmann, K., Zaehle, S., Zhang, X., and Zickfeld, K. (2021). *Technical Summary*, pages 33–144. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.
- Aumont, O. and Bopp, L. (2006). Globalizing results from ocean in situ iron fertilization studies. *Global Biogeochemical Cycles*, 20.
- Bader, J., Jungclaus, J., Krivova, N., Lorenz, S., Maycock, A., Raddatz, T., Schmidt, H., Toohey, M., Wu, C.-J., and Claussen, M. (2020). Global temperature modes shed light on the holocene temperature conundrum. *Nature Communications*, 11(1) :4726.
- Bellenger, H., Guilyardi, E., Leloup, J., Lengaigne, M., and Vialard, J. (2014). Enso representation in climate models : from CMIP3 to CMIP5. *Climate Dynamics*, 42(7) :1999–2018.

- Berger, A. L. (1978). Long-term variations of daily insolation and quaternary climatic changes. *Journal of Atmospheric Sciences*, 35(12) :2362 – 2367.
- Bjerknes, J. (1969). Atmospheric teleconnections from the equatorial pacific. *Journal of Physical Oceanography*, 97 :163–172.
- Blanke, B., Arhan, M., Madec, G., and Roche, S. (1999). Warm water paths in the equatorial atlantic as diagnosed with a general circulation model. *Journal of Physical Oceanography*, 29 :2753–2768.
- Blanke, B. and Raynaud, S. (1997). Kinematics of the pacific equatorial undercurrent : An eulerian and lagrangian approach from gcm results. *Journal of Physical Oceanography*, 27(6) :1038 – 1053.
- Boos, W. R. and Korty, R. L. (2016). Regional energy budget control of the intertropical convergence zone and application to mid-holocene rainfall. *Nature Geoscience*, 9(12) :892–897.
- Braconnot, P., Crétat, J., Marti, O., Balkanski, Y., Caubel, A., Cozic, A., Foujols, M.-A., and Sanogo, S. (2019a). Impact of Multiscale Variability on Last 6,000 Years Indian and West African Monsoon Rain. *Geophysical Research Letters*, 46(23) :14021–14029.
- Braconnot, P., Harrison, S., Kageyama, M., et al. (2012). Evaluation of climate models using palaeoclimatic data. *Nature Climate Change*, 2 :417–424.
- Braconnot, P., Marzin, C., Grégoire, L., Mosquet, E., and Marti, O. (2008). Monsoon response to changes in Earth's orbital parameters : comparisons between simulations of the Eemian and of the Holocene. *Climate of the Past*, 4(4) :281–294.
- Braconnot, P., Otto-Bliesner, B., Harrison, S., Joussaume, S., Peterchmitt, J.-Y., Abe-Ouchi, A., Crucifix, M., Driesschaert, E., Fichefet, T., Hewitt, C. D., Kageyama, M., Kitoh, A., Laîné, A., Loutre, M.-F., Marti, O., Merkel, U., Ramstein, G., Valdes, P., Weber, S. L., Yu, Y., and Zhao, Y. (2007). 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., Zhu, D., Marti, O., and Servonnat, J. (2019b). Strengths and challenges for transient Mid- to Late Holocene simulations with dynamical vegetation. *Climate of the Past*, 15(3) :997–1024.
- Brierley, C., Thirumalai, K., Grindrod, E., and Barnsley, J. (2023). Indian ocean variability changes in the paleoclimate modelling intercomparison project. *Climate of the Past*, 19(3) :681–701.
- Bush, A. B. G. (2007). Extratropical influences on the El Niño-Southern Oscillation through the Late Quaternary. *Journal of Climate*, 20(5) :788–800.
- Byrne, M. P., Pendergrass, A. G., Rapp, A. D., and Wodzicki, K. R. (2018). Response of the intertropical convergence zone to climate change : Location, width, and strength. *Current Climate Change Reports*, 4(4) :355–370.
- Cai, W., Borlace, S., Lengaigne, M., van Rensch, P., Collins, M., Vecchi, G., Timmermann, A., Santoso, A., McPhaden, M. J., Wu, L., England, M. H., Wang, G., Guilyardi, E., and Jin, F.-F. (2014a). Increasing frequency of extreme El Niño events due to greenhouse warming. *Nature Climate Change*, 4(2) :111–116.
- Cai, W., Santoso, A., Wang, G., Weller, E., Wu, L., Ashok, K., Masumoto, Y., and Yamagata, T. (2014b). Increased frequency of extreme indian ocean dipole events due to greenhouse warming. *Nature*, 510(7504) :254–258.
- Cai, W., Yang, K., Wu, L., Huang, G., Santoso, A., Ng, B., Wang, G., and Yamagata, T. (2020). Opposite response of strong and moderate positive indian ocean dipole to global warming. *Nature Climate Change*.

- Cane, M. A. (1983). Oceanographic events during el niño. *Science*, 222(4629) :1189–1195.
- Capotondi, A., McGregor, S., McPhaden, M. J., Cravatte, S., Holbrook, N. J., Imada, Y., Sanchez, S. C., Sprintall, J., Stuecker, M. F., Ummenhofer, C. C., Zeller, M., Farneti, R., Graffino, G., Hu, S., Karnauskas, K. B., Kosaka, Y., Kucharski, F., Mayer, M., Qiu, B., Santoso, A., Taschetto, A. S., Wang, F., Zhang, X., Holmes, R. M., Luo, J.-J., Maher, N., Martinez-Villalobos, C., Meehl, G. A., Naha, R., Schneider, N., Stevenson, S., Sullivan, A., van Rensch, P., and Xu, T. (2023). Mechanisms of tropical pacific decadal variability. *Nature Reviews Earth & Environment*, 4(11) :754–769.
- Capotondi, A., Wittenberg, A. T., Newman, M., Lorenzo, E. D., Yu, J.-Y., Braconnot, P., Cole, J., Dewitte, B., Giese, B., Guilyardi, E., Jin, F.-F., Karnauskas, K., Kirtman, B., Lee, T., Schneider, N., Xue, Y., and Yeh, S.-W. (2015). Understanding ENSO Diversity. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 96(6) :921 – 938.
- Carré, M., Braconnot, P., Elliot, M., d'Agostino, R., Schurer, A., Shi, X., Marti, O., Lohmann, G., Jungclaus, J., Cheddadi, R., Abdelkader di Carlo, I., Cardich, J., Ochoa, D., Salas Gismondi, R., Pérez, A., Romero, P. E., Turcq, B., Corrège, T., and Harrison, S. P. (2021). High-resolution marine data and transient simulations support orbital forcing of ENSO amplitude since the mid-Holocene. *Quaternary Science Reviews*, 268 :107125.
- Carré, M., Sachs, J. P., Purca, S., Schauer, A. J., Braconnot, P., Falcón, R. A., Julien, M., and Lavallée, D. (2014). Holocene history of ENSO variance and asymmetry in the eastern tropical Pacific. *Science*, 345(6200) :1045–1048.
- Chen, L., Zheng, W., and Braconnot, P. (2019). Towards understanding the suppressed ENSO activity during mid-Holocene in PMIP2 and PMIP3 simulations. *Climate Dynamics*, 53(1) :1095–1110.
- Chen, S., Hoffmann, S. S., Lund, D. C., Cobb, K. M., Emile-Geay, J., and Adkins, J. F. (2016). A high-resolution speleothem record of western equatorial pacific rainfall : Implications for holocene enso evolution. *Earth and Planetary Science Letters*, 442 :61–71.
- Cheng, L., Trenberth, K. E., Gruber, N., Abraham, J. P., Fasullo, J. T., Li, G., Mann, M. E., Zhao, X., and Zhu, J. (2020). Improved estimates of changes in upper ocean salinity and the hydrological cycle. *Journal of Climate*, 33(23) :10357 – 10381.
- Chiang, J. C. H., Atwood, A. R., Vimont, D. J., Nicknisch, P. A., Roberts, W. H. G., Tabor, C. R., and Broccoli, A. J. (2022). Two annual cycles of the pacific cold tongue under orbital precession. *Nature*, 611(7935) :295–300.
- Chiang, J. C. H., Fang, Y., and Chang, P. (2009). Pacific Climate Change and ENSO Activity in the Mid-Holocene. *Journal of Climate*, 22(4) :923–939.
- Chiessi, C. M., Mulitza, S., Taniguchi, N. K., Prange, M., Campos, M. C., Häggi, C., Schefuß, E., Pinho, T. M. L., Frederichs, T., Portilho-Ramos, R. C., Sousa, S. H. M., Crivellari, S., and Cruz, F. W. (2021). Mid- to late holocene contraction of the intertropical convergence zone over northeastern south america. *Paleoceanography and Paleoclimatology*, 36(4) :e2020PA003936. e2020PA003936 2020PA003936.
- Christensen, J., Krishna Kumar, K., Aldrian, E., An, S.-I., Cavalcanti, I., de Castro, M., Dong, W., Goswami, P., Hall, A., Kanyanga, J., Kitoh, A., Kossin, J., Lau, N.-C., Renwick, J., Stephenson, D., Xie, S.-P., and Zhou, T. (2013). *Climate phenomena and their relevance for future regional climate change*, book section 14, pages 1217–1308. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.
- Clement, A. C., Seager, R., and Cane, M. A. (2000). Suppression of El Niño during the Mid-Holocene by changes in the Earth's orbit. *Paleoceanography*, 15(6) :731–737.

- Cobb, K. M., Westphal, N., Sayani, H. R., Watson, J. T., Di Lorenzo, E., Cheng, H., Edwards, R. L., and Charles, C. D. (2013). Highly variable el niño–southern oscillation throughout the Holocene. *Science*, 339(6115) :67–70.
- Conroy, J. L., Cobb, K. M., Lynch-Stieglitz, J., and Polissar, P. J. (2014). Constraints on the salinity-d18o oxygen isotope relationship in the central tropical Pacific Ocean. *Marine Chemistry*, 161 :26–33.
- Conroy, J. L., Thompson, D. M., Cobb, K. M., Noone, D., Rea, S., and Legrande, A. N. (2017). Spatiotemporal variability in the $\delta^{18}\text{O}$ -salinity relationship of seawater across the tropical Pacific ocean. *Paleoceanography*, 32(5) :484–497.
- Craig, H. (1957). Isotopic standards for carbon and oxygen and correction factors for mass-spectrometric analysis of carbon dioxide. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 12(1) :133–149.
- Craig, H. (1961). Standard for reporting concentrations of deuterium and oxygen-18 in natural waters. *Science*, 133(3467) :1833–1834.
- Dallmeyer, A., Claussen, M., Lorenz, S. J., Sigl, M., Toohey, M., and Herzschuh, U. (2021). Holocene vegetation transitions and their climatic drivers in mpi-esm1.2. *Climate of the Past*, 17(6) :2481–2513.
- Dieppo, B., Capotondi, A., Pohl, B., et al. (2021). ENSO diversity shows robust decadal variations that must be captured for accurate future projections. *Communications Earth & Environment*, 2 :212.
- DiNezio, P. N., Kirtman, B. P., Clement, A. C., Lee, S.-K., Vecchi, G. A., and Wittenberg, A. (2012). Mean Climate Controls on the Simulated Response of ENSO to Increasing Greenhouse Gases. *Journal of Climate*, 25(21) :7399–7420.
- Dufresne, J.-L., Foujols, M.-A., Denvil, S., Caubel, A., Marti, O., Aumont, O., Balkanski, Y., Bekki, S., Bellenger, H., Benschila, 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., Ethé, 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) :2123–2165.
- Emile-Geay, J., Cobb, K., Carré, M., Braconnot, P., Leloup, J., Zhou, Y., Harrison, S. P., Corrège, T., McGregor, H. V., Collins, M., Driscoll, R., Elliot, M., Schneider, B., and Tudhope, A. (2016). Links between tropical Pacific seasonal, interannual and orbital variability during the Holocene. *Nature Geoscience*, 9(2) :168–173.
- Emile-Geay, J., Cobb, K. M., Cole, J. E., Elliot, M., and Zhu, F. (2020). *Past ENSO Variability*, chapter 5, pages 87–118. American Geophysical Union (AGU).
- Epstein, S., Buchsbaum, R., Lowenstam, H. A., and Urey, H. C. (1953). Revised carbonate-water isotopic temperature scale. *GSA Bulletin*, 64(11) :1315.
- Erb, M. P., Broccoli, A. J., Graham, N. T., Clement, A. C., Wittenberg, A. T., and Vecchi, G. A. (2015). Response of the equatorial Pacific seasonal cycle to orbital forcing. *Journal of Climate*, 28(23) :9258–9276.
- Evans, M., Tolwinski-Ward, S., Thompson, D., and Anchukaitis, K. (2013). Applications of proxy system modeling in high resolution paleoclimatology. *Quaternary Science Reviews*, 76 :16–28.

- Falasca, F., Crétat, J., Bracco, A., Braconnot, P., and Marti, O. (2022). Climate change in the indo-pacific basin from mid- to late holocene. *Climate Dynamics*, 59(3) :753–766.
- Falasca, F., Crétat, J., Braconnot, P., et al. (2020). Spatiotemporal complexity and time-dependent networks in sea surface temperature from mid- to late holocene. *European Physical Journal Plus*, 135 :392.
- Feng, M., Zhang, N., Liu, Q., et al. (2018). The Indonesian throughflow, its variability and centennial change. *Geoscience Letters*, 5 :3.
- Fernández Castro, B., Mazloff, M., Williams, R. G., and Naveira Garabato, A. C. (2022). Subtropical contribution to sub-antarctic mode waters. *Geophysical Research Letters*, 49(11) :e2021GL097560. e2021GL097560 2021GL097560.
- Fichefet, T. and Maqueda, M. A. M. (1997). Sensitivity of a global sea ice model to the treatment of ice thermodynamics and dynamics. *Journal of Geophysical Research : Oceans*, 102(C6) :12609–12646.
- Fieux, M. and Webster, F. (2017). *The Planetary Ocean*. EDP Sciences, 1 edition.
- Fischer, A. S., Terray, P., Guilyardi, E., Gualdi, S., and Delecluse, P. (2005). Two independent triggers for the Indian Ocean dipole/zonal mode in a coupled GCM. *Journal of Climate*, 18(17) :3428 – 3449.
- Forrer, H. J., Bonnet, S., Thomas, R. K., Grosso, O., Guieu, C., and Knapp, A. N. (2023). Quantifying N₂ fixation and its contribution to export production near the Tonga-Kermadec arc using nitrogen isotope budgets. *Frontiers in Marine Science*, 10.
- Goodman, P. J., Hazeleger, W., de Vries, P., and Cane, M. (2005). Pathways into the Pacific equatorial undercurrent : A trajectory analysis. *Journal of Physical Oceanography*, 35(11) :2134 – 2151.
- Graham, F. S., Brown, J. N., Langlais, C., Marsland, S. J., Wittenberg, A. T., and Holbrook, N. J. (2014). Effectiveness of the Bjerknes stability index in representing ocean dynamics. *Climate Dynamics*, 43(9) :2399–2414.
- Hadley, G. (1735). Concerning the cause of the general trade-winds. *Philosophical Transactions of the Royal Society*, VI :3958–3962.
- Hanawa, K. and Talley, L. D. (2001). Chapter 5.4 mode waters. In Siedler, G., Church, J., and Gould, J., editors, *Ocean Circulation and Climate*, volume 77 of *International Geophysics*, pages 373–386. Academic Press.
- Harper, S. (2000). Thermocline ventilation and pathways of tropical–subtropical water mass exchange. *Tellus A : Dynamic Meteorology and Oceanography*, 52(3) :330–345.
- Heede, U. K. and Fedorov, A. V. (2023). Towards understanding the robust strengthening of ENSO and more frequent extreme El Niño events in CMIP6 global warming simulations. *Climate Dynamics*, 61(5) :3047–3060.
- Hirahara, S., Ishii, M., and Fukuda, Y. (2014). Centennial-scale sea surface temperature analysis and its uncertainty. *Journal of Climate*, 27(1) :57 – 75.
- Hourdin, F., Foujols, M. A., Codron, F., Guemas, V., Dufresne, J. L., Bony, S., Denvil, S., Guez, L., Lott, F., Ghattas, J., Braconnot, P., Marti, O., Meurdesoif, Y., and Bopp, L. (2013). Impact of the ILM2 atmospheric grid configuration on the climate and sensitivity of the IPSL-CM5a coupled model. *Climate Dynamics*, 40 :2167–2192.

- Huang, B., Thorne, P. W., Banzon, V. F., Boyer, T., Chepurin, G., Lawrimore, J. H., Menne, M. J., Smith, T. M., Vose, R. S., and Zhang, H.-M. (2017). Extended Reconstructed Sea Surface Temperature, Version 5 (ERSSTv5) : Upgrades, Validations, and Intercomparisons. *Journal of Climate*, 30(20) :8179 – 8205.
- Iwakiri, T. and Watanabe, M. (2019a). Mechanisms Reducing ENSO Amplitude and Asymmetry via an Enhanced Seasonal Cycle in the Mid-Holocene.
- Iwakiri, T. and Watanabe, M. (2019b). Strengthening of the Indian Ocean Dipole with increasing seasonal cycle in the mid-holocene. *Geophysical Research Letters*, 46(14) :8320–8328.
- Iwakiri, T. and Watanabe, M. (2019c). Strengthening of the Indian Ocean Dipole with increasing seasonal cycle in the mid-holocene. *Geophysical Research Letters*, 46(14) :8320–8328.
- Izumo, T., Picaut, J., and Blanke, B. (2002). Tropical pathways, equatorial undercurrent variability and the 1998 La Niña. *Geophysical Research Letters*, 29(22) :37–1–37–4.
- Izumo, T., Vialard, J., Lengaigne, M., et al. (2010). Influence of the state of the Indian Ocean Dipole on the following year's El Niño. *Nature Geoscience*, 3 :168–172.
- Jin, F.-F. (1997). An equatorial ocean recharge paradigm for ENSO. part I : Conceptual model. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 54(7) :811 – 829.
- Jin, F.-F. and An, S.-I. (1999). Thermocline and zonal advective feedbacks within the equatorial ocean recharge oscillator model for ENSO. *Geophysical Research Letters*, 26(19) :2989–2992.
- Jin, F.-F., Kim, S. T., and Bejarano, L. (2006). A coupled-stability index for ENSO. *Geophysical Research Letters*, 33(23).
- Joussaume, S. and Braconnot, P. (1997). Sensitivity of paleoclimate simulation results to season definitions. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, 102(D2) :1943–1956.
- Kageyama, M., Braconnot, P., Harrison, S. P., Haywood, A. M., Jungclauss, J. H., Otto-Bliesner, B. L., Peterschmitt, J.-Y., Abe-Ouchi, A., Albani, S., Bartlein, P. J., Brierley, C., Crucifix, M., Dolan, A., Fernandez-Donado, L., Fischer, H., Hopcroft, P. O., Ivanovic, R. F., Lambert, F., Lunt, D. J., Mahowald, N. M., Peltier, W. R., Phipps, S. J., Roche, D. M., Schmidt, G. A., Tarasov, L., Valdes, P. J., Zhang, Q., and Zhou, T. (2018). The pmip4 contribution to cmip6 – part 1 : Overview and overarching analysis plan. *Geoscientific Model Development*, 11(3) :1033–1057.
- Kang, S. M., Shin, Y., Kim, H., Xie, S.-P., and Hu, S. (2023). Disentangling the mechanisms of equatorial Pacific climate change. *Science Advances*, 9(19) :eadf5059.
- Karamperidou, C., Di Nezio, P. N., Timmermann, A., Jin, F.-F., and Cobb, K. M. (2015). The response of ENSO flavors to mid-Holocene climate : Implications for proxy interpretation. *Paleoceanography*, 30(5) :527–547.
- Kepler, J. (1609). *Astronomia nova aitiologetos, seu physica coelestis, tradita commentariis de motibus stellae Martis, ex observationibus G. V. Tychoonis Brahe.*
- Kim, S. T. and Jin, F. F. (2011). An ENSO stability analysis. part I : Results from a hybrid coupled model. *Climate Dynamics*, 36 :1593–1607.
- Krinner, G., Viovy, N., de Noblet-Ducoudré, N., Ogée, J., Polcher, J., Friedlingstein, P., Ciais, P., Sitch, S., and Prentice, I. C. (2005). A dynamic global vegetation model for studies of the coupled atmosphere-biosphere system. *Global Biogeochemical Cycles*, 19(1).
- Kug, J.-S., Jin, F.-F., and An, S.-I. (2009). Two Types of El Niño Events : Cold Tongue El Niño and Warm Pool El Niño. *Journal of Climate*, 22(6) :1499 – 1515.

- Kuntz, L. B. and Schrag, D. P. (2018). Hemispheric asymmetry in the ventilated thermocline of the tropical pacific. *Journal of Climate*, 31(3) :1281 – 1288.
- Kwicien, O., Braun, T., Brunello, C. F., Faulkner, P., Hausmann, N., Helle, G., Hoggarth, J. A., Ionita, M., Jazwa, C. S., Kelmelis, S., Marwan, N., Nava-Fernandez, C., Nehme, C., Opel, T., Oster, J. L., Perşoiu, A., Petrie, C., Prufer, K., Saarni, S. M., Wolf, A., and Breitenbach, S. F. (2022). What we talk about when we talk about seasonality – a transdisciplinary review. *Earth-Science Reviews*, 225 :103843.
- Lamping, N., Müller, J., Hefter, J., Mollenhauer, G., Haas, C., Shi, X., Vorrath, M.-E., Lohmann, G., and Hillenbrand, C.-D. (2021). Evaluation of lipid biomarkers as proxies for sea ice and ocean temperatures along the antarctic continental margin. *Climate of the Past*, 17(5) :2305–2326.
- Lee, T. and McPhaden, M. J. (2010). Increasing intensity of El Niño in the central-equatorial Pacific. *Geophysical Research Letters*, 37(14).
- Legrain, E., Parrenin, F., and Capron, E. (2023). A gradual change is more likely to have caused the mid-pleistocene transition than an abrupt event. *Communications Earth & Environment*, 4(1) :90.
- LeGrande, A. N. and Schmidt, G. A. (2006). Global gridded data set of the oxygen isotopic composition in seawater. *Geophysical Research Letters*, 33(12).
- LeGrande, A. N. and Schmidt, G. A. (2011). Water isotopologues as a quantitative paleosalinity proxy. *Paleoceanography*, 26(3).
- Li, T., Wang, B., Chang, C.-P., and Zhang, Y. (2003). A theory for the indian ocean dipole–zonal mode. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 60(17) :2119 – 2135.
- Linsley, B. K., Rosenthal, Y., and Oppo, D. W. (2010). Holocene evolution of the indonesian through-flow and the western pacific warm pool. *Nature Geoscience*, 3(8) :578–583.
- Liu, S., Yuan, C., jia Luo, J., Ma, X., Zhou, X., and Yamagata, T. (2023). Weakening of the indian ocean dipole in the mid-holocene due to the mean oceanic climatology change. *Journal of Climate*, 36(16) :5363 – 5380.
- Liu, Z., Kutzbach, J., and Wu, L. (2000). Modeling climate shift of El Nino variability in the Holocene. *Geophysical Research Letters*, 27(15) :2265–2268.
- Liu, Z., Lu, Z., Wen, X., Otto-Bliesner, B. L., Timmermann, A., and Cobb, K. M. (2014). Evolution and forcing mechanisms of El Niño over the past 21,000 years. *Nature*, 515(7528) :550–553.
- Lloyd, J., Guilyardi, E., Weller, H., and Slingo, J. (2009). The role of atmosphere feedbacks during enso in the cmip3 models. *Atmospheric Science Letters*, 10(3) :170–176.
- Lu, Z. and Liu, Z. (2019). Orbital modulation of enso seasonal phase locking. *Climate Dynamics*, 52(7) :4329–4350.
- Luan, Y., Braconnot, P., Yu, Y., and Zheng, W. (2015). Tropical Pacific mean state and ENSO changes : sensitivity to freshwater flux and remnant ice sheets at 9.5 ka BP. *Climate Dynamics*, 44(3) :661–678.
- Luan, Y., Braconnot, P., Yu, Y., Zheng, W., and Marti, O. (2012). Early and mid-Holocene climate in the tropical Pacific : seasonal cycle and interannual variability induced by insolation changes. *Climate of the Past*, 8(3) :1093–1108.
- Luo, Y., Lu, J., Liu, F., and Wan, X. (2016). The positive indian ocean dipole–like response in the tropical indian ocean to global warming. *Advances in Atmospheric Sciences*, 33(4) :476–488.
- Madec, G. and the NEMO System Team (2023). *NEMO Ocean Engine Reference Manual*. Zenodo.

- Marti, O., Braconnot, P., Dufresne, J.-L., Bellier, J., Benshila, R., Bony, S., Brockmann, P., Cadule, P., Caubel, A., Codron, F., de Noblet, N., Denvil, S., Fairhead, L., Fichet, T., Foujols, M.-A., Friedlingstein, P., Goosse, H., Grandpeix, J.-Y., Guilyardi, E., Hourdin, F., Idelkadi, A., Kageyama, M., Krinner, G., Lévy, C., Madec, G., Mignot, J., Musat, I., Swingedouw, D., and Talandier, C. (2010). Key features of the IPSL ocean atmosphere model and its sensitivity to atmospheric resolution. *Climate Dynamics*, 34(1) :1–26.
- 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) :215–231.
- McGregor, H. V. and Gagan, M. K. (2004). Western pacific coral $\delta^{18}\text{O}$ records of anomalous holocene variability in the el niño–southern oscillation. *Geophysical Research Letters*, 31(11).
- McPhaden, M. J., Lee, T., and McClurg, D. (2011). El Niño and its relationship to changing background conditions in the tropical Pacific Ocean. *Geophysical Research Letters*, 38(15).
- Milankovitch, M. (1930). *Mathematische Klimalehre und Astronomische Theorie der Klimaschwankungen*, volume Band I Teil A. Borntraeger, Berlin, Germany.
- Nicholson, S. E. (2018). The itcz and the seasonal cycle over equatorial africa. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 99(2) :337 – 348.
- Otto-Bliesner, B. L., Braconnot, P., Harrison, S. P., Lunt, D. J., Abe-Ouchi, A., Albani, S., Bartlein, P. J., Capron, E., Carlson, A. E., Dutton, A., Fischer, H., Goelzer, H., Govin, A., Haywood, A., Joos, F., LeGrande, A. N., Lipscomb, W. H., Lohmann, G., Mahowald, N., Nehrbass-Ahles, C., Pausata, F. S. R., Peterschmitt, J.-Y., Phipps, S. J., Renssen, H., and Zhang, Q. (2017). The pmip4 contribution to cmip6 – part 2 : Two interglacials, scientific objective and experimental design for holocene and last interglacial simulations. *Geoscientific Model Development*, 10 :3979–4003.
- Otto-Bliesner, B. L., Brady, E. C., Shin, S.-I., Liu, Z., and Shields, C. (2003). Modeling El Niño and its tropical teleconnections during the last glacial-interglacial cycle. *Geophysical Research Letters*, 30(23).
- Pang, X., Bassinot, F., and Sepulcre, S. (2021). Indonesian throughflow variability over the last two glacial-interglacial cycles : Evidence from the eastern indian ocean. *Quaternary Science Reviews*, 256 :106839.
- Parker, S. E., Harrison, S. P., Comas-Bru, L., Kaushal, N., LeGrande, A. N., and Werner, M. (2021). A data–model approach to interpreting speleothem oxygen isotope records from monsoon regions. *Climate of the Past*, 17(3) :1119–1138.
- Patricola, C. M. and Cook, K. H. (2008). Atmosphere/vegetation feedbacks : A mechanism for abrupt climate change over northern Africa. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, 113(D18).
- Pausata, F. S. R., Zhang, Q., Muschitiello, F., Lu, Z., Chafik, L., Niedermeyer, E. M., Stager, J. C., Cobb, K. M., and Liu, Z. (2017). Greening of the Sahara suppressed ENSO activity during the mid-Holocene. *Nature Communications*, 8(1) :16020.
- Power, S., Lengaigne, M., Capotondi, A., Khodri, M., Vialard, J., Jebri, B., Guilyardi, E., McGregor, S., Kug, J.-S., Newman, M., McPhaden, M. J., Meehl, G., Smith, D., Cole, J., Emile-Geay, J., Vimont, D., Wittenberg, A. T., Collins, M., Kim, G.-I., Cai, W., Okumura, Y., Chung, C., Cobb, K. M., Delage, F., Planton, Y. Y., Levine, A., Zhu, F., Sprintall, J., Lorenzo, E. D., Zhang, X., Luo, J.-J., Lin, X., Balmaseda, M., Wang, G., and Henley, B. J. (2021). Decadal climate variability in the tropical pacific : Characteristics, causes, predictability, and prospects. *Science*, 374(6563) :eaay9165.

- Qi, J., Qu, T., Yin, B., and Chi, J. (2020). Variability of the south pacific western subtropical mode water and its relationship with enso during the argo period. *Journal of Geophysical Research : Oceans*, 125(8) :e2020JC016134. e2020JC016134 2020JC016134.
- Rasmusson, E. M. and Carpenter, T. H. (1982). Variations in tropical sea surface temperature and surface wind fields associated with the southern oscillation/el niño. *Monthly Weather Review*, 110(5) :354 – 384.
- Ren, H.-L. and Jin, F.-F. (2011). Niño indices for two types of ENSO. *Geophysical Research Letters*, 38(4).
- Roberts, W. H. G., Battisti, D. S., and Tudhope, A. W. (2014). Enso in the Mid-Holocene according to CSM and HadCM3. *Journal of Climate*, 27(3) :1223–1242.
- Rodgers, K. B., Blanke, B., Madec, G., Aumont, O., Ciais, P., and Dutay, J.-C. (2003). Extratropical sources of equatorial pacific upwelling in an ogcm. *Geophysical Research Letters*, 30(2).
- Roemmich, D. and Cornuelle, B. (1992). The subtropical mode waters of the south pacific ocean. *Journal of Physical Oceanography*, 22(10) :1178 – 1187.
- Russon, T., Tudhope, A. W., Hegerl, G. C., Collins, M., and Tindall, J. (2013). Inter-annual tropical pacific climate variability in an isotope-enabled cgcm : implications for interpreting coral stable oxygen isotope records of enso. *Climate of the Past*, 9(4) :1543–1557.
- Sadekov, A. Y., Ganeshram, R., Pichevin, L., Berdin, R., McClymont, E., Elderfield, H., and Tudhope, A. W. (2013). Palaeoclimate reconstructions reveal a strong link between el niño-Southern Oscillation and Tropical Pacific mean state. *Nature Communications*, 4(1) :2692.
- Saint-Lu, M., Braconnot, P., Leloup, J., and Marti, O. (2016). The role of el niño in the global energy redistribution : a case study in the mid-Holocene. *Climate Dynamics*, 52(12) :7135–7152.
- Saji, N. H., Goswami, B. N., Vinayachandran, P. N., and Yamagata, T. (1999). A dipole mode in the tropical indian ocean. *Nature*, 401(6751) :360–363.
- Santoso, A., England, M. H., Kajtar, J. B., and Cai, W. (2022). Indonesian throughflow variability and linkage to enso and iod in an ensemble of cmip5 models. *Journal of Climate*, 35(10) :3161 – 3178.
- Sepulchre, P., Caubel, A., Ladant, J.-B., Bopp, L., Boucher, O., Braconnot, P., Brockmann, P., Cozic, A., Donnadieu, Y., Dufresne, J.-L., Estella-Perez, V., Ethé, C., Fluteau, F., Foujols, M.-A., Gastineau, G., Ghattas, J., Hauglustaine, D., Hourdin, F., Kageyama, M., Khodri, M., Marti, O., Meurdesoif, Y., Mignot, J., Sarr, A.-C., Servonnat, J., Swingedouw, D., Szopa, S., and Tardif, D. (2020). IPSL-CM5A2 – an Earth system model designed for multi-millennial climate simulations. *Geoscientific Model Development*, 13(7) :3011–3053.
- Shi, X., Werner, M., Krug, C., Brierley, C. M., Zhao, A., Igbinsosa, E., Braconnot, P., Brady, E., Cao, J., D’Agostino, R., Jungclaus, J., Liu, X., Otto-Bliesner, B., Sidorenko, D., Tomas, R., Volodin, E. M., Yang, H., Zhang, Q., Zheng, W., and Lohmann, G. (2022). Calendar effects on surface air temperature and precipitation based on model-ensemble equilibrium and transient simulations from pmip4 and pacmedy. *Climate of the Past*, 18(5) :1047–1070.
- Siedler, G., Gould, J., and Church, J. A. (2001). *Ocean Circulation and Climate : Observing and Modelling the Global Ocean*, volume 103. Elsevier, 1st edition.
- Stevenson, S., McGregor, H. V., Phipps, S. J., and Fox-Kemper, B. (2013). Quantifying errors in coral-based ENSO estimates : Toward improved forward modeling of $\delta^{18}\text{O}$. *Paleoceanography*, 28(4) :633–649.

- Stevenson, S., Powell, B. S., Merrifield, M. A., Cobb, K. M., Nusbaumer, J., and Noone, D. (2015). Characterizing seawater oxygen isotopic variability in a regional ocean modeling framework : Implications for coral proxy records. *Paleoceanography*, 30(11) :1573–1593.
- Stuecker, M. F., Timmermann, A., Jin, F.-F., Chikamoto, Y., Zhang, W., Wittenberg, A. T., Widiasih, E., and Zhao, S. (2017). Revisiting enso/indian ocean dipole phase relationships. *Geophysical Research Letters*, 44(5) :2481–2492.
- Stull, R. (2017). *Practical Meteorology : An Algebra-based Survey of Atmospheric Science*. University of British Columbia, Vancouver, Canada.
- Sun, D., Gagan, M. K., Cheng, H., Scott-Gagan, H., Dykoski, C. A., Edwards, R. L., and Su, R. (2005). Seasonal and interannual variability of the mid-holocene east asian monsoon in coral $\delta^{18}\text{O}$ records from the south china sea. *Earth and Planetary Science Letters*, 237(1) :69–84.
- Takahashi, K., Montecinos, A., Goubanova, K., and Dewitte, B. (2011). ENSO regimes : Reinterpreting the canonical and Modoki El Niño. *Geophysical Research Letters*, 38(10).
- Thomas, M. D. and Fedorov, A. V. (2017). The eastern subtropical pacific origin of the equatorial cold bias in climate models : A lagrangian perspective. *Journal of Climate*, 30(15) :5885 – 5900.
- Thompson, D. M., Ault, T. R., Evans, M. N., Cole, J. E., and Emile-Geay, J. (2011). Comparison of observed and simulated tropical climate trends using a forward model of coral $\delta^{18}\text{O}$. *Geophysical Research Letters*, 38(14).
- Thompson, D. M., Conroy, J. L., Konecky, B. L., Stevenson, S., DeLong, K. L., McKay, N., Reed, E., Jonkers, L., and Carré, M. (2022). Identifying hydro-sensitive coral $\delta^{18}\text{O}$ records for improved high-resolution temperature and salinity reconstructions. *Geophysical Research Letters*, 49(9) :e2021GL096153. e2021GL096153 2021GL096153.
- Tian, Z., Li, T., and Jiang, D. (2018). Strengthening and westward shift of the tropical pacific walker circulation during the mid-holocene : Pmip simulation results. *Journal of Climate*, 31(6) :2283 – 2298.
- Tian, Z., Li, T., Jiang, D., and Chen, L. (2017). Causes of ENSO weakening during the Mid-Holocene. *Journal of Climate*, 30(17) :7049–7070.
- Tillinger, D. (2011). Physical oceanography of the present day indonesian throughflow. *Geological Society, London, Special Publications*, 355(1) :267–281.
- Timmermann, A., An, S.-I., Kug, J.-S., Jin, F.-F., Cai, W., Capotondi, A., Cobb, K. M., Lengaigne, M., McPhaden, M. J., Stuecker, M. F., Stein, K., Wittenberg, A. T., Yun, K.-S., Bayr, T., Chen, H.-C., Chikamoto, Y., Dewitte, B., Dommenges, D., Grothe, P., Guilyardi, E., Ham, Y.-G., Hayashi, M., Ineson, S., Kang, D., Kim, S., Kim, W., Lee, J.-Y., Li, T., Luo, J.-J., McGregor, S., Planton, Y., Power, S., Rashid, H., Ren, H.-L., Santoso, A., Takahashi, K., Todd, A., Wang, G., Wang, G., Xie, R., Yang, W.-H., Yeh, S.-W., Yoon, J., Zeller, E., and Zhang, X. (2018). El niño–Southern Oscillation complexity. *Nature*, 559(7715) :535–545.
- Timmermann, A., Lorenz, S. J., An, S.-I., Clement, A., and Xie, S.-P. (2007). The Effect of Orbital Forcing on the Mean Climate and Variability of the Tropical Pacific. *Journal of Climate*, 20(16) :4147–4159.
- Toggweiler, J. R., Dixon, K., and Broecker, W. S. (1991). The peru upwelling and the ventilation of the south pacific thermocline. *Journal of Geophysical Research : Oceans*, 96(C11) :20467–20497.

- Tokinaga, H., Xie, S.-P., Timmermann, A., McGregor, S., Ogata, T., Kubota, H., and Okumura, Y. M. (2012). Regional patterns of tropical indo-pacific climate change : Evidence of the walker circulation weakening. *Journal of Climate*, 25(5) :1689 – 1710.
- Trascasa-Castro, P., Ruprich-Robert, Y., Castruccio, F., and Maycock, A. C. (2021). Warm phase of amv damps enso through weakened thermocline feedback. *Geophysical Research Letters*, 48(23) :e2021GL096149. e2021GL096149 2021GL096149.
- Trenberth, K. E. and Caron, J. M. (2001). Estimates of meridional atmosphere and ocean heat transports. *Journal of Climate*, 14(16) :3433 – 3443.
- Tudhope, A. W., Chilcott, C. P., McCulloch, M. T., Cook, E. R., Chappell, J., Ellam, R. M., Lea, D. W., Lough, J. M., and Shimmield, G. B. (2001). Variability in the el niño-southern oscillation through a glacial-interglacial cycle. *Science*, 291(5508) :1511–1517.
- Valcke, S. (2013). The oasis3 coupler : a european climate modelling community software. *Geoscientific Model Development*, 6(2) :373–388.
- Vecchi, G. A. and Wittenberg, A. T. (2010). El Niño and our future climate : where do we stand? *Wiley Interdisciplinary Reviews : Climate Change*, 1(2) :260–270.
- Walker, G. T. (1923). Correlation in seasonal variations of weather, viii : A preliminary study of world weather. *Memoirs of the India Meteorological Department*, 24(4) :75–131.
- Wang, Y., Jian, Z., Zhao, P., Chen, J., and Xiao, D. (2015). Precessional forced evolution of the indian ocean dipole. *Journal of Geophysical Research : Oceans*, 120(5) :3747–3760.
- White, S. M., Ravelo, A. C., and Polissar, P. J. (2018). Dampened el niño in the early and mid-holocene due to insolation-forced warming/deepening of the thermocline. *Geophysical Research Letters*, 45(1) :316–326.
- Willeit, M., Ganopolski, A., Calov, R., and Brovkin, V. (2019). Mid-pleistocene transition in glacial cycles explained by declining CO_2 and regolith removal. *Science Advances*, 5(4) :eaav7337.
- Williams, C. A. and Hanan, N. P. (2011). Enso and iod teleconnections for african ecosystems : evidence of destructive interference between climate oscillations. *Biogeosciences*, 8(1) :27–40.
- Wong, A. P. S. and Johnson, G. C. (2003). South pacific eastern subtropical mode water. *Journal of Physical Oceanography*, 33(7) :1493 – 1509.
- Wurtzel, J. B., Abram, N. J., Lewis, S. C., Bajo, P., Hellstrom, J. C., Troitzsch, U., and Heslop, D. (2018). Tropical indo-pacific hydroclimate response to north atlantic forcing during the last deglaciation as recorded by a speleothem from sumatra, indonesia. *Earth and Planetary Science Letters*, 492 :264–278.
- Wyrtki, K. (1975). El niño—the dynamic response of the equatorial pacific ocean to atmospheric forcing. *Journal of Physical Oceanography*, 5(4) :572 – 584.
- Xiao, H.-M., Lo, M.-H., and Yu, J.-Y. (2022). The increased frequency of combined el niño and positive iod events since 1965s and its impacts on maritime continent hydroclimates. *Scientific Reports*, 12(1) :7532.
- Xie, P. and Arkin, P. A. (1997). Global precipitation : A 17-year monthly analysis based on gauge observations, satellite estimates, and numerical model outputs. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 78(11) :2539 – 2558.

- Xu, J., Kuhnt, W., Holbourn, A., Regenberg, M., and Andersen, N. (2010). Indo-pacific warm pool variability during the holocene and last glacial maximum. *Paleoceanography*, 25(4).
- Yeh, S.-W., Kug, J.-S., Dewitte, B., Kwon, M.-H., Kirtman, B. P., and Jin, F.-F. (2009). El Niño in a changing climate. *Nature*, 461(7263) :511–514.
- Yu, B. and Zwiers, F. W. (2010). Changes in equatorial atmospheric zonal circulations in recent decades. *Geophysical Research Letters*, 37(5).
- Yu, K.-F., Zhao, J.-X., Wei, G.-J., Cheng, X.-R., and Wang, P.-X. (2005). Mid-late holocene monsoon climate retrieved from seasonal sr/ca and $\delta^{18}\text{O}$ records of porites lutea corals at leizhou peninsula, northern coast of south china sea. *Global and Planetary Change*, 47(2) :301–316. International Young Scientists' Global Change Conference 2003.
- Yuan, S., Chiang, H.-W., Liu, G., Bijaksana, S., He, S., Jiang, X., Imran, A. M., Wicaksono, S. A., and Wang, X. (2023). The strength, position, and width changes of the intertropical convergence zone since the last glacial maximum. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 120(47) :e2217064120.
- Yun, K.-S., Timmermann, A., Lee, S.-S., Willeit, M., Ganopolski, A., and Jadhav, J. (2023). A transient coupled general circulation model (CGCM) simulation of the past 3 million years. *Climate of the Past*, 19(10) :1951–1974.
- Yun, K.-S., Timmermann, A., and Stuecker, M. F. (2021). Synchronized spatial shifts of hadley and walker circulations. *Earth System Dynamics*, 12(1) :121–132.
- Zhang, Q., Berntell, E., Axelsson, J., Chen, J., Han, Z., de Nooijer, W., Lu, Z., Li, Q., Zhang, Q., Wyser, K., and Yang, S. (2021). Simulating the mid-holocene, last interglacial and mid-pliocene climate with ec-earth3-1r. *Geoscientific Model Development*, 14(2) :1147–1169.
- Zhang, Y., Zhou, W., Wang, X., Chen, S., Chen, J., and Li, S. (2022). Indian ocean dipole and enso's mechanistic importance in modulating the ensuing-summer precipitation over eastern china. *npj Climate and Atmospheric Science*, 5(1) :48.
- Zhao, Y., Braconnot, P., Marti, O., Harrison, S. P., Hewitt, C., Kitoh, A., Liu, Z., Mikolajewicz, U., Otto-Bliesner, B., and Weber, S. L. (2005). A multi-model analysis of the role of the ocean on the african and indian monsoon during the mid-holocene. *Climate Dynamics*, 25(7) :777–800.
- Zheng, W., Braconnot, P., Guilyardi, E., Merkel, U., and Yu, Y. (2008). Enso at 6ka and 21ka from ocean-atmosphere coupled model simulations. *Climate Dynamics*, 30(7) :745–762.
- Zheng, X.-T. (2019). Indo-pacific climate modes in warming climate : Consensus and uncertainty across model projections. *Current Climate Change Reports*, 5(4) :308–321.