



HAL
open science

Impacts du changement climatique dans le Pacifique Sud à différentes échelles: précipitations, cyclones, extrêmes

Cyril Dutheil

► To cite this version:

Cyril Dutheil. Impacts du changement climatique dans le Pacifique Sud à différentes échelles: précipitations, cyclones, extrêmes. Sciences de l'environnement. Sorbonne Université / Université Pierre et Marie Curie - Paris VI, 2018. Français. NNT: . tel-02468810v1

HAL Id: tel-02468810

<https://hal.science/tel-02468810v1>

Submitted on 6 Feb 2020 (v1), last revised 25 Feb 2021 (v2)

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.

THÈSE

présentée pour obtenir le grade de docteur délivré par

Sorbonne Université

Spécialité doctorale “Sciences du climat”

École doctorale n° 129 : Sciences de l’Environnement d’Île de France

présentée et soutenue publiquement par

Cyril DUTHEIL

le 29 Novembre 2018

Impacts du changement climatique dans le Pacifique Sud à différentes échelles: précipitations, cyclones, extrêmes

Directeur de thèse : **Dr. Benjamin Sultan**

Co-encadrant de thèse : **Dr. Christophe Menkes**

Jury

M. Patrick Marchesiello,	DR IRD	Rapporteur
M. Pascal Ortega,	PR UPF	Rapporteur
M. Matthieu Lengaigne,	CR IRD	Examinateur
M. Jerome Vialard,	DR IRD	Examinateur
Mme Claude Payri,	DR IRD	Examinatrice
M. Alexandre Peltier,	Ingénieur Météo-France	Invité

Table des matières

Table des matières	iii
Liste des figures	vii
Liste des tableaux	xvii
1 Introduction	1
1.1 Introduction générale	2
1.2 La climatologie du Pacifique tropical	3
1.3 Le changement climatique, les modèles de climat et leurs biais	19
1.4 Plan de la thèse	31
1.5 Références	33
2 Méthodes	41
2.1 Le modèle WRF	42
2.2 Méthode de correction des biais du $\Delta\text{SST}_{\text{GW}}$	45
2.3 Méthode de détection des cyclones tropicaux	48
2.4 Le package Climact2 et les indices d'extrêmes	49
2.5 Références	53
3 Impacts des biais de SST sur la réponse de la SPCZ au réchauffement climatique	57
3.1 Synthèse de l'article	58
3.2 Abstract	59
3.3 Introduction	60
3.4 Experimental design and methods	63

3.5	Results : Present-day simulations	67
3.6	Results : Response to climate change	72
3.7	Sensitivity tests	78
3.8	Summary and discussion	80
3.9	Références	83
4	Impacts des biais de SST sur les projections des cyclones tropicaux dans le Pacifique Sud	89
4.1	Synthèse de l'article	90
4.2	Abstract	91
4.3	Introduction	92
4.4	Data Methods	94
4.5	Results	95
4.6	Discussion and summary	99
4.7	Références	103
5	Descente d'échelle dynamique du climat en Nouvelle-Calédonie	109
5.1	Introduction	110
5.2	Méthodes	117
5.3	Validation de la simulation présente	122
5.4	Réponse au changement climatique	125
5.5	Conclusion et Discussion	132
5.6	Références	134
6	Conclusions et perspectives	137
6.1	Conclusion	138
6.2	Perspectives	142
6.3	Références	157
A	Annexes	I
A.1	Tableaux annexes	I
A.2	Mass mortality events in atoll lagoons : environmental control and increased future vulnerability	VIII

A.3 Whales in warming water : assessing breeding habitat diversity and adaptability in Oceania's changing climate XX

A.4 Modelling N₂ fixation related to Trichodesmium sp. : driving processes and impacts on primary production in the tropical Pacific Ocean LXVIII

Liste des figures

1.1	Evolution temporelle du nombre d'articles traitant du changement climatique. Figure extraite de Haunschild <i>et al.</i> [2016].	2
1.2	Schéma des flux radiatifs à la surface de la Terre dans le cas d'une atmosphère à une couche.	3
1.3	Moyenne annuelle du bilan radiatif méridien. Crédits NASA.	4
1.4	(a) Représentation schématique d'une aqua-planète avec une seule cellule de convection par hémisphère comme dans la théorie de G. Hadley de 1735. Source https://timescavengers.blog/climate-change/modern-atmosphere/	5
1.5	Schéma de la circulation méridienne. Source http://svt.ac-dijon.fr/schemassvt/spip.php?article904	6
1.6	Saisonnalité de la circulation méridienne moyenne donnée la fonction de courant ψ (en $10^{10}\text{kg}\cdot\text{s}^{-1}$) à partir des réanalyses ERA40. Source Gastineau [2008].	7
1.7	Réponse de l'atmosphère à un chauffage équatorial dans la région $ x < 2$: Anomalies de (a) Vitesse verticale w (trait continu correspondent à des vitesses de 0, 0.3, 0.6, et tiré à -0.1) et (b) de pression de surface (intervalle de 0.3 hPa) superposée au champ de vent de basses couches. (c) Lignes de courant à l'équateur illustrant la cellule de Walker et anomalie de pression surface. Source Gill [1980].	8
1.8	Schéma de la circulation zonale (Walker) durant les phases neutres (haut) et les phases El Niño (bas). Source https://www.climate.gov/	9
1.9	Haut : Carte du Pacifique montrant les deux points de mesures utilisés pour le calcul de l'indice SOI. Bas : Série temporelle entre 1880 et 2015 de l'indice SOI. Des valeurs négatives inférieures (positives supérieures) à 1 indiquent une phase chaude El Nino (froide La Nina).	10
1.10	Composite des anomalies interannuelles de (a) tension de vent zonale, (b) SST et (c) niveau de la mer associées aux événements El Niño des 25 dernières années. Les composites sont centrés sur le pic des événements El Niño, le 1er janvier des années 1992, 1995, 1998, 2003, 2007 et 2010. Sur le panneau a, le trait plein (pointillé) montre l'isocontour $-0.01\text{N}\cdot\text{m}^{-1}$ saisonnier (en période El Niño). Sur le panneau b, la trait plein (resp. pointillé) représente le bord est du réservoir d'eau chaude saisonnier (resp. en période El Niño). Figure extraite de Puy [2016].	11
1.11	Schéma explicatif de la rétroaction de Bjerknes. Figure extraite de Puy [2016].	12

1.12 Composites des anomalies de SST (en °C) pour les phases ENSO, (a) El Niño modéré, (b) El Niño extrême, (c) La Niña.	13
1.13 Climatologie des précipitations CMAP (en couleur et en mm.jour ⁻¹) et des vents de surface NCEP2 (vecteurs, en m.s ⁻¹) pour les mois DJF. Les deux droites rouges représentent la partie zonale et la partie diagonale de la SPCZ.	14
1.14 Précipitations saisonnières (CMAP; en mm.jour ⁻¹) dans le Pacifique pour les mois de (a) DJF, (b) MAM, (c) JJA, (d) SON.	16
1.15 Composites ENSO des anomalies de précipitations CMAP (en mm.jour ⁻¹) dans le Pacifique pour les phases (a) El Niño modéré, (b) El Niño extrême et (c) La Niña.	16
1.16 Représentation de l'ensemble des trajectoires des cyclones tropicaux d'après la base de données du "Joint Typhoon Warning Center" et du "National Hurricane Center". Les couleurs des trajectoires indiquent l'intensité du cyclone d'après l'échelle de Saffir-Simpson. Figure modifiée de https://earthobservatory.nasa.gov/images/7079/historic-tropical-cyclone-tracks	17
1.17 (a) Densité de la genèse des cyclones tropicaux en phase neutre issue de la base données IBTrACS (en nombre de genèse entre 1980 et 2016 dans des boites de 2.5° × 5°). Composites ENSO de l'anomalie de la genèse des cyclones normalisée par le nombre de cyclones associé à chaque phase (b) El Niño extrême, (c) El Niño modéré, (d) La Niña.	18
1.18 Représentation schématique du cycle thermodynamique dans un TC assimilé à un cycle de Carnot. Le sommet de la couche limite atmosphérique (z=h) représente la source chaude du cycle (Q > 0) et la tropopause représente la source froide (Q < 0). Figure extraite de Beucher [2010]	19
1.19 Moyenne mensuelle (courbe rouge) et tendance (ligne bleue) de la concentration de CO ₂ atmosphérique (en ppm) mesurée à la station de Mauna Loa (Hawaï). Cette figure a été extraite du site https://www.esrl.noaa.gov/gmd/ccgg/trends/graph.html	21
1.20 Illustration du maillage de la Terre dans un modèle de climat. Figure extraite de Edwards [2011]	23
1.21 Gauche : Illustration des différents processus incorporés au fil des différentes générations de modèle climatique. Figure extraite de Edwards [2011] Droite : Illustration de l'évolution de la résolution horizontale des modèles de climat au cours des différents rapport du GIEC. FAR : First Assessment report; SAR : Second Assessment report; TAR : Third Assessment report; AR4 : 4th Assessment Report; AR5 : 5th Assessment Report. Source GIEC 2007, 2013.	23
1.22 Illustration des émissions mondiales de GES (en GtécCO ₂ .an ⁻¹) pour les différents scénarios entre 2000 et 2100. Les émissions sont notées en Giga tonne d'équivalent carbone par an. Source GIEC 2013.	24
1.23 Gauche : Évolution temporelle des températures moyennes à l'échelle du globe simulée par les modèles CMIP5 pour chaque scénario de GES. Droite : Carte globale de l'évolution des températures simulée par les modèles CMIP5 pour chaque scénario de GES. Figure modifiée de Stocker et al. [2014]	25

1.24	Carte globale de l'évolution des précipitations (en $\% \cdot ^\circ\text{C}^{-1}$) simulée par les modèles CMIP5 en fonction des variations de températures. Les pointillés indiquent les régions où la différence est significative à 95%. Figure modifiée de <i>Stocker et al.</i> [2014].	25
1.25	Carte globale de l'évolution des précipitations (en %) simulée par les modèles CMIP5 pour la fin du XXI ^{ème} siècle dans chaque scénario de GES. Les hachures indiquent les régions où la moyenne multi-modèle est inférieure à une déviation standard de la variabilité interne. Les pointillés indiquent les régions où la moyenne multi-modèle est inférieure à deux déviations standards de la variabilité interne et où 90% des modèles sont d'accord sur le signe du changement. Figure tirée de <i>Stocker et al.</i> [2014].	26
1.26	Effet du changement de la distribution de température sur les extrêmes.	27
1.27	Évolution prévue des statistiques concernant les cyclones tropicaux. Toutes les valeurs représentent le pourcentage moyen d'évolution prévu de 2081 à 2100 par rapport à la période 2000–2019, selon un scénario semblable au scénario A1B, d'après le jugement d'experts à la suite d'une normalisation subjective des projections des modèles. Quatre paramètres ont été considérés : le pourcentage d'évolution I) de la fréquence annuelle totale des tempêtes tropicales, II) de la fréquence annuelle des tempêtes de catégories 4 et 5, III) de l'intensité maximale des tempêtes pendant leur durée de vie, en moyenne, et IV) de l'intensité des précipitations dans un rayon de 200 km autour du centre des tempêtes au moment de leur intensité maximale. Pour chaque paramètre reporté, le trait plein bleu représente l'estimation la plus plausible du pourcentage d'évolution attendu et la barre colorée donne un intervalle de confiance de 67 % (probable) pour cette valeur	28
1.28	Climatologie mensuelle des précipitations pour les mois DJF (en $\text{mm} \cdot \text{j}^{-1}$) à partir des observations CMAP. Les courbes de couleurs représentent la position de la SPCZ définie comme la latitude du maximum de précipitation à chaque longitude, pour CMAP (jaune) et la moyenne multi-modèle CMIP5 (rouge). Les contours de couleurs représentent les iso-contours de précipitation $6\text{mm} \cdot \text{j}^{-1}$ pour CMAP (jaune) et la moyenne multi-modèle CMIP5 (rouge)	30
2.1	Orographie (en m) de nos 3 domaines de calcul. Il est noté en noir la résolution horizontale de nos simulations pour chacun de ces domaines	44
2.2	Relation entre les précipitations moyennes sur le présent (en $\text{mm} \cdot \text{j}^{-1}$) et le ΔSST dans le Pacifique équatorial Ouest (140°E - 190°E ; 2°S - 2°N) pour 31 modèles CMIP5. La corrélation inter-modèle (r) est indiqué en bas à gauche.	45
2.3	Moyenne multi-modèle CMIP5 du ΔSST (en $^\circ\text{C}$) non corrigé (ΔSST) (a) et corrigé (ΔSST^*) (c). (b) Moyenne multi-modèle CMIP5 de la correction ($\Delta\text{SST}'$). Les champs ont été normalisés par la valeur du réchauffement global associé à chaque modèle CMIP5 afin de mettre en évidence les patrons	46
2.4	Déviation standard inter-modèle du ΔSST (en $^\circ\text{C}$) corrigé (a) et non corrigé (b)	48
2.5	Principe de fonctionnement de ClimPACT2.	50
2.6	Illustration des différents aspects des vagues de chaleurs.	51

- 3.1 Top : DJF climatology for precipitation (shading; in mm.day^{-1}) and near surface wind (vectors; in m.s^{-1}) from (a) CMAP observations, (b) CMIP5 MMM historical. On panel a, near surface wind are taken from NCEP2 reanalysis. On panels a,b, the thick lines (CMAP : yellow, CMIP5 MMM historical : red) represent the mean position of SPCZ. Bottom : DJF climatology of : c) historical CMIP5 SST bias, d) CMIP5 climate change induced SST response, e) CMIP5 climate change induced SST response corrected from Li et al. (2016). On panels c, d, and e the contours show respectively, the historical CMIP5 rain bias, the CMIP5 climate change induced rain response, the CMIP5 climate change induced rain response corrected from Li *et al.* [2016]. 61
- 3.2 Relationships between the historical mean precipitation (mm.day^{-1}) in the equatorial western Pacific ($140^{\circ}\text{E}-190^{\circ}\text{E}; 2^{\circ}\text{S}-2^{\circ}\text{N}$) and SST projected changes ($^{\circ}\text{C}$) in the equatorial western Pacific among 31 CMIP5 models. The inter-model correlation (r) is shown at the bottom-left. 66
- 3.3 DJF climatology of precipitation (shading; in mm.day^{-1}) and near surface wind (vectors; in m.s^{-1}) from (a) CMAP observations, (b) PD_OBS_{ZM} experiment, and (c) NCEP2 reanalysis. Thick lines represent the mean position of SPCZ for CMAP (yellow), PD_OBS_{ZM} experiment (red), NCEP2 reanalysis (blue). On panel a, the thin contours indicate the 6mm.day^{-1} isopleth for CMAP (yellow), NCEP2 (blue), and PD_OBS_{ZM} experiment (red). 68
- 3.4 Evaluation of the SPCZ characteristics in the CMIP5 ensemble over the historical period (box plot showing the median, interquartile range, the first and the last decile values), CMAP observations (black circle), NCEP2 reanalysis (green circle), PD_OBS_{ZM} simulation (red circle), PD_OBS_{BMJ} simulation (blue circle). a) SPCZ slope , b) SPCZ LatE index, c) SPCZ LatW index and d) pattern correlation with DJF climatological precipitation from CMAP within the [$160^{\circ}\text{E}-120^{\circ}\text{W}; 30^{\circ}\text{S}-0^{\circ}$] region. 70
- 3.5 (First row) CMAP, (second row) PD_OBS_{ZM}, DJF precipitation anomalies (shading; in mm.day^{-1}) and near surface wind (vectors; in m.s^{-1}) for (left) moderate El Niño, (middle) strong El Niño events and (right) La Nina events. On panels a, b and c, near surface wind are taken from NCEP2 reanalysis. The black (CMAP) and red (PD_OBS_{ZM}) curves are the ENSO-based composite SPCZ position. The black dashed line shows the climatological SPCZ position. 71
- 3.6 Evolution of DJF LatE SPCZ index for CMAP (yellow), NCEP2 (blue), and PD_OBS_{ZM} (red). Horizontal lines show the averaged value of the index. The standard deviation (std) and the Pearson correlation (r) are also indicated in the Figure. Vertical colors shadings indicate ENSO phases, moderate El Nino (yellow), La Nina (blue), and strong El Nino (red). 71
- 3.7 DJF precipitation anomalies (shading; in mm.day^{-1}) and near surface wind (vectors; in m.s^{-1}) between future and present; a) CMIP5 MMM, b) OBS_{ZM}, and c) COR_{ZM}. Regions where the statistic test on the mean is significant at 95% are stippled. Colored boxes panel b) denote regions used in Figure 3.12. 72

3.8 Total (top), dynamic (middle), and thermodynamic (bottom) effects on the moisture divergence (in $\text{g.kg}^{-1}.\text{s}^{-1} \times 10^{-5}$) change (future – present) in the (CC_COR_{ZM}) – (PD_OBS_{ZM}) simulations (first column), in the (CC_OBS_{ZM}) – (PD_OBS_{ZM}) simulations (second column), (CC_CMIP5_{ZM}) – (PD_CMIP5_{ZM}) simulations (third column), and CMIP5 MMM (RCP8.5 – historical) (fourth column). Contours denote regions where at least 75% of the CMIP5 models agree on the sign of the precipitation change. 73

3.9 Interannual standard deviation of the DJF precipitation (in mm.d^{-1}) for a) PD_OBS_{ZM}, b) CC_COR_{ZM}, c) CC_OBS_{ZM} simulations. The thick black lines show the mean position of SPCZ. 75

3.10 Top : DJF climatology of precipitation anomalies (shading; in mm.d^{-1}) and near surface wind (vectors; in m.s^{-1}) for CC_COR_{ZM} (top), CC_CMIP5_{ZM} (bottom) simulation for each ENSO mode; strong El Nino (left), moderate El Nino (center), La Nina (right). Colored solid lines : future climatological SPCZ position (on top panels : blue in CC_OBS, red in CC_COR); dashed lines : ENSO-based composite SPCZ position (black for present and colored for future simulations). Bottom : SPCZ LatE index times series minus the SPCZ climatological position for PD_OBS_{ZM} (red solid line), PD_CMIP5_{ZM} (black solid line), CC_COR_{ZM} (red dashed line), CC_OBS_{ZM} (blue dashed line), CC_CMIP5_{ZM} (black dashed line). The standard deviation (std) is shown in the bottom left-hand boxes. The background colors represents the ENSO phases, moderate El Nino (light yellow), La Nina (light blue), and strong El Nino (light red). 76

3.11 DJF climatology of precipitation anomalies (shading; in mm.d^{-1}) and near surface wind (vectors; in m.s^{-1}) for CC_COR_{ZM} (top), CC_CMIP5_{ZM} (bottom) simulation for each ENSO mode; strong El Nino (left), moderate El Nino (center), La Nina (right). On each panel, the black thick (dashed) line displays the mean position of SPCZ in the present (future) simulation, the red thick (dashed) lines are the ENSO-based composite SPCZ position in the present (future) simulation. 77

3.12 The relationship between the associated two principal component time series for a) OBS_ZM and COR_ZM experiment, b) CMIP5_ZM experiment. La Nina, neutral and moderate El Niño years are indicated with colored symbols. A zonal SPCZ event (red symbols) is defined as when the first principal component is greater than one standard deviation, and when the second principal component is greater than zero. The circles represent the present-day simulations, triangles and squares the climate change simulations. 77

3.13 DJF precipitation anomalies and near surface wind anomalies between futur and present; a) COR_BMJ, b) OBS_BMJ, c) CMIP5_BMJ. Regions where the statistic test on the mean is significant at 95% are stippled. 78

- 3.14 Scatter plot showing the relations between the moisture divergence change (future – present ; in $\text{g.kg}^{-1}.\text{s}^{-1}\times 10^{-5}$) and its dynamical (left) or thermodynamical (right) effects in the CMIP5 models ensemble (RCP8.5 - historical; black, with the CMIP5 MMM in grey), the (CC_COR_{ZM}) – (PD_OBS_{ZM}) (orange dot), the (CC_OBS_{ZM}) – (PD_OBS_{ZM}) (red dot) and (CC_CMIP5_{ZM}) – (PD_CMIP5_{ZM}) (cyan dot) simulations, and the (CC_COR_{BMJ}) – (PD_OBS_{BMJ}) (orange triangle), the (CC_OBS_{BMJ}) – (PD_OBS_{BMJ}) (red triangle) and (CC_CMIP5_{BMJ}) – (PD_CMIP5_{BMJ}) (cyan triangle) simulations. The relations are evaluated in three different boxes shown on Figure 3.6a : the equatorial box [150°E-200°E;5°S-7°N] (top), South central box [200°E-240°E;25°S-5°S] (middle), and Southwest box [160°E-200°E;15°S-5°S] (bottom) . The slope of the linear regression and the standard error of the regression coefficient (r std) are noted in the bottom right-hand box. 79
- 4.1 Top : PDF TCs genesis (shading) and occurrence (contour lines) from a) IBTrACS, b) PD_{ZM}. The annual mean TC genesis and occurrence are shown in the corresponding panels. Bottom : (c) Distribution of the maximum 10-m wind speed (in m.s^{-1}) and (d) seasonal cycle of TC genesis from IBTrACS (gold) and PD_{ZM} (blue). The red box on the panel b represents the domain where TCGI is computed. 93
- 4.2 Top : DJF climatology (shading, in °C) of a) $\Delta\text{SST}_{\text{GW}}$, b) $\Delta\text{SST}_{\text{COR}_{\text{GW}}}$. The contours and vectors represent respectively, the precipitation (in mm.d^{-1}) and surface wind (in m.s^{-1}) changes between (a) CC_{ZM} and PD_{ZM}, (b) COR_{ZM} and PD_{ZM} simulations. Red dashed lines display negative values, and blue line display positive values. Middle : PDF TCs genesis (shading) and occurrence (contour lines) changes between c) CC_{ZM} and PD_{ZM} , d) COR_{ZM} and PD_{ZM}. The values of annual mean TC genesis and occurrence are shown in the corresponding panels. Bottom : (e) Distribution of the maximum 10-m wind speed (in m.s^{-1}) and (f) seasonal cycle of TC genesis from PD_{ZM} (blue), CC_{ZM} (red) and COR_{ZM} (green). 96
- 4.3 First bar : TC genesis change (in %) computed in the southwestern Pacific [160°E-200°E;25°S-5°S], second bar : TCGI change (in %), third bar : TCGI change reconstructed ; fourth to seventh bars : contribution of each terms according the TCGI change reconstruction (i.e vorticity, potential intensity, relative humidity, potential intensity, vertical wind shear) between (a) CC_{ZM} and PD_{ZM}, (b) COR_{ZM} and PD_{ZM} simulations. 97
- 4.4 Colors show NDJFMA climatology of (top) zonal wind (in m.s^{-1}), (middle) meridional temperature gradient (in °C/km) and (bottom) potential temperature (in °C) from (left) PD_{ZM} and (right) CC_{ZM} simulations. Contours shows NDJFMA climatology of (top) zonal wind changes (in m.s^{-1}), (middle) temperature meridional gradient changes (in °C/km) and (bottom) temperature changes (in °C) between (left) CC_{ZM} and PD_{ZM} and (right) COR_{ZM} and CC_{ZM} simulations. 98
- 4.5 Same as figure 3 but for the 3 TC genesis indices : TCGI, GPI and GPI*. In GPI* the contribution of vertical wind velocity at 500hPa is also evaluated. 100
- 4.6 Precipitation under TC (in mm.day^{-1}) by 10m wind speed category (in m.s^{-1}) from PD_{ZM} (blue), CC_{ZM} (red) and COR_{ZM} (green). 101

4.7	Top : PDF TCs genesis (shading) and occurrence (contour lines) from a) IBTrACS, b) PD _{BMJ} . The annual mean TC genesis and occurrence are shown in the corresponding panels. Bottom : (c) Distribution of the maximum 10-m wind speed (in m.s ⁻¹) and (d) seasonal cycle of TC genesis from IBTrACS (gold) and PD _{BMJ} (blue).	102
4.8	Top : DJF climatology (shading, in °C) of a) ΔSST _{GW} , b) ΔSST _{COR_{GW}} . The contours and vectors represent respectively, the precipitation (in mm.d ⁻¹) and surface wind (in m.s ⁻¹) changes between (a) CC _{BMJ} and PD _{BMJ} , (b) COR _{BMJ} and PD _{BMJ} simulations. Red dashed lines display negative values, and blue line display positive values. Middle : PDF TCs genesis (shading) and occurrence (contour lines) changes between c) CC _{BMJ} and PD _{BMJ} , d) COR _{BMJ} and PD _{BMJ} . The values of annual mean TC genesis and occurrence are shown in the corresponding panels. Bottom : (e) Distribution of the maximum 10-m wind speed (in m.s ⁻¹) and (f) seasonal cycle of TC genesis from PD _{BMJ} (blue), CC _{BMJ} (red) and COR _{BMJ} (green).	103
5.1	Carte des pays du Pacifique Sud-Ouest.	110
5.2	Relief de la Nouvelle Calédonie. Figure extraite de Bonvallet et al. [2012] .	111
5.3	Colonne de gauche : champs de vents de surface pour chacun des régimes de temps. Colonne du centre : champs de vents (en couleurs et en m.s ⁻¹) et de pression (contours, intervalle = 1hPa) en surface à l'échelle synoptique associé à chacun des régimes de temps. Colonne de droite : champs de vents (en couleur et en m.s ⁻¹) et de vitesse verticale Omega (contours, intervalle = 0.01Pa.s ⁻¹) à 500hPa à l'échelle synoptique associé à chacun des régimes de temps. Figure modifiée à partir de Lefèvre et al. [2010] .	112
5.4	Cycle saisonnier des précipitations (en mm.mois ⁻¹) à Koumac (rouge), Nouméa (bleu) et en moyenne sur 50 postes de la Grande Terre (vert). Figure extraite de Maitrepierre & Caudmont [2007] .	114
5.5	Pourcentage des précipitations moyennes de (a) janvier à mars, et de (b) juillet à septembre, par rapport au cumul annuel.	115
5.6	Orographie de la Nouvelle-Calédonie à différentes résolutions horizontales, (a) 1° ~ 100km, (b) 1/5° ~ 20km (c) 1/25° ~ 4km, (d) 1/1200° ~ 90m.	116
5.7	Domaine Australie CORDEX. Figure tirée de http://cordex-australasia.wikidot.com .	117
5.8	Réseau d'observations en Nouvelle-Calédonie. Carte modifiée de Maitrepierre & Caudmont [2007] .	119
5.9	Variance expliquée cumulée par les 10 premières composantes principales.	120
5.10	Moyenne de la silhouette en fonction du nombre de classe sélectionné.	121
5.11	Illustration des différents aspects des vagues de chaleurs.	122
5.12	Moyenne annuelle des précipitations journalières (en mm.j ⁻¹) à partir des (a) observations MF (b) de la simulation PD.	123

5.13 Moyenne mensuelle des précipitations journalières (en mm.j ⁻¹) moyennée sur l'ensemble de la Grande Terre à partir des observations MF (courbe jaune) et de la simulation PD (courbe bleue).	123
5.14 Pourcentage des précipitations moyenne de Janvier à Mars (haut) et d'Août à Octobre (bas) par rapport aux quantités annuelles sur la période 2000-2016 dans les observations (gauche) et dans la simulation PD (droite).	124
5.15 Différence de la moyenne annuelle des précipitations journalières (en mm.j ⁻¹) entre le futur et le présent dans (a) les modèles CMIP5, (b) entre CC_OBS et PD, et (c) entre CC_COR et PD. Les pointillés noirs indiquent les régions où la différence est significative à 95%.	126
5.16 (a) Moyenne mensuelle des précipitations journalières (en mm.j ⁻¹) moyennée sur l'ensemble de la Grande Terre à partir de la simulation PD (courbe bleue), CC_OBS (courbe rouge) et CC_COR (courbe verte). (b) Anomalie de la moyenne mensuelle des précipitations journalières (en mm.j ⁻¹) entre la simulation CC_OBS et PD (courbe rouge) et entre CC_COR et PD (courbe verte).	126
5.17 Moyenne des précipitations (en couleur et mm.j ⁻¹), des vents (vecteurs et en m.s ⁻¹) et de la pression au niveau de la mer (contour et en hPa) extrait de la simulation d02 (gauche) et d03 (droite) pour chacun des régimes. L'encadré noir sur les panneaux de gauche représente le domaine sur lequel l'analyse en régime de temps a été effectuée.	128
5.18 Moyenne des précipitations (en mm.j ⁻¹)	130
5.19 Anomalie de température de l'air à 2m (en °C) entre le futur et le présent à partir de (a) la moyenne multi-modèle CMIP5, (b) la simulation CC_OBS, (c) la simulation CC_COR.	131
5.20 Haut : (a) Nombre de vagues de chaleur par an (HWN) dans la simulation PD. Anomalie de l'indice HWN entre la simulation (b) CC_OBS et PD, (c) CC_COR et PD. Bas : (c) Nombre de jours par an contribuant aux vagues de chaleur (HWF) dans la simulation PD. Anomalie de l'indice HWF entre la simulation (b) CC_OBS et PD, (c) CC_COR et PD.	132
6.1 Évolution saisonnière des indices mensuelles de surveillance entomologiques, et des données météorologiques à Nouméa (entre Aout 2000 et Juillet 2009).	145
6.2 Contours de probabilité d'apparition d'une épidémie de dengue expliquée par le modèle statistique en fonction des paramètres TXge32 et PRge1. Les croix représentent les années épidémiques et les cercles les années non-épidémiques.	146
6.3 Série temporelle du nombre de jours où la température est supérieure à 32°C durant les mois de Janvier-Février-Mars pour les observations (courbe noire), la simulation PD (courbe bleue), CC_OBS (courbe rouge) et CC_COR (courbe orange).	146
6.4 (a) Moyenne de l'indice TXge32 dans la simulation PD; anomalie de l'indice TXge32 dans la simulation (b) CC_OBS et (c) CC_COR. (d) Moyenne de l'indice PRge1 dans la simulation PD; anomalie de l'indice PRge1 dans la simulation (b) CC_OBS et (c) CC_COR.	147
6.5 Série temporelle de l'incidence de leptospirose en Nouvelle-Calédonie tirée des données (courbe noire) et prédite par le modèle statistique (courbe bleue).	148

6.6	Illustration des 25 hotspot de biodiversité. Figure tirée de Myers <i>et al.</i> [2000].	149
6.7	Position des stations météorologiques à travers le monde utilisée dans la base données World-clim. 47 554 stations pour les précipitations, 24 542 stations pour les températures et 14 930 stations pour les températures maximales et minimales. Figure extraite de Hijmans <i>et al.</i> [2005].	152
6.8	(a) Surface de répartition (en nombre de pixels) pour chaque espèce dans PD (bleu) CC_WRF (rouge) et CC_CMIP5 (jaune). (b)Évolution de la surface de répartition (en %) de chaque espèce entre les projections CC_WRF - PD (rouge), CC_CMIP5 - PD (jaune) et CC_WRF - CC_CMIP5 (violet).	153
6.9	(a) Nombre d'espèces de fourmis par pixel. Évolution du nombre d'espèces de fourmis par pixel (b) CC_WRF-PD, (c) CC_WRF-CC_CMIP5.	154
6.10	(a) Surface de répartition (en nombre de pixels) pour chaque classe dans PD (bleu) CC_WRF (rouge) et CC_CMIP5 (jaune). (b) Évolution (en pourcentage) de la surface de répartition entre CC_COR PD (rouge), CC_CMIP5 PD (jaune) et CC_COR - CC_CMIP5 (violet).	155
6.11	Performance du modèle "gradient boosting" (trait plein) et de l'arbre de classification (trait pointillé) pour l'ensemble des combinaisons de 1 (vert), 2 (bleu), 3 (rouge) et 4 (noir) variables parmi les 20 indices bioclimatiques. Cette performance est calculée comme l'AUC de la courbe ROC.	156

Liste des tableaux

2.1	Liste des variables concernées par la méthode du pseudo réchauffement climatique	43
2.2	Description et caractéristiques des différents domaines de simulation.	44
2.3	Paramétrisation physique des configurations ZM et BMJ.	45
2.4	Interprétation de la situation en fonction de la valeur du SPI selon <i>McKee et al.</i> [1993].	52
3.1	Physics parametrization selected in the ZM and BMJ model configurations	64
3.2	List of variables concerned by the delta methodology	64
3.3	List and description of the different simulations.	65
4.1	Caractéristiques des différentes configurations.	95
5.1	Statistiques des 4 régimes de temps défini dans <i>Lefèvre et al.</i> [2010].	113
5.2	Liste et caractéristiques des stations.	118
5.3	Comparaison des indices HWN et HWF calculés à partir des observations et de la simulation PD pour les 8 stations considérées.	125
5.4	Statistiques des 4 régimes de temps définis à partir des vents de surface pour les simulations PD, CC_OBS, CC_COR.	129
6.1	Liste des 20 espèces de fourmis modélisées, du nombre d’occurrences globale et dans le domaine d01.	150
6.2	Liste et description des indices Bioclimatiques	151
A.1	Liste des indices d’extrêmes calculés par ClimPACT2.	VII

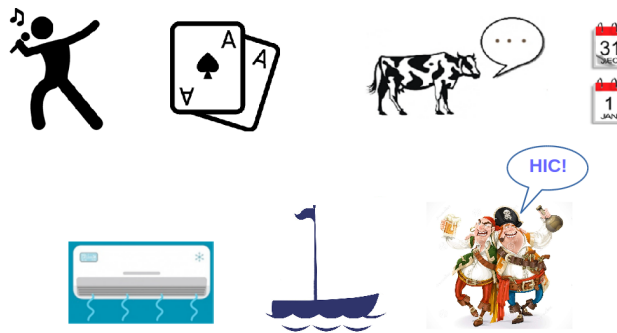
Chapitre 1

Introduction

Sommaire

1.1 Introduction générale	2
1.2 La climatologie du Pacifique tropical	3
1.2.1 Bilan radiatif	3
1.2.2 Circulation moyenne	5
1.2.3 Variabilité inter-annuelle : ENSO	8
1.2.4 La Zone de Convergence du Pacifique Sud (SPCZ)	13
1.2.5 La cyclogenèse du Pacifique Sud	17
1.3 Le changement climatique, les modèles de climat et leurs biais	19
1.3.1 Historique du changement climatique	19
1.3.2 Les modèles de circulation générale	22
1.3.3 Les scénarios d'émissions des gaz à effet de serre	22
1.3.4 Les projections moyennes des modèles CMIP5 à l'échelle globale et dans le Pacifique Sud.	24
1.3.5 Les extrêmes climatiques	26
1.3.6 Les biais des modèles de climat	29
1.4 Plan de la thèse	31
1.5 Références	33

1.1 Introduction générale



Et la réponse est ...

Le changement climatique est devenu au cours des 50 dernières années une préoccupation majeure de plus en plus présente dans l'ensemble des milieux, qu'ils soient économiques, sociaux, politiques ou scientifiques. La figure 1.1 est tirée de l'étude de [Haunschild *et al.* \[2016\]](#) et présente l'évolution du nombre d'articles scientifiques entre 1980 et 2014 dont le sujet traite de changement climatique. On y voit la croissance quasi-exponentielle avec une multiplication par un facteur 5 du nombre d'articles entre 2000 et 2012 par exemple (de 5 000 à 25 000). Les questions liées au changement climatique sont ainsi une source im-

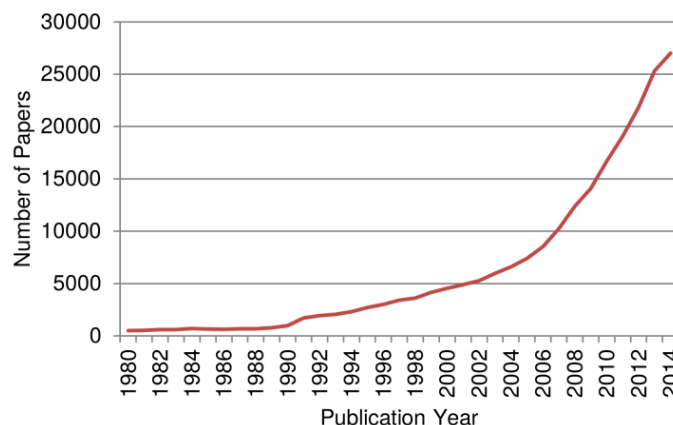


FIGURE 1.1 – Evolution temporelle du nombre d'articles traitant du changement climatique. Figure extraite de [Haunschild *et al.* \[2016\]](#).

portante de questionnement pour la communauté scientifique. Mais aujourd'hui il n'est plus question, pour la majorité des scientifiques, de mesurer l'implication anthropique dans ce dérèglement, mais plutôt d'en évaluer les impacts nombreux et complexes. En effet ce réchauffement impacte la majorité des processus physiques (e.g. températures, précipitations, événements extrêmes) et biologiques (e.g. distribution des espèces, fonctionnement des écosystèmes) sur Terre. Depuis plusieurs dizaines d'années des politiques sont mises en place, et des actions menées pour limiter les émissions anthropiques (Protocole de Kyoto, COP, Sommet de la Terre, ...), mais il semble inévitable vu l'inertie du système climatique que cette hausse des températures continue inexorablement, pour un certain temps du moins. Il devient donc nécessaire et primordial d'en évaluer précisément les conséquences afin de s'y préparer au mieux. Ce travail de thèse s'inscrit dans cette logique. Aujourd'hui de nombreux pays à travers le monde mettent en place des plans d'adaptation au changement climatique, comme c'est le cas en Nouvelle Calédonie et en Polynésie

Française. Il est nécessaire pour ces petits pays océaniques d’avoir une idée plus précise des changements attendus et pas uniquement en terme de température. Dans la suite de cette introduction, je présenterai les caractéristiques générales du climat dans le Pacifique et notamment du Pacifique Sud. Puis je décrirai comment les perturbations anthropiques viennent modifier cet équilibre. Enfin je présenterai les modèles de climat et leurs limitations, qui sont à l’origine des questions posées dans cette thèse.

1.2 La climatologie du Pacifique tropical

1.2.1 Bilan radiatif

La Terre reçoit du soleil un flux radiatif constant de courte longueur d’onde (short wave radiation en anglais). En haut de l’atmosphère le flux radiatif moyen (Φ_0) est de 1366W.m^{-2} , une fraction de ce flux (~ 0.3) est réfléchi par la surface de la Terre, c’est ce que définit l’albedo (α). La quantité moyenne de ce flux absorbée par la Terre est donnée par la relation : $\frac{\Phi_0(1-\alpha)}{4}$, soit 261W.m^{-2} . L’absorption de ce flux réchauffe la surface de la Terre, qui émet à son tour dans l’infrarouge, un flux radiatif donné par la formule de Stefan-Boltzmann σT^4 (ou T est la température du corps d’émission). L’équilibre entre ces deux flux donne la température moyenne de la Terre si elle n’avait pas d’atmosphère soit environ -18°C . La présence de cette atmosphère nous fournit l’effet de serre nécessaire pour que la vie telle qu’on la connaît soit possible avec des températures moyennes d’environ 14°C . Un modèle simple d’atmosphère à une couche nous permet de retrouver

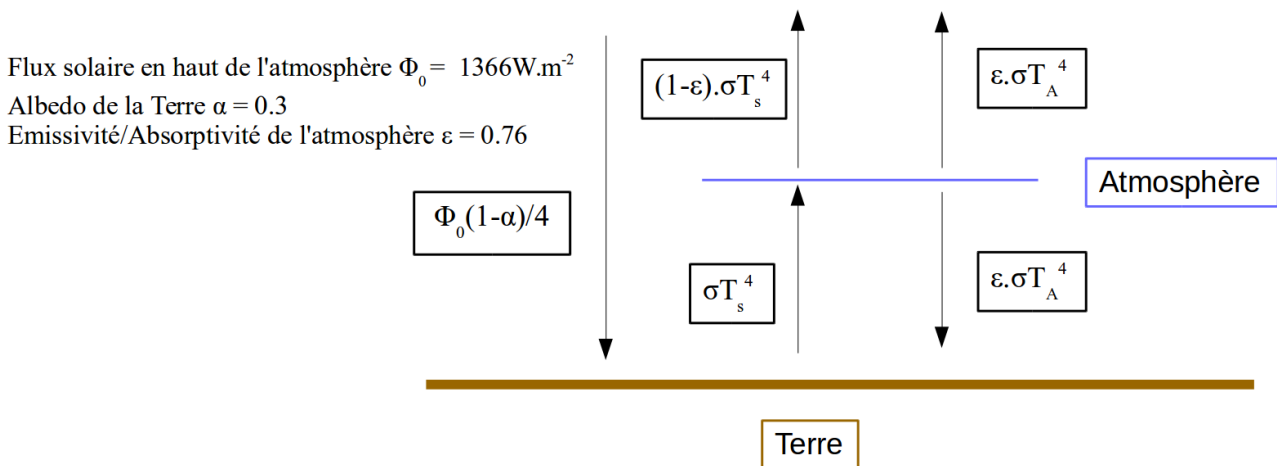


FIGURE 1.2 – Schéma des flux radiatifs à la surface de la Terre dans le cas d’une atmosphère à une couche.

aisément cette température, la figure 1.2 schématise ce mécanisme. Une partie du flux radiatif émis par la Terre est absorbée par l’atmosphère, et l’autre partie est émise vers l’espace. La proportion du flux émis et absorbé dépend d’un coefficient qu’on appelle coefficient d’absorptivité/émissivité de l’atmosphère (ε). De manière similaire à la Terre, une partie du rayonnement infra-rouge émis par la Terre va être absorbé par l’atmosphère et va ainsi la réchauffer, et permettre l’émission d’un flux d’énergie définie par la loi de Stefan-Boltzmann dans les deux directions opposées, une partie vers l’espace, et l’autre partie vers la Terre. C’est ce dernier flux qu’on appelle effet de serre et qui va permettre à la Terre d’avoir la température qu’on lui connaît. La résolution des deux équilibres au niveau de l’atmosphère et au niveau du sol permet de déterminer la température moyenne à la surface de la Terre en présence d’effet de serre.

Equilibre de l'atmosphère :

$$\varepsilon \sigma T_S^4 = 2 \varepsilon \sigma T_A^4 \iff T_A = \frac{T_S}{2^{1/4}} \quad (1.1)$$

Equilibre de la surface :

$$\frac{\phi_0(1-\alpha)}{4} + \varepsilon \sigma T_A^4 = \sigma T_S^4 \text{ avec (1.1) on obtient, } \frac{\phi_0(1-\alpha)}{4} + \frac{\varepsilon}{2} \sigma T_S^4 = \sigma T_S^4$$

$$\iff T_S = \left(\frac{1}{\sigma} \frac{\phi_0(1-\alpha)}{4} \frac{1}{1 - \frac{\varepsilon}{2}} \right)^{1/4} \quad (1.2)$$

L'application numérique avec $\sigma = 5.67.10^{-8} \text{ W.m}^{-2}.\text{K}^{-4}$, $\phi_0 = 1366 \text{ W.m}^{-2}$, $\varepsilon = 0.76$ et $\alpha = 0.3$ donne $T_S = 14^\circ\text{C}$.

A l'échelle annuelle le flux radiatif solaire à la surface de la Terre varie en fonction de la latitude (la Terre est sphérique) et des saisons (obliquité de son axe de rotation). Ce flux est maximum dans la bande tropicale et minimum aux pôles, créant un déséquilibre énergétique, avec un excédent d'énergie dans les tropiques et un déficit aux pôles (Fig. 1.3). Ce déséquilibre énergétique méridien est également accompagné d'un dés-

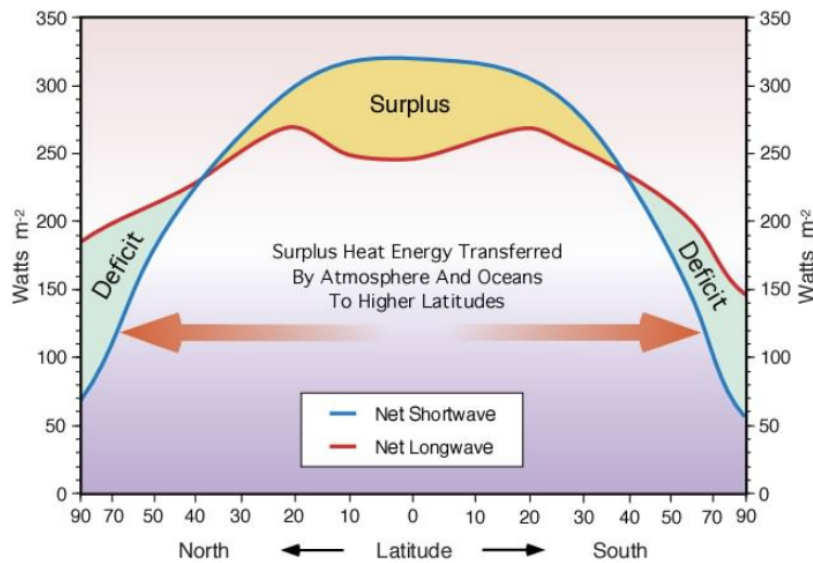


FIGURE 1.3 – Moyenne annuelle du bilan radiatif méridien. Crédits NASA.

équilibre énergétique selon l'axe vertical. En effet les basses couches de l'atmosphère présentent un bilan net excédentaire par rapport au haut de la troposphère à cause des gaz à effet de serre (GES) qui ré-émettent une grande partie du rayonnement tellurique vers la surface. Or en moyenne la Terre est en équilibre thermique, aucune région ne se refroidit ou ne se réchauffe indéfiniment. Pour compenser ce déséquilibre, il s'organise un transfert d'énergie des régions excédentaires (les tropiques et les basses couches) vers les régions déficitaires (les pôles et la haute troposphère) à travers des circulations grandes échelles dans l'océan et dans l'atmosphère. En réalité la majeure partie de ce transport est réalisée par l'atmosphère, d'après [Trenberth & Caron \[2001\]](#) l'océan est à l'origine de 22% et 11% de ce transport dans l'hémisphère Nord et Sud

respectivement. Seules les circulations atmosphériques seront décrites dans la suite. Considérant ces deux déséquilibres G. Hadley a émis en 1735 l'hypothèse d'une grande cellule méridienne s'étendant de l'équateur jusqu'au pôles (Fig. 1.4). Cette hypothèse a finalement été invalidée, notamment grâce à une meilleure compréhension de la force de Coriolis. Ces deux déséquilibres et la rotation de la Terre sont donc responsables des cellules atmosphériques méridiennes connues (Hadley, Ferrel, et polaires), avec des ascendances d'air au niveau des zones de convergence et de basse pression, et de subsidence au niveau des zones de divergence et de haute pression. La figure 1.5 résume l'ensemble de ces cellules. Dans la bande tropicale, les alizés créent également des contrastes zonaux de température qui sont l'un des moteurs de la circulation zonale (cellule de Walker). Ces deux cellules tropicales, Hadley et Walker sont détaillées dans la suite.

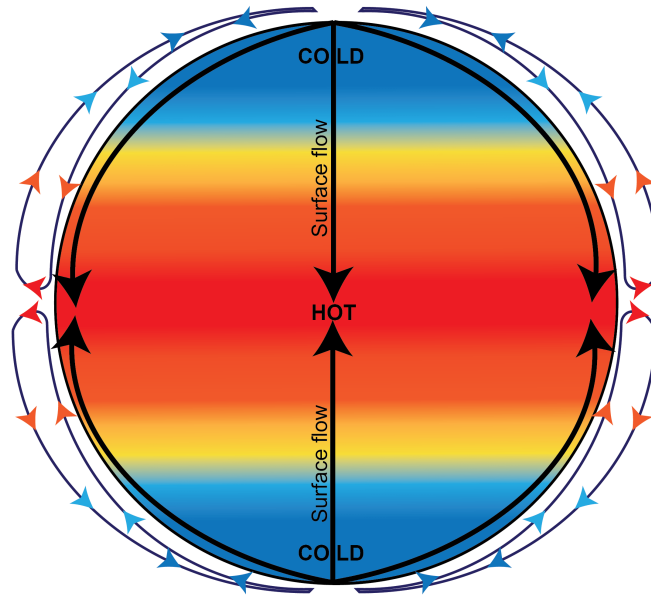


FIGURE 1.4 – (a) Représentation schématisée d'une aqua-planète avec une seule cellule de convection par hémisphère comme dans la théorie de G. Hadley de 1735. Source <https://timescavengers.blog/climate-change/modern-atmosphere/>.

1.2.2 Circulation moyenne

Circulation de Hadley

Dans la basse troposphère les alizés convergent vers les zones de convergence inter-tropicales, transportant des masses d'air chaudes et humides. Ce transport de chaleur et d'humidité favorise la convection profonde. L'élévation des masses d'air humides crée en surface une zone de basse pression. Lors de leurs montées ces masses d'air se refroidissent jusqu'au seuil de saturation où elles libèrent de la chaleur latente par condensation, et donc s'assèchent. Dans le même temps la condensation de ces masses d'air forment de gros nuages convectifs associés à de fortes précipitations. Cet excédent de chaleur est transporté vers les pôles jusque dans les sub-tropiques ($\sim 30^\circ\text{S/N}$) à cause du flux constant provenant de la surface qui produit une zone de divergence en haut de la troposphère. En vertu de la conservation du moment cinétique les masses d'air sont déviées vers l'Est, produisant ainsi les jets subtropicaux. Lors de ce transport "méridien" les masses d'air sèches se refroidissent par échange avec l'environnement, et commencent à redescendre vers la surface. Lors de leur descente les particules d'air suivent le gradient adiabatique sec, et se réchauffent. Cette

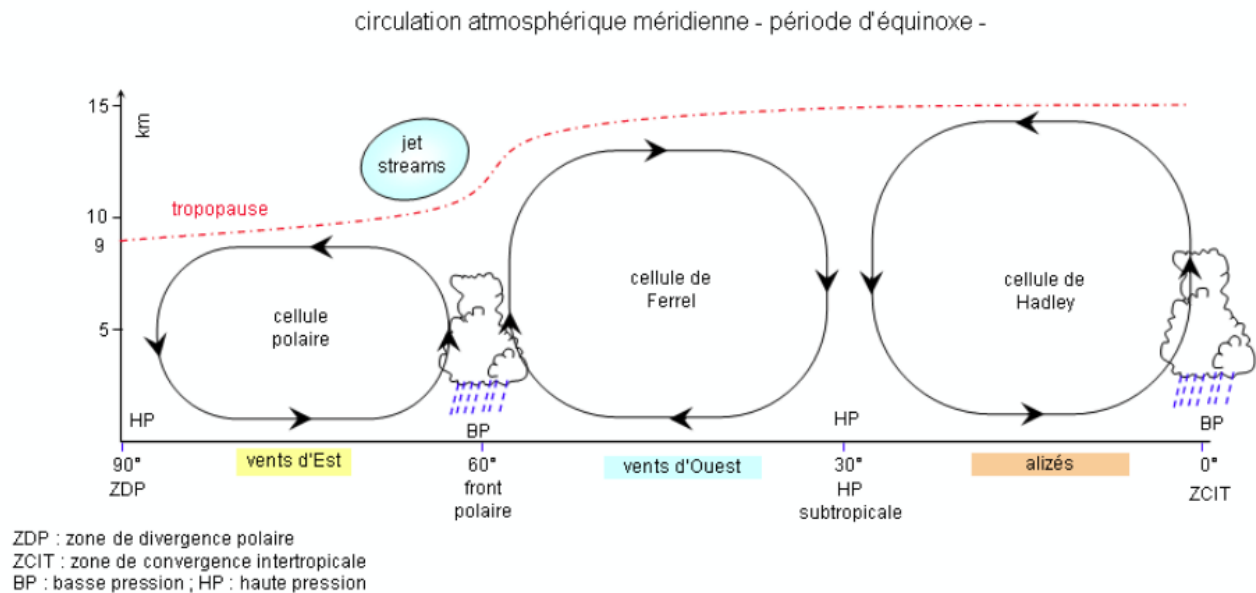


FIGURE 1.5 – Schéma de la circulation méridienne. Source <http://svt.ac-dijon.fr/schemassvt/spip.php?article904>.

zone de subsidence d'air sec forme en surface des zones de haute pression et explique la présence de la ceinture des déserts sub-tropicaux. Arrivées en surface, ces masses d'air chaudes et sèches convergent de nouveau vers les basses pressions équatoriales, fermant ainsi cette boucle. Cette fois-ci la conservation du moment cinétique impose aux masses d'air d'avoir une composante zonale vers l'Ouest, et forment ainsi les alizés. Dans le Pacifique Sud la zone de haute pression sub-tropicale correspond à l'anticyclone de l'île de Pâques, tandis que la région de basse pression équatoriale forme la zone de convergence du Pacifique Sud.

L'intensité de cette circulation est modulée par la position de la Terre par rapport au Soleil. A l'échelle annuelle le principal facteur influençant cette position est l'obliquité de l'axe de rotation de la Terre. Durant l'hiver austral le maximum d'insolation est situé au Nord de l'équateur géographique, le déséquilibre thermique méridien au Sud est alors maximum et on observe une cellule de Hadley dans le Sud très intense s'étendant de 15°N jusqu'à 30°S. Au contraire durant l'été austral le maximum d'insolation se situe au Sud de l'équateur, le gradient de température méridien dans les basses couches et l'intensité de la cellule de Hadley sont alors minimums. Une représentation de cette saisonnalité est donnée figure 1.6, ici ce sont les fonctions de courants méridiennes (ψ) qui sont représentées, des valeurs positives (négatives) indiquent une circulation dans le sens indirect (direct).

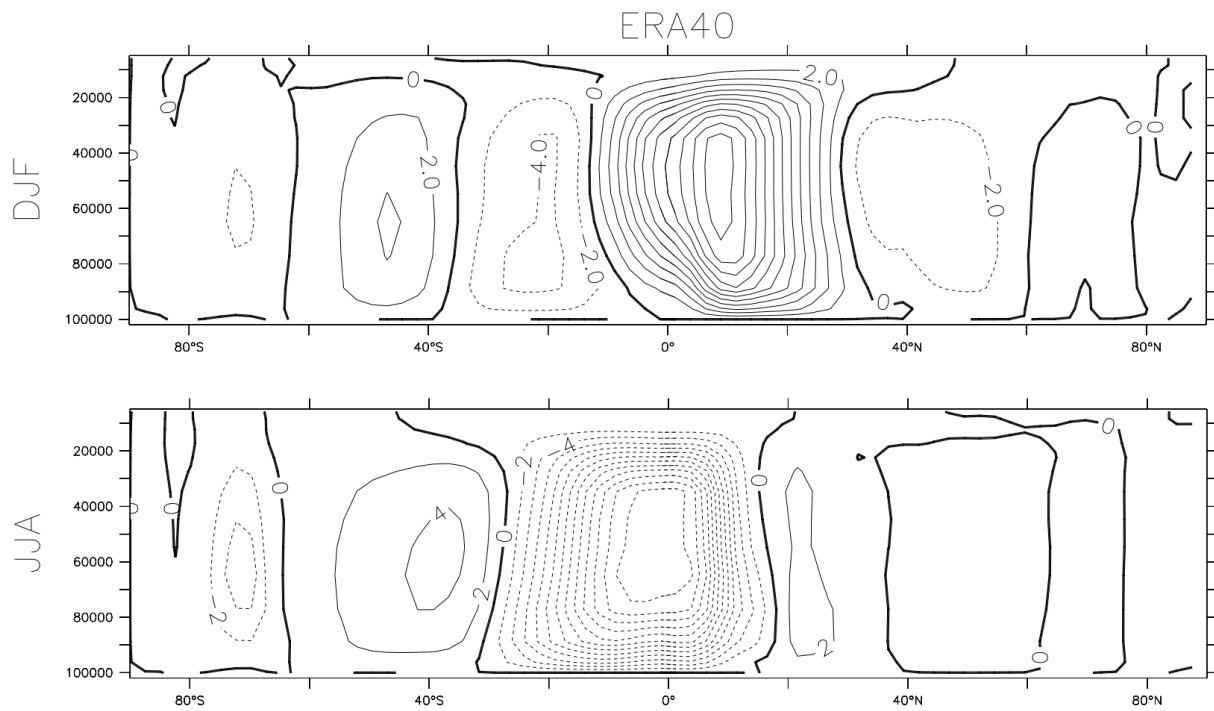


FIGURE 1.6 – Saisonnalité de la circulation méridienne moyenne donnée la fonction de courant ψ (en 10^{10}kg.s^{-1}) à partir des réanalyses ERA40. Source [Gastineau \[2008\]](#).

Circulation de Walker

La circulation de Walker peut se définir comme la circulation grande échelle tropicale dans sa dimension longitudinale. Son existence s'explique par plusieurs processus : les gradients zonaux de SST dus aux vents de surface et aux courants océaniques, l'absence de force de Coriolis, et les différences de chauffage thermique entre les continents et les océans. Cette circulation est illustrée figure 1.8. Lors de conditions normales on observe 3 zones d'ascendance atmosphérique situées au niveau du continent maritime, de l'Afrique et de l'Amazonie, tandis que les zones de subsidence sont localisées dans le Pacifique Est, à l'Ouest de l'océan Indien et à l'Est de l'océan Atlantique. Dans le Pacifique les alizés poussent les eaux chaudes de surface vers l'Ouest formant la piscine d'eau chaude ("warm pool" en anglais), et créent par divergence d'Ekman un upwelling le long de l'équateur et des côtes Péruviennes. Cet upwelling génère une remontée d'eaux froides à l'origine de la langue d'eau froide à l'Est du Pacifique. Durant leur long trajet, de l'Est à l'Ouest du Pacifique, les alizés s'humidifient. Ce transport d'humidité, associé au réservoir thermique de la warm pool, permet le déclenchement de convection profonde au-dessus de cette région [[Gadgil et al. , 1984](#); [Graham & Barnett, 1987](#)]. De manière similaire aux cellules de Hadley, lors de l'ascension l'air chaud et humide se refroidit par détente adiabatique, libérant de la chaleur latente lors du changement de phase. Cette libération de chaleur va induire une réponse dynamique de l'atmosphère décrite par le modèle de [Gill \[1980\]](#), et qui va renforcer la circulation de Walker. Le modèle de [Gill \[1980\]](#) prédit la réponse de l'atmosphère à une source de chaleur troposphérique placée à l'équateur (Fig. 1.7). La réponse atmosphérique à ce forçage va induire des anomalies de vent d'Ouest en surface et à l'Ouest de la source de chaleur et des anomalies de vent d'Est plus faibles à l'Est de cette source. Dans la haute troposphère, les champs de vent sont de directions opposées, avec des vents d'Ouest à l'Est du chauffage (Fig. 1.7c) qui viennent fermer la circulation. Cette circulation est fortement modifiée par ENSO (El Niño Southern Oscillation en anglais),

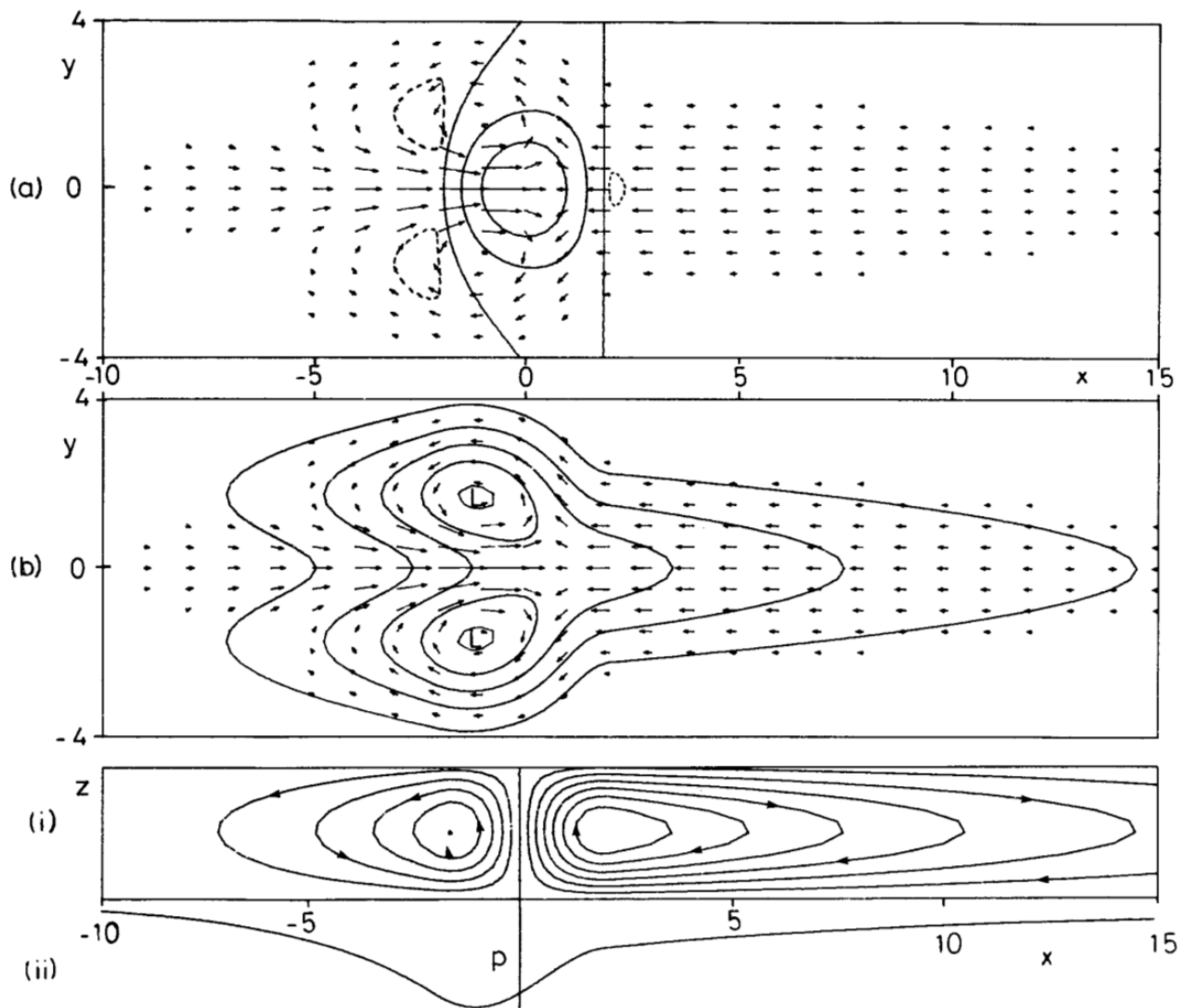


FIGURE 1.7 – Réponse de l’atmosphère à un chauffage équatorial dans la région $|x| < 2$: Anomalies de (a) Vitesse verticale w (trait continu correspondent à des vitesses de 0, 0.3, 0.6, et tireté à -0.1) et (b) de pression de surface (intervalle de 0.3 hPa) superposée au champ de vent de basses couches. (c) Lignes de courant à l’équateur illustrant la cellule de Walker et anomalie de pression surface. Source Gill [1980].

phénomène de couplage entre l’océan et l’atmosphère, qui modifie la structure de la SST et l’emplacement des zones de subsidence et d’ascendance citées au-dessus. Durant la phase El Niño par exemple, on observe un déplacement vers le centre du Pacifique du maximum de SST et la zone de convection atmosphérique (fig. 1.8).

1.2.3 Variabilité inter-annuelle : ENSO

Caractéristiques générales

Le phénomène El Niño Southern Oscillation (ENSO) est la combinaison de deux phénomènes initialement connus indépendamment : El Niño et l’oscillation australe. El Niño est connu depuis des siècles par les pêcheurs des côtes Sud-Américaines, et désigne originellement un courant chaud de surface s’écoulant le long des côtes Sud-Américaines. Ce courant apparaît tous les ans en Décembre, d’où son nom (en référence à l’enfant Jésus né en Décembre), et vient réchauffer les eaux de cette région qui sont normalement froides

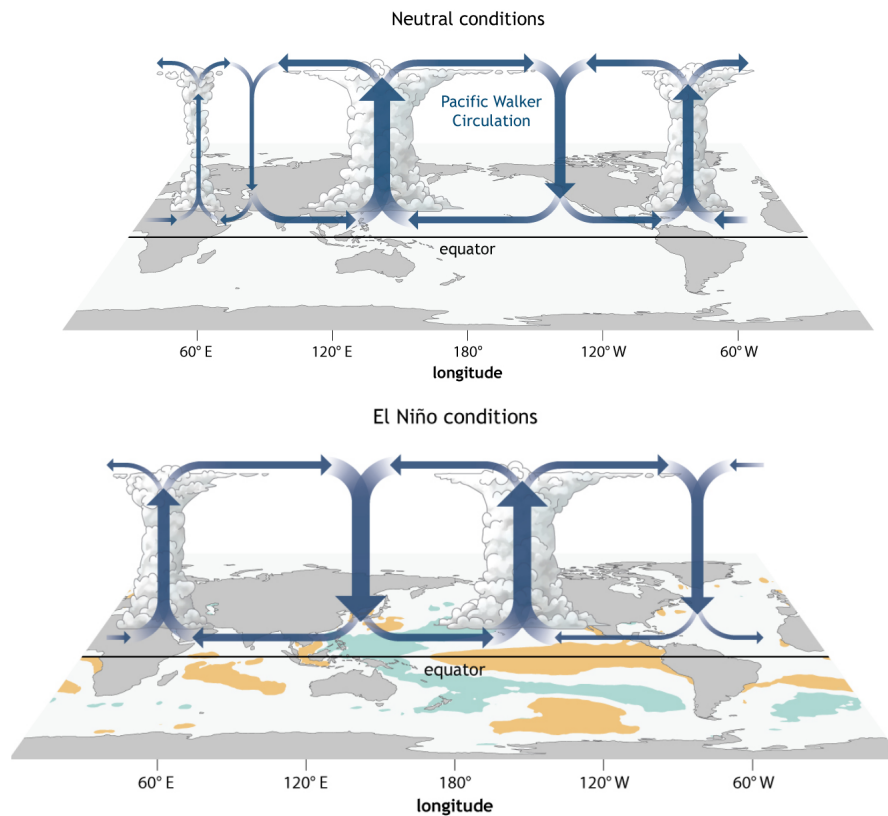


FIGURE 1.8 – Schéma de la circulation zonale (Walker) durant les phases neutres (haut) et les phases El Niño (bas).
Source <https://www.climate.gov/>.

et très productives, dû à la remontée d'eaux profondes et froides (upwelling). Certaines années ce courant chaud El Niño est plus intense, s'étend plus vers le Sud et peut persister pendant plusieurs mois voire une année. On observe alors des pluies diluviennes sur la côte Péruvienne, région au climat habituellement désertique, ainsi qu'une diminution des stocks de poissons. L'oscillation australe fut quant à elle découverte par Sir Gilbert Walker dans les années 1920, qui compilait des relevés de pressions atmosphériques faits depuis plus d'un siècle dans plusieurs stations météorologiques. Il remarqua que la pression au niveau de la mer entre la partie orientale et occidentale du Pacifique était anti-corrélée [Walker, 1928]. Quand la pression baisse dans le Pacifique Sud-Est on observe une élévation de la pression au Nord de l'Australie, et vice versa. Cette oscillation s'étend sur l'ensemble du Pacifique et varie à une échelle de temps interannuelle. Elle fut quantifiée avec la mise en place de l'indice d'oscillation australe (SOI) qui mesure la différence de pression au niveau de la mer entre Tahiti et Darwin. Bjerknes [1969] fut le premier à associer les anomalies positives de SST le long du Pérou avec les valeurs négatives de SOI. Il comprit alors qu'El Niño est un phénomène affectant l'ensemble du Pacifique et pas seulement un phénomène local. Les deux noms furent alors associés pour donner l'acronyme ENSO.

Mécanisme général

En condition normale l'alizé contraint/accumule les eaux chaudes de surface dans l'Ouest du Pacifique, produisant une élévation du niveau de la mer dans l'Ouest du Pacifique. Cette élévation impose un gradient de pression zonal qui est équilibré par la tension de vent due aux alizés. La diminution de l'alizé durant les épisodes El Niño réduit cette tension de vent, et permet aux eaux chaudes accumulées dans la "warm pool" de se déverser dans l'Est du Pacifique. On observe alors quelques mois avant les épisodes El Niño des ano-

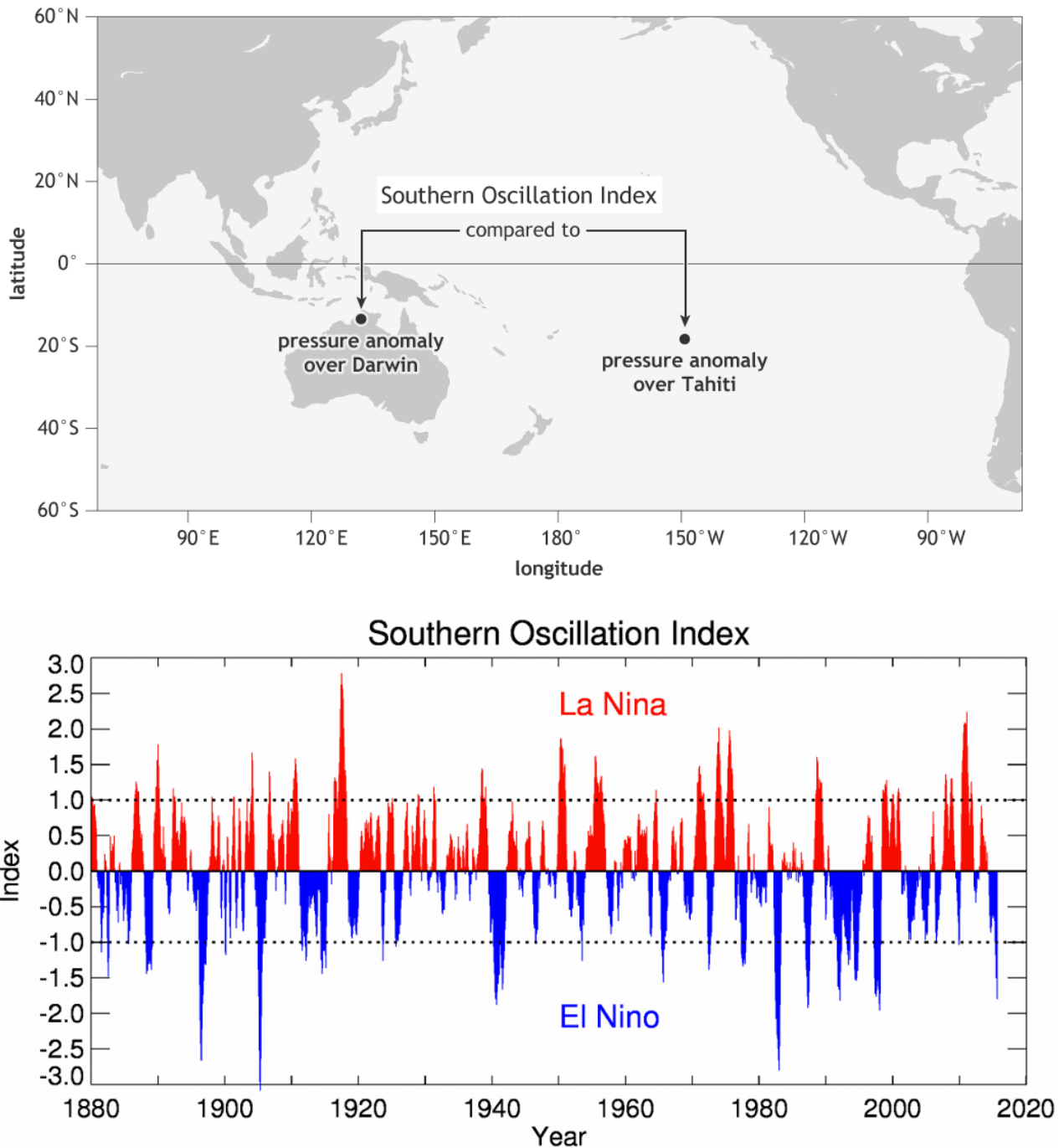


FIGURE 1.9 – Haut : Carte du Pacifique montrant les deux points de mesures utilisés pour le calcul de l'indice SOI. Bas : Série temporelle entre 1880 et 2015 de l'indice SOI. Des valeurs négatives inférieures (positives supérieures) à 1 indiquent une phase chaude El Nino (froide La Nina).

malies de vent d'ouest dans l'ouest du Pacifique, l'alizé qui s'étend normalement jusqu'à 160°E est repoussé au-delà 160°W. Dans le même temps les eaux chaudes de la warm pool pénètrent dans le Pacifique central et Est, et on observe des anomalies positives de SST dans cette région qui peuvent atteindre 5°C, le bord Est de la warm pool est alors déplacé d'environ 40° vers l'Est par rapport à sa position climatologique. La figure 1.10 extraite de Puy [2016] illustre ces caractéristiques. Ce déplacement vers l'Est des eaux chaudes de la warm pool entraîne avec lui les cellules convectives normalement confinées à l'Ouest (Fig. 1.8). Ce déplacement est à l'origine des fortes précipitations qui touchent le Pérou durant les épisodes El Niño. Le mécanisme qui explique cette transition des conditions normales vers des conditions El Niño est la rétroaction positive de Bjerknes [1969]. Tout commence par une anomalie de vent d'Ouest dans l'Ouest du Pacifique qui en-

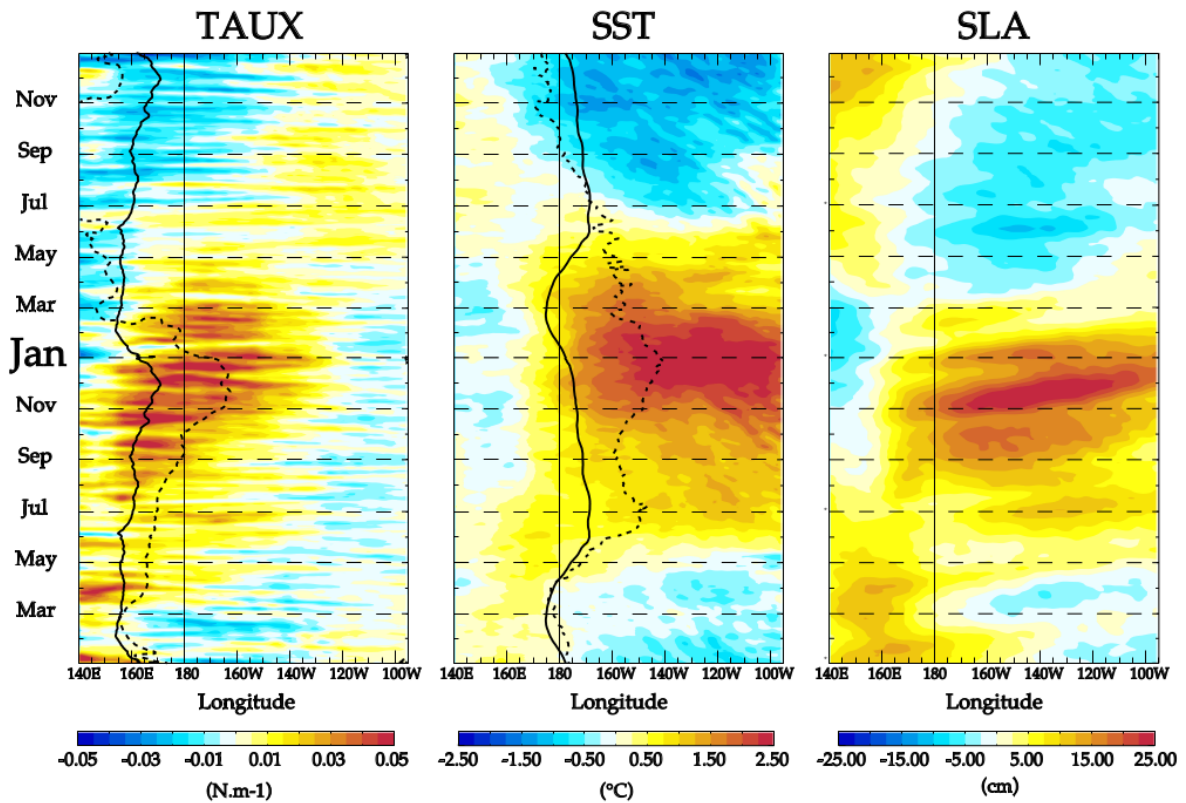


FIGURE 1.10 – Composite des anomalies interannuelles de (a) tension de vent zonale, (b) SST et (c) niveau de la mer associées aux événements El Niño des 25 dernières années. Les composites sont centrés sur le pic des événements El Niño, le 1er janvier des années 1992, 1995, 1998, 2003, 2007 et 2010. Sur le panneau a, le trait plein (pointillé) montre l'isocontour -0.01 N.m^{-1} saisonnier (en période El Niño). Sur le panneau b, la trait plein (resp. pointillé) représente le bord est du réservoir d'eau chaude saisonnier (resp. en période El Niño). Figure extraite de Puy [2016].

traîne un réchauffement du bord Est de la warm pool par advection zonale. Cette anomalie de vent d'Ouest va également déclencher une onde de Kelvin de "downwelling", qui a pour conséquence d'approfondir la thermocline et donc de réchauffer les eaux de surface [e.g. Lengaigne *et al.*, 2002]. Parce que les valeurs de SST sur le bord Est de la warm pool sont proches du seuil nécessaire au déclenchement de la convection (27.5°C), une légère anomalie positive de température peut déclencher une réponse atmosphérique forte comme décrit par le mécanisme de Gill. Ce réchauffement au niveau du bord Est de la warm pool (équivalent à un déplacement vers l'Est de ce bord) va donc déclencher de la convection et une anomalie de vent d'Ouest dans cette région. Cette dernière va renforcer le réchauffement initial et déplacer le bord Est de la warm pool qui va entraîner le déclenchement de convection et d'anomalie de vent d'Ouest et ainsi de suite. Ce processus est résumé figure 1.11. La rétroaction de Bjerknes permet d'expliquer la transition d'une phase neutre vers une phase El Niño mais ne permet pas de comprendre l'arrêt du phénomène ou son inversion. Pour ce faire il est nécessaire d'invoquer une rétroaction négative retardée par rapport à la rétroaction positive de Bjerknes. Depuis les années 1980 plusieurs mécanismes ont été proposés pour répondre à cette question. L'une des premières théories fut celle de l'oscillateur retardé décrit par Suarez & Schopf [1988] qui est basé sur la propagation/réflexion d'onde de Rossby "d'upwelling" vers l'Ouest. S'en suivit la théorie de l'oscillateur advectif-réfléctif décrit par Picaut [1997] qui considère la réflexion des ondes de Kelvin sur le bord Est du bassin en plus de la réflexion des ondes de Rossby sur le bord Ouest comme dans la théorie de l'oscillateur retardé. Enfin la théorie la plus reprise à l'heure actuelle est celle de l'oscillateur rechargé-déchargé décrite par Jin [1997]. Dans cette théorie les auteurs expliquent la recharge et la décharge en eaux chaudes à l'origine des différentes phases ENSO, par les transports de Sverdrup méridien opposés induis

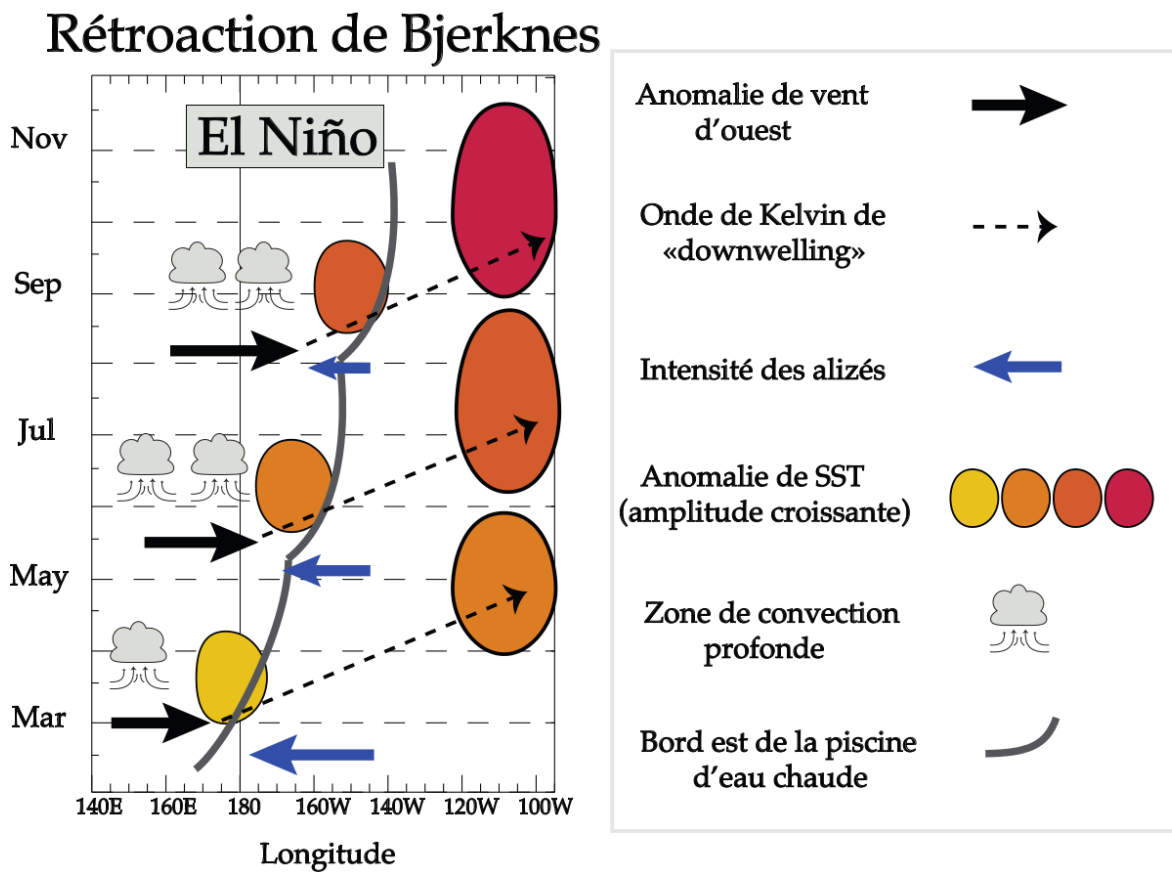


FIGURE 1.11 – Schéma explicatif de la rétroaction de Bjerknes. Figure extraite de Puy [2016].

par les alizés et les vents d'Ouest.

Diversité

Depuis les premières observations il est évident que les caractéristiques (amplitude, structure spatiale, etc) des anomalies de températures associées à ENSO varient fortement d'un événement à l'autre. A ces variations de SST sont associées également des impacts très différents d'un événement à l'autre. Pour mettre en évidence cette diversité dans les événements ENSO le moyen le plus courant est de comparer les composites des anomalies de SST durant le pic de chaque événement (Fig. 1.12). On peut dissocier les phases El Niño en deux grandes familles, les événements extrêmes tels que les années 1982-83, 1997-98 et 2015-16, qui sont caractérisés par de fortes anomalies positives de SST dans le centre et l'Est du Pacifique équatorial (Fig. 1.12a) ; et les phases El Niño modérées qui correspondent aux autres années El Niño et qui sont caractérisées par des anomalies de SST plus faibles centrées sur le Pacifique central (Fig. 1.12b). Enfin les années La Niña sont quant à elles caractérisées par des anomalies négatives également centrées sur le Pacifique central (Fig. 1.12c). Cette diversité des phases ENSO caractérisées par des structures et des amplitudes de SST différentes est également associée à une réponse de l'atmosphère et notamment de la SPCZ tout aussi diverse. Ces notions seront décrites dans la section suivante 1.2.4.

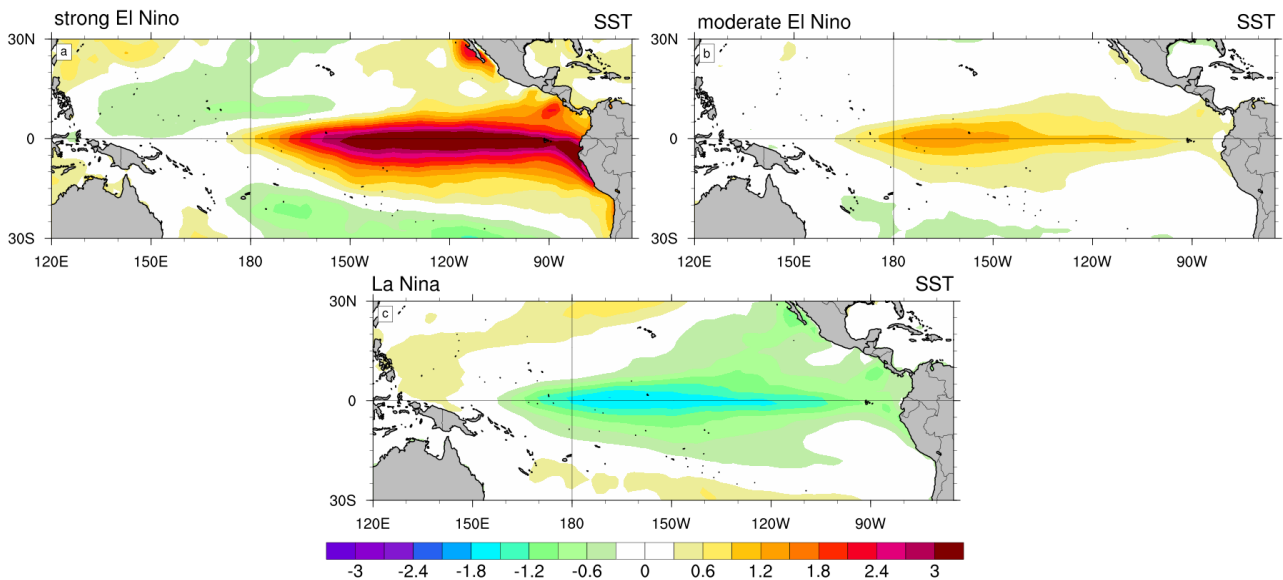


FIGURE 1.12 – Composites des anomalies de SST (en °C) pour les phases ENSO, (a) El Niño modéré, (b) El Niño extrême, (c) La Niña.

1.2.4 La Zone de Convergence du Pacifique Sud (SPCZ)

Dans cette section je présenterai les principales caractéristiques de la SPCZ, en insistant sur ce qui la différencie des autres zones de convergence inter-tropicales, puis je décrirai ses différents modes de variabilité.

Caractéristiques

La zone de convergence du Pacifique Sud fut à l'origine décrite par Bergeron [1930] à partir d'observations de précipitations et de nébulosité, mais l'étendue de cette zone de convergence ne fut réellement appréhendée qu'à partir des années 1960 avec les premières observations satellitaires de la couverture nuageuse [e.g Hubert, 1961]. La SPCZ peut se définir comme une région de maximum de précipitation, de couverture nuageuse, de convergence du vent en basses couches et de minimum d'OLR [Outgoing Longwave Radiation; Kiladis & Diaz, 1989]. La SPCZ s'étend en été austral de la Papouasie-Nouvelle-Guinée jusqu'en Polynésie Française et a donc une orientation diagonale selon un axe NO/SE (Fig. 1.13). C'est la plus large zone de convergence de l'hémisphère Sud [Kiladis & Diaz, 1989], et premier pourvoyeur de précipitations pour les îles du Pacifique Sud [e.g Alexander *et al.*, 2006; Gouriou & Delcroix, 2002; Murphy *et al.*, 2015], contrôlant ainsi le climat de la majorité de ces îles. La SPCZ est aussi le siège de la cyclogenèse du Pacifique Sud [Vincent *et al.*, 2011].

La SPCZ est souvent décrite en deux parties distinctes, une partie zonale dans les tropiques, et une partie diagonale s'étendant des tropiques aux sub-tropiques (Fig. 1.13). Le premier à avoir décrit différemment ces deux parties est Vincent [1982], il remarque que les processus contrôlant ces deux parties sont différents.

Pour expliquer le maintien de la partie zonale une partie des scientifiques a avancé le rôle des gradients de SST dans cette région [Kiladis & Diaz, 1989; Kiladis & Weickmann, 1992; Von Storch *et al.*, 1988]. Ces gradients de températures imposent des gradients de pression, qui pilotent les vents de surface et ainsi forcent la convergence d'humidité de basses couches dans cette région. Une autre hypothèse est la disposition

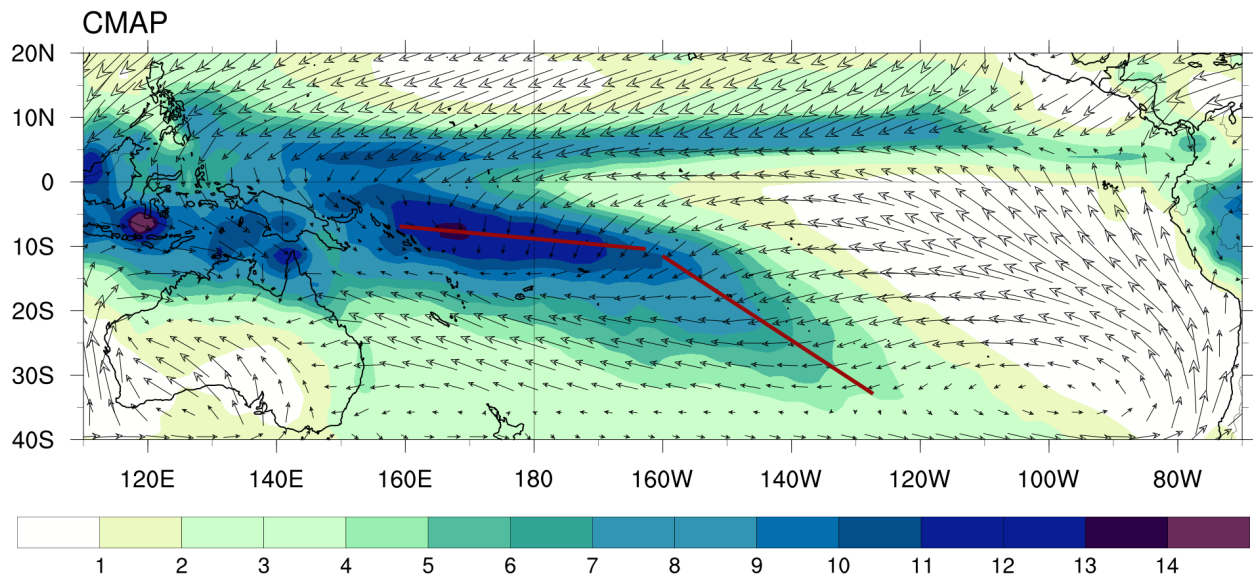


FIGURE 1.13 – Climatologie des précipitations CMAP (en couleur et en mm.jour^{-1}) et des vents de surface NCEP2 (vecteurs, en m.s^{-1}) pour les mois DJF. Les deux droites rouges représentent la partie zonale et la partie diagonale de la SPCZ.

géographique des continents. Kiladis & Diaz [1989] testent à partir de simulations numériques l'impact de l'Australie et de l'Amérique du Sud sur la position et la force de la SPCZ. Il en ressort que sans l'Australie le flux de mousson provenant du Pacifique Nord Ouest est affaibli provoquant une diminution de l'advection d'humidité et donc de l'intensité de la SPCZ. La vision de Kiladis & Diaz [1989] est en réalité assez controversée. Une étude récente [van der Wiel *et al.*, 2016] montre à partir de simulations plus réalistes le faible impact du continent australien sur les caractéristiques de la SPCZ.

La majorité des études tentant d'expliquer l'orientation diagonale de la SPCZ se sont concentrées sur 3 paramètres : l'orographie, les ondes de Rossby, et les patrons de SST. Il semble clair que la propagation d'ondes de Rossby des moyennes latitudes vers l'équateur est un facteur clé dans l'orientation de la SPCZ. Ces ondes ont été mentionnées dès les premières études sur la SPCZ [e.g. Streten, 1973] et sont un sujet récurrent des études sur l'orientation diagonale de la SPCZ [e.g. Kiladis & Diaz, 1989; Matthews, 2012; Takahashi & Battisti, 2007; van der Wiel *et al.*, 2016; Widlansky *et al.*, 2011]. Parmi les mécanismes invoqués les forts vents d'ouest dans la haute troposphère et notamment le jet d'ouest subtropical (JOST) jouent un rôle prépondérant, en favorisant la propagation d'énergie des ondes de Rossby des moyennes latitudes vers l'équateur. D'après Kiladis & Weickmann [1992] ce sont justement ces forts vents d'Ouest qui permettent la propagation des perturbations baroclines qui remontent de la Nouvelle Zélande vers l'équateur en hiver austral, et qui maintiennent partiellement la SPCZ à cette saison. Widlansky *et al.* [2011] associent la SPCZ à une zone de décroissance de la vitesse zonale du vent suivant la longitude (i.e $\delta u / \delta x < 0$), qui conduit à une diminution de la vitesse de groupe des ondes de Rossby et donc à une augmentation de la densité d'énergie des ondes [Webster & Chang, 1998]. Ce "cimetière" pour les perturbations synoptiques serait à l'origine de l'orientation diagonale de la SPCZ.

Kiladis & Diaz [1989] sont les premiers à avoir étudié le rôle de la SST et de l'orographie, à travers des simulations numériques du climat, dans l'orientation de la SPCZ. Les conclusions de cette étude sont que la présence de l'Australie et de l'Amérique du Sud ont peu d'impact, tout comme la distribution spatiale de la SST dans l'orientation de la SPCZ, mais que se sont plutôt les interactions synoptiques entre les tropiques

et les subtropiques qui sont responsables de la partie diagonale de la SPCZ. [Takahashi & Battisti \[2007\]](#) ont poursuivi ce travail en s'intéressant plus particulièrement à la zone de subsidence dans l'Est du bassin. Mais contrairement à [Kiladis & Diaz \[1989\]](#) les auteurs montrent que la présence des Andes est essentielle à la subsidence de cette région, et que la géométrie de cette zone conditionne la forme du bord Est de la SPCZ. Une étude récente [[van der Wiel *et al.*, 2016](#)] vient remettre en cause cette explication. Les auteurs de ce travail ont mis en place un cadre d'expériences qui leur permet de tester séparément les effets du gradient zonal de SST, de l'orographie, et de la valeur absolue de SST. Les résultats montrent qu'au premier ordre les forts gradients zonaux de SST présents dans le Pacifique Sud sont à l'origine de cette orientation diagonale. Le mécanisme invoqué est le suivant : les forts gradients zonaux de SST dans le Pacifique Sud orientent vers le Sud la circulation équatoriale (les alizés) permettant une convergence d'humidité au niveau de la SPCZ. Dans la haute troposphère le passage d'une onde de Rossby provenant des moyennes latitudes dans la région de la SPCZ déclenche la convection profonde à l'origine d'un épisode pluvieux. Lorsque les gradients zonaux de SST sont réduits la convergence d'humidité est déplacée vers l'équateur, ainsi lors du passage d'une onde de Rossby, l'humidité de la colonne atmosphérique n'est pas suffisante pour déclencher de la convection profonde. Dans cette étude, les changements de valeur absolue de SST, ou d'orographie ont des effets très limités sur l'orientation de la SPCZ.

Mon point de vue de cette revue de la littérature est que cette dernière étude [[van der Wiel *et al.*, 2016](#)] est très convaincante, la stratégie d'expériences est bien organisée, et les mécanismes semblent clairs et démontrés. Néanmoins les arguments des autres études sont également valables et certainement que la vérité comme souvent dans les sciences de l'Univers est complexe et ne peut être réduite à un processus unique. Une revue de la littérature actualisée à l'image de [Vincent \[1994\]](#) serait d'ailleurs un travail nécessaire pour essayer de comprendre plus en profondeur les mécanismes à l'œuvre.

Variabilité saisonnière et inter-annuelle

La variation temporelle de la SPCZ s'étend sur des échelles allant de la journée à la décennie. Dans le cadre de ce travail de thèse, je me suis particulièrement intéressé aux modes saisonniers et inter-annuels en relation avec ENSO. Dans cette section je décrirai d'abord les variations saisonnières puis inter-annuelles de la SPCZ.

Variabilité saisonnière

A l'échelle saisonnière, la SPCZ a un cycle bien marqué. Le maximum d'intensité est observé durant l'été austral (de Décembre à Février ; [Fig 1.14a](#)), avec des précipitations atteignant plus de 12mm par jour dans le cœur de la SCPZ. Elle s'étend à cette période de la Papouasie Nouvelle-Guinée à la Polynésie Française. Elle se retire ensuite progressivement pour atteindre un minimum d'activité durant l'hiver austral ([Fig 1.14c](#)). L'intensification de la cellule de Hadley en hiver austral renforce le JOST qui favorise la propagation des ondes de Rossby des moyennes latitudes vers l'équateur. Ce mécanisme permet à la partie diagonale de la SPCZ de ne pas disparaître totalement à cette saison [[Kiladis & Weickmann, 1992](#)].

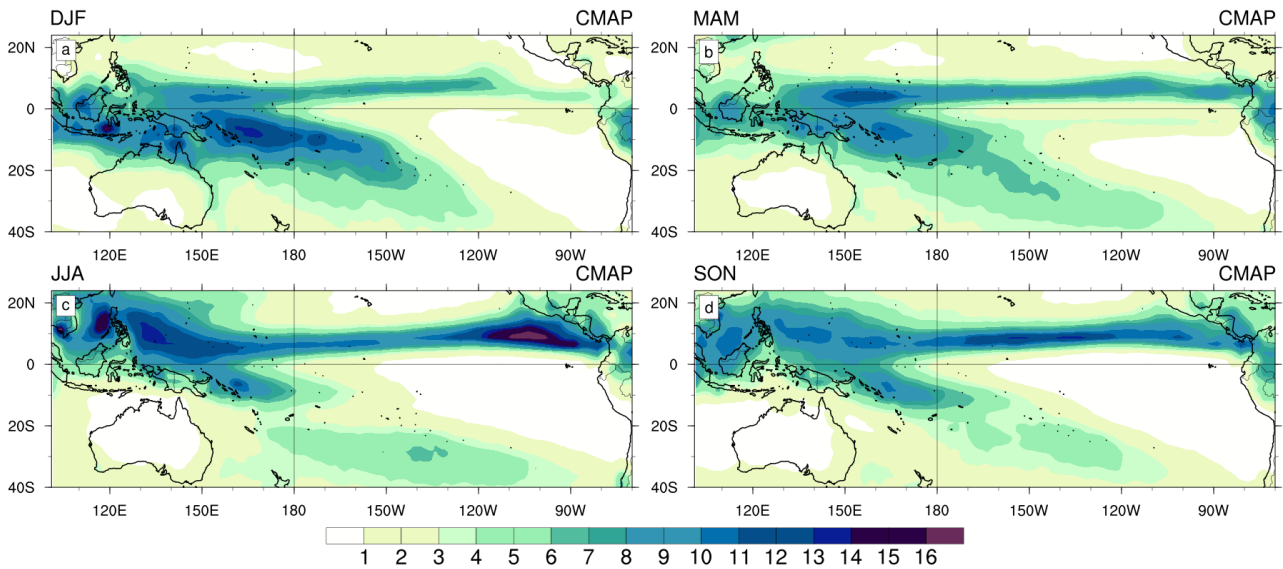


FIGURE 1.14 – Précipitations saisonnières (CMAP ; en mm.jour⁻¹) dans le Pacifique pour les mois de (a) DJF, (b) MAM, (c) JJA, (d) SON.

Variabilité inter-annuelle : ENSO

Comme nous l’avons vu dans la section 1.2.3 le phénomène ENSO module la distribution spatiale des SST ainsi que la circulation de Walker. Comme on peut s’y attendre ces modulations ont un impact fort sur la SPCZ. En moyenne les patrons d’anomalie (phase ENSO - état moyen) de précipitation sont opposés

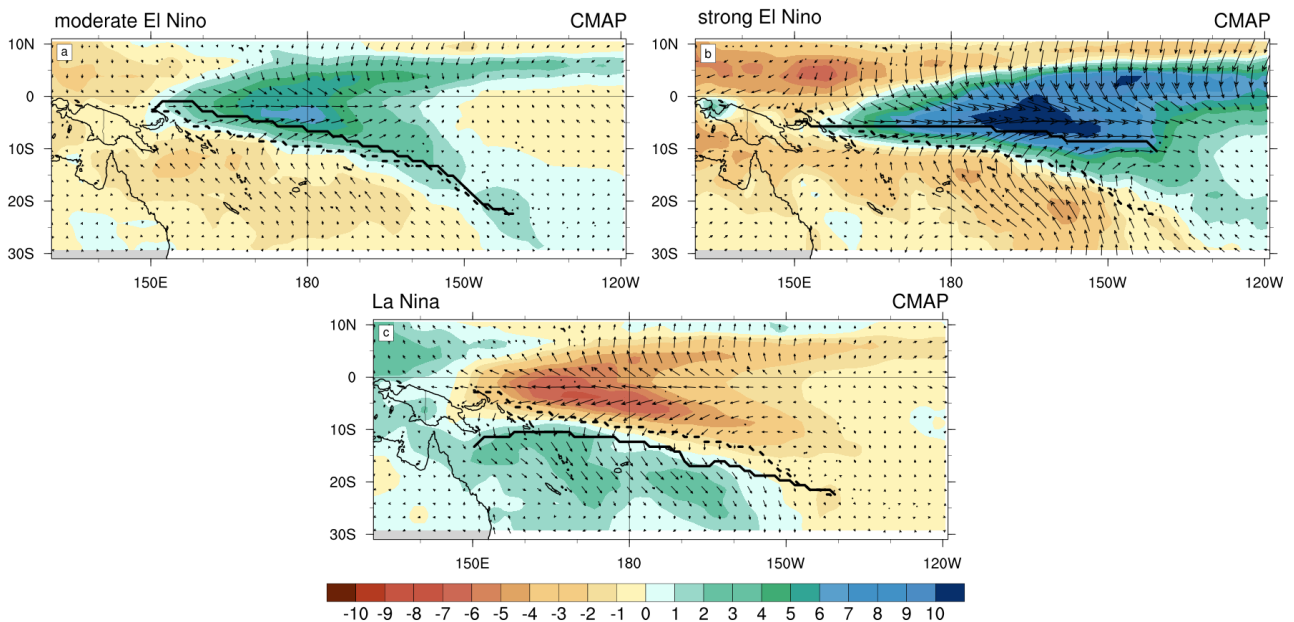


FIGURE 1.15 – Composites ENSO des anomalies de précipitations CMAP (en mm.jour⁻¹) dans le Pacifique pour les phases (a) El Niño modéré, (b) El Niño extrême et (c) La Niña.

entre la phase El Niño et La Niña (Fig. 1.15a vs Fig. 1.15c). Les phases El Niño (respectivement La Niña) tendent à induire un déplacement vers le Nord-Est (respectivement vers le Sud-Ouest) de la SPCZ (courbes noires, Fig. 1.15a,c), et sont caractérisées par des anomalies positives de précipitations (resp. négatives) à proximité de la ligne de changement de date et des anomalies négatives (resp. positives) dans le Pacifique équatorial Ouest et sous la position climatologique de la SPCZ. En revanche pendant les épisodes El Niño

extrêmes comme en 1982-83, 1997-98 et 2015-16 les changements observés sont plus radicaux (Fig. 1.15b). En effet l'augmentation des précipitations à l'équateur est quatre fois plus importante que durant les épisodes El Niño modérés, avec des anomalies atteignant plus de 10mm par jour. Les patrons d'anomalie de précipitation sont également différents, les anomalies positives sont plus étendues et le maximum est situé beaucoup plus à l'Est (165°W). Dans le Pacifique Sud on observe également de forts changements, les anomalies négatives de précipitations sont deux fois plus importantes que durant les événements El Niño modérés, et s'étendent jusqu'à 140°W. Enfin la région de l'ITCZ dans le Pacifique équatorial Ouest présente un important assèchement qui n'est pas présent durant les années El Niño modéré. Ces fortes anomalies de précipitations associées aux événements El Niño extrêmes impacte très fortement la position de la SPCZ, sa partie orientale se déplace de plus de 10° vers le Nord tandis que la partie occidentale reste proche de sa position climatologique, ce qui "zonalise" la SPCZ (courbe noire en trait plein vs pointillé, Fig. 1.15b).

1.2.5 La cyclogenèse du Pacifique Sud

Caractéristiques

Les cyclones tropicaux (CT) sont les phénomènes atmosphériques tropicaux les plus puissants (puissance instantanée de $10^{12}W$) et sont notamment connus pour leur pouvoir destructeur. Ce sont des perturbations tropicales de basse pression qui peuvent s'étendre sur plus de 1 000km et qui se développent au-dessus des eaux chaudes des océans tropicaux (Fig. 1.16). Les conditions grande échelle nécessaires à leur formation ont été décrites par *Gray et al.* [1967]. Elles peuvent être décomposées en deux aspects : dynamique et thermodynamique. Les conditions dynamiques sont doubles : un faible cisaillement vertical du vent dans la troposphère et une vorticité forte et cyclonique des vents en basses couches. Les conditions thermodynamiques sont : des conditions océaniques suffisantes pour une forte évaporation, une humidité relative élevée en milieu de troposphère et une atmosphère instable pour la convection. Un effet de Coriolis non nul est aussi nécessaire, ce qui explique l'absence de CT dans la bande équatoriale (5°S-5°N). Ces conditions environnementales sont généralement présentes dans les régions de convergence tropicale, telle que la SPCZ. On observe en moyenne 6 à 7 cyclones tropicaux par an dans le Pacifique Sud, soit environ 15%

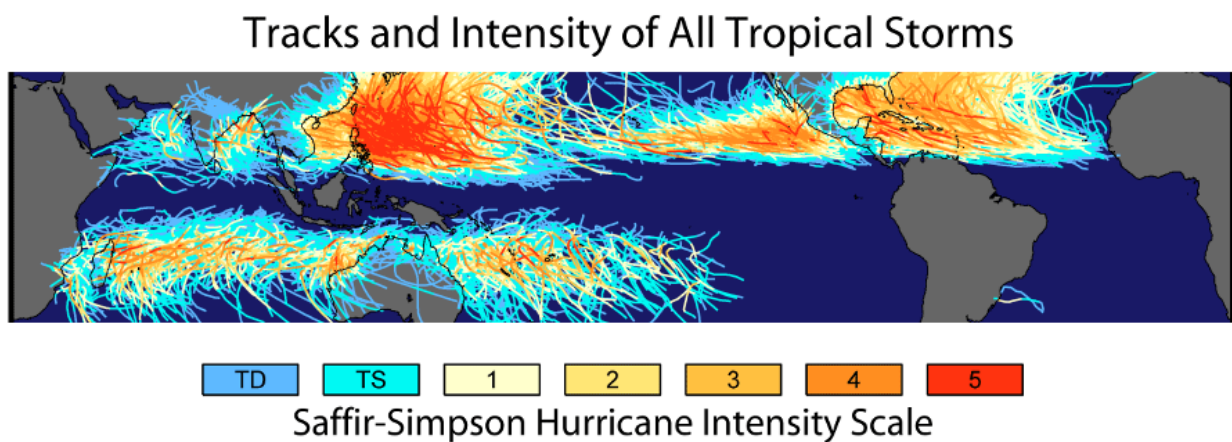


FIGURE 1.16 – Représentation de l'ensemble des trajectoires des cyclones tropicaux d'après la base de données du "Joint Typhoon Warning Center" et du "National Hurricane Center". Les couleurs des trajectoires indiquent l'intensité du cyclone d'après l'échelle de Saffir-Simpson. Figure modifiée de <https://earthobservatory.nasa.gov/images/7079/historic-tropical-cyclone-tracks>.

des cyclones globaux (Fig. 1.16). Dans ce bassin, la saison cyclonique s'étend de Novembre à Avril, avec un pic en Janvier-Février-Mars qui correspond au moment où la SPCZ est la plus développée. La zone de cyclogenèse dans cette région s'étend des côtes Est Australiennes jusqu'au centre du Pacifique Sud, mais on observe une grande variabilité interannuelle. La SPCZ et la cyclogenèse du Pacifique Sud sont fortement influencées par ENSO. En effet, ENSO module fortement la SST et les vents sur l'ensemble du bassin Pacifique et donc les conditions environnementales de formation des CT. Vincent *et al.* [2011] a mis en évidence la réponse de la cyclogenèse à la variabilité interannuelle de la SPCZ en montrant par exemple qu'on observait la formation de CT à proximité de la Polynésie uniquement les années où la SPCZ devient zonale (Fig. 1.17).

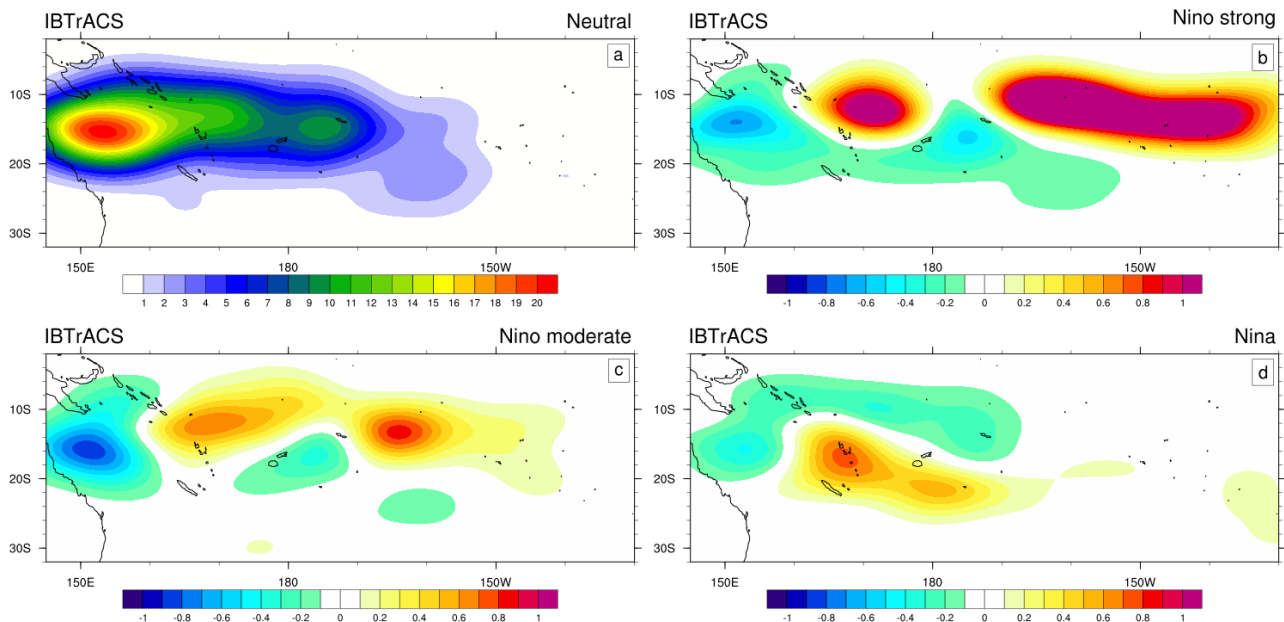


FIGURE 1.17 – (a) Densité de la genèse des cyclones tropicaux en phase neutre issue de la base données IBTrACS (en nombre de genèse entre 1980 et 2016 dans des boites de $2.5^\circ \times 5^\circ$). Composites ENSO de l'anomalie de la genèse des cyclones normalisée par le nombre de cyclones associé à chaque phase (b) El Niño extrême, (c) El Niño modéré, (d) La Niña.

Influence du climat sur les CT

L'observation des CT à l'échelle du globe n'est possible que depuis les années 1970 avec l'avènement des images satellites. Dans le Pacifique Sud ce n'est qu'à partir de la saison cyclonique 1977-78 avec le lancement du satellite Japonais Himawari-1 que les scientifiques ont pu disposer d'observations tri-horaires sur l'ensemble du bassin. A partir d'une base de données si courte il est difficile de définir une tendance sur l'évolution des CT. Mais dans un climat plus chaud, tel qu'il le sera dans quelques dizaines d'années, il est fort probable que les caractéristiques des CT changent. De plus la modulation de la cyclogenèse en fonction de l'orientation de la SPCZ pose la question de son évolution dans un contexte de réchauffement climatique. De nombreuses études de modélisation [e.g. Brown *et al.*, 2012; Evans *et al.*, 2016; Widlansky *et al.*, 2013] ont montré des variations significatives de la partie orientale de la SPCZ pour la fin du siècle. Le réchauffement climatique a pour effet d'augmenter la température de l'océan (T_s) mais également de refroidir la haute troposphère (T_o), augmentant ainsi la différence de température entre le haut de la troposphère et la surface de l'océan. Or, l'intensité potentielle d'un CT est fonction du rendement de son cycle de Carnot $(T_s - T_o)/T_s$ comme illustrée figure 1.18, donc plus cette différence est importante plus l'intensité

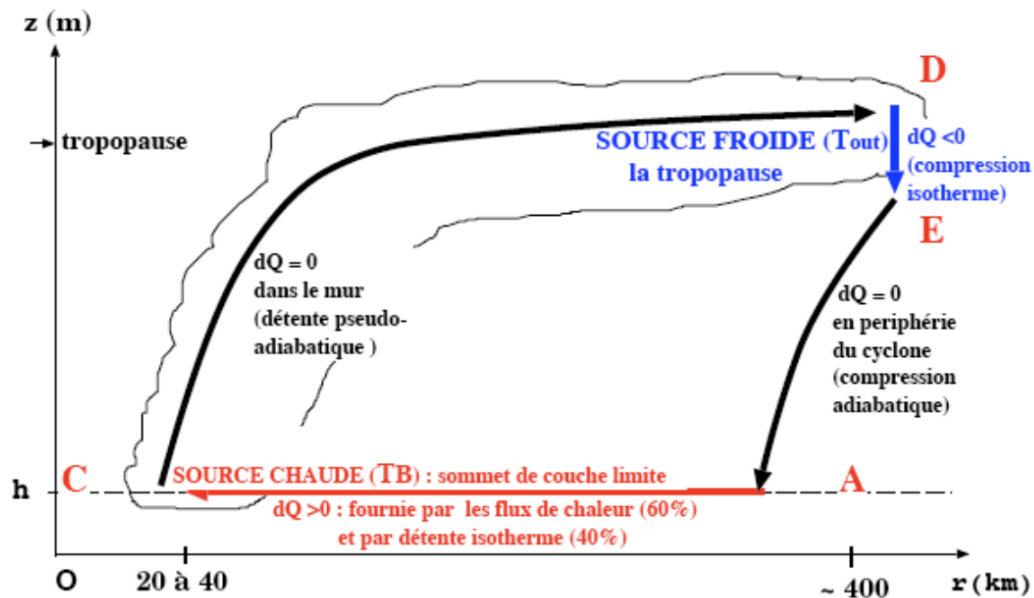


FIGURE 1.18 – Représentation schématique du cycle thermodynamique dans un TC assimilé à un cycle de Carnot. Le sommet de la couche limite atmosphérique ($z=h$) représente la source chaude du cycle ($Q > 0$) et la tropopause représente la source froide ($Q < 0$). Figure extraite de [Beucher \[2010\]](#).

d'un CT est potentiellement élevée. L'intensité maximale d'un CT calculée à partir de son cycle de Carnot est une limite haute théorique qui est en réalité atténuée par de multiples boucles de rétroactions non prises en compte dans ce calcul simplifié comme le sillage froid (ou "cold wake" en anglais). Quelques études au milieu des années 2000 [[Emanuel, 2005](#); [Webster et al., 2005](#)] ont suggéré que le réchauffement climatique était déjà responsable d'une augmentation de l'intensité des CT, et qu'il nous était déjà possible de l'observer. Mais suite à une homogénéisation et à une amélioration de la qualité des données, cette tendance a largement été revue à la baisse dans le Pacifique Nord-Ouest et a disparu dans l'Océan Indien. D'autres études se sont intéressées à l'évolution de la fréquence annuelle des CT dans Pacifique Sud-Ouest au cours du XX^{ème} siècle. Mais les résultats de ces études ne font pas consensus. A partir d'une base de données regroupant l'ensemble des CT atteignant les côtes australiennes entre 1870 et nos jours, [Callaghan & Power \[2011\]](#) ont montré une diminution de 62% de la fréquence des CT sévères, tandis qu'à partir d'une base de données différente [Hartmann et al. \[2013\]](#) et [Kuleshov et al. \[2010\]](#) n'ont détecté aucune tendance claire.

1.3 Le changement climatique, les modèles de climat et leurs biais

1.3.1 Historique du changement climatique

Aujourd'hui la question de l'urgence climatique semble être une évidence. Mais d'où provient cette problématique? Comment avons-nous pris conscience de ces questions? Il me semblait intéressant de se pencher sur la chronologie des événements qui ont amené à ces nouveaux champs disciplinaires que sont les "sciences du climat". Ce rapide descriptif ne se veut pas exhaustif, il est évident qu'il n'a pas pour but de décrire l'ensemble des travaux scientifiques traitant du changement climatique, mais seulement d'en retracer les principales avancées qui ont jalonné son parcours.

[Tyndall \[1861\]](#) fut le premier à avancer, à partir de ses travaux sur les propriétés optiques et radiatives des gaz atmosphériques, qu'une variation de la proportion des gaz de l'atmosphère devrait se traduire par

un changement climatique. Par la suite Arrhenius [1896] fut le premier à investiguer l'impact d'une hausse de l'acide carbonique (CO_2), comme il était coutume de l'appeler à l'époque, sur la température de l'air. Il y a plus d'un siècle nous "savions" donc déjà qu'un doublement des concentrations de CO_2 entraînerait une hausse de plusieurs degrés de la température de l'air. Mais loin des préoccupations écologiques actuelles, cette hausse était à l'époque vue d'un bon œil, on l'imaginait par exemple, bénéfique pour l'agriculture ou tout simplement pour le confort humain (Arrhenius était Suédois). Il fut même à l'époque proposé par Walter Nernst, prix Nobel de chimie, de brûler du charbon pour réchauffer l'atmosphère. Mais rapidement l'hypothèse d'Arrhenius sur l'impact d'une augmentation des concentrations de CO_2 sur l'effet de serre fut remise en cause par l'expérience d'Angström [1900] sur l'absorption des infra-rouges par le CO_2 et la vapeur d'eau. Un demi-siècle plus tard, et malgré les travaux de Callendar [1938, 1940], il n'était toujours pas admis qu'une augmentation des concentrations de CO_2 atmosphérique pouvait contribuer à augmenter l'effet de serre et donc les températures [Byers *et al.*, 1951]. Il fallut attendre les années 1940, et des expériences (militaires) plus précises du spectre d'absorption des infra-rouge par la vapeur d'eau et le CO_2 , puis de nouveaux calculs [Plass, 1956a,b] pour conclure qu'une augmentation du CO_2 pouvait effectivement avoir un impact sur l'effet de serre. Il fut alors montré grâce aux premiers modèles numériques de climat qu'un doublement du CO_2 entraînerait une augmentation des températures de 3 à 4°C. Ces calculs restaient imprécis, car ils ne prenaient pas en compte tout une série de boucles de rétroaction comme l'évolution des nuages et de la vapeur d'eau lors d'un réchauffement, mais avaient le mérite de montrer qu'une hausse du CO_2 s'accompagne d'une augmentation des températures. Dans le même temps certaines recherches s'orientèrent sur le devenir du CO_2 d'origine anthropique. Était-il stocké en partie dans l'atmosphère ou est-ce que les océans et la biosphère captaient l'ensemble de ces émissions? Le premier indice fut apporté par Suess [1955] qui détecta une augmentation de quelques pour-cent du carbone d'origine anthropique dans l'atmosphère à partir de l'analyse des isotopes du carbone dans des arbres d'âge différent. C'était la première fois que l'on montrait que le CO_2 anthropique s'accumulait dans l'atmosphère. Il fut par la suite montré que l'océan ne captait pas l'intégralité des émissions de CO_2 anthropique, et les premières estimations d'une possible accumulation dans l'atmosphère suivirent [Bolin & Eriksson, 1959; Revelle & Suess, 1957]. La première preuve réelle de cette accumulation fut donnée par Keeling [1960] qui entreprit à partir 1958 des mesures quotidiennes des concentrations atmosphériques de CO_2 en Antarctique et à Hawaï (Fig. 1.19). Plus tard avec l'augmentation des moyens de calculs une équipe américaine [Manabe & Wetherald, 1967] pu faire les premiers calculs détaillés du réchauffement climatique à l'aide d'un modèle dit "convectif-radiatif" unidimensionnel. Ils montrèrent alors qu'un doublement des concentrations de CO_2 entraînerait une augmentation de 2°C. Malgré ces études, la communauté scientifique de l'époque n'était pas réellement convaincue de l'importance de ces questions. Landsberg [1970] déclara en 1970 dans la revue scientifique "Science" qu'il faudrait plus de 400 ans pour que la concentration de CO_2 atmosphérique double et qu'ainsi on observe une augmentation de la température de 2°C, pour lui on était loin d'un "cataclysme". Dans le même temps l'activité industrielle dégazait énormément d'aérosols, dont certains avaient comme principal impact de diffuser vers l'espace une grande partie du rayonnement solaire incident. Cette diffusion a pour conséquence de modifier le bilan radiatif et de refroidir l'atmosphère. Il s'en suivit quelques articles scientifiques sur un possible refroidissement climatique, qui sont à l'origine du mythe sur un consensus scientifique autour de cette question [Peterson *et al.*, 2008]. Malgré ce scepticisme, les préoccupations écologiques apparurent dans les années 1960-70, avec la création des premières ONG environnementales (WWF, Greenpeace, etc ...), puis avec le premier sommet de la Terre à Stockholm en 1972 qui marqua le début des préoccupations à l'échelle internationale. Dans le même temps Manabe & Bryan [1969]; Manabe & Wetherald [1975] développèrent le premier modèle climatique global couplé océan-atmosphère. Ils purent ainsi affiner les prévisions clima-

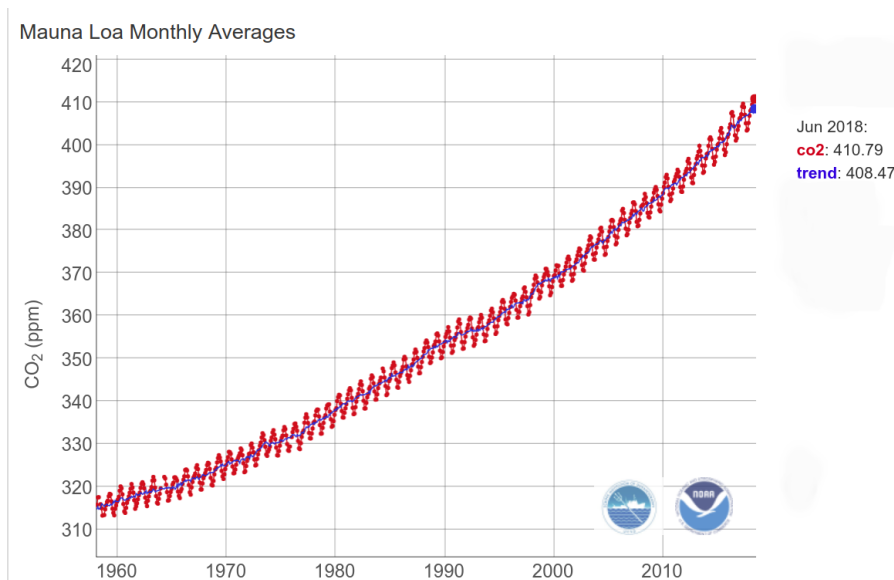


FIGURE 1.19 – Moyenne mensuelle (courbe rouge) et tendance (ligne bleue) de la concentration de CO₂ atmosphérique (en ppm) mesurée à la station de Mauna Loa (Hawaï). Cette figure a été extraite du site <https://www.esrl.noaa.gov/gmd/ccgg/trends/graph.html>

tiques lors d'un doublement des concentrations de CO₂. Au début des années 1980, la légère diminution des températures, observées entre 1945 et 1975, s'arrêta avec la diminution de la pollution par les aérosols. Il devint alors clair que l'augmentation des concentrations de CO₂, ininterrompue depuis le XIX^{ème} siècle, allait entraîner une augmentation des températures significative d'ici la fin du XX^{ème} siècle [Hansen *et al.*, 1981]. Au même moment en 1980 une nouvelle preuve du lien entre CO₂ et température vu le jour grâce à l'analyse des bulles d'air emprisonnées dans les carottes glaciaires du Groenland et de l'Antarctique [Berner *et al.*, 1980; Delmas *et al.*, 1980]. Ces premières analyses des carottes de glace portaient sur les 20 à 40 derniers millénaires, puis en 1985 une équipe franco-soviétique publia ses résultats sur la maintenant fameuse carotte de Vostok [Lorius *et al.*, 1985] qui permettait de montrer sans équivoque le lien fort qui existe entre évolution des températures et la concentration atmosphérique de CO₂. Cette étude permit de créer un consensus de la communauté scientifique autour de cette question. Il fallut alors comprendre le cycle du carbone sur Terre, et lors de changement climatique. Les carottes de glace de Vostok permirent de remonter quelques centaines de milliers d'années en arrière [Petit *et al.*, 1999]. Plusieurs théories virent le jour pour tenter d'expliquer ce qu'il se passa durant les dizaines, centaines de millions d'années précédant notre ère [Berner *et al.*, 1983; Kasting & Ackerman, 1986]. Une donnée en particulier inquiétait les scientifiques de l'époque : la concentration de CO₂ au cours des 400 derniers millénaires n'avait jamais dépassé 280 ppm tandis que les concentrations dans les années 1980-90 se situaient déjà au-delà de 340 ppm (Fig. 1.19). Cette préoccupation s'accrut avec la découverte/compréhension des mécanismes produisant les variations du climat passé. Il fut d'abord mis en évidence dans les années 2000 qu'en Antarctique et au cours des 100 milles dernières années, la hausse des températures précédait l'augmentation des concentrations de CO₂. Ce n'était donc pas la hausse du CO₂ qui déclenchait les changements climatiques, mais cette idée n'était pas nouvelle puisque dès les années 1960 il avait été mis en évidence que les variations de température passées coïncidaient avec la variation des différents cycles des orbites terrestres, appelés communément cycle de Milankovitch [Broecker *et al.*, 1968]. Il s'engagea un long débat pour savoir comment la variation de ces cycles pouvait réellement produire les changements observés sur Terre. En effet les variations des orbites terrestres ne produisaient en réalité qu'une très faible variation de l'insolation reçue par la Terre, bien insuffisante à priori pour modifier le climat de manière si importante. L'une des explications

pour le dernier âge glaciaire fut fournie récemment par [Shakun *et al.* \[2012\]](#). Les auteurs montrent dans cette étude qu'une légère augmentation de la température entraîne une augmentation de CO₂ de même magnitude, mais suffisante pour emballer le système climatique par un ensemble de boucles de rétroactions positives à travers des couplages océan-atmosphère. Cette étude révèle le rôle central du CO₂ dans les changements climatiques passés, et met en lumière les risques encourus actuellement avec la hausse du CO₂ anthropique qui pourrait causer un emballement climatique. Ce n'est d'ailleurs que quelques années plus tôt, en 2005, qu'il fut montré à travers deux études différentes, une sur la hausse de la températures des océans [[Barnett, 2005](#)] et une autre sur les disparités régionales du réchauffement climatique [[Hansen, 2005](#)], que la hausse des températures actuelles ne pouvait être expliquée que par le dégazage massif de CO₂ anthropique. Grâce aux simulations des modèles climatiques, capable de reproduire avec précision les changements passés, on sait aujourd'hui que la Terre ne risque pas un emballement climatique comme a connu Vénus, avec la disparition de son atmosphère. Si la Terre a déjà connu des variations de quelques degrés, ces variations se sont produites sur des échelles de temps géologiques, jamais sur des périodes si courtes, et les impacts de ces changements sur les écosystèmes terrestres sont bien réels [e.g. [Araujo & Rahbek, 2006](#); [Heller & Zavaleta, 2009](#); [Thomas *et al.*, 2004](#); [Thuiller, 2007](#)]. La survie de ces écosystèmes dépend du temps qu'ils ont pour s'adapter et nous voyons déjà aujourd'hui les dégâts de ces changements brutaux. Il est donc essentiel aujourd'hui d'estimer les impacts du changement climatique afin de s'y préparer au mieux. Pour ce faire le seul outil à notre disposition est le modèle de climat.

1.3.2 Les modèles de circulation générale

Un modèle de circulation générale (GCM en anglais) est une représentation numérique des enveloppes superficielles (atmosphère, océans, biosphère, banquise, ...etc) de la Terre. Pour simuler numériquement ces différentes enveloppes on utilise les équations physico-chimiques qui gouvernent chacune de ces enveloppes. Ces équations sont très souvent simplifiées à partir d'approximations permettant de les résoudre analytiquement, puis ces équations sont discrétisées afin de les résoudre numériquement. Les enveloppes sont également discrétisées en mailles élémentaires de calcul, la taille de ces mailles définit la résolution du modèle (Fig 1.20). Ces mailles ayant très souvent des tailles différentes sur l'horizontale et la verticale, on définit deux résolutions différentes. Les modèles numériques climatiques ont connu une phase d'innovation "exponentielle" depuis le milieu des années 1970 jusqu'à aujourd'hui, ils se sont complexifiés jusqu'à atteindre un niveau de réalisme très élevé, prenant en compte toujours plus de mécanismes physiques, chimiques et même biologiques. La figure 1.21 résume bien cette évolution. La résolution de ces modèles n'a aussi cessé de croître, afin de toujours mieux représenter les effets locaux du climat. Dans les années 1980 les premiers GCMs avaient une résolution horizontale de 500km, la France était alors représentée par 4 points de grille. En 1995 lors du second rapport du Groupe d'experts Intergouvernemental sur l'Évolution du Climat (GIEC) la taille de la maille avait été divisée par deux (~250km), lors du troisième rapport du GIEC la résolution était en moyenne de 180km, puis de 110km en 2007 et enfin de 90km en 2013 (Fig. 1.21).

1.3.3 Les scénarios d'émissions des gaz à effet de serre

Comme nous l'avons mentionné en introduction, certains gaz émis par l'Homme ont la propriété d'absorber le rayonnement infrarouge, ce qui a pour conséquence directe d'augmenter l'effet de serre. Les émissions anthropiques futures ne peuvent être connues, nous avons donc recours à différents scénarios d'émis-

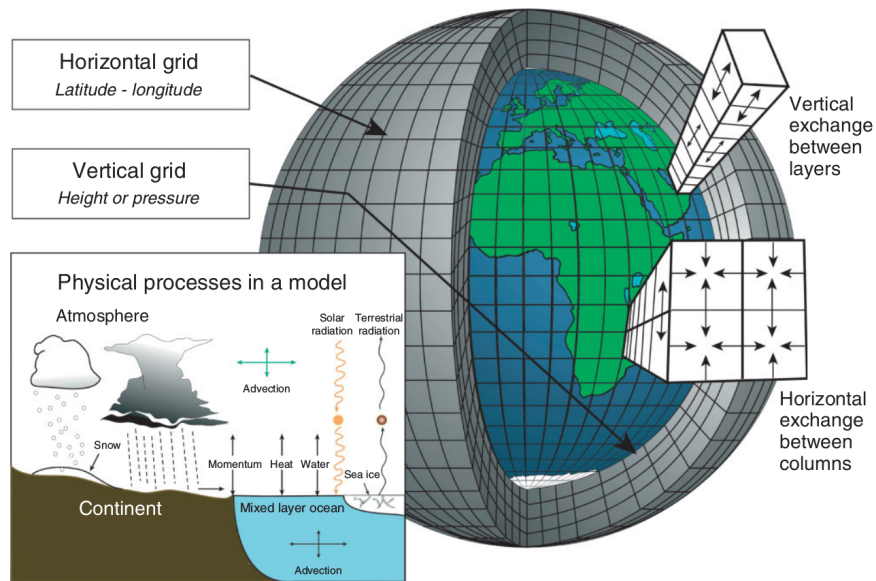


FIGURE 1.20 – Illustration du maillage de la Terre dans un modèle de climat. Figure extraite de [Edwards \[2011\]](#).

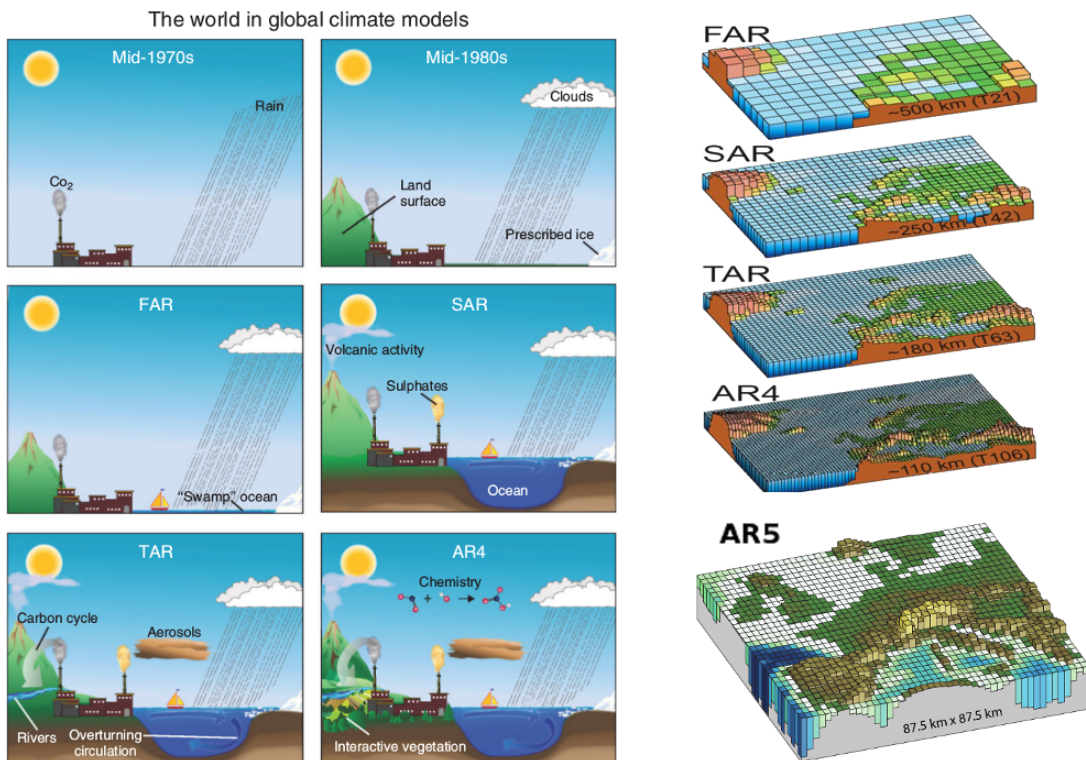


FIGURE 1.21 – Gauche : Illustration des différents processus incorporés au fil des différentes générations de modèle climatique. Figure extraite de [Edwards \[2011\]](#)

Droite : Illustration de l'évolution de la résolution horizontale des modèles de climat au cours des différents rapport du GIEC. FAR : First Assessment report ; SAR : Second Assessment report ; TAR : Third Assessment report ; AR4 : 4th Assessment Report ; AR5 : 5th Assessment Report. Source GIEC 2007, 2013.

sions de gaz à effet de serre (GES) afin de simuler l'évolution du climat. Ces scénarios sont censés représenter les différents cas possibles d'émissions anthropiques en fonction des conditions socio-économiques futures, prédites par les spécialistes du domaine. Dans son cinquième rapport, le GIEC considère 4 scénarios d'émissions de gaz à effet de serre. Ces scénarios sont nommés RCP (pour Representative Concentration

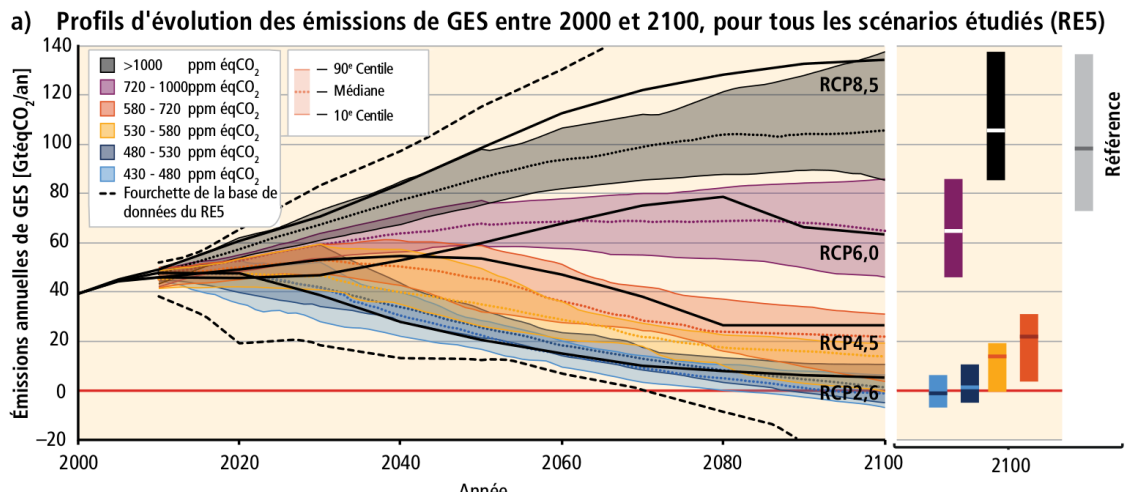


FIGURE 1.22 – Illustration des émissions mondiales de GES (en $\text{GtCO}_2 \cdot \text{an}^{-1}$) pour les différents scénarios entre 2000 et 2100. Les émissions sont notées en Giga tonne d'équivalent carbone par an. Source GIEC 2013.

Pathway, en anglais) suivi d'un nombre qui correspond au forçage radiatif supplémentaire entre 2100 et la période pré-industrielle. Dans le scénario RCP2.6 les émissions de GES augmentent jusqu'en 2020 pour atteindre environ $45 \text{ GtCO}_2 \cdot \text{an}^{-1}$ puis décroissent jusqu'à atteindre une valeur proche de zéro en 2100 (Fig. 1.23). Dans le scénario RCP4.5 les émissions croissent jusqu'en 2050 ($\sim 50 \text{ GtCO}_2 \cdot \text{an}^{-1}$) puis diminuent jusqu'en 2080 où elles se stabilisent à un taux de $25 \text{ GtCO}_2 \cdot \text{an}^{-1}$. Dans le scénario RCP6.0 les émissions augmentent jusqu'en 2080 ($\sim 80 \text{ GtCO}_2 \cdot \text{an}^{-1}$) avant de commencer à réduire, et enfin le scénario RCP8.5 simule une augmentation des GES jusqu'en 2100 ($\sim 130 \text{ GtCO}_2 \cdot \text{an}^{-1}$; Fig. 1.23). Le scénario RCP2.6 présente peu d'intérêt à mon sens puisque nous serons déjà d'ici quelques années au-delà de ses prévisions, et le scénario RCP6.0 est peu simulé dans la communauté scientifique, certainement parce qu'il représente une situation intermédiaire entre le scénario RCP4.5 et RCP8.5. Dans le cadre de cette thèse nous avons considéré uniquement le scénario RCP8.5. A l'origine nous avons envisagé de simuler également le scénario RCP4.5. Cette limitation est venue du temps de calcul nécessaire à la duplication de l'ensemble des expériences avec la simulation d'un autre scénario de GES.

1.3.4 Les projections moyennes des modèles CMIP5 à l'échelle globale et dans le Pacifique Sud.

Les températures

L'augmentation des températures observées au cours du $\text{XX}^{\text{ème}}$ siècle est amenée à se poursuivre au cours du $\text{XXI}^{\text{ème}}$ siècle, mais est fortement dépendante du scénario de GES considéré. Dans le scénario RCP2.6 l'augmentation des températures moyennes à l'échelle du globe en 2100 est inférieure à 2°C tandis que dans le scénario RCP8.5 elle est supérieure à 4°C . On observe également de fortes disparités régionales, les continents sont plus réchauffés que les océans à cause de la forte inertie thermique de ces derniers. Ainsi dans le scénario RCP8.5 pour la fin du $\text{XXI}^{\text{ème}}$ siècle l'augmentation des températures atteint environ 4°C en Australie tandis que dans le Pacifique Sud l'augmentation n'est "que" de 3°C .

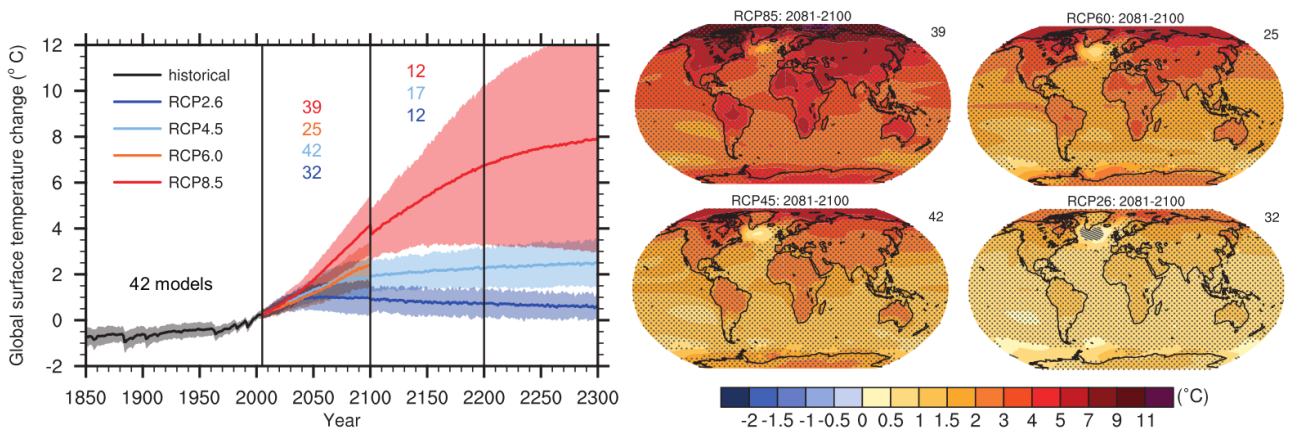


FIGURE 1.23 – Gauche : Évolution temporelle des températures moyennes à l'échelle du globe simulée par les modèles CMIP5 pour chaque scénario de GES. Droite : Carte globale de l'évolution des températures simulée par les modèles CMIP5 pour chaque scénario de GES. Figure modifiée de [Stocker et al. \[2014\]](#).

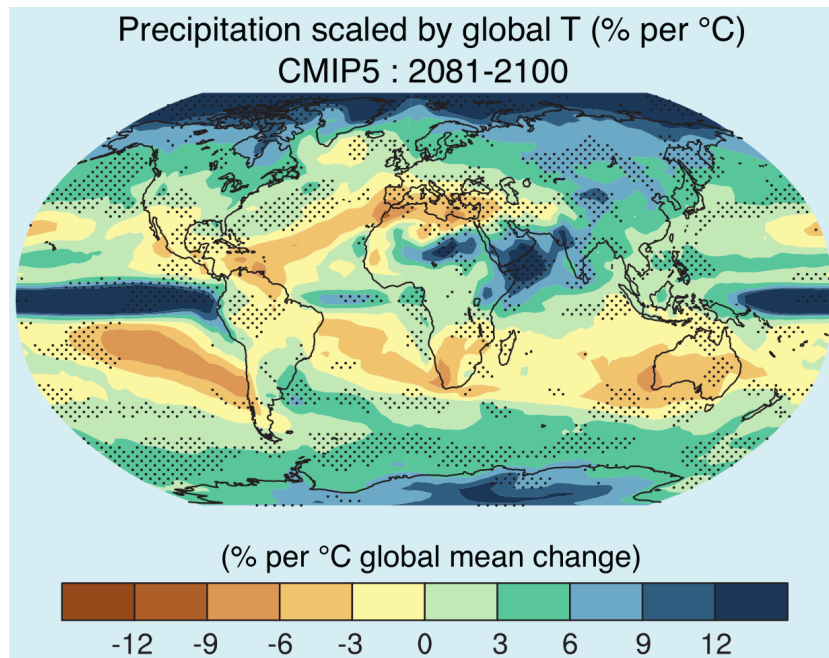


FIGURE 1.24 – Carte globale de l'évolution des précipitations (en $\% \cdot ^\circ\text{C}^{-1}$) simulée par les modèles CMIP5 en fonction des variations de températures. Les pointillés indiquent les régions où la différence est significative à 95%. Figure modifiée de [Stocker et al. \[2014\]](#).

Les précipitations

Comme conséquence de l'augmentation des températures, les modèles CMIP5 simulent (dans tous les scénarios de GES) en moyenne une augmentation des précipitations entre 1 et 3% par $^\circ\text{C}$. Mais la modification des précipitations est très hétérogène à l'échelle du globe (Fig. 1.24). Les régions équatoriales et les moyennes latitudes ont tendance à s'humidifier, tandis que les régions subtropicales ont plutôt tendance à s'assécher (Fig. 1.25). Les plus fortes variations sont attendues à l'équateur et aux pôles avec une augmentation des précipitations qui pourrait dépasser les 50% dans le scénario RCP8.5. Dans le Pacifique équatorial plus de 90% des modèles CMIP5 sont d'accord sur le signe de ce changement. Dans le Pacifique Sud tropical les modèles simulent une variation des précipitations comprise entre +10 et -10%, et cette variation est inférieure à une déviation standard de la variabilité interne. Seule la variation dans le Pacifique Sud-Est semble

être significative (90% des modèles sont d'accord sur le signe du changement et la moyenne multi-modèle est supérieure à une déviation standard de la variabilité interne), avec une diminution des précipitations atteignant -20%.

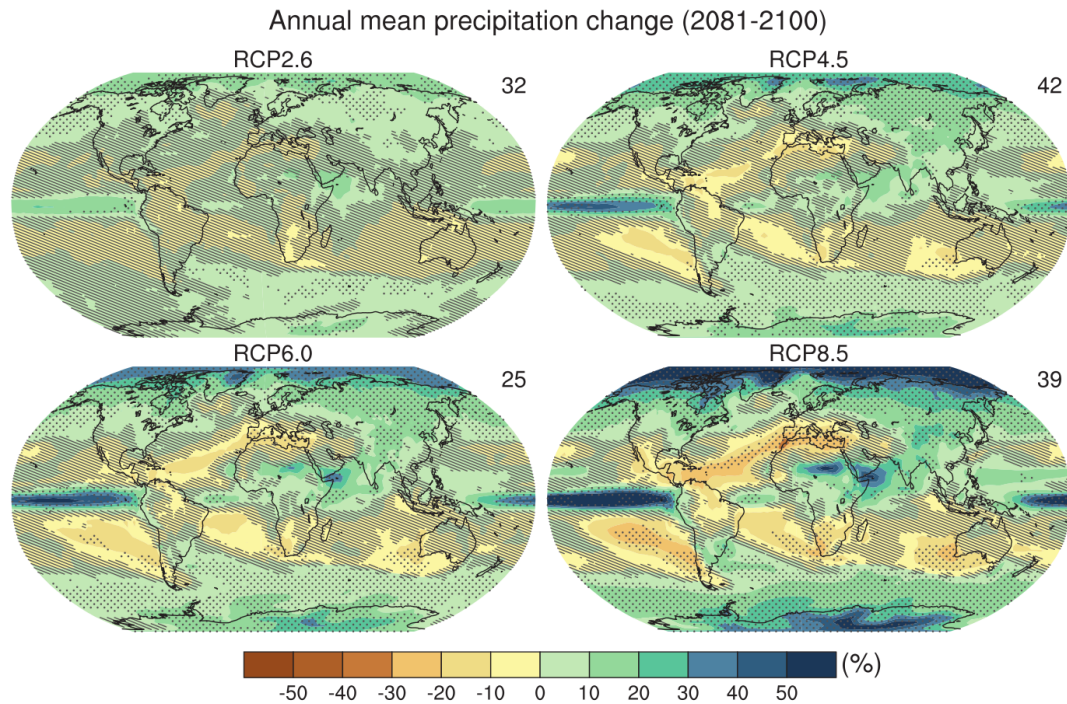


FIGURE 1.25 – Carte globale de l'évolution des précipitations (en %) simulée par les modèles CMIP5 pour la fin du XXI^{ème} siècle dans chaque scénario de GES. Les hachures indiquent les régions où la moyenne multi-modèle est inférieure à une déviation standard de la variabilité interne. Les pointillés indiquent les régions où la moyenne multi-modèle est inférieure à deux déviations standards de la variabilité interne et où 90% des modèles sont d'accord sur le signe du changement. Figure tirée de [Stocker et al. \[2014\]](#).

1.3.5 Les extrêmes climatiques

Présentation générale

Les impacts du réchauffement global se manifestent sous plusieurs formes. La manière la plus simple d'évaluer ces impacts est d'estimer les changements de la moyenne des variables climatiques (e.g. températures, précipitations). Mais il est également possible de s'intéresser aux extrêmes climatiques, et d'évaluer l'évolution de l'intensité ou de la fréquence de tels événements [[Bador, 2016](#)]. Les extrêmes climatiques les plus connus le sont de par leurs forts impacts sur les écosystèmes et les populations : pluies torrentielles, crues éclairées, inondations, sécheresses, cyclones, etc. En effet, ce sont souvent les changements dans les extrêmes climatiques qui ont les impacts les plus importants dans les secteurs socio-économiques. Les impacts des événements climatiques extrêmes sont vastes et dépendent à la fois de l'événement lui-même mais aussi de l'exposition et de la vulnérabilité des populations et des systèmes naturels [[Field et al. , 2012](#)]. Dans son rapport dédié à l'étude des événements météorologiques extrêmes [[Field et al. , 2012](#)], le GIEC définit un extrême climatique comme l'occurrence de la valeur d'une variable climatique au-dessus (ou au-dessous) d'un seuil, déterminé comme proche de la borne supérieure (ou inférieure) de la distribution de cette variable. Certains extrêmes climatiques (les sécheresses et les inondations par exemple) peuvent être le résultat d'une accumulation d'événements météorologiques ou climatiques qui, individuellement,

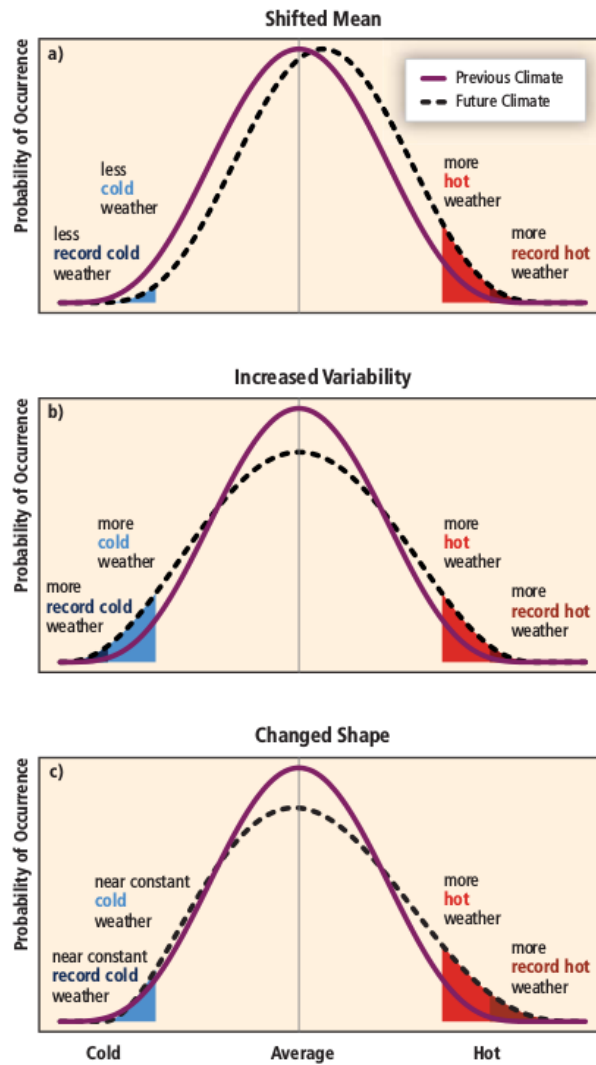


FIGURE 1.26 – Effet du changement de la distribution de température sur les extrêmes. Ligne pleine : distribution d’origine. Ligne pointillée : nouvelle distribution. (a) : la forme de la nouvelle distribution est inchangée, mais la moyenne est plus élevée. (b) la nouvelle distribution est plus étalée mais la moyenne reste la même. (c) : la nouvelle distribution n’est plus symétrique et présente un décalage vers les hautes températures. Figure tirée de [Field *et al.* \[2012\]](#).

ne sont pas extrêmes. Réciproquement, certains événements climatiques n’étant pas eux-mêmes extrêmes d’un point de vue statistique, peuvent avoir des conséquences extrêmes de par leur occurrence simultanée et/ou de leur interaction avec des systèmes physiques (infrastructures), socio-économiques (agriculture, santé,...), écologiques, etc. Un cyclone peut par exemple avoir un impact extrême en fonction du lieu et moment de son passage sur les côtes même s’il ne peut pas être qualifié d’extrême par rapport aux autres cyclones. Notons tout de même que chaque événement climatique extrême n’entraîne pas nécessairement de graves conséquences.

Un événement extrême dans le climat actuel peut devenir plus commun, ou plus rare, dans les conditions climatiques futures. Lorsque la distribution globale des variables climatiques change, le changement des moyennes des variables climatiques considérées n’est pas forcément représentatif des changements que subissent les extrêmes de ces variables [[Field *et al.*, 2012](#)]. En effet, ces derniers sont liés aux changements de la moyenne, et/ou de la variance, et/ou de la forme de la distribution de la variable (voir figure 1.26).

Les projections des cyclones tropicaux dans les modèles CMIP5

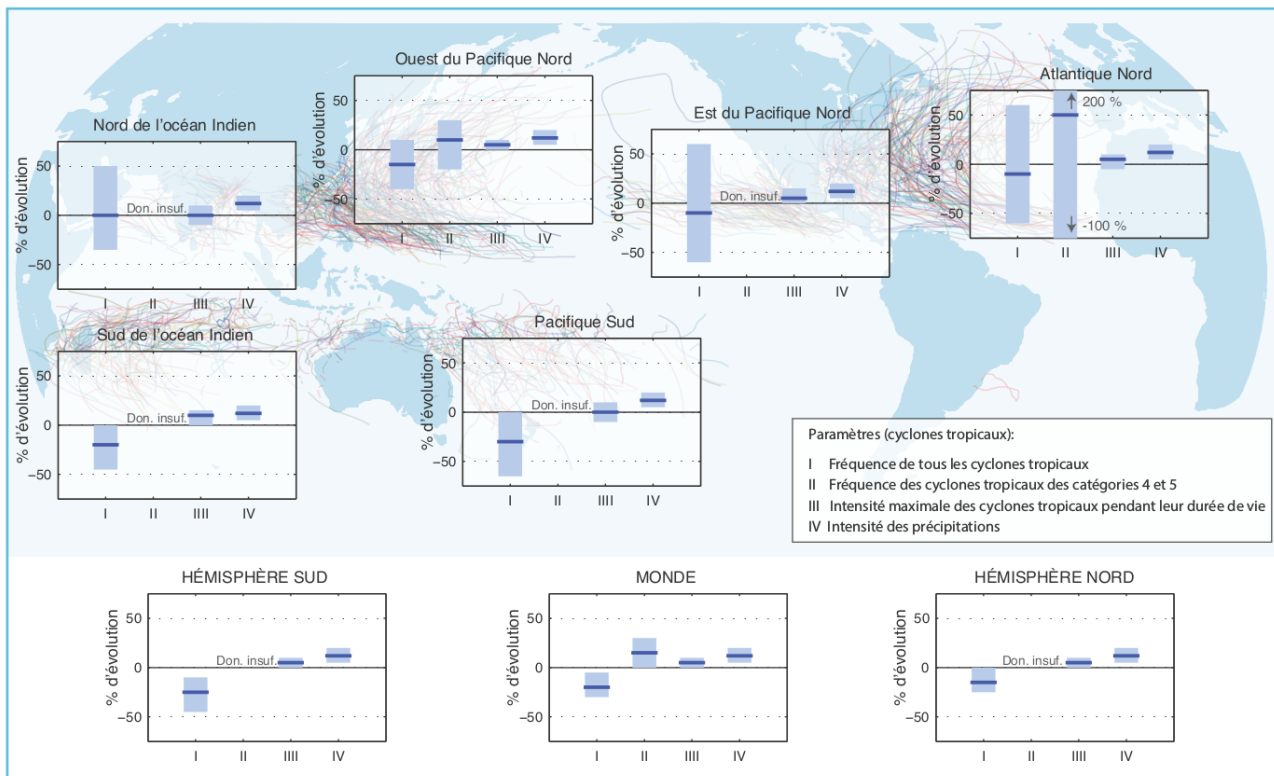


FIGURE 1.27 – Évolution prévue des statistiques concernant les cyclones tropicaux. Toutes les valeurs représentent le pourcentage moyen d'évolution prévu de 2081 à 2100 par rapport à la période 2000–2019, selon un scénario semblable au scénario A1B, d'après le jugement d'experts à la suite d'une normalisation subjective des projections des modèles. Quatre paramètres ont été considérés : le pourcentage d'évolution I) de la fréquence annuelle totale des tempêtes tropicales, II) de la fréquence annuelle des tempêtes de catégories 4 et 5, III) de l'intensité maximale des tempêtes pendant leur durée de vie, en moyenne, et IV) de l'intensité des précipitations dans un rayon de 200 km autour du centre des tempêtes au moment de leur intensité maximale. Pour chaque paramètre reporté, le trait plein bleu représente l'estimation la plus plausible du pourcentage d'évolution attendu et la barre colorée donne un intervalle de confiance de 67 % (probable) pour cette valeur

Les conclusions du cinquième rapport du GIEC sur l'évolution des cyclones tropicaux sont les suivantes et sont résumées dans la figure 1.27 : "il est probable que sur le plan mondial, la fréquence des cyclones tropicaux va diminuer ou rester la même pour l'essentiel, parallèlement à une augmentation probable, toujours sur le plan mondial, de la vitesse maximale des vents et de l'intensité des précipitations imputables à ces cyclones, mais on accorde un degré de confiance moindre aux projections par région concernant leur fréquence et leur intensité. Toutefois, grâce à l'amélioration de la résolution des modèles et à des techniques de réduction d'échelle, on peut affirmer qu'il est plus probable qu'improbable que la fréquence des tempêtes les plus intenses augmente sensiblement dans certains bassins, selon des projections quant au réchauffement qui doit se produire au XXI^{ème} siècle". Dans le Pacifique Sud de nombreuses études utilisant une méthode de descente d'échelle dynamique se sont intéressées à l'évolution des CT [e.g. *Knutson et al.*, 2015; *Murakami et al.*, 2012a,b, 2015; *Sugi et al.*, 2017; *Walsh*, 2015; *Yamada et al.*, 2017; *Yoshida et al.*, 2017; *Zhang & Wang*, 2017]. Toutes ces études sauf une [*Yamada et al.*, 2017] prédisent une diminution de la fréquence des CT dans le Pacifique Sud, avec tout de même une large gamme d'amplitude (entre -10% et -60%). En revanche les projections sur la fréquence des cyclones intenses sont beaucoup moins consensuelles, certaines études prévoient une augmentation du nombre de CT intenses [*Yamada et al.*, 2017; *Zhang & Wang*, 2017] tandis que d'autres prédisent une diminution [*Knutson et al.*, 2015; *Murakami et al.*, 2012a,b;

Sugi *et al.*, 2017]. La projection la plus robuste concerne l'évolution des précipitations sous les CT [Walsh *et al.*, 2016], toutes les études s'étant intéressées à cette question prédisent une augmentation entre 5 et 20% de la quantité de précipitations amenées par les CT [Kim *et al.*, 2014; Yoshida *et al.*, 2017].

1.3.6 Les biais des modèles de climat

Pour simuler le plus fidèlement possible le climat du Pacifique Sud nous sommes confrontés à différents biais, intrinsèques aux modèles de climat ou liés aux méthodes de projection. Nous ferons dans cette section une revue de ces biais.

La double ITCZ

Les modèles couplés océan/atmosphère globaux (AOGCMs; atmosphere ocean global coupled models) se sont améliorés au fil des générations, mais il persiste tout de même des biais, notamment dans le Pacifique tropical. Parmi ces biais, les deux le plus cités sont certainement le biais de la langue d'eau froide équatoriale, et le biais de la double ITCZ. Ces biais sont présents depuis les premiers GCMs et persistent depuis plus de 20 ans [e.g. Bellucci *et al.*, 2010; Lin, 2007; Mechoso *et al.*, 1995; Oueslati & Bellon, 2015; Yu & Mechoso, 1999]. Le biais de la langue d'eau froide équatoriale est caractérisé par une anomalie négative de SST à l'équateur, ainsi qu'une extension trop occidentale de l'upwelling équatorial. Le biais de la double ITCZ fait quant à lui référence à l'orientation trop zonale de la SPCZ, à l'extension trop orientale de cette zone de convergence ainsi qu'à un excès de précipitation en son cœur, ce qui la fait ressembler à son homologue de l'hémisphère Nord l'ITCZ (Fig. 1.28). Les causes du biais de la double ITCZ ont fait l'objet d'une intense recherche depuis les 20 dernières années, et il a été suggéré à la fois une origine tropicale et subtropicale. Comme les précipitations dans la SPCZ sont d'origine convective il a souvent été avancé comme responsable les paramétrisations de la convection dans les modèles de climat. Par exemple, l'utilisation du schéma de convection de Zhang & McFarlane [1995] dans le modèle NCAR CCSM3 améliore significativement le biais de double ITCZ [Song & Zhang, 2009; Zhang & Song, 2010; Zhang & Wang, 2006]. Le seuil de SST pour le déclenchement de la convection profonde est aussi un paramètre important, Bellucci *et al.* [2010] ont montré qu'avec un seuil plus élevé, le biais de la double ITCZ devient encore plus évident. Cependant, bien que la double ITCZ soit atténuée dans une certaine mesure par différentes modifications des schémas de convection, elle affecte toujours la plupart des GCMs, ce qui suggère que la paramétrisation de la convection n'est pas la seule coupable. Il a également été suggéré comme cause de la double ITCZ, la mauvaise représentation des nuages aux moyennes latitudes [Hwang & Frierson, 2013; Li & Xie, 2014]. Les anomalies négatives de quantité de nuages aux moyennes latitudes dans l'hémisphère sud entraînent une anomalie positive du flux radiatif à courtes longueurs d'ondes, ce qui réchauffe l'océan Austral. En réponse au contraste de chaleur entre les hémisphères, le transport d'énergie atmosphérique se produit principalement par des changements dans la circulation de Hadley, ce qui entraîne un déplacement méridional de l'ITCZ. Le réchauffement de l'océan Austral déplace l'ITCZ vers le Sud, en accord avec certaines études théoriques suggérant que l'ITCZ est attirée vers l'hémisphère le plus chaud [Kang *et al.*, 2008, 2009]. Cependant, Kay *et al.* [2016] ont testé cet argument en réduisant le biais de flux radiatif à courtes longueurs d'ondes sur l'océan Austral dans le modèle NCAR-CESM1, et n'ont pas constaté d'amélioration de la double ITCZ. La principale raison serait que le transport d'énergie méridien se produirait principalement dans l'océan plutôt que dans l'atmosphère et qu'il y aurait donc peu d'effet sur la double ITCZ. Par conséquent, l'im-

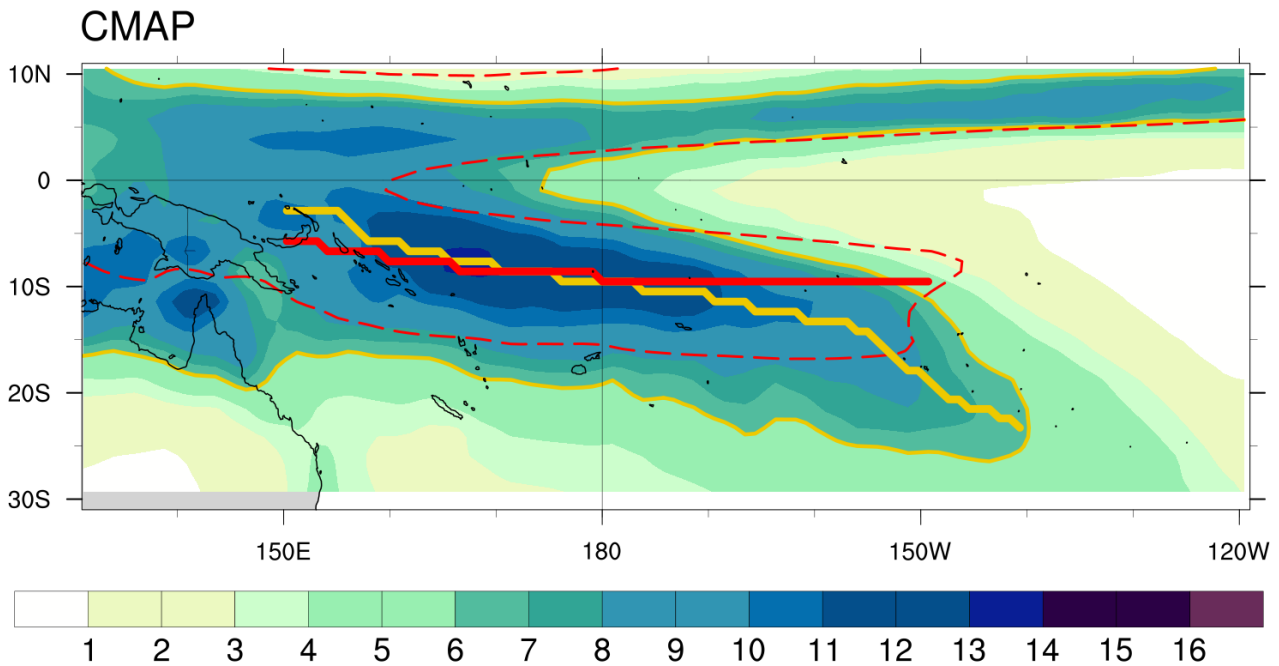


FIGURE 1.28 – Climatologie mensuelle des précipitations pour les mois DJF (en $\text{mm}\cdot\text{j}^{-1}$) à partir des observations CMAP. Les courbes de couleurs représentent la position de la SPCZ définie comme la latitude du maximum de précipitation à chaque longitude, pour CMAP (jaune) et la moyenne multi-modèle CMIP5 (rouge). Les contours de couleurs représentent les iso-contours de précipitation $6\text{mm}\cdot\text{j}^{-1}$ pour CMAP (jaune) et la moyenne multi-modèle CMIP5 (rouge)

Le biais des nuages aux moyennes latitudes sur la double ITCZ dans les modèles de climat n'a pas été clairement démontré.

Le biais chaud de SST dans le Pacifique Sud-Est, qui est fréquent dans les GCMs [Zheng *et al.*, 2011], est aussi considéré comme une autre source de la double ITCZ [Dai *et al.*, 2003, 2005; Ma *et al.*, 1996; Yu & Mechoso, 1999]. Le mécanisme supposé est que le biais chaud est associé à une sous-estimation de la quantité de stratocumulus, ce qui entraîne une augmentation du flux de chaleur nette dans l'océan. En augmentant artificiellement la quantité de stratocumulus [Ma *et al.*, 1996; Yu & Mechoso, 1999] ou en améliorant la simulation des nuages bas [Dai *et al.*, 2003, 2005], on constate une diminution du biais chaud dans le Pacifique Sud-Est et de la double ITCZ. En revanche, la langue d'eau froide équatoriale est plus forte et s'étend plus à l'ouest, entraînant une sous-estimation des précipitations dans le Pacifique équatorial Ouest. Zheng *et al.* [2011] ont examiné 19 modèles CMIP3 et ils ont constaté que la plupart des modèles avaient en réalité des biais négatifs de flux thermique nets dans le Pacifique Sud-Est, il est donc fort probable qu'on ne puisse pas expliquer ce biais chaud de SST dans l'Est par une sous-estimation de la quantité de stratocumulus. Par conséquent, la résolution de la sous-estimation des stratocumulus ne concerne qu'une partie de l'effet du biais chaud de SST dans le Pacifique Sud-Est sur la double ITCZ.

Enfin, une étude récente [Oueslati & Bellon, 2015] a mis en place un cadre de travail, avec le développement de métriques, qui permettent d'évaluer l'importance de chaque processus dans l'apparition du biais de la double ITCZ dans les modèles de climat. L'application à 17 modèles CMIP5 d'une régression linéaire simple entre chacune de ces métriques et le "Southern ITCZ" [SI; Bellucci *et al.*, 2010] index montre que le biais de la double ITCZ est dû en priorité à des processus thermodynamiques qui sont pilotés par les anomalies positives de SST dans le Pacifique Sud-Est. En outre les auteurs montrent aussi, à partir des simulations AMIP, que les rétroactions entre les précipitations et la dynamique grande échelle jouent un

rôle important dans le problème de la double ITCZ. De ce constat les auteurs ont réalisé dans les modèles CMIP5 une régression linéaire multiple, combinant plusieurs métriques, et révèlent que la prise en compte de ces relations entre précipitations et dynamique grande échelle permet de mieux décrire la double ITCZ.

Les cyclones tropicaux

Les GCMs permettent de prévoir l'évolution du climat mondial, mais présentent une faible résolution (entre 100 et 200 km). Ces résolutions grossières entravent la bonne représentation des caractéristiques des CT [Camargo, 2013]. La fréquence des CT est trop faible, la zone de formation des CTs n'est pas toujours située au bon endroit, et l'intensité des cyclones est largement sous-estimée, en comparaison des observations [Camargo, 2013].

Les méthodes de projection du CC

Il existe différentes méthodes pour réduire les biais inhérents aux GCMs (e.g. double ITCZ, langue d'eau froide) et augmenter la résolution des simulations. La plus commune et celle utilisée dans cette thèse est la descente d'échelle dynamique. Elle consiste à simuler des périodes définies plus courtes que celles simulées lors des exercices CMIP, avec des modèles atmosphériques globaux ou régionaux à plus haute résolution (inférieure à 50km). Il est possible de forcer ces modèles avec des champs issus directement des modèles CMIP, mais les biais présents dans ces derniers limitent notre confiance dans les projections faites avec ces frontières [e.g. McClean *et al.*, 2011; Small *et al.*, 2014]. "L'approche du pseudo réchauffement climatique" ("The pseudo global warming", en anglais) est la méthode communément utilisée pour pallier ce problème. Elle consiste à utiliser des frontières issues de données météorologiques (e.g. données satellitaires, ré-analyses) et d'y ajouter une anomalie dite de changement climatique, extraite des modèles de circulation générale, afin de projeter les changements climatiques [Knutson *et al.*, 2008]. Ce genre de méthode augmente la robustesse des résultats, mais des études récentes ont montré à partir d'analyses statistiques qu'il existait également des biais importants dans les anomalies qui sont appliquées aux frontières pour le Pacifique tropical [e.g. Huang & Ying, 2015; Li *et al.*, 2016].

Nous avons donc mis en place une stratégie de modélisation innovante, qui permet de corriger ces biais à partir d'une méthode dite des "contraintes émergentes". Cette méthode permet à l'origine de réduire les incertitudes des projections climatiques à partir de relations empiriques reliant la réponse climatique d'un modèle à des paramètres observables. L'idée ici a été d'utiliser les projections climatiques des modèles CMIP5 corrigées par la méthode des contraintes émergentes décrite dans Li *et al.* [2016], et d'utiliser ces projections dans le cadre de la méthode du "pseudo global warming". La combinaison de ces deux méthodes permet de réduire fortement les incertitudes autour des projections climatiques dans le Pacifique Sud.

1.4 Plan de la thèse

Cette thèse propose d'apporter des éléments de réponse quant à l'évolution de quelques caractéristiques climatiques dans le Pacifique Sud pour la fin du 21^{ème} siècle à différentes échelles spatiales. Trois échelles spatiales ont été considérées : (1) le pacifique, (2) le pacifique sud-ouest, (3) la Nouvelle-Calédonie.

Pour cela nous avons principalement utilisé une méthode de descente d'échelle dynamique à travers des simulations atmosphériques régionales avec le modèle "Weather Research and Forecast" (WRF).

Dans le chapitre 3 nous nous sommes intéressés au devenir de la SPCZ qui reste l'une des plus grosses incertitudes concernant les projections climatiques dans le Pacifique. Il me semble important de mentionner ici, puisque cela a fait partie intégrante de ma thèse, qu'un premier article soumis et "accepté" (minor revisions) à Climate Dynamics a dû être retiré en Septembre 2017 suite à la découverte d'une erreur dans les simulations futures. Cela a remis en cause l'intégralité des résultats soumis, et même au-delà puisque cette erreur était également présente dans les simulations à haute résolution sur lesquelles j'analysais la cyclogenèse du Pacifique Sud. L'ensemble des simulations a dû être refait et ré-analysé, ce qui explique un retard de 8 mois dans mon planning de thèse. Un nouvel article sur la SPCZ a été soumis en Mai 2018 à Climate Dynamics. Cet article est aujourd'hui en révisions mineures. Cette première étude a servi de socle méthodologique pour la suite de la thèse mais a aussi apporté un certain nombre de résultats nouveaux. Nous avons mis en évidence à l'aide d'une méthode de correction de l'anomalie de SST (futur moins présent) que le Pacifique Sud-Ouest pourrait connaître une baisse significative des précipitations, en opposition avec ce que prédisent les modèles CMIP et/ou les autres études régionales.

Dans le chapitre 4 nous nous sommes intéressés à l'évolution de la cyclogenèse dans le Pacifique Sud. Cette étude est en révisions à Geophysical Research Letters, et met en avant la nécessité d'utiliser des méthodes de correction de l'anomalie de SST (futur moins présent) pour estimer l'évolution de l'activité cyclonique dans le Pacifique Sud. En effet les changements simulés dans la SPCZ pourraient produire une diminution drastique du nombre de cyclones dans ce bassin.

Finalement dans le chapitre 5 nous avons effectué des simulations à très haute résolution (~ 4km) sur la NC à partir des simulations à haute résolution (~ 20km) sur le Pacifique Sud-Ouest. Ces simulations nous ont permis d'évaluer les modifications climatiques en NC, en termes de valeurs moyennes mais aussi d'extrêmes. Nous montrons une diminution significative des précipitations en NC, notamment dans sa partie Sud, ainsi qu'une intensification des vagues de chaleur. Ce travail est pour le moment descriptif, et il est envisagé de le poursuivre afin de pouvoir le valoriser au travers d'un article scientifique.

Dans le chapitre 6 "Conclusion et Perspectives" je commencerai par résumer les principaux résultats avant de présenter les perspectives de ce travail de thèse. Dans cette dernière partie je présenterai en particulier un travail qui a porté sur l'impact du changement climatique sur les fourmis invasives. Comme dit en introduction le changement climatique impacte également les écosystèmes terrestres et marins. L'une des principales préoccupations concerne les espèces invasives [e.g. [Bellard *et al.*, 2013](#); [Hellmann *et al.*, 2008](#)]. L'Union Internationale pour la Conservation de la Nature (UICN) a publié en 2007 une liste des 100 espèces les plus invasives au monde. On y retrouve quatre espèces de fourmis. En collaboration avec les équipes Nouméennes de l'Institut Méditerranéen de Biodiversité et d'Ecologie marine et continentale (IMBE) et de l'Espace-Dev nous avons mené une étude pour évaluer l'impact du changement climatique sur la distribution spatiale d'une vingtaine d'espèces invasives de fourmis. Dans le même temps nous nous sommes servis de notre travail de régionalisation du climat dans le Pacifique pour mesurer la sensibilité de cette réponse (= la distribution spatiale d'espèces invasives de fourmis) aux biais des modèles CMIP5. Cette étude n'est pas finalisée, c'est pourquoi je la présenterai uniquement dans cette partie "perspectives".

En annexe j'ai intégré trois travaux auxquels j'ai participé. Le premier, analyse les conditions océaniques et atmosphériques déclenchant des événements dystrophiques (= mortalité massive des organismes ma-

rins par anoxie) dans les atolls de Polynésie, puis nous projetons ces conditions afin d'estimer l'évolution de ce risque dans le futur. Le second travail traite de l'impact du changement climatique sur la distribution spatiale des baleines à Bosses du Pacifique. Enfin la dernière étude est extérieure à la thématique de cette thèse, et discute dans une étude de modélisation de la répartition spatiale (à l'échelle du Pacifique) et temporelle (l'échelle annuelle) des *Trichodesmium*, une espèce de phytoplancton diazotrophe (= fixateur de N₂ atmosphérique dissout dans l'océan).

1.5 Références

- Alexander, L. V., Zhang, X., Peterson, T. C., Caesar, J., Gleason, B., Klein Tank, A. M. G., Haylock, M., Collins, D., Trewin, B., Rahimzadeh, F., Tagipour, A., Rupa Kumar, K., Revadekar, J., Griffiths, G., Vincent, L., Stephenson, D. B., Burn, J., Aguilar, E., Brunet, M., Taylor, M., New, M., Zhai, P., Rusticucci, M., & Vazquez-Aguirre, J. L. 2006. Global observed changes in daily climate extremes of temperature and precipitation. *Journal of geophysical research*, **111**(D5). [13](#)
- Angström, Knut. 1900. Ueber die Bedeutung des Wasserdampfes und der Kohlensäure bei der Absorption der Erdatmosphäre. *Annalen der physik*, **308**(12), 720–732. [20](#)
- Araujo, M. B., & Rahbek, C. 2006. How Does Climate Change Affect Biodiversity? *Science*, **313**(5792), 1396–1397. [22](#)
- Arrhenius, Svante. 1896. On the Influence of Carbonic Acid in the Air upon the Temperature of the Ground. *Philosophical magazine and journal of science*, **41**, 237–276. [20](#)
- Bador, Margot. 2016. *Les changements d'extrêmes de température en Europe : records, canicules intenses et influence anthropique*. Océan, Atmosphère et Surfaces Continentales, Université de Toulouse, Université Toulouse III-Paul Sabatier, Toulouse. [26](#)
- Barnett, T. P. 2005. Penetration of Human-Induced Warming into the World's Oceans. *Science*, **309**(5732), 284–287. [22](#)
- Bellard, Celine, Thuiller, Wilfried, Leroy, Boris, Genovesi, Piero, Bakkenes, Michel, & Courchamp, Franck. 2013. Will climate change promote future invasions? *Global change biology*, **19**(12), 3740–3748. [32](#)
- Bellucci, A., Gualdi, S., & Navarra, A. 2010. The Double-ITCZ Syndrome in Coupled General Circulation Models : The Role of Large-Scale Vertical Circulation Regimes. *Journal of climate*, **23**(5), 1127–1145. [29](#), [30](#)
- Bergeron, T. 1930. Richtlinien einer dynamischen Klimatologie. *Meteorologische zeitschrift*, **47**, 246–262. [13](#)
- Berner, Robert A., Lasaga, Antonio C., & Garells, Robert M. 1983. THE CARBONATE-SILICATE GEOCHEMICAL CYCLE AND ITS EFFECT ON ATMOSPHERIC CARBON DIOXIDE OVER THE PAST 100 MILLION YEAR. *American journal of science*, **283**, 641–683. [21](#)
- Berner, Werner, Oeschger, Hans, & Stauffer, Bernhard. 1980. Information on the CO₂ Cycle from Ice Core Studies. *Radiocarbon*, **22**(02), 227–235. [21](#)
- Beucher, Florent. 2010. *Météorologie Tropicale : des alizés au cyclone*. Cours et manuels, nos. 19–20. Météo-France, Ecole Nationale de la Météorologie. [viii](#), [19](#)

- Bjerknes, J. 1969. ATMOSPHERIC TELECONNECTIONS FROM THE EQUATORIAL PACIFIC¹. *Monthly weather review*, **97**(3), 163–172. [9](#), [10](#)
- Bolin, Bert, & Eriksson, Erik. 1959. Changes in the Carbon Dioxide Content of the Atmosphere and Sea Due to Fossil Fuel Combustion. *The atmosphere and the sea in motion*, 130–42. [20](#)
- Broecker, Wallace S., Thurber, David L., & Goddard, John. 1968. Milankovitch Hypothesis Supported by Precise Dating of Coral Reefs and Deep Sea Sediments. *Science*, **159**, 297–300. [21](#)
- Brown, Josephine R., Moise, Aurel F., & Delage, Francois P. 2012. Changes in the South Pacific Convergence Zone in IPCC AR4 future climate projections. *Climate dynamics*, **39**(1-2), 1–19. [18](#)
- Byers, H. R., Landsberg, H. E., Wexler, H., Haurwitz, B., Spilhaus, A. F., Willett, H. C., & Houghton, H. G. 1951. *Compendium of Meteorology*. Boston, MA : American Meteorological Society. [20](#)
- Callaghan, Jeff, & Power, Scott B. 2011. Variability and decline in the number of severe tropical cyclones making land-fall over eastern Australia since the late nineteenth century. *Climate dynamics*, **37**(3-4), 647–662. [19](#)
- Callendar, G. S. 1938. The artificial production of carbon dioxide and its influence on temperature. *Quarterly journal of the royal meteorological society*, **64**(275), 223–240. [20](#)
- Callendar, G. S. 1940. Variations of the amount of carbon dioxide in different air currents. *Quarterly journal of the royal meteorological society*, **66**(287), 395–400. [20](#)
- Camargo, Suzana J. 2013. Global and Regional Aspects of Tropical Cyclone Activity in the CMIP5 Models. *Journal of climate*, **26**(24), 9880–9902. [31](#)
- Dai, Fushan, Yu, Rucong, Zhang, Xuehong, Yu, Yongqiang, & Li, Jianglong. 2003. The impact of low-level cloud over the eastern subtropical Pacific on the “Double ITCZ” in LASG FGCM-0. *Advances in atmospheric sciences*, **20**(3), 461–474. [30](#)
- Dai, Fushan, Rucong, Yu, Xuehong, Zhang, Yongqiang, Yu, & Jianglong, Li. 2005. Impacts of an improved low-level cloud scheme on the eastern Pacific ITCZ-cold tongue complex. *Advances in atmospheric sciences*, **22**(4), 559–574. [30](#)
- Delmas, Robert J., Ascencio, Jean-Marc, & Legrand, Michel. 1980. Polar ice evidence that atmospheric CO₂ 20,000yr BP was 50% of present. *Nature*, **284**(13), 155–157. [21](#)
- Edwards, Paul N. 2011. History of climate modeling. *Wiley interdisciplinary reviews : Climate change*, **2**(1), 128–139. [viii](#), [23](#)
- Emanuel, Kerry. 2005. Increasing destructiveness of tropical cyclones over the past 30 years. *Nature*, **436**(7051), 686–688. [19](#)
- Evans, J. P., Bormann, K., Katzfey, J., Dean, S., & Arritt, R. 2016. Regional climate model projections of the South Pacific Convergence Zone. *Climate dynamics*, **47**(3-4), 817–829. [18](#)
- Field, Christopher B., Barros, Vicente, Stocker, Thomas F., & Dahe, Qin (eds). 2012. *Managing the Risks of Extreme Events and Disasters to Advance Climate Change Adaptation : Special Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Cambridge : Cambridge University Press. [26](#), [27](#)

- Gadgil, Sulochana, Joseph, P. V., & Joshi, N. V. 1984. Ocean–atmosphere coupling over monsoon regions. *Nature*, **312**(Nov.), 141. [7](#)
- Gastineau, Guillaume. 2008. *Les changements de la circulation atmosphérique tropicale et conséquences lors du changement climatique*. Ph.D. thesis, Université Paris 6. [vii](#), [7](#)
- Gill, A. E. 1980. Some simple solutions for heat-induced tropical circulation. *Quarterly journal of the royal meteorological society*, **106**(449), 447–462. [vii](#), [7](#), [8](#)
- Gouriou, Yves, & Delcroix, Thierry. 2002. Seasonal and ENSO variations of sea surface salinity and temperature in the South Pacific Convergence Zone during 1976-2000 : sea surface salinity and temperature in the SPCZ. *Journal of geophysical research : Oceans*, **107**(C12), SRF 12–1–SRF 12–14. [13](#)
- Graham, N. E., & Barnett, T. P. 1987. Sea Surface Temperature, Surface Wind Divergence, and Convection over Tropical Oceans. *Science*, **238**(4827), 657–659. [7](#)
- Gray, William M., Gray, William M., & Storms. 1967. *2. Global Climatology of Storm Development. Location and Frequency of Initially Observed Disturbances*. [17](#)
- Hansen, J. 2005. Earth’s Energy Imbalance : Confirmation and Implications. *Science*, **308**(5727), 1431–1435. [22](#)
- Hansen, J., Johnson, D., Lacis, A., Lebedeff, S., Lee, P., Rind, D., & Russell, G. 1981. Climate Impact of Increasing Atmospheric Carbon Dioxide. *Science*, **213**(4511), 957–966. [21](#)
- Hartmann, D.L., Klein Tank, A.M.G., Rusticucci, M., Alexander, L.V., Brönnimann, S, Charabi, Y., Dentener, F.J., Dlugokencky, E.J, Easterling, D.R, Kaplan, A., Soden, B.J, Thorne, P.W, Wild, M., & Zhai, P.M. 2013. Observations :Atmosphere and Surface. In : Climate Change 2013 : The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. *Pages 159–254 of : Climate Change 2013 : The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA : Cambridge University Press. :atmosphere2013
- Haunschild, Robin, Bornmann, Lutz, & Marx, Werner. 2016. Climate Change Research in View of Bibliometrics. *Plos one*, **11**(7), e0160393. [vii](#), [2](#)
- Heller, Nicole E., & Zavaleta, Erika S. 2009. Biodiversity management in the face of climate change : A review of 22 years of recommendations. *Biological conservation*, **142**(1), 14–32. [22](#)
- Hellmann, Jessica J., Byers, James E., Bierwagen, Britta G., & Dukes, Jeffrey S. 2008. Five Potential Consequences of Climate Change for Invasive Species. *Conservation biology*, **22**(3), 534–543. [32](#)
- Huang, Ping, & Ying, Jun. 2015. A Multimodel Ensemble Pattern Regression Method to Correct the Tropical Pacific SST Change Patterns under Global Warming. *Journal of climate*, **28**(12), 4706–4723. [31](#)
- Hubert, Lester F. 1961. A subtropical convergence line of the South Pacific : A case study using meteorological satellite data. *Journal of geophysical research*, **66**(3), 797–812. [13](#)
- Hwang, Y.-T., & Frierson, D. M. W. 2013. Link between the double-Intertropical Convergence Zone problem and cloud biases over the Southern Ocean. *Proceedings of the national academy of sciences*, **110**(13), 4935–4940. [29](#)

- Jin, Fei-Fei. 1997. An Equatorial Ocean Recharge Paradigm for ENSO. Part II : A Stripped-Down Coupled Model. *Journal of the atmospheric sciences*, **54**(7), 830–847. [11](#)
- Kang, Sarah M., Held, Isaac M., Frierson, Dargan M. W., & Zhao, Ming. 2008. The Response of the ITCZ to Extratropical Thermal Forcing : Idealized Slab-Ocean Experiments with a GCM. *Journal of climate*, **21**(14), 3521–3532. [29](#)
- Kang, Sarah M., Frierson, Dargan M. W., & Held, Isaac M. 2009. The Tropical Response to Extratropical Thermal Forcing in an Idealized GCM : The Importance of Radiative Feedbacks and Convective Parameterization. *Journal of the atmospheric sciences*, **66**(9), 2812–2827. [29](#)
- Kasting, J., & Ackerman, T. 1986. Climatic consequences of very high carbon dioxide levels in the earth's early atmosphere. *Science*, **234**(4782), 1383–1385. [21](#)
- Kay, Jennifer E., Wall, Casey, Yettella, Vineel, Medeiros, Brian, Hannay, Cecile, Caldwell, Peter, & Bitz, Cecilia. 2016. Global Climate Impacts of Fixing the Southern Ocean Shortwave Radiation Bias in the Community Earth System Model (CESM). *Journal of climate*, **29**(12), 4617–4636. [29](#)
- Keeling, Charles D. 1960. The Concentration and Isotopic Abundances of Carbon Dioxide in the Atmosphere. *Tellus*, **12**(2), 200–203. [20](#)
- Kiladis, George N., & Diaz, Henry F. 1989. Global Climatic Anomalies Associated with Extremes in the Southern Oscillation. *Journal of climate*, **2**(9), 1069–1090. [13](#), [14](#), [15](#)
- Kiladis, George N., & Weickmann, Klaus M. 1992. Circulation Anomalies Associated with Tropical Convection during Northern Winter. *Monthly weather review*, **120**(9), 1900–1923. [13](#), [14](#), [15](#)
- Kim, Hyeong-Seog, Vecchi, Gabriel A., Knutson, Thomas R., Anderson, Whit G., Delworth, Thomas L., Rosati, Anthony, Zeng, Fanrong, & Zhao, Ming. 2014. Tropical Cyclone Simulation and Response to CO₂ Doubling in the GFDL CM2.5 High-Resolution Coupled Climate Model. *Journal of climate*, **27**(21), 8034–8054. [29](#)
- Knutson, Thomas R., Sirutis, Joseph J., Garner, Stephen T., Vecchi, Gabriel A., & Held, Isaac M. 2008. Simulated reduction in Atlantic hurricane frequency under twenty-first-century warming conditions. *Nature geoscience*, **1**(6), 359–364. [31](#)
- Knutson, Thomas R., Sirutis, Joseph J., Zhao, Ming, Tuleya, Robert E., Bender, Morris, Vecchi, Gabriel A., Villarini, Gabriele, & Chavas, Daniel. 2015. Global Projections of Intense Tropical Cyclone Activity for the Late Twenty-First Century from Dynamical Downscaling of CMIP5/RCP4.5 Scenarios. *Journal of climate*, **28**(18), 7203–7224. [28](#)
- Kuleshov, Y., Fawcett, R., Qi, L., Trewin, B., Jones, D., McBride, J., & Ramsay, H. 2010. Trends in tropical cyclones in the South Indian Ocean and the South Pacific Ocean. *Journal of geophysical research*, **115**(D1). [19](#)
- Landsberg, Helmut E. 1970. Man-Made Climatic Changes. *Science*, **170**(3964), 1265–74. [20](#)
- Lengaigne, Matthieu, Boulanger, Jean-Philippe, Menkes, Christophe, Masson, Sebastien, Madec, Gurvan, & Delecluse, Pascale. 2002. Ocean response to the March 1997 Westerly Wind Event : OCEAN REPOSE TO MARCH 1997 WWE. *Journal of geophysical research : Oceans*, **107**(C12), SRF 16–1–SRF 16–20. [11](#)

- Li, Gen, & Xie, Shang-Ping. 2014. Tropical Biases in CMIP5 Multimodel Ensemble : The Excessive Equatorial Pacific Cold Tongue and Double ITCZ Problems*. *Journal of climate*, **27**(4), 1765–1780. [29](#)
- Li, Gen, Xie, Shang-Ping, Du, Yan, & Luo, Yiyong. 2016. Effects of excessive equatorial cold tongue bias on the projections of tropical Pacific climate change. Part I : the warming pattern in CMIP5 multi-model ensemble. *Climate dynamics*, **47**(12), 3817–3831. [31](#)
- Lin, Jia-Lin. 2007. The Double-ITCZ Problem in IPCC AR4 Coupled GCMs : Ocean–Atmosphere Feedback Analysis. *Journal of climate*, **20**(18), 4497–4525. [29](#)
- Lorius, C., Jouzel, J., Ritz, C., Mervilat, L., Barkov, N. I., Korotkevitch, Y. S., & Kotlyakov, V. M. 1985. A 150,000-year climatic record from Antarctic ice. *Nature*, **316**(15), 591–596. [21](#)
- Ma, Chung-Chun, Mechoso, Carlos R., Robertson, Andrew W., & Arakawa, Akio. 1996. Peruvian Stratus Clouds and the Tropical Pacific Circulation : A Coupled Ocean-Atmosphere GCM Study. *Journal of climate*, **9**(7), 1635–1645. [30](#)
- Manabe, Syukuro, & Bryan, Kirk. 1969. Climate Calculations with a Combined Ocean-Atmosphere Model. *Journal of the atmospheric sciences*, **26**, 786–89. [20](#)
- Manabe, Syukuro, & Wetherald, Richard T. 1967. Thermal Equilibrium of the Atmosphere with a Given Distribution of Relative Humidity. *J. atmospheric sciences*, **24**(3), 241–59. [20](#)
- Manabe, syukuro, & Wetherald, Richard T. 1975. The effects of Doubling the CO2 Concentration on the Climate of a General Circulation Model. *Journal of the atmospheric sciences*, **32**(1), 3–15. [20](#)
- Matthews, Adrian J. 2012. A multiscale framework for the origin and variability of the South Pacific Convergence Zone. *Quarterly journal of the royal meteorological society*, **138**(666), 1165–1178. [14](#)
- McClellan, Julie L., Bader, David C., Bryan, Frank O., Maltrud, Mathew E., Dennis, John M., Mirin, Arthur A., Jones, Philip W., Kim, Yoo Yin, Ivanova, Detelina P., Vertenstein, Mariana, Boyle, James S., Jacob, Robert L., Norton, Nancy, Craig, Anthony, & Worley, Patrick H. 2011. A prototype two-decade fully-coupled fine-resolution CCSM simulation. *Ocean modelling*, **39**(1-2), 10–30. [31](#)
- Mechoso, C.R., Robertson, A.W., Barth, N., Davey, M.K., Delecluse, P., Gent, P.R., Ineson, S., Kirtman, B., Latif, M., Treut, H. Le, Nagai, T., Neelin, J.D., Philander, S.G.H., Polcher, J., Schopf, P.S., Stockdale, T., Suarez, M.J., Terray, L., Thual, O., & Tribbia, J.J. 1995. The Seasonal Cycle over the Tropical Pacific in Coupled Ocean–Atmosphere General Circulation Models. *Monthly weather review*, **123**(9), 2825–2838. [29](#)
- Murakami, Hiroyuki, Mizuta, Ryo, & Shindo, Eiki. 2012a. Future changes in tropical cyclone activity projected by multi-physics and multi-SST ensemble experiments using the 60-km-mesh MRI-AGCM. *Climate dynamics*, **39**(9-10), 2569–2584. [28](#)
- Murakami, Hiroyuki, Wang, Yuqing, Yoshimura, Hiromasa, Mizuta, Ryo, Sugi, Masato, Shindo, Eiki, Adachi, Yukimasa, Yukimoto, Seiji, Hosaka, Masahiro, Kusunoki, Shoji, Ose, Tomoaki, & Kitoh, Akio. 2012b. Future Changes in Tropical Cyclone Activity Projected by the New High-Resolution MRI-AGCM*. *Journal of climate*, **25**(9), 3237–3260. [28](#)
- Murakami, Hiroyuki, Vecchi, Gabriel A., Underwood, Seth, Delworth, Thomas L., Wittenberg, Andrew T., Anderson, Whit G., Chen, Jan-Huey, Gudgel, Richard G., Harris, Lucas M., Lin, Shian-Jiann, & Zeng, Fanrong.

2015. Simulation and Prediction of Category 4 and 5 Hurricanes in the High-Resolution GFDL HiFLOR Coupled Climate Model*. *Journal of climate*, **28**(23), 9058–9079. [28](#)
- Murphy, Bradley F., Ye, Hua, & Delage, François. 2015. Impacts of variations in the strength and structure of El Niño events on Pacific rainfall in CMIP5 models. *Climate dynamics*, **44**(11-12), 3171–3186. [13](#)
- Oueslati, Boutheina, & Bellon, Gilles. 2015. The double ITCZ bias in CMIP5 models : interaction between SST, large-scale circulation and precipitation. *Climate dynamics*, **44**(3-4), 585–607. [29](#), [30](#)
- Peterson, Thomas C., Connolley, William M., & Fleck, John. 2008. THE MYTH OF THE 1970s GLOBAL COOLING SCIENTIFIC CONSENSUS. *Bulletin of the american meteorological society*, **89**(9), 1325–1338. [20](#)
- Petit, J R, Jouzel, J, Raynaud, D, Barkov, N I, Delaygue, G, Delmotte, M, Kotlyakov, VM, Legrand, M, Lipenkov, V Y, Lorius, C, & Saltzman, E. 1999. Climate and atmospheric history of the past 420,000 years from the Vostok ice core, Antarctica. **399**, 8. [21](#)
- Picaut, J. 1997. An Advective-Reflective Conceptual Model for the Oscillatory Nature of the ENSO. *Science*, **277**(5326), 663–666. [11](#)
- Plass, G. N. 1956a. The influence of the 15 carbon-dioxide band on the atmospheric infra-red cooling rate. *Quarterly journal of the royal meteorological society*, **82**(353), 310–324. [20](#)
- Plass, Gilbert N. 1956b. CARBON DIOXIDE AND THE CLIMATE. *American scientist*, **44**(3), 302–316. [20](#)
- Puy, Martin. 2016. *L'influence des coups de vent d'ouest dans le Pacifique équatorial sur El Niño : origines atmosphériques et impacts océaniques*. Ph.D. thesis, Université Pierre et Marie Curie. [vii](#), [10](#), [11](#), [12](#)
- Revelle, Roger, & Suess, Hans E. 1957. Carbon Dioxide Exchange Between Atmosphere and Ocean and the Question of an Increase of Atmospheric CO₂ during the Past Decades. *Tellus*, **9**(1), 18–27. [20](#)
- Shakun, Jeremy D., Clark, Peter U., He, Feng, Marcott, Shaun A., Mix, Alan C., Liu, Zhengyu, Otto-Bliesner, Bette, Schmittner, Andreas, & Bard, Edouard. 2012. Global warming preceded by increasing carbon dioxide concentrations during the last deglaciation. *Nature*, **484**(7392), 49–54. [22](#)
- Small, R. Justin, Bacmeister, Julio, Bailey, David, Baker, Allison, Bishop, Stuart, Bryan, Frank, Caron, Julie, Dennis, John, Gent, Peter, Hsu, Hsiao-ming, Jochum, Markus, Lawrence, David, Muñoz, Ernesto, diNezio, Pedro, Scheitlin, Tim, Tomas, Robert, Tribbia, Joseph, Tseng, Yu-heng, & Vertenstein, Mariana. 2014. A new synoptic scale resolving global climate simulation using the Community Earth System Model. *Journal of advances in modeling earth systems*, **6**(4), 1065–1094. [31](#)
- Song, Xiaoliang, & Zhang, Guang Jun. 2009. Convection Parameterization, Tropical Pacific Double ITCZ, and Upper-Ocean Biases in the NCAR CCSM3. Part I : Climatology and Atmospheric Feedback. *Journal of climate*, **22**(16), 4299–4315. [29](#)
- Stocker, Thomas, Alexander, Lisa, Allen, Myles, Independent Police Complaints Commission, IPCC, & Working Group Science. 2014. *Climate change 2013 the physical science basis; Working Group I contribution to the fifth assessment report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Geneva : WMO, IPCC. OCLC : 931431694. [viii](#), [ix](#), [25](#), [26](#)
- Streten, Neil A. 1973. Some Characteristics of Satellite-Observed Bands Of Persistent Cloudiness Over the Southern Hemisphere. *Monthly weather review*, **101**(6), 486–495. [14](#)

- Suarez, Max J., & Schopf, Paul S. 1988. A Delayed Action Oscillator for ENSO. *Journal of the atmospheric sciences*, **45**(21), 3283–3287. [11](#)
- Suess, Hans E. 1955. Radiocarbon Concentration in Modern Wood. *Science, new series*, **122**(3166), 415–417. [20](#)
- Sugi, Masato, Murakami, Hiroyuki, & Yoshida, Kohei. 2017. Projection of future changes in the frequency of intense tropical cyclones. *Climate dynamics*, **49**(1-2), 619–632. [28](#), [29](#)
- Takahashi, Ken, & Battisti, David S. 2007. Processes Controlling the Mean Tropical Pacific Precipitation Pattern. Part II : The SPCZ and the Southeast Pacific Dry Zone. *Journal of climate*, **20**(23), 5696–5706. [14](#), [15](#)
- Thomas, Chris D., Cameron, Alison, Green, Rhys E., Bakkenes, Michel, Beaumont, Linda J., Collingham, Yvonne C., Erasmus, Barend F. N., de Siqueira, Marinez Ferreira, Grainger, Alan, Hannah, Lee, Hughes, Lesley, Huntley, Brian, van Jaarsveld, Albert S., Midgley, Guy F., Miles, Lera, Ortega-Huerta, Miguel A., Townsend Peterson, A., Phillips, Oliver L., & Williams, Stephen E. 2004. Extinction risk from climate change. *Nature*, **427**(6970), 145–148. [22](#)
- Thuiller, Wilfried. 2007. Climate change and the ecologist : Biodiversity. *Nature*, **448**(7153), 550–552. [22](#)
- Trenberth, Kevin E., & Caron, Julie. 2001. Estimates of Meridional Atmosphere and Ocean Heat Transports. *Journal of climate*, **14**, 11. [4](#)
- Tyndall, John. 1861. XXIII. *On the absorption and radiation of heat by gases and vapours, and on the physical connexion of radiation, absorption, and conduction.—The bakerian lecture. The london, edinburgh, and dublin philosophical magazine and journal of science*, **22**(146), 169–194. [19](#)
- van der Wiel, Karin, Matthews, Adrian J., Joshi, Manoj M., & Stevens, David P. 2016. Why the South Pacific Convergence Zone is diagonal. *Climate dynamics*, **46**(5-6), 1683–1698. [14](#), [15](#)
- Vincent, Dayton G. 1982. Circulation Features Over the South Pacific During 10–18 January 1979. *Monthly weather review*, **110**(8), 981–993. [13](#)
- Vincent, Dayton G. 1994. The South Pacific Convergence Zone (SPCZ) : A Review. *Monthly weather review*, **122**(9), 1949–1970. [15](#)
- Vincent, Emmanuel M., Lengaigne, Matthieu, Menkes, Christophe E., Jourdain, Nicolas C., Marchesiello, Patrick, & Madec, Gurvan. 2011. Interannual variability of the South Pacific Convergence Zone and implications for tropical cyclone genesis. *Climate dynamics*, **36**(9-10), 1881–1896. [13](#), [18](#)
- Von Storch, Hans, Loon, Harry Van, & Kiladis, George N. 1988. The Southern Oscillation. Part VIII : Model Sensitivity to SST Anomalies in the Tropical and Subtropical Regions of the South Pacific Convergence Zone. *Journal of climate*, **1**(3), 325–331. [13](#)
- Walker, Gilbert. 1928. World weather. *Quarterly journal of the royal meteorological society*, **54**(226), 79–87. [9](#)
- Walsh, Kevin. 2015. Fine resolution simulations of the effect of climate change on tropical cyclones in the South Pacific. *Climate dynamics*, **45**(9-10), 2619–2631. [28](#)

- Walsh, Kevin J.E., McBride, John L., Klotzbach, Philip J., Balachandran, Sethurathinam, Camargo, Suzana J., Holland, Greg, Knutson, Thomas R., Kossin, James P., Lee, Tsz-cheung, Sobel, Adam, & Sugi, Masato. 2016. Tropical cyclones and climate change : Tropical cyclones and climate change. *Wiley interdisciplinary reviews : Climate change*, **7**(1), 65–89. [29](#)
- Webster, P. J., Holland, G. J., Curry, J. A., & Chang, H.-R. 2005. Changes in Tropical Cyclone Number, Duration, and Intensity in a Warming Environment. *Science*, **309**(5742), 1844–1846. [19](#)
- Webster, Peter J., & Chang, Hai-Ru. 1998. Atmospheric wave propagation in heterogeneous flow : basic flow controls on tropical—extratropical interaction and equatorial wave modification. *Dynamics of atmospheres and oceans*, **27**(1-4), 91–134. [14](#)
- Widlansky, Matthew J., Webster, Peter J., & Hoyos, Carlos D. 2011. On the location and orientation of the South Pacific Convergence Zone. *Climate dynamics*, **36**(3-4), 561–578. [14](#)
- Widlansky, Matthew J., Timmermann, Axel, Stein, Karl, McGregor, Shayne, Schneider, Niklas, England, Matthew H., Lengaigne, Matthieu, & Cai, Wenju. 2013. Changes in South Pacific rainfall bands in a warming climate. *Nature climate change*, **3**(4), 417–423. [18](#)
- Yamada, Yohei, Satoh, Masaki, Sugi, Masato, Kodama, Chihiro, Noda, Akira T., Nakano, Masuo, & Nasuno, Tomoe. 2017. Response of Tropical Cyclone Activity and Structure to Global Warming in a High-Resolution Global Nonhydrostatic Model. *Journal of climate*, **30**(23), 9703–9724. [28](#)
- Yoshida, Kohei, Sugi, Masato, Mizuta, Ryo, Murakami, Hiroyuki, & Ishii, Masayoshi. 2017. Future Changes in Tropical Cyclone Activity in High-Resolution Large-Ensemble Simulations : Future TC in Large-Ensemble Simulations. *Geophysical research letters*, **44**(19), 9910–9917. [28](#), [29](#)
- Yu, Jin-Yi, & Mechoso, Carlos R. 1999. Links between Annual Variations of Peruvian Stratocumulus Clouds and of SST in the Eastern Equatorial Pacific. *Journal of climate*, **12**(11), 3305–3318. [29](#), [30](#)
- Zhang, Chunxi, & Wang, Yuqing. 2017. Projected Future Changes of Tropical Cyclone Activity over the Western North and South Pacific in a 20-km-Mesh Regional Climate Model. *Journal of climate*, **30**(15), 5923–5941. [28](#)
- Zhang, G.J., & McFarlane, Norman A. 1995. Sensitivity of climate simulations to the parameterization of cumulus convection in the Canadian climate centre general circulation model. *Atmosphere-ocean*, **33**(3), 407–446. [29](#)
- Zhang, Guang J., & Song, Xiaoliang. 2010. Convection Parameterization, Tropical Pacific Double ITCZ, and Upper-Ocean Biases in the NCAR CCSM3. Part II : Coupled Feedback and the Role of Ocean Heat Transport. *Journal of climate*, **23**(3), 800–812. [29](#)
- Zhang, Guang J., & Wang, Houjun. 2006. Toward mitigating the double ITCZ problem in NCAR CCSM3. *Geophysical research letters*, **33**(6). [29](#)
- Zheng, Yangxing, Shinoda, Toshiaki, Lin, Jia-Lin, & Kiladis, George N. 2011. Sea Surface Temperature Biases under the Stratus Cloud Deck in the Southeast Pacific Ocean in 19 IPCC AR4 Coupled General Circulation Models. *Journal of climate*, **24**(15), 4139–4164. [30](#)

Chapitre 2

Méthodes

Sommaire

2.1 Le modèle WRF	42
2.1.1 Généralités	42
2.1.2 Stratégie de modélisation	42
2.1.3 Description des configurations	44
2.2 Méthode de correction des biais du $\Delta\text{SST}_{\text{GW}}$	45
2.3 Méthode de détection des cyclones tropicaux	48
2.4 Le package Climpact2 et les indices d'extrêmes	49
2.4.1 Fonctionnement général de Climpact2	49
2.4.2 Les indices d'extrêmes ET-SCI calculés par ClimpACT2	49
2.4.3 Les indices de vagues de chaleurs	50
2.4.4 Les indices de sécheresse	51
2.4.5 Indices supplémentaires	52
2.5 Références	53

Comme nous l'avons vu en introduction les deux principaux obstacles pour atteindre nos objectifs, sont la mauvaise représentation de la SPCZ dans les modèles CMIP5 et la résolution grossière de ces derniers. Pour résoudre ces problèmes nous avons mis en place une stratégie de modélisation qui est détaillée dans la suite. Dans ce chapitre nous décrirons également la méthode de détection des cyclones tropicaux qui nous a permis de réaliser les statistiques nécessaires à l'évaluation des caractéristiques de l'activité cyclonique du Pacifique Sud. Pour finir nous détaillerons quelques indices d'extrêmes qui ont été calculés avec la package Climpact2.

2.1 Le modèle WRF

2.1.1 Généralités

Le modèle atmosphérique régional "Weather Research and Forecast" (WRF) a été choisi pour réaliser ce travail. C'est un modèle communautaire développé à l'origine par une collaboration entre diverses agences nord-américaines, et qui est à l'heure actuelle maintenu par le "National Center for Atmospheric Research" (NCAR). WRF est un modèle atmosphérique 3D qui résout les équations d'Euler non-hydrostatiques pour les fluides compressibles. Nous utilisons ici le solveur dynamique "Advanced Research WRF" (ARW) [Skamarock & Klemp, 2008] qui a été spécialement conçu avec des schémas numériques d'ordre élevé afin de renforcer la résolution de la dynamique méso-échelle. Nous utilisons ici la version 3.6.1 pour la simulation de la SPCZ et de la cyclogenèse du Pacifique Sud, et la version 3.9.1 pour les simulations à très hautes résolutions autour de la Nouvelle-Calédonie. Nous avons changé de version suite à des problèmes rencontrés lors des simulations à très hautes résolutions. Ces problèmes ont pu être résolus par ce changement de version. Les réelles raisons de ces problèmes restent encore aujourd'hui incomprises.

Notre choix s'est porté sur le modèle WRF pour de multiples de raisons. Tout d'abord l'équipe (LOCEAN/LEGOS/IRD Nouméa) que j'ai rejointe pour réaliser ce travail de thèse a développé depuis de nombreuses années les compétences nécessaires à son utilisation, et ce travail se situe donc dans la continuité des nombreux travaux réalisés précédemment [Jourdain *et al.*, 2011; Jullien *et al.*, 2012; Jullien, 2013; Jullien *et al.*, 2014; Lefèvre *et al.*, 2010, 2016]. Ce modèle offre également la possibilité d'un choix varié de paramétrisations physiques qui permettent tout un ensemble de test de sensibilité. Enfin ce modèle permet de multiples applications météorologiques à de multiples échelles allant de quelques centaines de mètres à plusieurs milliers de kilomètres. C'est donc pour nous un outil idéal afin de comprendre la dynamique climatique allant de l'échelle d'un bassin à celle de la Nouvelle-Calédonie.

2.1.2 Stratégie de modélisation

Pour résoudre les deux problèmes invoqués dans ce début de chapitre nous avons mis en place une stratégie de modélisation qui permet de mieux représenter les caractéristiques de la SPCZ, et d'augmenter la résolution horizontale jusqu'à 4km afin de simuler les effets orographiques d'un relief marqué tel que celui de la Nouvelle-Calédonie.

Le premier point est capital puisque la variabilité de la SPCZ influence l'ensemble des conditions climatiques du Pacifique Sud [Alexander *et al.*, 2006; Gouriou & Delcroix, 2002; Murphy *et al.*, 2015; Vincent,

TABLEAU 2.1 – Liste des variables concernées par la méthode du pseudo réchauffement climatique

Variabiles	Dimensions des variables	Unité
Humidité spécifique	3D	kg.kg ⁻¹
Température	3D	K
Composante U du vent	3D	m.s ⁻¹
Composante V du vent	3D	m.s ⁻¹
Hauteur du Géopotentiell	3D	m
Humidité relative à 2m	2D	Percent
Composante U du vent à 10m	2D	m.s ⁻¹
Composante V du vent à 10m	2D	m.s ⁻¹
Température à 2m	2D	K
Pression à la surface	2D	Pa
SST/Température de surface	2D	K
Pression au niveau de la mer	2D	Pa

1994]. Or comme nous l'avons mentionné en introduction l'orientation de la SPCZ est trop zonale dans l'ensemble des modèles CMIP5 [Grose *et al.*, 2014; Niznik *et al.*, 2015]. Une correction de ce biais est donc primordial pour pouvoir espérer estimer correctement l'évolution du climat dans cette région. De plus, ce biais est certainement le plus significatif et persistant dans les modèles CMIP [Hwang & Frierson, 2013], et a fait l'objet d'une production scientifique importante [e.g. Bellucci *et al.*, 2010; Hwang & Frierson, 2013; Li & Xie, 2014; Liu *et al.*, 2012; Oueslati & Bellon, 2015; Song & Zhang, 2009]. La plupart des études qui tentent d'expliquer les raisons de ce biais partent du constat qu'il est présent dans les modèles CMIP mais quasiment absent dans les modèles AMIP. La principale raison invoquée est la présence d'une multitude de biais dans la SST des modèles CMIP (e.g. biais de la langue d'eau froide, biais chaud dans le Pacifique Sud-Est, mauvaise structure de la thermocline). D'autres études se sont intéressées au rôle du schéma de convection dans l'apparition de cette double ITCZ [Bacmeister *et al.*, 2006; Song & Zhang, 2009; Zhang & Wang, 2006] et ont montré une diminution significative de ce biais avec une paramétrisation améliorée. Une revue de la littérature plus complète sur le sujet est fournie section 1.3.6. Nous nous sommes focalisés ici sur ces deux facteurs, 1) les biais de SST, 2) la paramétrisation de la convection.

Pour résoudre le point 1) nous avons utilisé le modèle atmosphérique WRF, forcé à la surface par une SST observée, ce qui permet de s'affranchir des biais de SST des modèles CMIP5 sur la période historique. Pour la stratégie de modélisation en changement climatique nous avons utilisé l'approche du pseudo réchauffement climatique [Knutson *et al.*, 2008]. Cette approche consiste à ajouter la climatologie mensuelle des anomalies de changement climatique aux champs de la simulation présente. L'ensemble des variables concernées par cette approche sont résumés Table 2.1. Pour le point 2) nous avons testé deux schémas de convection profonde afin d'opter pour la configuration la plus réaliste dans notre région d'étude. Nous avons donc mis en place deux configurations du modèle WRF qui s'appuient sur l'expertise des travaux précédents mentionnés ci-dessus. Chacune de nos expériences a donc été effectuée dans les deux configurations. La description de ces configurations sera faite dans la section suivante. Malgré l'augmentation des moyens de calculs actuels ils étaient impossible d'effectuer des simulations longues (37 ans) à une résolution de 4km sur l'ensemble du Pacifique. Nous avons donc utilisé des modèles emboîtés, ou nous augmentons successivement la résolution. Nous avons défini 3 domaines d'études, avec 3 résolutions horizontales différentes (Fig. 2.1), et à chaque domaine est associé une problématique.

Dans le grand domaine (d01) représentant l'ensemble de la zone Pacifique [101°E - 301°E; 42°S - 26°N], la résolution horizontale est de 1 degré, et nous avons étudié l'évolution de la SPCZ. Ce domaine est forcé

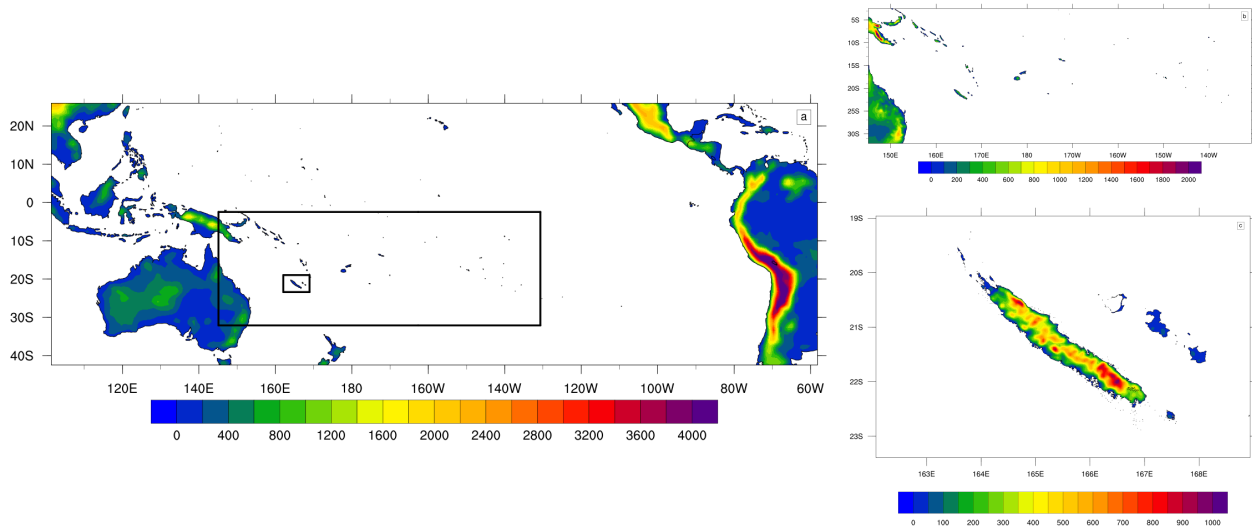


FIGURE 2.1 – Orographie (en m) de nos 3 domaines de calcul. Il est noté en noir la résolution horizontale de nos simulations pour chacun de ces domaines

TABLEAU 2.2 – Description et caractéristiques des différents domaines de simulation.

Domaine	Résolution horizontale	Forçage latéral	Pas de temps modèle	Fréquence des flux aux frontières	Période
Pacifique (d01)	1°	NCEP2	400s	6h	37 ans
Pacifique Sud-Ouest (d02)	1/5°	Two-way nesting	80s	80s	37 ans
Nouvelle-Calédonie (d03)	1/25°	One-way nesting	15s	6h	17 ans

aux frontières par la réanalyse NCEP2. Le deuxième domaine (d02) représente le Pacifique Sud-Ouest [145°E-230°E; 32°S - 2°S], la résolution horizontale est de 1/5^{ème} de degré. Dans ce domaine nous avons évalué les changements de cyclogenèse dans le Pacifique Sud. La simulation de ce domaine est particulière puisque nous avons effectué un imbrication du domaine d02 dans le domaine d01. La méthode utilisée ici est dite "two-way nesting", c'est à dire qu'à chaque pas de temps du modèle des flux sont échangés du d01 vers le d02 et vice versa. Le domaine parent (d01) agit donc sur le domaine enfant (d02), et le domaine enfant rétro-agit sur le domaine parent. Notre dernier domaine (d03), est centré sur la Nouvelle-Calédonie [162°E - 169°E; 23.5- 19°S], et a une résolution de 1/25^{ème} de degré. Nous avons aussi effectué une imbrication, mais avec une autre méthode dite "one-way nesting". Dans cette méthode les frontières du domaine d03 sont calculées à partir des sorties du domaine d02, a une fréquence de 6h, et il y a donc un échange de flux du domaine d02 vers le d03 à cette fréquence. En revanche il n'y a pas de réaction du domaine d03 vers le d02, puisque le domaine d03 est simulé séparément des autres domaines. L'ensemble des caractéristiques de ces domaines de simulation est résumé dans le tableau 2.2.

2.1.3 Description des configurations

Nous avons mis en place deux configurations qui s'appuient sur les travaux précédents de l'équipe de modélisation de l'IRD de Nouméa. La première configuration est basée sur l'étude de [Lefèvre et al. \[2016\]](#) et sera notée "ZM" dans la suite. Elle est composée du schéma de micro-physique de [Lin et al. \[1983\]](#), du "Community Atmosphere Model" [[Collins et al. , 2010](#)] pour le schéma de radiation à longue et courte longueur d'onde, du schéma de couche limite planétaire développé par l'Université de Washington [[Bretherton](#)

TABEAU 2.3 – Paramétrisation physique des configurations ZM et BMJ.

Configuration	ZM	BMJ
Convection profonde	Zhang & McFarlane [1995]	Janjić [1994]
Micro-physique	Lin <i>et al.</i> [1983]	Hong <i>et al.</i> [2004]
Schéma de radiation	Collins <i>et al.</i> [2010]	Iacono <i>et al.</i> [2008]
Couche limite planétaire	Bretherton & Park [2009]	Noh <i>et al.</i> [2003]
Modèle de sol	Chen & Dudhia [2001]	Chen & Dudhia [2001]
Couche de surface océanique	Jiménez <i>et al.</i> [2012]	Jiménez <i>et al.</i> [2012]

& Park, 2009] associé à la paramétrisation de la couche de surface de Monin & Obukhov [1954], et du modèle de sol Noah [Chen & Dudhia, 2001]. La paramétrisation de la convection profonde est assurée par le schéma de Zhang & McFarlane [1995].

La deuxième configuration est basée sur les études de Jourdain *et al.* [2011] et Jullien *et al.* [2014], et sera noté "BMJ" dans la suite. Cette configuration se distingue complètement de la configuration ZM. Elle est composée du schéma de micro-physique appelé "WRF Single-Moment 3-class" [Hong *et al.*, 2004], du "Rapid Radiation Transfer Model" [Iacono *et al.*, 2008] pour le schéma de radiation à longue et courte longueur d'onde, du schéma de couche limite planétaire développé par l'Université de Yonsei [Noh *et al.*, 2003], et le modèle de sol est identique à la configuration ZM. Enfin, la paramétrisation de la convection profonde est assurée par le schéma de Betts-Miller-Janjic [BMJ; Janjić, 1994]. La description de ces paramétrisations est résumé dans le tableau 2.3.

2.2 Méthode de correction des biais du ΔSST_{GW}

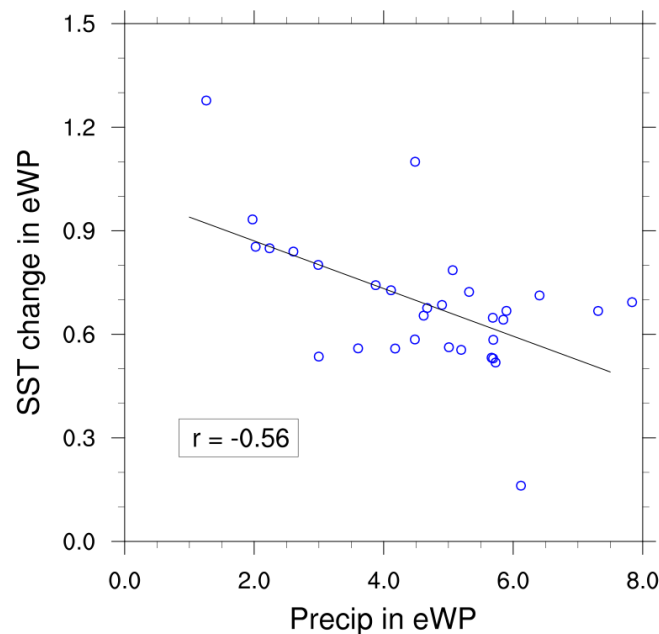


FIGURE 2.2 – Relation entre les précipitations moyennes sur le présent (en mm.j^{-1}) et le ΔSST dans le Pacifique équatorial Ouest (140°E - 190°E ; 2°S - 2°N) pour 31 modèles CMIP5. La corrélation inter-modèle (r) est indiqué en bas à gauche.

Dans cette section je présenterai la méthode développée par Li *et al.* [2016] pour corriger les biais associés à la structure spatiale de réchauffement de la SST (ΔSST_{GW}) des modèles CMIP5. Cette méthode est

une méthode de contrainte émergente, qui est basée comme toutes ces méthodes sur une relation empirique entre la variabilité inter-modèle d'une variable observable (A) et les réponses inter-modèles (B) à une perturbation radiative donnée. La variable A est appelée le prédicteur. Comme les mesures observées du prédicteur A peuvent ensuite être utilisées pour contraindre les réponses des modèles B, la relation entre A et B est appelée contrainte émergente. La variable A peut représenter une caractéristique du système climatique (e.g. humidité, vents, ...) ou peut caractériser des variations naturelles (e.g. le cycle saisonnier ou inter-annuel). Le but est de trouver un prédicteur qui, compte tenu de sa relation avec une réponse climatique apparaît comme une contrainte pour les projections futures. Ici la variable A est le biais des précipitations des modèles CMIP5 dans cette région, et est défini comme suit :

$$P(m)' = P(m) - P_{obs}, \quad (2.1)$$

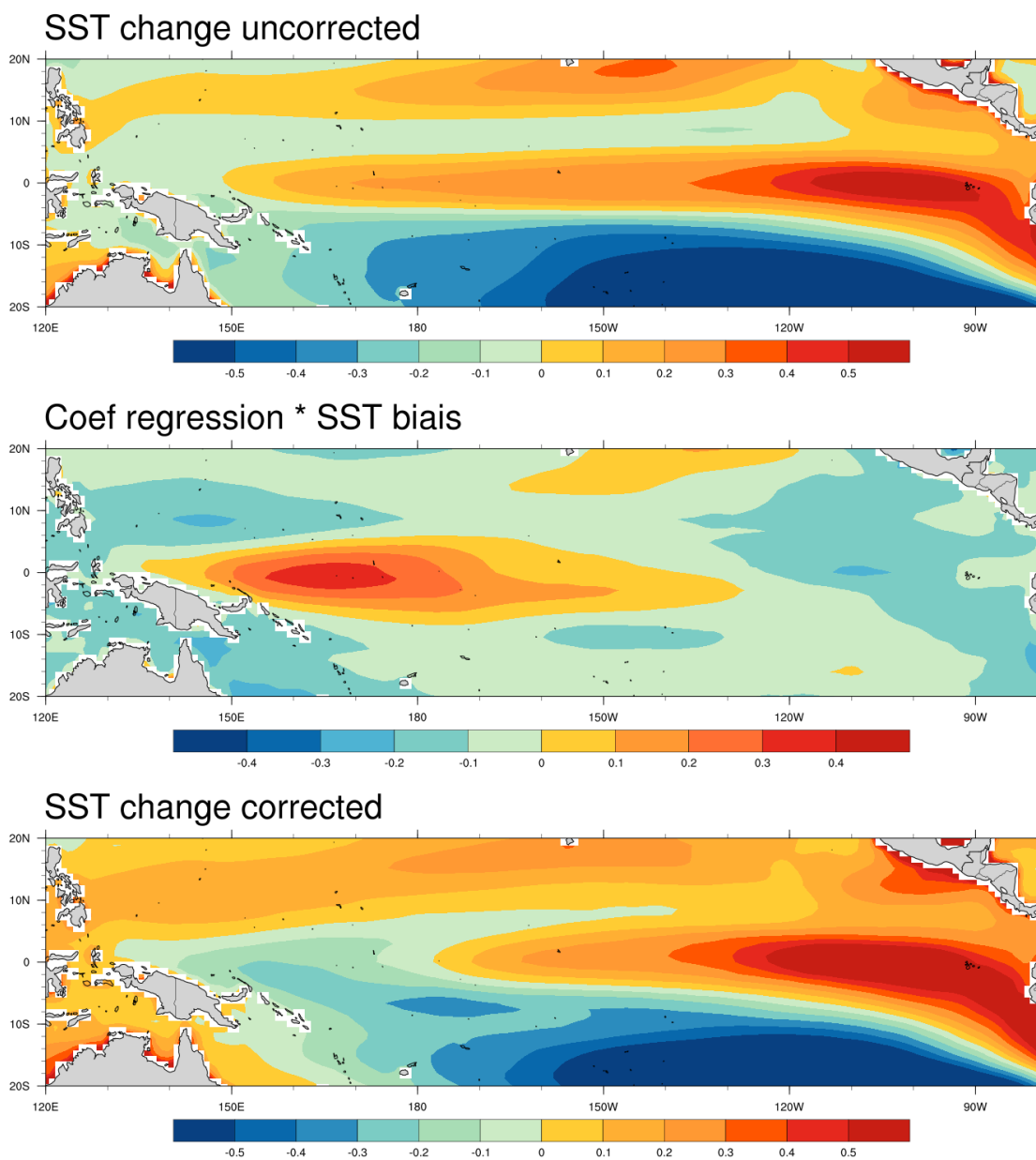


FIGURE 2.3 – Moyenne multi-modèle CMIP5 du Δ SST (en °C) non corrigé (Δ SST) (a) et corrigé (Δ SST*) (c). (b) Moyenne multi-modèle CMIP5 de la correction (Δ SST'). Les champs ont été normalisés par la valeur du réchauffement global associé à chaque modèle CMIP5 afin de mettre en évidence les patrons

avec $P(m)$ et P_{obs} qui représente respectivement la moyenne climatologique des précipitation dans le Pacifique équatorial Ouest (140°E–170°W, 2°S–2°N) pour le modèle m et les observations. Nous avons utilisé le produit "CPC Merged Analysis of Precipitation" (CMAP) pour les précipitations observées. La variable B est le réchauffement de la SST des modèles CMIP5, $\Delta SST(s, m)$, défini comme la différence entre la climatologie futur $F(s, m)$ et la climatologie présente $H(s, m)$:

$$\Delta SST(s, m) = F(s, m) - H(s, m), \quad (2.2)$$

avec s qui définit l'espace (latitude/longitude) et m le modèle CMIP5. [Li et al. \[2015\]](#) ont mis en évidence que le biais de langue froide dans les modèles CMIP5 tend à produire une sous-estimation des précipitations dans le Pacifique équatorial Ouest. [Li et al. \[2016\]](#) supposent donc que ce biais de précipitation rétro-agit sur le réchauffement équatorial (moins de nuage = augmentation du forçage radiatif). Une régression linéaire simple entre les précipitations et le réchauffement de la SST dans la même région permet d'illustrer cette relation (Fig. 2.2). Nous trouvons une corrélation significative de -0.56 (p-value=0.001) entre ces deux séries. D'après cette régression on peut donc définir une relation linéaire entre le $\Delta SST(s, m)$ et $P(m)$:

$$\Delta SST(s, m) = a(s) \times P(m) + b(s), \quad (2.3)$$

avec a le patron de régression et b l'ordonnée à l'origine de la régression. Dans la suite il est fait l'hypothèse que le biais de précipitation sur le présent rétro-agit sur le ΔSST , et que nous pouvons donc estimer l'erreur $\Delta SST'(s, m)$ comme suit :

$$\Delta SST'(s, m) = a(s) \times P(m)' \quad (2.4)$$

Par conséquent si $\Delta SST'(s, m)$ est l'erreur commise, le patron corrigé est :

$$\Delta SST^*(s, m) = \Delta SST(s, m) - \Delta SST'(s, m) \quad (2.5)$$

La figure 2.3 illustre cette correction. Le ΔSST de chaque modèle est normalisé par la moyenne du ΔSST global associé au modèle. Cette normalisation est effectuée pour supprimer l'effet de la différence inter-modèle sur la sensibilité de la réponse de la SST au forçage des GES. Cette correction produit une diminution du réchauffement dans le Pacifique équatorial Ouest, ce qui renforce les gradients zonaux de SST par rapport au ΔSST non corrigé. Enfin cette correction permet de réduire la variance inter-modèle du ΔSST (Fig. 2.4).

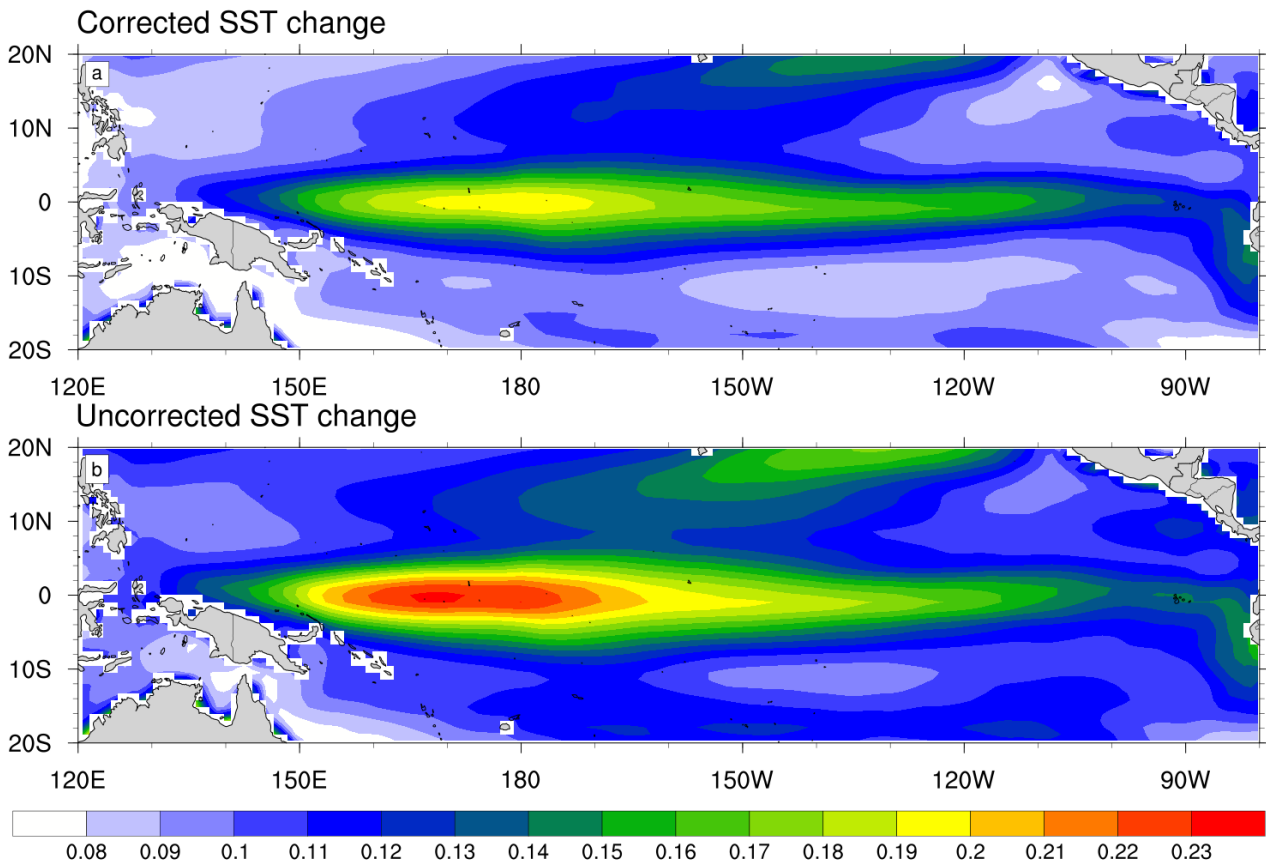


FIGURE 2.4 – Déviation standard inter-modèle du Δ SST (en °C) corrigé (a) et non corrigé (b)

2.3 Méthode de détection des cyclones tropicaux

La détection des cyclones tropicaux est faite par un algorithme de localisation spécifique. Il a été développé par [Chauvin *et al.* \[2006\]](#), et appliqué dans de multiples études [Jourdain *et al.* \[2011, 2014\]](#); [Jullien *et al.* \[2012, 2014\]](#). D'autres algorithmes existent dans la littérature [e.g. [Bengtsson *et al.*, 1995](#); [Sugi & Noda, 2002](#); [Walsh & Watterson, 1997](#)] mais ils sont pour la plupart basés sur le même principe. Ces algorithmes détectent un cyclone tropical grâce à un ensemble de critères prédéfinis à l'avance, puis suivent le déplacement du cyclone à travers ces seuils :

- la pression au niveau de la mer doit être un minimum local
- la vorticité à 850hPa > VOR
- la vitesse maximum du vent à 850hPa > WT
- l'anomalie de température moyennée entre 700 et 300hPa > TT
- l'anomalie de température à 300hPa > l'anomalie de température à 850hPa
- vitesse du vent tangentielle à 850hPa > vitesse du vent tangentielle à 300hPa

VOR, WT, et TT sont les paramètres que nous spécifions. Les anomalies sont définies comme la différence entre le système cyclonique et son environnement (ces deux aires sont définies en utilisant le rayon du gradient de pression radial maximal, voir [Chauvin *et al.* \[2006\]](#)). Les deux premiers critères permettent de détecter les vortex de faible pression. Le 3^{ème} critère permet de distinguer les cyclones des dépressions. Les 4^{ème} et 5^{ème} critères permettent de distinguer les cyclones tropicaux des cyclones extra-tropicaux. La principale différence entre ces deux systèmes est que le cyclone tropical a un cœur chaud tandis que le cyclone

extra-tropical a un cœur froid. Enfin il faut aussi que la circulation du vortex dans la basse troposphère soit supérieure à celle de la haute troposphère. Une fois que l'ensemble des points du domaine répondant à ces critères sont détectés, les trajectoires sont construites par un processus itératif afin de relier les points. Pour finir une relaxation de ces critères est effectuée afin de ne pas comptabiliser plusieurs fois un système qui se serait intensifié puis affaibli, puis de nouveau intensifié. Les trajectoires inférieures à 2 jours sont également supprimées. Le choix des seuils de détection est empirique et dépend de la résolution du modèle [Walsh *et al.*, 2007]. Les seuils choisis ici sont :

$$\text{VOR}=20.10^{-5} \text{ s}^{-1}, \text{WT}=17 \text{ m.s}^{-1} \text{ and TT}=1 \text{ K.}$$

Ces seuils ont été déterminés par des tests de sensibilité. Une vorticité plus faible entraînaient la détection de système non-réaliste, tandis qu'un seuil plus élevé engendré la détection de trop peu de cyclones. De même pour le paramètre TT.

2.4 Le package ClimPact2 et les indices d'extrêmes

2.4.1 Fonctionnement général de ClimPact2

ClimPACT2 (<https://github.com/ARCCSS-extremes/climpact2>) est un package R libre et gratuit qui permet de calculer plus de 60 indices d'extrêmes à partir de séries quotidiennes de précipitation, et des températures maximum et minimum. Les températures moyennes quotidiennes peuvent également être fournies directement au programme car plusieurs indices sont déterminés à partir de celles-ci. Dans le cas où ces températures moyennes ne sont pas fournies, elles sont évaluées comme étant les moyennes des températures quotidiennes minimales et maximales. La figure 2.5 schématise le fonctionnement du logiciel.

Quelques indices calculés par ClimPACT2 sont indépendant de la période considérée mais la majorité sont relatifs à une période définies et donc au climat de cette période. Par exemple les seuils permettant de calculer les indices de vagues de chaleur dépendent de la période considérée (e.g. 95 me centile de la température maximum). Mais nous pouvons aussi déterminer ces seuils sur une période de référence (e.g. 2000-2016) et projeter l'indice dans le climat futur.

2.4.2 Les indices d'extrêmes ET-SCI calculés par ClimPACT2

Le tableau A.1 présente la liste des indices d'extrêmes calculés originellement par ClimPACT2. Les différents secteurs socio-économiques visés par ces indices sont la santé (H), l'agriculture et la gestion des ressources alimentaires (AFS), et l'hydrologie et la gestion des ressources en eau (WRH). Dans la suite la température journalière minimum sera notée "TN", la température journalière maximum "TX", la température journalière moyenne "TM", et les précipitations quotidiennes "PR". La majorité des indices d'extrêmes présentés dans le tableau A.1 sont très simples à calculer (e.g. l'indice TXx qui représente simplement le jour le plus chaud du mois ou de l'année). Cependant, quelques indices sont plus complexes comme les vagues de chaleur, ou les indices de sécheresse que nous décrivons ci dessous.

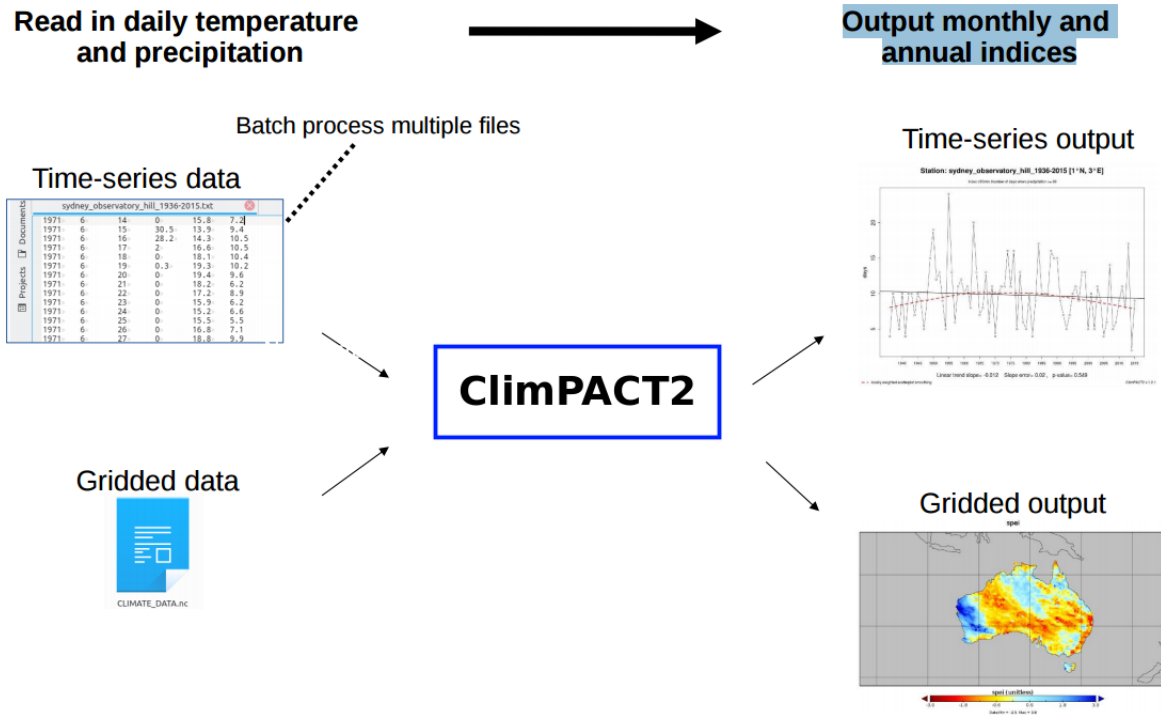


FIGURE 2.5 – Principe de fonctionnement de ClimPACT2.

2.4.3 Les indices de vagues de chaleurs

Le calcul des indices de vagues de chaleur dans ClimPACT2 est basé sur Perkins & Alexander [2013]. Les calculs s'appuient sur trois définitions de vagues de chaleur :

- définition "TX90" : Une vague de chaleur est une période de trois jours ou plus pendant laquelle TX > 90^{ème} centile des TX.
- définition "TN90" : Une vague de chaleur est une période de trois jours ou plus pendant laquelle TN > 90^{ème} centile des TN.
- définition "EHF" : Une vague de chaleur est une période de 3 jours ou plus pendant laquelle l'indice EHF (*Excess Heat Factor*) est positif.

La définition EHF a été conçue par Nairn & Fawcett [2013, 2015]. Elle permet d'estimer l'intensité des vagues de chaleur tout en prenant en compte les conditions des 30 derniers jours afin de tenir compte d'une potentielle acclimatation. Cette définition est basée sur l'idée que les populations s'acclimentent, dans une certaine mesure, à leur climat local. Le facteur EHF est calculé à partir de deux indices d'excès de chaleur EHI (*Excess Heat Indices*) : un indice d'importance EHI_{sig} et un indice d'acclimatation EHI_{acc}. Ces deux indices sont calculés de la manière suivante :

$$EHI_{sig} = (TM_i + TM_{i-1} + TM_{i-2})/3 - TM_{95} , \quad (2.6)$$

$$EHI_{acc} = (TM_i + TM_{i-1} + TM_{i-2})/3 - (TM_{i-1} + \dots + TM_{i-30})/30 . \quad (2.7)$$

TM_i est la température moyenne quotidienne du jour *i*, et TM₉₅ est le 95^{ème} centile de l'ensemble des TM de la période de référence. L'indice EHF est une combinaison de ces deux indices :

$$EHF = EHI_{sig} \times \max(1, EHI_{acc}) , \quad (2.8)$$

et s'exprime en $^{\circ}\text{C}^2$.

Pour chacune des définitions, 5 aspects différents des vagues de chaleur sont calculés (ClimPACT2 calcule donc 3×5 indices concernant les vagues de chaleur). Ces cinq aspects sont :

- **le nombre HWN**: le nombre de vagues de chaleur qui ont lieu pendant la période considérée ;
- **la fréquence HWF**: le nombre de jours de la période considérée qui contribuent aux vagues de chaleurs.
- **la durée HWD**: le nombre de jours de la vague de chaleur la plus longue de la période considérée ;
- **l'intensité HWM**: la moyenne des températures moyennes des vagues de chaleur de la période considérée ;
- **l'amplitude HWA**: la température maximum de la vague de chaleur la plus chaude (i.e la vague de chaleur dont la moyenne des températures est la plus importante).

La figure 2.6 tirée de Perkins [2015] illustre ces différents aspects.

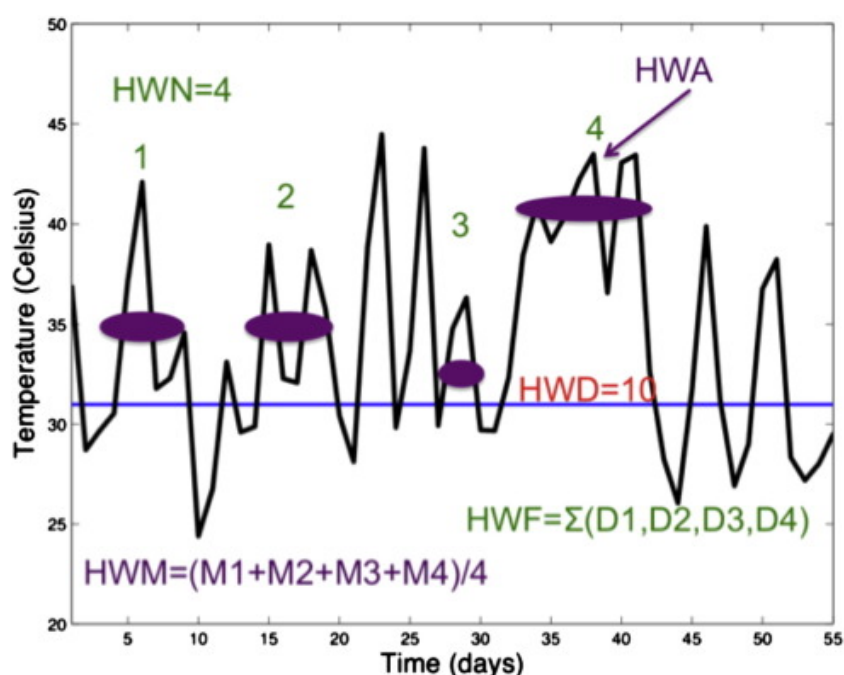


FIGURE 2.6 – Illustration des différents aspects des vagues de chaleurs. La ligne bleue représente le seuil permettant de définir la vague de chaleur. HWN représente le nombre de vagues de chaleur. HWF représente le nombre de jours de vagues de chaleur sur l'ensemble de la période. HWD est le nombre de jour de la vague de chaleur la plus longue. HWM est la moyenne des températures moyennes des vagues de chaleur. HWA est la température maximum de la vague de chaleur la plus chaude. Figure tirée de Perkins [2015].

2.4.4 Les indices de sécheresse

Les deux indices de sécheresse calculés par ClimPACT2 sont les indices SPI pour "*Standardised Precipitation Index*" et SPEI pour "*Standardised Precipitation-Evapotranspiration Index*". Ces deux indices permettent l'analyse des périodes sèches comme des périodes humides.

L'indice SPI, développé par McKee *et al.* McKEE *et al.* [1993], est simple à calculer et nécessite uniquement en entrée les données de précipitations (voir Svoboda *et al.* [2012]). Il permet de quantifier le déficit de précipitations en fonction de la période considérée. Des valeurs de SPI positives (négatives) indiquent des précipitations supérieures (inférieures) à la médiane et sont donc représentatives de périodes plus humides (sèches) que la normale.

Il peut être calculé pour différentes échelles temporelles (1, 2, 6, 12, 24, 48 mois) en fonction du secteur visé. En effet, les conditions d'humidité du sol dépendent des anomalies de précipitations sur des échelles de temps relativement courte. A contrario, les ressources hydrologiques (cours d'eau, réservoirs naturels ou artificiels) sont sensibles aux anomalies de précipitations à plus long terme. Ainsi, pour l'étude de sécheresse "météorologique" un SPI basée sur une échelle temporelle de 1 ou 2 mois est préconisée. Pour le secteur agricole, l'échelle temporelle sera plutôt de l'ordre de 6 mois, tandis que pour une étude hydrologique elle sera de l'ordre de 12 à 24 mois.

McKee *et al.* [1993] définissent le système de classification présenté dans le tableau 2.4 pour caractériser les intensités de sécheresse en fonction de la valeur du SPI obtenue. Une vague de sécheresse est définie par une période où la valeur du SPI est continuellement négative et atteint la valeur de -1.0. Elle prend fin lorsque la valeur du SPI devient positive.

SPI	Situation
$SPI \geq 2.0$	Extrêmement humide
$1.5 \leq SPI < 2.0$	Très humide
$1.0 \leq SPI < 1.5$	Humide
$-1.0 < SPI < 1.0$	"Normale"
$-1.5 < SPI \leq -1.0$	Sec
$-2.0 < SPI \leq -1.5$	Très sec
$SPI \leq -2.0$	Extrêmement sec

TABLEAU 2.4 – Interprétation de la situation en fonction de la valeur du SPI selon McKee *et al.* [1993].

L'un des principaux inconvénients de cet indice vient du fait qu'il ne se base que sur les précipitations. Plus récemment, Vicente-Serrano *et al.* [2010] ont défini un nouvel indice SPEI basé sur l'indice SPI mais tenant compte de l'évapotranspiration. L'évapotranspiration n'étant pas une donnée d'entrée pour ClimPACT2, celui-ci l'estime à partir des TX et TN et des latitudes des domaines concernés à l'aide de la méthode Hargreaves & Allen [2003]; Hargreaves & Samni [1982].

ClimPACT2 calcule les indices SPI et SPEI pour 3 échelles temporelles différentes : 3, 6 et 12 mois. Idéalement, une période d'un minimum de 30 années est prescrite pour le calcul de ces indices par le code.

2.4.5 Indices supplémentaires

En plus des indices ET-SCI (*Expert Team on Sector-specific Climate Indices*), certains indices supplémentaires utiles en Nouvelle-Calédonie ont été calculés. ClimPACT2 a ainsi été modifié afin de pouvoir calculer ces nouveaux indices. Voici ces différents indices :

- TXge32 : Nombre de jours où l'on a $TX \geq 32$ °C. Utile pour le secteur de la santé en Nouvelle-Calédonie puisqu'il est associé à la prolifération de moustiques vecteurs de dengue [Descloux *et al.*, 2012]. Il est de plus utile d'un point de vue météorologique pour caractériser l'évolution du climat en Nouvelle-Calédonie en dénombrant les journées aujourd'hui considérées comme "chaudes".
- TXle24 : Nombre de jours où l'on a $TX \leq 24$ °C. Utile d'un point de vue météorologique pour caractériser l'évolution du climat en Nouvelle-Calédonie en dénombrant les journées aujourd'hui considérées comme "fraîches".

- TNge24 : Nombre de jours où l'on a $TN \geq 24$ °C. Utile d'un point de vue météorologique pour caractériser l'évolution du climat en Nouvelle-Calédonie en dénombrant les nuits aujourd'hui considérées comme "chaudes".
- TNle16 : Nombre de jours où l'on a $TN \leq 16$ °C. Utile d'un point de vue météorologique pour caractériser l'évolution du climat en Nouvelle-Calédonie en dénombrant les nuits aujourd'hui considérées comme "fraîches".
- DJU_CLIM_25 : Cumul annuel des degrés-jours avec un seuil fixé à 25 °C. Utile pour l'estimation des besoins énergétiques (présente et future) liés à la climatisation des bâtiments. Notons que cet indice est équivalent à l'indice CDDcoldn avec $n = 25$ (voir tableau A.1). Une modification a été apportée afin d'avoir une résolution mensuelle sur cet indice.

2.5 Références

- Alexander, L. V., Zhang, X., Peterson, T. C., Caesar, J., Gleason, B., Klein Tank, A. M. G., Haylock, M., Collins, D., Trewin, B., Rahimzadeh, F., Tagipour, A., Rupa Kumar, K., Revadekar, J., Griffiths, G., Vincent, L., Stephenson, D. B., Burn, J., Aguilar, E., Brunet, M., Taylor, M., New, M., Zhai, P., Rusticucci, M., & Vazquez-Aguirre, J. L. 2006. Global observed changes in daily climate extremes of temperature and precipitation. *Journal of geophysical research*, **111**(D5). [42](#)
- Bacmeister, J. T., Suarez, M.J., & Robertson, F.R. 2006. Rain Reevaporation, Boundary Layer–Convection Interactions, and Pacific Rainfall Patterns in an AGCM. *Journal of the atmospheric sciences*, **63**, 21. [43](#)
- Bellucci, A., Gualdi, S., & Navarra, A. 2010. The Double-ITCZ Syndrome in Coupled General Circulation Models : The Role of Large-Scale Vertical Circulation Regimes. *Journal of climate*, **23**(5), 1127–1145. [43](#)
- Bengtsson, L., Botzet, M., & Esch, M. 1995. Hurricane-type vortices in a general circulation model. *Tellus a*, **47**(2), 175–196. [48](#)
- Bretherton, Christopher S., & Park, Sungsu. 2009. A New Moist Turbulence Parameterization in the Community Atmosphere Model. *Journal of climate*, **22**(12), 3422–3448. [44](#), [45](#)
- Chauvin, Fabrice, Royer, Jean-François, & Déqué, Michel. 2006. Response of hurricane-type vortices to global warming as simulated by ARPEGE-Climat at high resolution. *Climate dynamics*, **27**(4), 377–399. [48](#)
- Chen, Fei, & Dudhia, Jimy. 2001. Coupling an Advanced Land Surface–Hydrology Model with the Penn State–NCAR MM5 Modeling System. Part I : Model Implementation and Sensitivity. *Monthly weather review*, **129**(4), 569–585. [45](#)
- Collins, Mat, An, Soon-Il, Cai, Wenju, Ganachaud, Alexandre, Guilyardi, Eric, Jin, Fei-Fei, Jochum, Markus, Lengaigne, Matthieu, Power, Scott, Timmermann, Axel, Vecchi, Gabe, & Wittenberg, Andrew. 2010. The impact of global warming on the tropical Pacific Ocean and El Niño. *Nature geoscience*, **3**(6), 391–397. [44](#), [45](#)
- Descloux, Elodie, Mangeas, Morgan, Menkes, Christophe Eugène, Lengaigne, Matthieu, Leroy, Anne, Tehei, Temau, Guillaumot, Laurent, Teurlai, Magali, Gourinat, Ann-Claire, Benzler, Justus, Pfannstiel, Anne, Grangeon, Jean-Paul, Degallier, Nicolas, & De Lamballerie, Xavier. 2012. Climate-Based Models for Understanding and Forecasting Dengue Epidemics. *Plos neglected tropical diseases*, **6**(2), e1470. [52](#)

- Gouriou, Yves, & Delcroix, Thierry. 2002. Seasonal and ENSO variations of sea surface salinity and temperature in the South Pacific Convergence Zone during 1976-2000 : sea surface salinity and temperature in the SPCZ. *Journal of geophysical research : Oceans*, **107**(C12), SRF 12–1–SRF 12–14. [42](#)
- Grose, Michael R., Brown, Jaclyn N., Narsey, Sugata, Brown, Josephine R., Murphy, Bradley F., Langlais, Clothilde, Gupta, Alex Sen, Moise, Aurel F., & Irving, Damien B. 2014. Assessment of the CMIP5 global climate model simulations of the western tropical Pacific climate system and comparison to CMIP3 : assesment of CMIP5 climate models for the western tropical pacific. *International journal of climatology*, **34**(12), 3382–3399. [43](#)
- Hargreaves, G. H., & Allen, R. G. 2003. History and evaluation of hargreaves evapotranspiration equation. *Journal of irrigation and drainage engineering*. [52](#)
- Hargreaves, G. H., & Samni, Z. A. 1982. Estimation of potential evapotranspiration. *Journal of irrigation and drainage division*. [52](#)
- Hong, Song-You, Dudhia, Jimmy, & Chen, Shu-Hua. 2004. A Revised Approach to Ice Microphysical Processes for the Bulk Parameterization of Clouds and Precipitation. *Monthly weather review*, **132**(1), 103–120. [45](#)
- Hwang, Y.-T., & Frierson, D. M. W. 2013. Link between the double-Intertropical Convergence Zone problem and cloud biases over the Southern Ocean. *Proceedings of the national academy of sciences*, **110**(13), 4935–4940. [43](#)
- Iacono, Michael J., Delamere, Jennifer S., Mlawer, Eli J., Shephard, Mark W., Clough, Shepard A., & Collins, William D. 2008. Radiative forcing by long-lived greenhouse gases : Calculations with the AER radiative transfer models. *Journal of geophysical research*, **113**(D13). [45](#)
- Janjić, Zaviša I. 1994. The Step-Mountain Eta Coordinate Model : Further Developments of the Convection, Viscous Sublayer, and Turbulence Closure Schemes. *Monthly weather review*, **122**(5), 927–945. [45](#)
- Jiménez, Pedro A., Dudhia, Jimmy, González-Rouco, J. Fidel, Navarro, Jorge, Montávez, Juan P., & García-Bustamante, Elena. 2012. A Revised Scheme for the WRF Surface Layer Formulation. *Monthly weather review*, **140**(3), 898–918. [45](#)
- Jourdain, Nicolas C., Marchesiello, Patrick, Menkes, Christophe E., Lefèvre, Jérôme, Vincent, Emmanuel M., Lengaigne, Matthieu, & Chauvin, Fabrice. 2011. Mesoscale Simulation of Tropical Cyclones in the South Pacific : Climatology and Interannual Variability. *Journal of climate*, **24**(1), 3–25. [42](#), [45](#), [48](#)
- Jourdain, Nicolas C., Barnier, Bernard, Ferry, Nicolas, Vialard, Jérôme, Menkes, Christophe E., Lengaigne, Matthieu, & Parent, Laurent. 2014. Tropical cyclones in two atmospheric (re)analyses and their response in two oceanic reanalyses. *Ocean modelling*, **73**(Jan.), 108–122. [48](#)
- Jullien, S., Menkes, C. E., Marchesiello, P., Jourdain, N. C., Lengaigne, M., Koch-Larrouy, A., Lefèvre, J., Vincent, E. M., & Faure, V. 2012. Impact of Tropical Cyclones on the Heat Budget of the South Pacific Ocean. *Journal of physical oceanography*, **42**(11), 1882–1906. [42](#), [48](#)
- Jullien, Swen. 2013. *Interactions océan-atmosphère au sein des cyclones tropicaux du pacifique sud : processus et climatologie*. Ph.D. thesis, Université de Toulouse, Université Toulouse III-Paul Sabatier. [42](#)

- Jullien, Swen, Marchesiello, Patrick, Menkes, Christophe E., Lefèvre, Jérôme, Jourdain, Nicolas C., Samson, Guillaume, & Lengaigne, Matthieu. 2014. Ocean feedback to tropical cyclones : climatology and processes. *Climate dynamics*, **43**(9-10), 2831–2854. [42](#), [45](#), [48](#)
- Knutson, Thomas R., Sirutis, Joseph J., Garner, Stephen T., Vecchi, Gabriel A., & Held, Isaac M. 2008. Simulated reduction in Atlantic hurricane frequency under twenty-first-century warming conditions. *Nature geoscience*, **1**(6), 359–364. [43](#)
- Lefèvre, Jérôme, Marchesiello, Patrick, Jourdain, Nicolas C., Menkes, Christophe, & Leroy, Anne. 2010. Weather regimes and orographic circulation around New Caledonia. *Marine pollution bulletin*, **61**(7-12), 413–431. [42](#)
- Lefèvre, Jérôme, Menkes, Christophe, Bani, Philipson, Marchesiello, Patrick, Curci, Gabriele, Grell, Georg A., & Frouin, Robert. 2016. Distribution of sulfur aerosol precursors in the SPCZ released by continuous volcanic degassing at Ambrym, Vanuatu. *Journal of volcanology and geothermal research*, **322**(Aug.), 76–104. [42](#), [44](#)
- Li, Gen, & Xie, Shang-Ping. 2014. Tropical Biases in CMIP5 Multimodel Ensemble : The Excessive Equatorial Pacific Cold Tongue and Double ITCZ Problems*. *Journal of climate*, **27**(4), 1765–1780. [43](#)
- Li, Gen, Du, Yan, Xu, Haiming, & Ren, Baohua. 2015. An Intermodel Approach to Identify the Source of Excessive Equatorial Pacific Cold Tongue in CMIP5 Models and Uncertainty in Observational Datasets. *Journal of climate*, **28**(19), 7630–7640. [47](#)
- Li, Gen, Xie, Shang-Ping, Du, Yan, & Luo, Yiyong. 2016. Effects of excessive equatorial cold tongue bias on the projections of tropical Pacific climate change. Part I : the warming pattern in CMIP5 multi-model ensemble. *Climate dynamics*, **47**(12), 3817–3831. [45](#), [47](#)
- Lin, Yuh-Lang, Farley, Richard D., & Orville, Harold D. 1983. Bulk Parameterization of the Snow Field in a Cloud Model. *Journal of climate and applied meteorology*, **22**(6), 1065–1092. [44](#), [45](#)
- Liu, Hailong, Zhang, Minghua, & Lin, Wuyin. 2012. An Investigation of the Initial Development of the Double-ITCZ Warm SST Biases in the CCSM. *Journal of climate*, **25**(1), 140–155. [43](#)
- McKee, Thomas B., Doesken, Nolan J., & Kleist, John. 1993 (January). The relationship of drought frequency and duration to time scales. *Pages 179–183 of : Eight conference on applied climatology*, vol. 17. [xvii](#), [51](#), [52](#)
- Monin, A S, & Obukhov, A M. 1954. Basic laws of turbulent mixing in the surface layer of the atmosphere. *Contrib. geophys. inst. acad. sci., ussr*, **151**, 163–187. [45](#)
- Murphy, Bradley E, Ye, Hua, & Delage, François. 2015. Impacts of variations in the strength and structure of El Niño events on Pacific rainfall in CMIP5 models. *Climate dynamics*, **44**(11-12), 3171–3186. [42](#)
- Nairn, J. R., & Fawcett, R. G. 2013. Defining heatwaves : heatwave defined as a heat-impact event servicing all community and business sectors in australia. *Centre for australian weather and climate research*. [50](#)
- Nairn, John R., & Fawcett, Robert J. B. 2015. The excess heat factor : A metric for heatwave intensity and its use in classifying heatwave severity. *International journal of environment and pollution*, **12**, 227–253. [50](#)
- Niznik, Matthew J., Lintner, Benjamin R., Matthews, Adrian J., & Widlansky, Matthew J. 2015. The Role of Tropical–Extratropical Interaction and Synoptic Variability in Maintaining the South Pacific Convergence Zone in CMIP5 Models. *Journal of climate*, **28**(8), 3353–3374. [43](#)

- Noh, Ying, Cheon, W. G., Hong, S. Y., & Raasch, S. 2003. Improvement of the K-profile model for the planetary boundary layer based on large eddy simulation data. *Boundary-layer meteorology*, **107**(2), 401–427. [45](#)
- Oueslati, Boutheina, & Bellon, Gilles. 2015. The double ITCZ bias in CMIP5 models : interaction between SST, large-scale circulation and precipitation. *Climate dynamics*, **44**(3-4), 585–607. [43](#)
- Perkins, S. E., & Alexander, L. V. 2013. On the measurement of heat waves. *Journal of climate*. [50](#)
- Perkins, Sarah E. 2015. A review on the scientific understanding of heatwaves—their measurement, driving mechanisms, and changes at the global scale. *Atmospheric research*, **164-165**, 242 – 267. [51](#)
- Skamarock, William C., & Klemp, Joseph B. 2008. A time-split nonhydrostatic atmospheric model for weather research and forecasting applications. *Journal of computational physics*, **227**(7), 3465–3485. [42](#)
- Song, Xiaoliang, & Zhang, Guang Jun. 2009. Convection Parameterization, Tropical Pacific Double ITCZ, and Upper-Ocean Biases in the NCAR CCSM3. Part I : Climatology and Atmospheric Feedback. *Journal of climate*, **22**(16), 4299–4315. [43](#)
- Sugi, Masato, & Noda, Akira. 2002. Influence of the Global Warming on Tropical Cyclone Climatology : An Experiment with the JMA Global Model. *Journal of the meteorological society of japan*, **80**(2), 24. [48](#)
- Svoboda, M., Hayes, M., & Wood, D. 2012. *Standard precipitation index user guide*. Wmo-no 1090 edn. World Meteorological Organization, Geneva. [51](#)
- Vicente-Serrano, Sergio M., Begueria, Santiago, & Lopez-Moreno, Juan I. 2010. A multiscale drought index sensitive to global warming : The standardized precipitation evapotranspiration index. *Journal of climate*, **23**. [52](#)
- Vincent, Dayton G. 1994. The South Pacific Convergence Zone (SPCZ) : A Review. *Monthly weather review*, **122**(9), 1949–1970. [42](#)
- Walsh, K. J. E., Fiorino, M., Landsea, C. W., & McInnes, K. L. 2007. Objectively Determined Resolution-Dependent Threshold Criteria for the Detection of Tropical Cyclones in Climate Models and Reanalyses. *Journal of climate*, **20**(10), 2307–2314. [49](#)
- Walsh, Kevin, & Watterson, Ian G. 1997. Tropical Cyclone-like Vortices in a Limited Area Model : Comparison with Observed Climatology. *Journal of climate*, **10**(9), 2240–2259. [48](#)
- Zhang, G.J., & McFarlane, Norman A. 1995. Sensitivity of climate simulations to the parameterization of cumulus convection in the Canadian climate centre general circulation model. *Atmosphere-ocean*, **33**(3), 407–446. [45](#)
- Zhang, Guang J., & Wang, Houjun. 2006. Toward mitigating the double ITCZ problem in NCAR CCSM3. *Geophysical research letters*, **33**(6). [43](#)

Chapitre 3

Impacts des biais de SST sur la réponse de la SPCZ au réchauffement climatique

Sommaire

3.1 Synthèse de l'article	58
3.2 Abstract	59
3.3 Introduction	60
3.4 Experimental design and methods	63
3.4.1 WRF Regional model configuration	63
3.4.2 Present-day and climate change experiments	63
3.4.3 Analysis methods	66
3.5 Results : Present-day simulations	67
3.5.1 Climatological features	67
3.5.2 Interannual variability	69
3.6 Results : Response to climate change	72
3.6.1 Climatology	72
3.6.2 Interannual variability	74
3.7 Sensitivity tests	78
3.7.1 Sensitivity of the response to the model physics configuration	78
3.7.2 Comparison with the CMIP models response	78
3.8 Summary and discussion	80
3.8.1 Summary	80
3.8.2 Discussion	81
3.9 Références	83

L'impact du changement climatique sur les précipitations à l'échelle régionale reste aujourd'hui une question ouverte. La relation de Clausius-Clapeyron prédit que la pression de vapeur saturante augmente de 7% par degré Celsius. L'évolution des précipitations est quant à elle contrainte par d'autres facteurs (principalement énergétique) et atteint en moyenne +2% par °C. Cette augmentation des précipitations est répartie de manière hétérogène à l'échelle du globe, et les modèles de climat prédisent en moyenne une augmentation significative des précipitations dans les régions équatoriales et une diminution dans les régions subtropicales. Néanmoins à l'échelle régionale les incertitudes restent élevées, notamment dans les régions où les modèles climatiques simulent mal les précipitations sur la période historique. Dans l'atmosphère le biais le plus persistant est la double ITCZ, ce qui réduit fortement notre confiance dans les projections climatiques du Pacifique Sud.

3.1 Synthèse de l'article

Afin d'améliorer les projections climatiques dans le Pacifique Sud nous avons mis au point un cadre d'expérience qui nous permet de tester la sensibilité de la réponse de la SPCZ à différents patrons de SST dans un contexte de changement climatique. Nous avons utilisé le modèle atmosphérique régional WRF dans sa version 3.6.1, afin de réaliser des simulations climatiques régionales. Nous avons mis en place deux configurations physiques différentes afin de tester l'impact de la paramétrisation physique sur nos résultats. Nous avons débuté le travail par la réalisation de deux simulations du Pacifique de 37 ans (une dans chaque configuration) sur le présent. Les frontières (latérales et de surface) de ce domaine de simulation ont été calculées à partir de la réanalyse NCEP2. Dans ces deux simulations nous avons montré que les principales caractéristiques de la SPCZ sont bien simulées, à savoir son état moyen (position, orientation, intensité) ainsi que sa variabilité inter-annuelle. Dans la suite nous avons réalisé plusieurs projections climatiques représentant la fin du 21ème siècle dans le scénario RCP8.5. Pour ce faire nous avons utilisé la méthode du "pseudo réchauffement climatique" [Knutson *et al.*, 2008], qui consiste à ajouter une anomalie de changement climatique aux frontières utilisées pour la simulation "présente". Cette anomalie est obtenue à partir des modèles CMIP5 et est calculée comme la climatologie mensuelle de la différence entre la période 2099-2080 et 2009-1990.

Dans cette étude nous avons testé deux types de biais liés à la SST. Dans un premier temps nous avons évalué l'impact du biais d'état moyen de la SST dans les modèles de climat. La SST dans les modèles de climat présente de nombreux biais, comme la langue d'eau froide de l'équateur qui s'étend trop à l'Ouest et qui est trop intense, ou encore le biais chaud dans le Pacifique Sud-Est. Ces biais sont en partie responsable de la mauvaise représentation de la SPCZ dans les modèles de climat, et de la faible confiance attribuée aux projections climatiques de cette région. Notre étude révèle que ces biais tendent à sous-estimer la réponse équatoriale des précipitations, principalement à travers des processus thermodynamiques. Dans un deuxième temps il a été montré que ces biais d'état moyen de SST sur le présent ont probablement une rétroaction sur l'anomalie (futur moins présent) de SST ($\Delta\text{SST}_{\text{GW}}$) [Huang & Ying, 2015; Li *et al.*, 2016]. Nous avons donc utilisé une méthode dite des "contraintes émergentes" qui est décrite dans Li *et al.* [2016] et dans la section 2.2 pour corriger ce $\Delta\text{SST}_{\text{GW}}$. Cette méthode relie statistiquement, dans les modèles CMIP5, les biais de précipitations dans le Pacifique équatorial Ouest sur la période historique aux biais du $\Delta\text{SST}_{\text{GW}}$. Cette correction permet de réduire la variance inter-modèle du $\Delta\text{SST}_{\text{GW}}$ dans le Pacifique équatorial Ouest, et modifie significativement les gradients de SST dans le Pacifique Sud-Ouest. Grâce à cette correction nous

avons pu évaluer l'impact des biais du $\Delta\text{SST}_{\text{GW}}$ sur la réponse de la SPCZ au changement climatique. Nous avons montré que la modification des gradients de SST dans le Pacifique Sud-Ouest produit des anomalies de vent de Sud-Est qui pénètrent plus profondément à l'Ouest et au Nord. Ces changements de circulation diminuent la convergence d'humidité dans la SPCZ, ce qui conduit à intensifier la diminution des précipitations dans le Pacifique Sud-Ouest.

Enfin nous avons évalué comment le réchauffement climatique impacte la variabilité inter-annuelle de la SPCZ. [Vincent *et al.* \[2011\]](#) ont montré que durant les épisodes El Nino extrêmes, la partie orientale de la SPCZ se déplace d'une dizaine de degrés vers le Nord, modifiant drastiquement son orientation. Les impacts de cette "zonalisation" de la SPCZ durant ces épisodes sont nombreux et peuvent être dramatiques. Évaluer comment le réchauffement climatique va modifier la fréquence de ces événements est donc un enjeu capital. [Cai *et al.* \[2012\]](#) ont analysé cette question dans les modèles CMIP5, et prédisent un doublement de ces épisodes zonaux à la fin du siècle. Nous avons réalisé les mêmes analyses dans nos simulations afin d'estimer la robustesse de ce résultat dans nos simulations. Contrairement aux résultats de [Cai *et al.* \[2012\]](#) le nombre d'événements zonaux dans nos simulations futurs est stable, ce qui souligne que ce résultat n'est pas robuste lorsque qu'on change de modèle. De plus les différentes corrections de la SST n'ont pas d'impact sur la fréquence de ces événements.

3.2 Abstract

The South Pacific Convergence Zone (SPCZ) is poorly represented in global climate models, with trademark biases such as the “double convergence zones” and an equatorial cold tongue that extends too far westward. Such biases limit our confidence in climate change projections for this region. Here, we first show that simulations using a regional atmospheric model capture the SPCZ mean state and interannual variability remarkably well over the 1980-2016 period. We then perform climate change experiments by correcting the model surface and lateral boundary conditions on the basis of their projected changes for 2080-2100, obtained from the RCP8.5 CMIP5 multi-model mean. We also test a statistical method that corrects the Sea Surface Temperature (SST) projected changes on the basis of present-day biases. This projected SST correction strategy yields a considerably larger southwestern Pacific rainfall reduction (30%) than in CMIP5 simulations (7%). Sensitivity experiments indicate that the weak CMIP5 response is due to biases in the projected CMIP5 SST, which alter future SST gradients, thereby changing the circulation and mitigating the reduction in south Pacific humidity convergence. While several studies have also shown that CMIP5 projections yield a SPCZ variability increase, with more frequent zonal SPCZ events, our experiments do not support this increase in the number of zonal SPCZ events. Additional simulations with completely different physical parameterizations yield very similar results, including the southwestern significant Pacific drying and no increase in the number of zonal SPCZ events.

Keywords : Regional climate models, South Pacific Convergence Zone, Precipitation, Sea surface temperature

3.3 Introduction

The South Pacific Convergence Zone is the largest convective area of the southern hemisphere in austral summer [Kiladis *et al.*, 1989, Fig 1a] and plays a major role in the earth climate [Vincent, 1994]. The SPCZ is the main provider of rainfall for a vast majority of South Pacific island nations, where local hydrological conditions are very sensitive to its displacements [e.g. Alexander *et al.*, 2006; Gouriou & Delcroix, 2002; Murphy *et al.*, 2015]. The location of this rain belt not only strongly constrains the regional hydrological cycle but is also the breeding ground of south Pacific tropical cyclones [Vincent *et al.*, 2011]. Unlike other Intertropical Convergence Zones (ITCZ), the SPCZ is diagonally oriented along a south-east/north-west axis, stretching from the Solomon Islands to the central subtropical Pacific [thick line in Figure 3.1a Kiladis *et al.*, 1989; Vincent, 1994]. The SPCZ interannual variability affects the frequency of droughts, floods, and cyclones experienced by vulnerable island countries [Alexander *et al.*, 2006; Kirono *et al.*, 2011; Vincent, 1994; Vincent *et al.*, 2011]. These variations are strongly tied to the El Niño/Southern Oscillation (ENSO), the most energetic climate mode at interannual timescales. El Niño (resp. La Niña) events tend to induce a north-eastward (resp. south-westward) displacement of the SPCZ [Folland, 2002; Juillet-Leclerc *et al.*, 2006; Kidwell *et al.*, 2016; Trenberth, 1976, see also Fig. 3.4]. This picture is much more radical during “extreme” El Niño events such as in 1982-1983, 1997-1998 and 2015-2016, when the SPCZ undergoes an equatorward swing of up to ten degrees of latitude and collapses to a more zonally oriented structure [e.g. Cai *et al.*, 2012; Vincent *et al.*, 2011]. The unusual SPCZ shift and re-orientation during these extreme El Niños likely arise from the non-linear rainfall response to ENSO-related sea surface temperature (SST) signals [Chung *et al.*, 2014]. These “extreme” events have outsized impacts relative to weaker El Niños, such as massive drought, food shortage [Kirono *et al.*, 2011] and a considerable reorganisation of cyclogenesis [Vincent *et al.*, 2011], with an unusual occurrence of cyclones in French Polynesia. Global warming also has the potential to influence the SPCZ rainfall location, intensity or variability, which would impact the water resources of many South Pacific islands. The detection of such changes in observations remains uncertain because of the strong aliasing by natural decadal/multi-decadal variability over the past 40 years [Deser *et al.*, 2010; McGree *et al.*, 2014; Meng *et al.*, 2012; Solomon & Newman, 2012; Tokinaga *et al.*, 2012; Vecchi *et al.*, 2008]. The assessment of the tropical Pacific response to global warming hence heavily relies on climate projections from the Coupled Model Intercomparison Project [CMIP Meehl *et al.*, 2007; Taylor *et al.*, 2012]. These projections for 2100 generally depict a robust tropical Pacific SST response to greenhouse warming [see Fig. 3.1d, and Fig. 3.13a Li *et al.*, 2016]. This response includes a larger warming rate along the equator than in the off-equatorial central basin [e.g. Cai *et al.*, 2015; Collins *et al.*, 2010; Widlansky *et al.*, 2013] and a robust precipitation increase in the equatorial Pacific [Fig. 3.1d, e.g. Li *et al.*, 2016; Watanabe *et al.*, 2014]. This warming pattern also drives a drying of the southeast SPCZ margin in CMIP5 models, attributed to the anomalous transport of dry subtropical air into the SPCZ region [Widlansky *et al.*, 2013], in response to increased SST meridional gradients in the southeast tropical Pacific. Within the core of the SPCZ region, west of the dateline, two mechanisms compete in driving the rainfall changes [Widlansky *et al.*, 2013]: the thermodynamical “wet gets wetter” mechanism where increased atmospheric water vapour content under global warming results in increased rainfall in the SPCZ convective region, and the dynamical “warmest gets wetter” mechanism where the weaker SPCZ than equatorial warming results in anomalous moisture divergence and hence decreased rainfall. This results in a general tendency for the SPCZ core to dry for moderate tropical warming ($\sim 1-2^\circ\text{C}$), when increased transport of moist air toward the equatorial warming dominates the local increase of evaporation, and contrarily to moisten for stronger tropical warming ($\sim 3^\circ\text{C}$), when local evaporation dominates the dynamical changes [Widlansky *et al.*, 2013]. Finally, despite the absence of

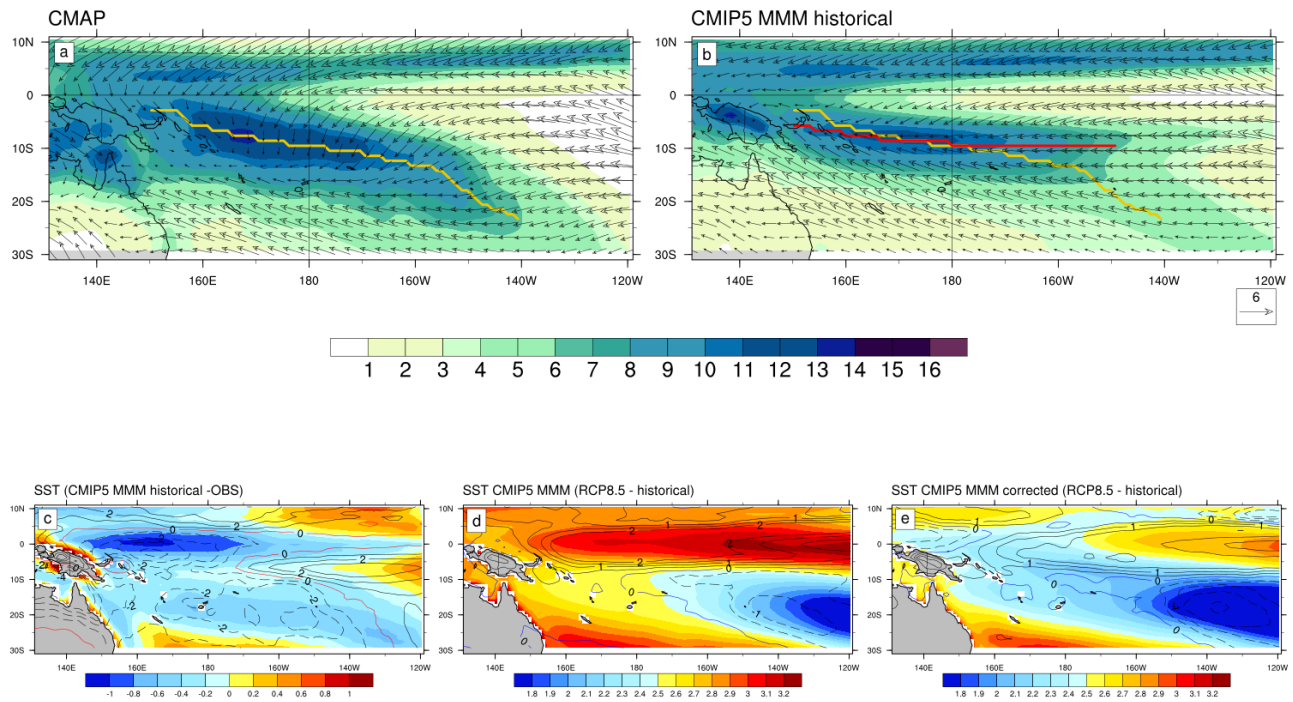


FIGURE 3.1 – Top : DJF climatology for precipitation (shading ; in $\text{mm}\cdot\text{day}^{-1}$) and near surface wind (vectors ; in $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$) from (a) CMAP observations, (b) CMIP5 MMM historical. On panel a, near surface wind are taken from NCEP2 reanalysis. On panels a,b, the thick lines (CMAP : yellow, CMIP5 MMM historical : red) represent the mean position of SPCZ. Bottom : DJF climatology of : c) historical CMIP5 SST bias, d) CMIP5 climate change induced SST response, e) CMIP5 climate change induced SST response corrected from Li et al. (2016). On panels c, d, and e the contours show respectively, the historical CMIP5 rain bias, the CMIP5 climate change induced rain response, the CMIP5 climate change induced rain response corrected from Li et al. [2016].

consensus on how ENSO-driven SST variability may change in the future [Cai et al. , 2015; Collins et al. , 2010; Power et al. , 2013], CMIP5 model projections over the 21st century do indicate a consistent intensification of ENSO-related precipitation in the central/eastern equatorial Pacific because rainfall responds nonlinearly to absolute SST [Power et al. , 2013]. These climate model projections also display an increased occurrence of “extreme” El Niño and zonal SPCZ events projected over the 21st century because of a meridional SST gradient reduction in the South Pacific [Cai et al. , 2012, 2014] allowing the SPCZ to shift to the north more easily. As we will see, the regional simulations in our study do not support the increased frequency of zonal SPCZ in CMIP3-5 projections, described by Cai et al. [2012].

While the representation of tropical Pacific climate has slightly improved in CMIP5 relative to CMIP3 models [Bellenger et al. , 2014; Grose et al. , 2014], these models still exhibit long-standing biases. They indeed generally produce an excessive cold tongue that extends too far westward [Li & Xie, 2014; Li et al. , 2015; Mechoso et al. , 1995; Zheng et al. , 2012, Fig. 3.1c] and a “double ITCZ” bias [Brown et al. , 2011; Grose et al. , 2014; Irving et al. , 2011; Niznik et al. , 2015; Perkins, 2011], i.e. a tendency for the SPCZ to be too zonal and to extend too far eastward (Fig. 3.1b,c). The southeast SPCZ margin drying projected by CMIP models thus occurs in a region where these models do not correctly simulate the SPCZ (Fig. 3.1a,b). The precipitation increase in the equatorial western Pacific (Fig. 3.1d) also occurs in a region where most CMIP models exhibit a cold bias [Brown et al. , 2013; Grose et al. , 2014, Fig 1c]. Since many aspects of regional climate change depend upon the present-day climatology [e.g. Held & Soden, 2006; Huang et al. , 2013; Matsueda & Palmer, 2011; Xie et al. , 2015], these model biases may impair the reliability of projected future precipitation changes in the SPCZ region. Li et al. [2016] indeed showed that the stronger this cold bias, the

largest the projected drying in the western Pacific. This clearly indicates an influence of present-day SST biases on projected precipitation in CMIP5 models [see Fig 2. from [Li et al. , 2016](#)].

A possible strategy to reduce the influence of CMIP biases on climate change projections is to force an atmosphere-only model with bias-corrected SSTs [e.g. [Knutson et al. , 2008](#); [Nguyen et al. , 2012](#)], i.e. to add the global warming CMIP5 SST pattern ($\Delta\text{SST}_{\text{GW}}$) to the present-day observed mean state. Several authors have used this strategy to assess the sensitivity of the SPCZ response to CMIP mean state biases [[Brown et al. , 2015](#); [Evans et al. , 2016](#); [Widlansky et al. , 2013](#)]. Using a global atmospheric model, [Widlansky et al. \[2013\]](#) demonstrated that the biases in CMIP tropical mean SST strongly contribute to the uncertainty of twenty-first-century rainfall projections in the South Pacific, with a possible future drying of the western SPCZ portion when those biases are corrected. Using a bias-adjusted SST strategy in a number of Regional Climate Models (RCMs), [Evans et al. \[2016\]](#) showed that these southwest Pacific regional climate projections were much more sensitive to the choice of the regional climate model than to the CMIP model used to specify the RCM boundary conditions. Overall, the ensemble of simulations performed in their study hardly displayed any consensus for projected SPCZ changes, although a majority of ensemble members project a drying of the SPCZ, in line with [Widlansky et al. \[2013\]](#). The above bias-correction strategy however does not account for possible biases in the CMIP-projected $\Delta\text{SST}_{\text{GW}}$. The present day common cold tongue bias in CMIP5 models may for instance influence the projected $\Delta\text{SST}_{\text{GW}}$. A way to alleviate this issue is to use a simple statistical method based on the relationship between CMIP5 present-day biases and projected changes, referred to as “observational constraint” or “emergent constraint” [e.g. [Bracegirdle & Stephenson, 2013](#)]. This approach reduces the impact of the present-day model biases on the projected response in the Arctic [e.g. [Bracegirdle & Stephenson, 2013](#)] and Indian Ocean [e.g. [Li et al. , 2016](#); [Parvathi et al. , 2017](#)]. In the tropical Pacific, [Li et al. \[2016\]](#) applied this “observational constraint” approach to correct CMIP5 projections for the tropical Pacific based on present-day rainfall bias in the equatorial western Pacific. This strategy yielded a stronger $\Delta\text{SST}_{\text{GW}}$ in the eastern than in the western equatorial Pacific, and a strong reduction of the inter-model spread in the model precipitations projections. This method is further described in section 2.2. In the present paper, we will use a similar method to correct CMIP5 SST projections based on the present-day SST bias, and investigate its impact on projected SPCZ changes.

Using a similar modelling framework as in [Brown et al. \[2015\]](#) and [Evans et al. \[2016\]](#), we investigate the robustness of the SPCZ response to climate change to i) model physics, ii) present-day SST biases and iii) correcting the CMIP5-projected SST change $\Delta\text{SST}_{\text{GW}}$ on the basis of present-day biases. We will specifically address the following questions. What are the expected robust changes in the austral summer SPCZ climatology in response to anthropogenic forcing? How will these changes alter the interannual SPCZ variability? To answer these questions, we use the Weather Research and Forecasting (WRF) regional climate model. The paper is organized as follows. Section 2 describes the experimental design. Section 3 provides a thorough evaluation of the SPCZ mean state and variability simulated by our present-day simulation, and we compare our simulation to a simulation where we applied the CMIP5 SST bias. Section 4 discusses the future changes in the SPCZ mean state and variability derived from our experimental strategy. We also discuss the sensitivity of our results to the CMIP5 model present-day SST biases and to correcting $\Delta\text{SST}_{\text{GW}}$ based on those biases. Section 5 investigates the sensitivity of our results to the model physics. Finally, Section 6 provides a summary and a discussion of our results against previous studies.

3.4 Experimental design and methods

3.4.1 WRF Regional model configuration

The two different model configurations used in this study and detailed in Table 3.1 are based on the Weather Research and Forecasting version 3.6.1 regional atmospheric model, which solves compressible, non-hydrostatic Euler equations with the Advanced Research WRF (ARW) dynamical solver [Skamarock & Klemp, 2008]. The simulated domain encompasses the tropical Pacific region [101°E-59°W; 26°N-42°S] using a 105 km horizontal grid spacing and 32 pressure levels. In the following, only a subset of this domain centered on the SPCZ region is shown (Fig. 3.1a). This first configuration is based on the study of Lefèvre *et al.* [2016]. It includes the Lin *et al.* [1983] microphysics scheme, the Community Atmosphere Model [Collins *et al.*, 2004] for shortwave and longwave radiation, the UW planetary boundary layer [Bretherton & Park, 2009] with the Monin–Obukhov surface layer parameterization, and the Noah land surface model [Chen & Dudhia, 2001]. The parameterization of subgrid-scale convection is taken from the Zhang–McFarlane scheme [Zhang & McFarlane, 1995]. This configuration will be referred to as “ZM” configuration in the following.

The second configuration is partly based on Jourdain *et al.* [2011] and Jullien *et al.* [2014]. The set of physical parameterizations used is completely different from ZM configuration with Betts–Miller–Janjić parameterization for convection [Janjić, 1994], the WRF single-moment three-class microphysics scheme [Hong *et al.*, 2004], the Rapid Radiation Transfer Model for the longwave and shortwave radiation [Iacono *et al.*, 2008] and the Yonsei University planetary boundary layer [Noh *et al.*, 2003]. This configuration will be referred to as “BMJ” configuration in the following.

3.4.2 Present-day and climate change experiments

The CMIP5 multi-model mean (MMM) surface and lateral atmospheric boundary conditions were generated from 31 CMIP5 climate models [Taylor *et al.*, 2012]. For each model, we consider historical simulations and simulations of the 21st century under the Representative Concentration Pathway 8.5 (RCP8.5) of aerosols and greenhouse gases (GHG) scenario, for which the radiative forcing reaches 8.5 W.m^{-2} by 2100 [Taylor *et al.*, 2012]. When several members were available for a given CMIP5 model, only the first available ensemble member (referred to r1i1p1 in the CMIP5 naming convention, or r2i1p1 if not available) was considered for building the MMM, to avoid giving more weight to some models than others. The CMIP5 fields used to build the boundary conditions and the initial state are listed in Table 3.2. Table 3.3 provides a summary of the performed simulations, which are further detailed in the following.

A pair of present-day (PD) simulations is performed for each of the two model configurations (ZM and BMJ), from January 1980 to May 2016. For each of the ZM and BMJ configurations (indicated by subscripts in the acronyms when needed), a 36-yr present-day simulation (labelled PD_OBS hereafter) has been designed as a dynamical downscaling of the NCEP2 reanalysis [NCEP2 Kanamitsu *et al.*, 2002]. Surface and lateral boundary conditions are taken from the 6-hourly outputs of this reanalysis. A second 36-yr present-day simulation uses the same NCEP2 boundary conditions to which the present-day monthly climatological CMIP5 MMM SST bias is added to the observed SST climatology (labelled PD_CMIP hereafter). The com-

TABLEAU 3.1 – Physics parametrization selected in the ZM and BMJ model configurations

Configuration name	Physical models	Parametrization	Reference
(1) ZM	Land-surface model	Unified Noah	Chen and Dudhia (2001)
	Oceanic surface layer	Monin–Obukhov scheme	Jiménez et al. (2012)
	Microphysic	Purdue Lin (one moment)	Lin et al. (1983)
		UW CAM5 moist turbulence with explicit entrainment at the top of the PBL and shallow convection, unified parameterization	Bretherton and Park (2009) Park and Bretherton (2009)
	Deep convection	Zhang–McFarlane	Zhang and McFarlane (1995) Community Atmospheric model Version 3 (Collins et al., 2004). (With cloud fraction computed from Xu and Randall (1996))
	Longwave and shortwave radiation	CAM3 scheme	
(2) BMJ	Land-surface model	Unified Noah	Chen and Dudhia (2001)
	Oceanic surface layer	Monin–Obukhov scheme	Jiménez et al. (2012)
	Microphysic	WRF single-moment three-class microphysics scheme	Hong et al. 2004
	PBL	Yonsei University scheme	Noh et al. 2003
	Deep convection	Betts–Miller–Janjic	Janjic 1994
	Longwave and shortwave radiation	Rapid Radiation Transfer Model for GCMs	Iacono et al. 2008

TABLEAU 3.2 – List of variables concerned by the delta methodology

Variables	Variable dimensions	Unity
Specific humidity	3D	kg.kg ⁻¹
Temperature	3D	K
U-component of wind	3D	m.s ⁻¹
V-component of wind	3D	m.s ⁻¹
Geopotential height	3D	m
Relative humidity at 2m	2D	Percent
U-component of wind at 10m	2D	m.s ⁻¹
V-com ponent of wind at 10m	2D	m.s ⁻¹
Temperature of surface at 2m	2D	K
Pressure at surface	2D	Pa
SST/Land Skin Temperature at the Surface	2D	K
Sea Level Pressure	2D	Pa

TABLEAU 3.3 – List and description of the different simulations.

Experiment name	Physics	Period	SST & BDY	Scenario
PD_OBS _{ZM}	Table 3.1 (1)	Jan 1980 - Jun 2016	NCEP2	Historical
PD_OBS _{BMJ}	Table 3.1 (2)	Jan 1980 - Jun 2016	NCEP2	Historical
PD_CMIP5 _{ZM}	Table 3.1 (1)	Jan 1980 - Jun 2016	NCEP2 + CMIP5 MMM bias	Historical
PD_CMIP5 _{BMJ}	Table 3.1 (2)	Jan 1980 - Jun 2016	NCEP2 + CMIP5 MMM bias	Historical
CC_COR _{ZM}	Table 3.1 (1)	Jan 2072 – Jun 2108	NCEP2 + Δ SST_COR _{GW}	RCP8.5
CC_COR _{BMJ}	Table 3.1 (2)	Jan 2072 – Jun 2108	NCEP2 + Δ SST_COR _{GW}	RCP8.5
CC_OBS _{ZM}	Table 3.1 (1)	Jan 2072 – Jun 2108	NCEP2 + Δ SST _{GW}	RCP8.5
CC_OBS _{BMJ}	Table 3.1 (2)	Jan 2072 – Jun 2108	NCEP2 + Δ SST _{GW}	RCP8.5
CC_CMIP5 _{ZM}	Table 3.1 (1)	Jan 2072 – Jun 2108	historical CMIP5 MMM SST bias + Δ SST _{GW}	RCP8.5
CC_CMIP5 _{BMJ}	Table 3.1 (2)	Jan 2072 – Jun 2108	historical CMIP5 MMM SST bias + Δ SST _{GW}	RCP8.5

parison of this simulation with CMIP5 MMM and with CC_OBS simulation allows us, respectively, to test the impact of our setup model, and the impact of the historical CMIP5 SST biases, and will be discussed in Section 4. SST biases are only applied around the SPCZ region, within [130°E-290°E; 7°N- 30°S], with a smooth transition to present-day SST near the boundaries of this region. Note that the lateral and sea surface conditions outside this box remain the same as in PD_OBS. In all these present-day simulations, the CO₂ forcing is kept constant at a level representative of the recent period (379ppm). To assess the southwest Pacific response to climate change (CC), we further conduct a set of three future experiments for each model configuration. For the first two sets (labelled CC_OBS and CC_CMIP), we apply the climatology of surface and lateral boundary future changes on top of the conditions of PD_OBS and PD_CMIP. These future changes are calculated as the difference between the 2080-2100 (RCP8.5) and 1989-2009 of MMM monthly climatologies (Fig. 3.1d), following the same methodology as in Knutson et al., (2008) and Walsh, (2015). Note that our experimental framework assumes no change in variability, just a mean state change. This framework allows us examining how mean state changes may influence the SPCZ interannual variability without assuming any changes in the interannual SST variations (e.g. ENSO). We apply a constant CO₂ forcing representative of the RCP8.5 projections at the end of the 21st century (845ppm). The CMIP5 fields used to build the boundary conditions and the initial states are listed in Table 2. The third set (CC_COR), is similar to CC_OBS experiments, except that we use the CMIP5 SST anomalous pattern (Fig. 3.1e) statistically corrected following the method of Li *et al.* [2016], Δ SST_COR_{GW}, as described below.

In order to produced a corrected SST projection Δ SST_COR_{GW}, we first assess the statistical relationship between the historical rainfall bias and Δ SST_{GW} (Fig. 3.2) in the equatorial western Pacific (140°E-170°W; 2°S-2°N). We find a significant correlation of -0.56 (p-value = 0.001) between the mean precipitation and Δ SST_COR_{GW} across 31 CMIP5 models (Fig. 3.2), consistently with Li *et al.* [2016] who found a -0.52 corre-

lation across 24 CMIP5 models (their Figure 6a). This analysis demonstrates that the drier the present-day west Pacific (and the stronger the cold tongue bias, not shown), the stronger the projected SST warming in the equatorial western Pacific. We use this linear relation between the mean western equatorial Pacific present-day precipitation and $\Delta\text{SST}_{\text{GW}}$ to correct $\Delta\text{SST}_{\text{GW}}$, as in Li *et al.* [2016]. The corrected CMIP5 MMM projection exhibits a weaker western Pacific warming (Fig. 3.1e). This will modify SST gradients quite significantly in this region, relative to $\Delta\text{SST}_{\text{GW}}$. In the rest of the manuscript we will refer to the difference

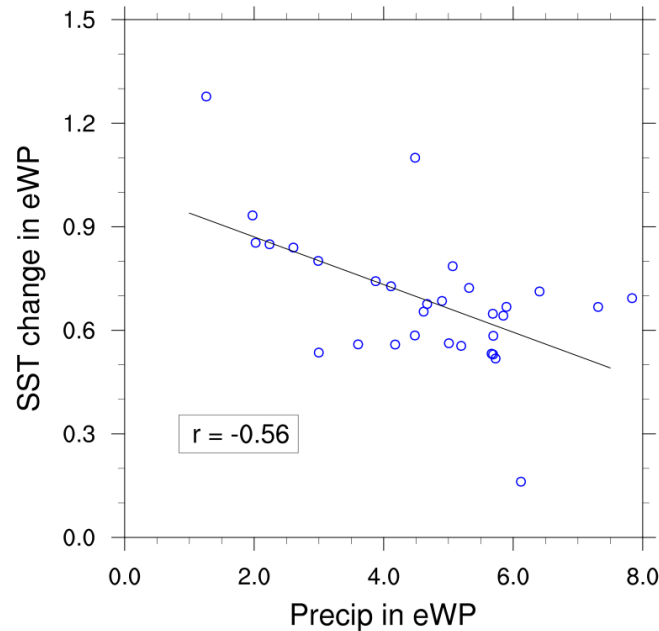


FIGURE 3.2 – Relationships between the historical mean precipitation ($\text{mm}\cdot\text{day}^{-1}$) in the equatorial western Pacific ($140^{\circ}\text{E}-190^{\circ}\text{E}$; $2^{\circ}\text{S}-2^{\circ}\text{N}$) and SST projected changes ($^{\circ}\text{C}$) in the equatorial western Pacific among 31 CMIP5 models. The inter-model correlation (r) is shown at the bottom-left.

between historical CMIP5 climatological SST and observed SST as the “historical CMIP5 SST bias” and to the difference between $\Delta\text{SST}_{\text{GW}}$ and $\Delta\text{SST}_{\text{COR}_{\text{GW}}}$ as the “ $\Delta\text{SST}_{\text{GW}}$ bias”. (Although, strictly speaking this last quantity is not bias but an estimated bias).

3.4.3 Analysis methods

The SPCZ position at each longitude is taken as the location of the maximum precipitation between the equator and 30°S . The mean SPCZ slope is calculated as a linear fit to this SPCZ position between 160°E and 140°W . As in Vincent *et al.* [2011], we define LatW as the SPCZ latitude average between 160°E and 180°E , and latE as the SPCZ latitude averaged between 170°W and 150°W . El Niño (La Niña) events are defined as austral summer seasons (December-January-February; DJF) when the DJF Niño3.4 SST anomaly is greater (lower) than 0.5°C , following NOAA’s index : http://www.cpc.noaa.gov/products/analysis_monitoring/ensostuff/ensoyears.shtml. We classify El Niño events into two classes : extreme El Niño events that encompass the three largest events (1982/1983, 1997/1998, 2015/2016) and moderate El Niño events that gather all the other events. To investigate the relative importance of moisture changes (referred to as “thermodynamical”), and large-scale atmospheric circulation changes (referred to as “dynamical”) in shaping the pattern of moisture divergence changes between future and present, we use the same method as discussed in Widlansky *et al.* [2013] with a simple decomposition of surface moisture divergence anomalies (the anomaly being the difference between $\text{CC_OBS}_{\text{ZM}}$ and $\text{PD_OBS}_{\text{ZM}}$) into surface divergence of :

- projected moisture changes advected by the mean circulation :

$$\delta\text{TH} = \nabla \cdot (\bar{u}q') \quad (3.1)$$

- mean moisture advected by the projected circulation changes :

$$\delta\text{DYN} = \nabla \cdot (u' \bar{q}) \quad (3.2)$$

where u is the horizontal surface wind vector, q is the specific surface humidity, the overbar denotes the values from the present day simulation and primes denote differences between future and present day simulations. The cross terms are not discussed here as δTH and δDYN dominate the balance in the region of interest (not shown).

3.5 Results : Present-day simulations

3.5.1 Climatological features

The observed SPCZ persists throughout the year, but reaches its maximum extension during austral summer (DJF). At this time of the year, the SPCZ is centred around 10°S (Fig. 3.3a), has a moderately tilted western portion between 150°E and 160°W and more southeastwardly tilted portion to the east, from 160°W to 140°W . The surface winds converge toward the SPCZ (Fig. 3.3a).

The PD_OBS_{ZM} experiment simulates the observed climatological DJF precipitation pattern reasonably well (Fig. 3.3b), including the southeastward SPCZ tilt. The surface winds intensity and convergence are correctly reproduced, resulting in a realistic moisture convergence (not shown). This simulation however exhibits some biases, including a $\sim 12\%$ underestimation of ITCZ rainfall and a $\sim 30\%$ underestimation of the western equatorial Pacific rainfall. PD_OBS_{ZM} also overestimates precipitation in the core of the SPCZ. Despite these biases, this simulation reproduces the location of the observed SPCZ very accurately (yellow and red curves on Figure 3.3b), a major asset for the objectives of the present study. In addition, this simulation seems to better reproduce the position of SPCZ than the other studies using regional models [Evans *et al.*, 2016]. These precipitation patterns are further compared to those of the NCEP2 reanalysis (Fig. 3.3c), which is used as boundary conditions in the present study. The NCEP2 reanalysis also captures the main observed climatological precipitation pattern reasonably well. In contrast with PD_OBS_{ZM}, it tends to overestimate ITCZ ($\sim 15\%$) and equatorial western Pacific ($\sim 5\%$) precipitation. The NCEP2 dataset also exhibits a diagonally oriented SPCZ, although this reanalysis appears to overestimate the SPCZ tilt in its western portion relative to PD_OBS_{ZM} and CMAP and underestimate it in its eastern portion. Like PD_OBS_{ZM}, NCEP2 re-analysis overestimates precipitation in the core of the SPCZ. A more quantitative assessment of the SPCZ climatological characteristics simulated by PD_OBS_{ZM} (red circle), NCEP2 (green circle) and the CMIP5 models (boxplot) is provided in Figure 3.4. Figure 3.4a clearly illustrates that all CMIP5 models considerably underestimate the slope of the SPCZ as already reported in past literature [e.g. Brown *et al.*, 2015], with the historical CMIP5 MMM exhibiting a four times weaker slope than in observations ($0.06^\circ\text{S}/^\circ\text{E}$ as compared to $0.26^\circ\text{S}/^\circ\text{E}$ for CMAP). This slope varies considerably among individual CMIP5 simulations, ranging from a completely zonal SPCZ to a more realistic diagonally oriented but still underestimated SPCZ slope of up to $0.14^\circ\text{S}/^\circ\text{E}$. PD_OBS_{ZM} captures this SPCZ slope far more accurately ($0.22^\circ\text{S}/^\circ\text{E}$). The strong underesti-

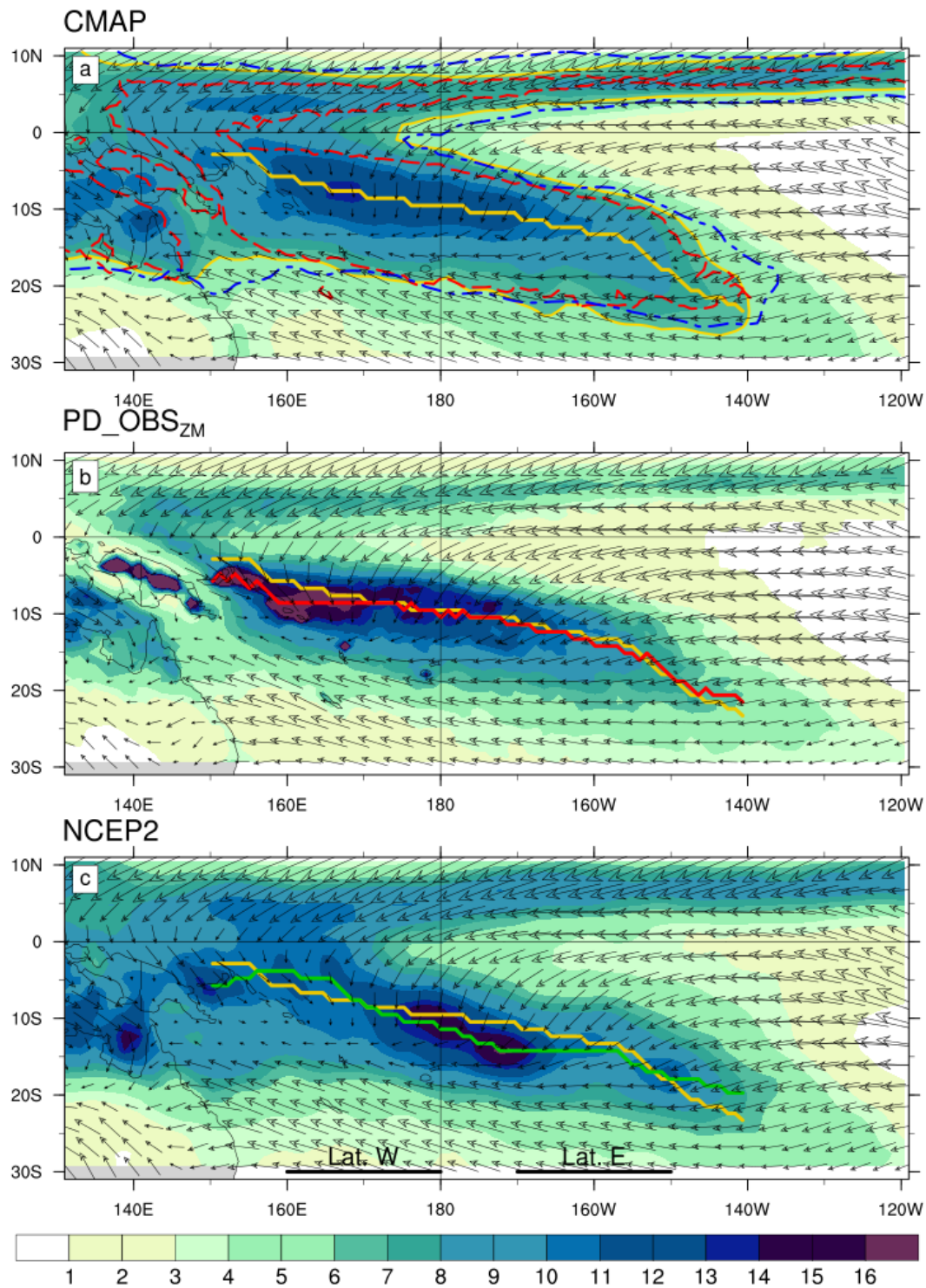


FIGURE 3.3 – DJF climatology of precipitation (shading; in $\text{mm}\cdot\text{day}^{-1}$) and near surface wind (vectors; in $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$) from (a) CMAP observations, (b) PD_OBS_{ZM} experiment, and (c) NCEP2 reanalysis. Thick lines represent the mean position of SPCZ for CMAP (yellow), PD_OBS_{ZM} experiment (red), NCEP2 reanalysis (blue). On panel a, the thin contours indicate the $6\text{mm}\cdot\text{day}^{-1}$ isopleth for CMAP (yellow), NCEP2 (blue), and PD_OBS_{ZM} experiment (red).

mation of the SPCZ slope in historical CMIP simulations largely results from a large northward bias in the location of its eastern portion (Fig. 3.4b; 9°S for the CMIP MMM, 13.5°S for observations). This location is very well captured in PD_OBS_{ZM} (14°S). The location of the western SPCZ portion (Fig. 3.4c) around 8°S is reasonably well captured by PD_OBS_{ZM}, NCEP2 and CMIP5 simulations. PD_OBS_{ZM} also captures the South Pacific ($0\text{-}30^{\circ}\text{S}$; $150^{\circ}\text{E}\text{-}240^{\circ}\text{E}$) rainfall pattern accurately (Fig. 3.4d), with a pattern correlation of 0.96,

compared to a correlation ranging from 0.5 to 0.9 for CMIP5 and 0.87 for NCEP2. Overall, the PD_OBS_{ZM} simulation outperforms all CMIP5 models and behaves as accurately or slightly better than NCEP2, as far as the SPCZ climatological features are concerned.

3.5.2 Interannual variability

Figure 3.5 exhibits a composite of anomalous rainfall and surface winds during the different ENSO phases. Moderate El Niño and La Nina events generally exhibit opposite patterns. Moderate El Niño years (resp. La Nina years) are characterized by modest positive (negative) rainfall anomalies in the vicinity of the dateline, while weak negative (positive) rainfall anomalies prevail in the western equatorial Pacific and south of the climatological SPCZ position in the southwest Pacific (Fig 5a,c). During these moderate El Niño events (resp. La Nina), the SPCZ experiences a 3° northward (southward) shift between 150°E and 150°W. This picture is very different during strong El Niño events (Fig. 3.4b) : the equatorial rainfall increase is four times larger than during moderate El Niño events and its pattern is considerably extended and shifted eastward, with a maximum near 165°W. The South Pacific rainfall decrease is also about twice larger than during moderate events and extends further east to 140°W. Finally, the area covered by the ITCZ in the western equatorial Pacific also exhibits a large drying that is not present during moderate El Niño events. These stronger and spatially-extended rainfall anomalies associated with strong El Niño events translate into larger SPCZ displacements : the SPCZ eastern portion shifts northward by up to ten degrees, while its western portion remains close to its climatological position, which produces a more zonally oriented SPCZ from 150°E to 150°W. From year to year, the eastern portion of the SPCZ experiences meridional displacements, with the largest northward excursions occurring in austral summer 1982 (~+10°), 1992 (~+7°), 1997 (~+10°) and 2015 (~+8°) (Figure 3.6). As discussed in Vincent et al. (2011), these years are indeed characterized by an extreme northward swing of the SPCZ, which ends up with a more zonally oriented structure. PD_OBS_{ZM} and NCEP2 accurately reproduce these SPCZ excursions (0.71 correlation between CMAP and both datasets), despite a 20% overestimation of the variability in NCEP2 (NCEP2 STD=4.99° vs CMAP STD=4.1°). In particular, PD_OBS_{ZM} correctly simulates the SPCZ extreme northward excursions during the 1982, 1992, 1997 and 2015 asymmetric El Niño events, with a tendency for both PD_OBS_{ZM} and NCEP2 to overestimate the northward excursion of the SPCZ during these events. The variability of the western portion is also well captured by both NCEP2 and PD_OBS_{ZM}, with a ~0.7 correlation to CMAP (not shown). Overall, in this section, we have demonstrated the capacity of our simulation to reproduce reasonably well the present-day SPCZ mean state (in particular : much better than in CMIP5 models) as well as its interannual variability.

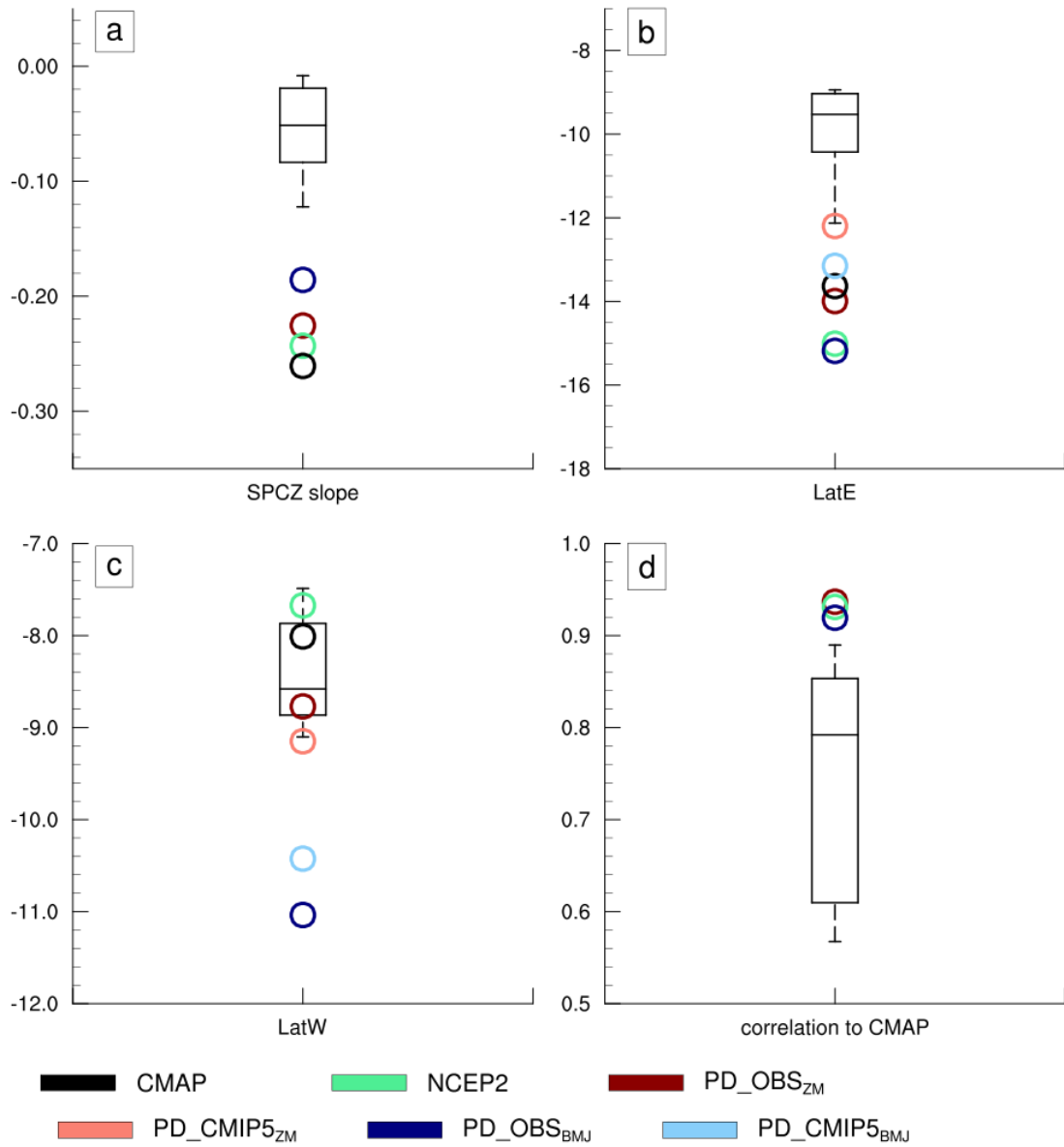


FIGURE 3.4 – Evaluation of the SPCZ characteristics in the CMIP5 ensemble over the historical period (box plot showing the median, interquartile range, the first and the last decile values), CMAP observations (black circle), NCEP2 reanalysis (green circle), PD_OBS_{ZM} simulation (red circle), PD_OBS_{BMJ} simulation (blue circle). a) SPCZ slope , b) SPCZ LatE index, c) SPCZ LatW index and d) pattern correlation with DJF climatological precipitation from CMAP within the [160°E-120°W;30°S-0°] region.

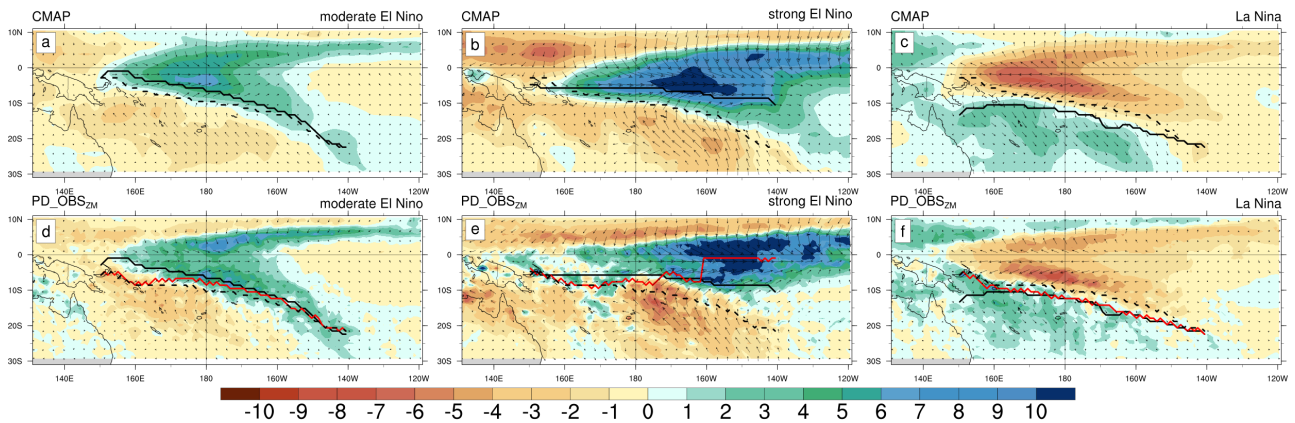


FIGURE 3.5 – (First row) CMAP, (second row) PD_OBS_{ZM}, DJF precipitation anomalies (shading; in mm.day⁻¹) and near surface wind (vectors; in m.s⁻¹) for (left) moderate El Niño, (middle) strong El Niño events and (right) La Niña events. On panels a, b and c, near surface wind are taken from NCEP2 reanalysis. The black (CMAP) and red (PD_OBS_{ZM}) curves are the ENSO-based composite SPCZ position. The black dashed line shows the climatological SPCZ position.

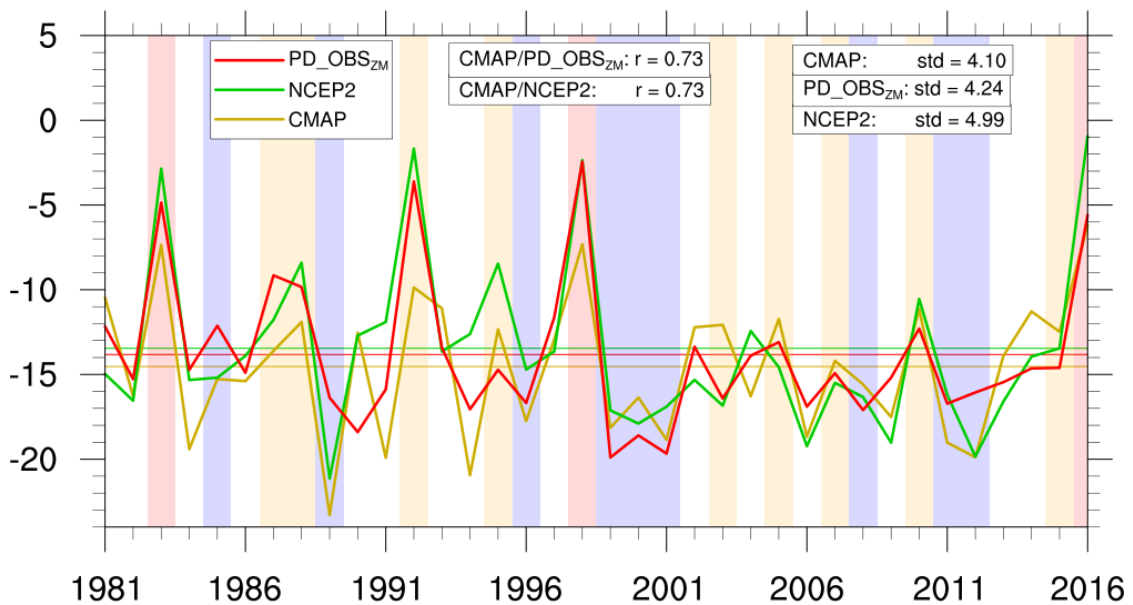


FIGURE 3.6 – Evolution of DJF LatE SPCZ index for CMAP (yellow), NCEP2 (blue), and PD_OBS_{ZM} (red). Horizontal lines show the averaged value of the index. The standard deviation (std) and the Pearson correlation (r) are also indicated in the Figure. Vertical colors shadings indicate ENSO phases, moderate El Niño (yellow), La Niña (blue), and strong El Niño (red).

3.6 Results : Response to climate change

3.6.1 Climatology

In this section, we investigate the climatological SPCZ response to climate change our 3 sets of experiments, CMIP5_ZM, OBS_ZM and COR_ZM and compare it with that in the CMIP5 MMM. We start with a description of the changes in CMIP5 MMM, and then compare them with the CMIP5_ZM experiments to assess the impact of our model setup. We will then compare CMIP5_ZM and OBS_ZM to evaluate the impact of the historical CMIP5 SST bias. Finally, OBS_ZM and COR_ZM allow evaluating the effect of the ΔSST_{GW} bias. The CMIP5

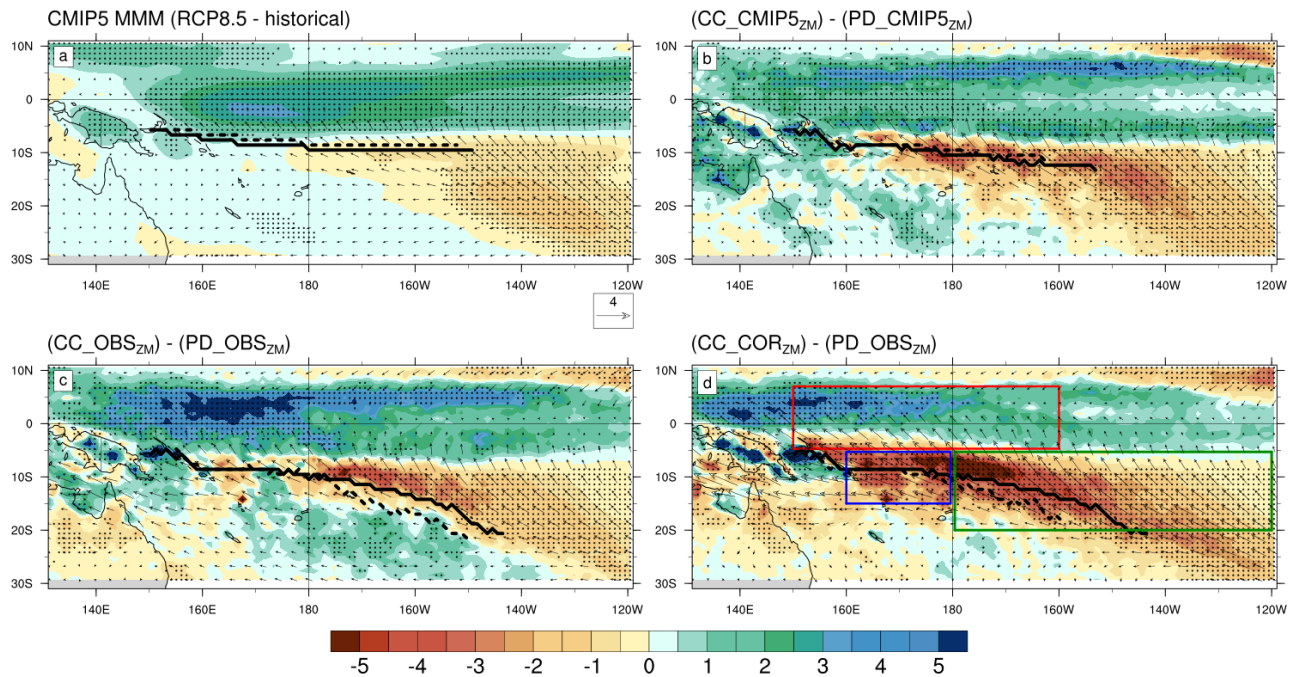


FIGURE 3.7 – DJF precipitation anomalies (shading ; in $\text{mm}\cdot\text{day}^{-1}$) and near surface wind (vectors ; in $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$) between future and present ; a) CMIP5 MMM, b) OBS_ZM, and c) COR_ZM. Regions where the statistic test on the mean is significant at 95% are stippled. Colored boxes panel b) denote regions used in Figure 3.12.

MMM precipitation response to climate change is characterized by a consistent and significant rainfall increase along the equator, reaching up to $3 \text{ mm}\cdot\text{day}^{-1}$ west of the dateline (Fig. 3.7a). These simulations also display a consistent and statistically significant drying of up to $1 \text{ mm}\cdot\text{day}^{-1}$ east of 150°W and south of 10°S . In the southwest Pacific (10°S - 30°S ; 160°E - 160°W) the rainfall change is not statistically significant, with less than 75% of the models simulating a rainfall increase. Overall, these modest rainfall changes only result in very modest future changes in the climatological SPCZ location in CMIP5 CC simulations (solid and dotted black lines in Figure 3.7a). The projected wind changes depict an intensification of the trade winds in the southeastern part of the domain, converging towards the equatorial region (Fig. 3.7a).

Let us first explore how our model compares with the CMIP5 MMM. The CC_CMIP5_ZM simulation displays a similar significant precipitation increase in the equatorial region (Fig 7b; $\sim 2.5 \text{ mm}\cdot\text{day}^{-1}$ in CMIP5_ZM experiment compared to $\sim 2.2 \text{ mm}\cdot\text{day}^{-1}$ in CMIP5 MMM, on average in the red box Fig. 3.6d). This significant precipitation increase is confined to the western/central Pacific or outside the 5°N - 5°S band at east of 170°W . CC_CMIP5_ZM yields also a significant drying in the south-east Pacific, extending up to 175°E , and stronger than in the CMIP5 MMM ($\sim 1.0 \text{ mm}\cdot\text{day}^{-1}$ in CMIP5_ZM experiment compared to $\sim 0.4 \text{ mm}\cdot\text{day}^{-1}$ in CMIP5 MMM, on average in the green box Fig. 3.6d). These anomalies don't affect the clima-

tological SPCZ position, which remains similar from 150°E to 160°W (solid and dotted black lines on Figure 3.7b), but the rainfall decrease east of 170°W leads to a shrinkage of SPCZ, defined as the region where the precipitation are stronger than 6mm.day⁻¹.

Let us now investigate the influence of correcting the historical CMIP5 SST bias. CC_OBS_{ZM} (Fig. 3.7c) displays a significant rainfall increase in the equatorial region between 7°S-10°N, much stronger than CMIP5_{ZM} experiments (~3.5 mm.day⁻¹ in OBS_{ZM} experiment compared to ~2.5 mm.day⁻¹ in CMIP5_{ZM} experiment, on average in the red box Fig. 3.6d), reaching a maximum in the western/central Pacific, near 5°N (Fig. 3.7c). The CC_OBS_{ZM} simulation also displays a significant rainfall decrease (~0.9 mm.day⁻¹ on average in the green box Fig. 3.6d), similar to CMIP5_{ZM} experiment, south of 7°S and north of the SPCZ climatological position extending from the eastern Pacific to 180°. This response represents a 15% rainfall decrease within the [5°S-15°S; 180°-150°W] region compared to the present-day climatology. These large-scale and intense anomalies affect the climatological SPCZ position in its eastern portion (solid and dotted black lines on Figure 3.7c), with a southward shift of 4° of the maximum precipitation.

Let us finally examine the effect of correcting the ΔSST_{GW} bias. CC_COR_{ZM} (Fig. 3.7d) yields a weaker increase of precipitation in the western/central equatorial region compared to CC_OBS_{ZM} (~3 mm.day⁻¹, on average in the red box Fig. 3.6d). The area of significant increase located north of the equator is confined in the western Pacific in CC_COR_{ZM} while it extends throughout the Pacific in CC_OBS_{ZM}. CC_COR_{ZM} also yields a larger drying south of 5°S and east of 180°E (~1.9 mm.day⁻¹ on average in the green box Fig. 3.6d), which extends farther into the western Pacific than in CC_OBS_{ZM} (Fig. 3.7d). This represents a ~20% decrease in rainfall within the [15°S-5°S; 160°E-180°E] region compared to present-day climatology. In these two experiments (Fig. 3.7c,d) these anomalies induce a large southward shift of the climatological SPCZ position (~4°). The trade winds in the south-central part of the domain [180°E-150°W; 15°S-5°S] increase by 40% compared to present-day climatology in CC_COR_{ZM}, especially in the southwestern Pacific where the trade winds cross the equator to the north where maximum precipitation anomalies are found. We fur-

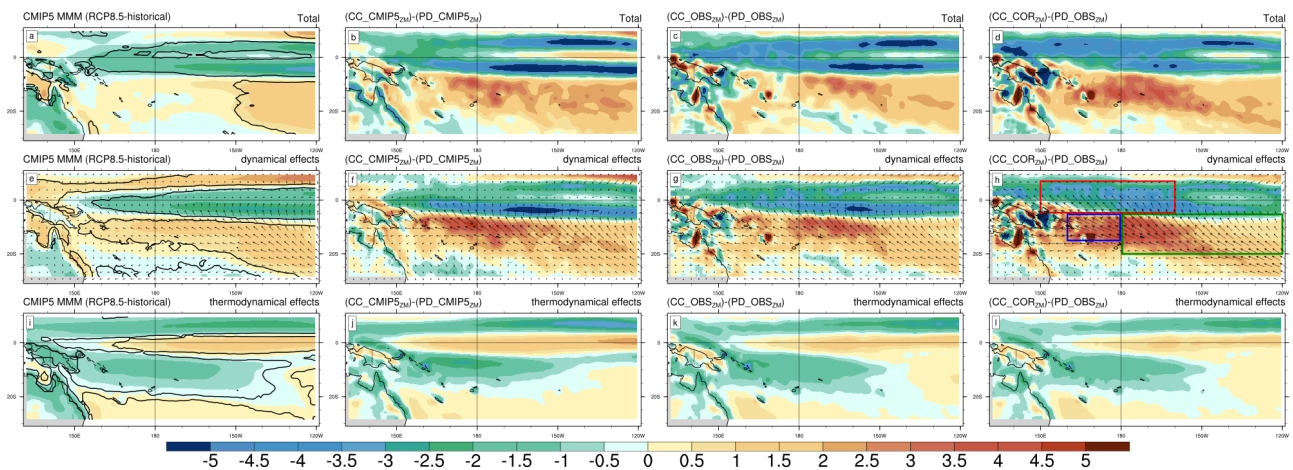


FIGURE 3.8 – Total (top), dynamic (middle), and thermodynamic (bottom) effects on the moisture divergence (in g.kg⁻¹.s⁻¹ × 10⁻⁵) change (future – present) in the (CC_COR_{ZM}) – (PD_OBS_{ZM}) simulations (first column), in the (CC_OBS_{ZM}) – (PD_OBS_{ZM}) simulations (second column), (CC_CMIP5_{ZM}) – (PD_CMIP5_{ZM}) simulations (third column), and CMIP5 MMM (RCP8.5 – historical) (fourth column). Contours denote regions where at least 75% of the CMIP5 models agree on the sign of the precipitation change.

ther use simple surface moisture convergence diagnostics similar to those proposed in [Widlansky *et al.*, 2013] to provide insights on the mechanisms driving the simulated rainfall response to climate change in

the CMIP5 models and our experiments (Fig. 3.8). The anomalous patterns in surface moisture divergence (Fig. 3.8a,b,c,d) qualitatively match those of the precipitation changes (Fig. 3.7a,b,c,d) for both the CMIP5 models and our experiments, indicating that this is an appropriate way to diagnose precipitation changes. Moisture divergence changes are almost entirely driven by wind divergence changes in our experiments and in the CMIP5 models (Fig. 3.8e,f,g,h), with moisture changes playing a smaller role (Fig. 3.8i,j,k,l). The anomalous moisture convergence in the equatorial region is also largely driven by dynamical changes, with thermodynamics only damping the dynamical changes (Fig. 3.8e,f,g,h vs i,j,k,l). Thermodynamical effects are slightly stronger in CMIP5_{ZM} (Fig. 3.8j) than in OBS_{ZM} (Fig. 3.8k), and hence damp the dynamical effect less, leading to larger precipitation changes in OBS_{ZM} in the equatorial region. In the southeast Pacific, the increased anomalous moisture divergence that dries the SPCZ eastern edge is also largely driven by circulation changes (Fig. 3.8e,f,g,h).

Let us now focus on the southwest Pacific and SPCZ region. The moisture divergence anomalies and related precipitation changes are similar in the OBS and CMIP experiments (Fig. 3.7b,c and Fig. 3.8b,c), for which the tendency for dynamical processes to dry the western portion of the SPCZ is partially compensated by thermodynamical effects (Fig. 3.8b,c,f,g,j,k). On the other hand, the COR experiment yields a stronger drying of the SPCZ western margin, that can be related to stronger dynamical processes in COR (Fig. 3.8h) than in OBS (Fig. 3.8g). The wind changes responsible for these moisture convergence modifications can be related to the corrected projected SST pattern in the COR experiment relative to OBS (Fig. 3.1d,e). The SST meridional gradient between the equatorial western Pacific (160°E-180; 5°S-5°N) and the southwestern Pacific (160°E-180; 5°S-15°S), and the SST zonal gradient between the southwestern Pacific (150°E-180; 5°S-15°S) and the south central Pacific (180°E-210°E; 5°S-15°S) are stronger in CC_COR (0.33°C in CC_COR vs. 0.028°C in CC_OBS and 0.58°C in CC_COR vs. 0.54°C in CC_OBS, respectively). These different SST patterns induce southeasterly wind anomalies (blowing from the southeast Pacific dry zone towards the central and western equatorial Pacific) that are stronger and extend further into the western Pacific in the COR experiment (Fig. 3.7c vs 3.7d).

To summarize, 1) our model tends to enhance the precipitation response to anthropogenic forcing compared to CMIP5 MMM, especially the southeastern Pacific drying, 2) the historical CMIP5 SST biases damp the intensity of the equatorial rainfall response compared to OBS_{ZM}, largely through thermodynamical processes, and 3) the projected SST correction yields a larger drying of the SPCZ western portion, due to southeasterlies that penetrate further west and north in relation with SST gradient changes.

3.6.2 Interannual variability

A general assessment of the changes in precipitation interannual variability in the present and future climate is provided on Figure 3.9. In PD_OBS_{ZM}, large interannual rainfall variations (4 to 8 mm.day⁻¹) are found in a large region extending from 150°E to 150°W and 8°N to 20°S, with a maximum in the SPCZ core region and under the ITCZ (Fig. 3.9a). This rainfall variability pattern is considerably affected by anthropogenic forcing (Fig. 3.9b,c), with a near doubling of equatorial rainfall variations. In CC_COR_{ZM}, anthropogenic forcing also affects the South Pacific rainfall variability, with a reduction of rainfall variability south of 5°S. This change in rainfall is likely related to drying of SPCZ in its western part. Similar results are found in the CMIP5_{ZM} experiment (not shown). Finally, the OBS_{ZM} reveals also an enhancement of equatorial interannual variability when the historical CMIP5 SST bias is also corrected. In an idealized framework where the SST are climatological, Chung *et al.* [2014] found that global warming enhances the nonlinear rainfall

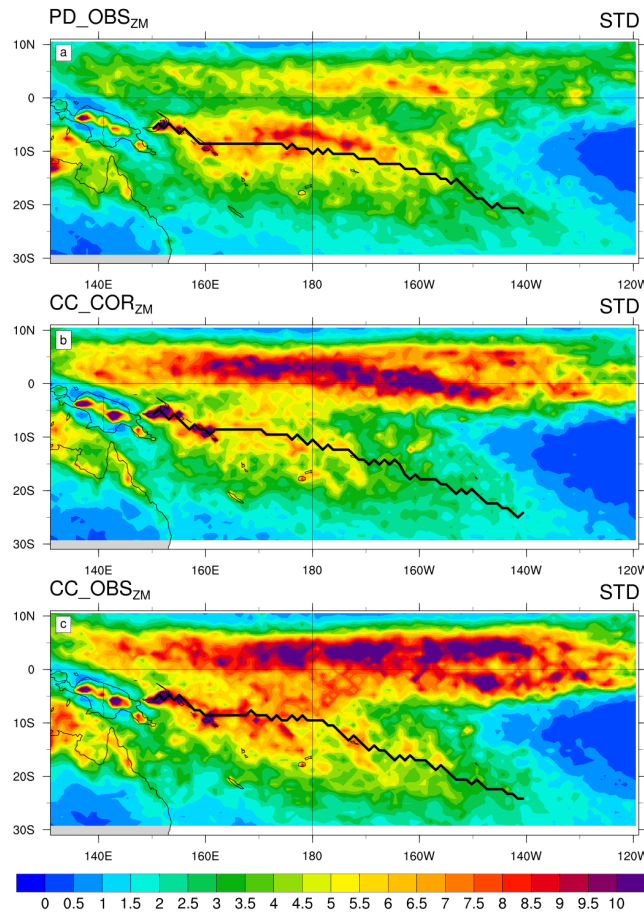


FIGURE 3.9 – Interannual standard deviation of the DJF precipitation (in mm.d^{-1}) for a) PD_OBS_{ZM}, b) CC_COR_{ZM}, c) CC_OBS_{ZM} simulations. The thick black lines show the mean position of SPCZ.

response to ENSO SST anomalies, with an increase of precipitation variability, especially along the equator. Our study confirms these results in a more realistic framework. Enhanced precipitation in the equatorial region however does not appear to be robust for all ENSO phases (Fig. 3.10abc). The large equatorial rainfall increase under climate change is indeed clear for El Niño events (Fig. 3.10ab) but is considerably weaker during La Niña events, being largely confined to the far western Pacific (Fig. 3.10c). This is also the case in the OBS_{ZM} and CMIP5_{ZM} experiments (not shown). To further illustrate that, Figure 3.10d,e provides scatterplots of the rainfall difference between future and present climate for each of 36 simulated austral summers (black dots represent COR_{ZM} experiment, cyan dots OBS_{ZM} experiment, and brown dots CMIP5_{ZM} experiment) as a function of the ENSO state in the two regions drawn on the upper panels of Figure 3.10: the equatorial region (Fig. 3.10d) and the South Pacific region (Fig. 3.10e). The amplitude of the equatorial precipitation increase is considerably larger for an El Niño (up to 2.5 mm.day^{-1}) than for a La Niña (0 mm.day^{-1}). Such dependence on ENSO state illustrates a non-linearity of the precipitation response to climate change during ENSO phases, as also found in the idealized framework of Chung *et al.* [2014]. The South Pacific drying in response to climate change has a weaker non-linear dependency to ENSO (-1 mm.day^{-1} for La Niña vs. 2.5 mm.day^{-1} for El Niño).

The changes in rainfall interannual variability near the equator are mostly driven by changes in the SPCZ response to ENSO (Fig. 3.11). Under present-day conditions, the zonally-oriented SPCZ during extreme El Niño events remains largely located in the southern hemisphere (red thick line; Fig. 3.11a), with the largest northward excursion of 12° occurring in PD_OBS_{ZM} during the 1997-1998 event. In CC_COR_{ZM}, the SPCZ

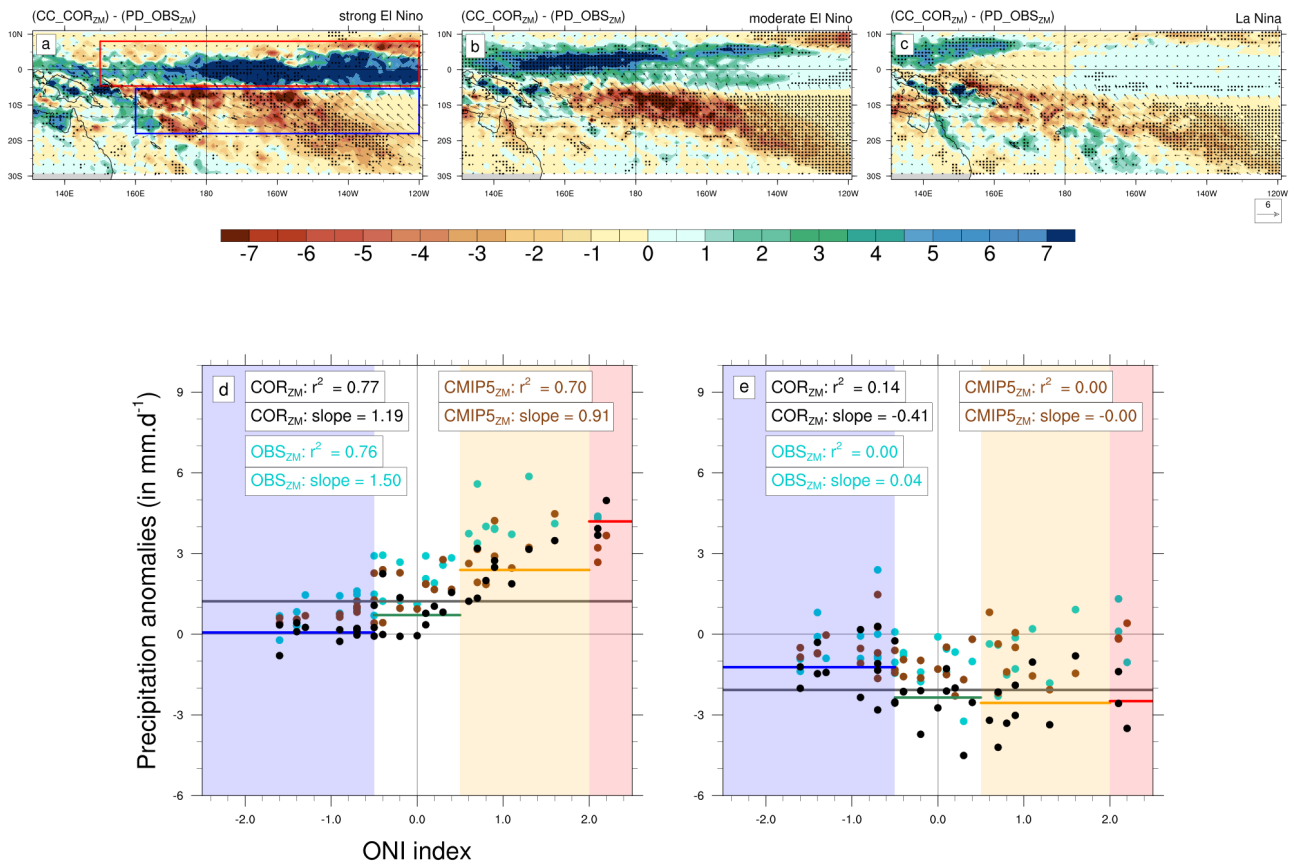


FIGURE 3.10 – Top : DJF climatology of precipitation anomalies (shading; in mm.d^{-1}) and near surface wind (vectors; in m.s^{-1}) for $\text{CC_COR}_{\text{ZM}}$ (top), $\text{CC_CMIP5}_{\text{ZM}}$ (bottom) simulation for each ENSO mode; strong El Niño (left), moderate El Niño (center), La Niña (right). Colored solid lines : future climatological SPCZ position (on top panels : blue in CC_OBS , red in CC_COR); dashed lines : ENSO-based composite SPCZ position (black for present and colored for future simulations).

Bottom : SPCZ LatE index times series minus the SPCZ climatological position for $\text{PD_OBS}_{\text{ZM}}$ (red solid line), $\text{PD_CMIP5}_{\text{ZM}}$ (black solid line), $\text{CC_COR}_{\text{ZM}}$ (red dashed line), $\text{CC_OBS}_{\text{ZM}}$ (blue dashed line), $\text{CC_CMIP5}_{\text{ZM}}$ (black dashed line). The standard deviation (std) is shown in the bottom left-hand boxes. The background colors represents the ENSO phases, moderate El Niño (light yellow), La Niña (light blue), and strong El Niño (light red).

shifts right on the equator between 165°E and 140°W (red dashed line; Fig. 3.11a), and between 180°E and 140°W in $\text{CC_OBS}_{\text{ZM}}$ (not shown), resulting in a northward excursion exceeding 15° during strong El Niño events (1983, 1992, 1998, 2016) (red dashed lines, Fig. 3.11a). During moderate El Niño events, the SPCZ in both $\text{CC_COR}_{\text{ZM}}$ (Fig. 3.11b) and $\text{CC_OBS}_{\text{ZM}}$ (not shown) experiences a shift of $\sim 3^{\circ}$ near the dateline but a far weaker southward excursion in its eastern portion. During la Niña events, the SPCZ position slightly moves southward by 2° in both present and future climates (Fig. 3.11c). The SST cold bias in CMIP5 models yields weaker ENSO-related SPCZ present-day movements in $\text{PD_CMIP5}_{\text{ZM}}$ (black dashed line versus black thick line; Fig. 3.11d,e,f) than in $\text{PD_OBS}_{\text{ZM}}$ (black dashed line versus black thick line; Fig. 3.11a,b,c). Under climate change, this SPCZ variability increases in $\text{CC_CMIP5}_{\text{ZM}}$ ($\text{STD LatE PD_CMIP5}_{\text{ZM}} = 3.04^{\circ}$; $\text{STD LatE CC_CMIP5}_{\text{ZM}} = 4.96^{\circ}$), yielding larger northward SPCZ shifts during than in the current day, for both strong and moderate El Niños. There are thus larger northward displacements of the SPCZ during El Niños in the future than in the present day, especially in our bias corrected experiments. But what about the frequency of those zonal events? Cai *et al.* [2012] demonstrated a near-doubling of SPCZ zonal events frequency in CMIP models under climate change, and linked this increase to a decreased SST meridional gradient south of the equator. To assess the robustness of this result in our experiments, we performed an Empirical Orthogonal Functions (EOFs) of precipitation from our regional simulations and identify zonal SPCZ events

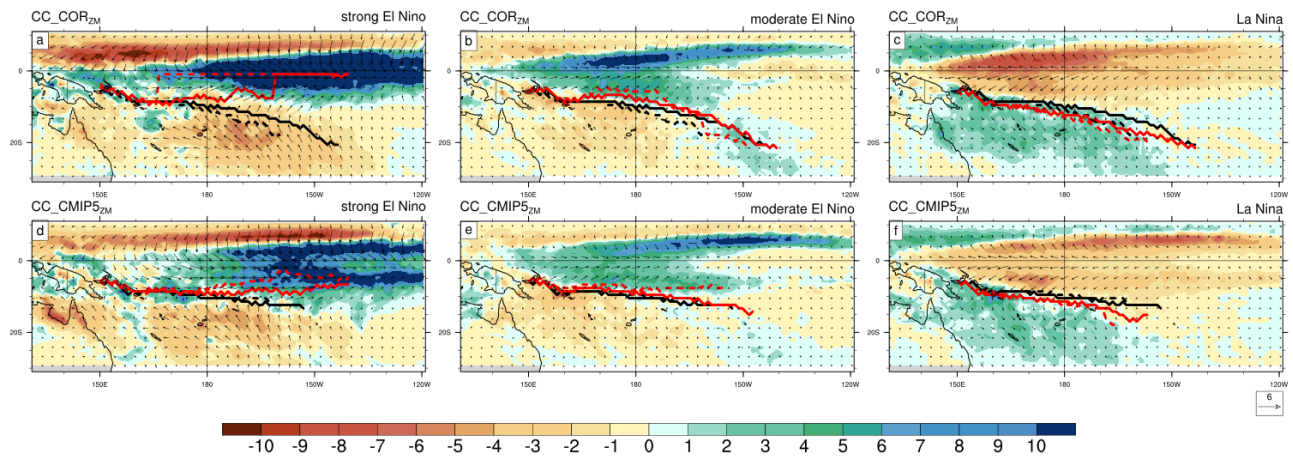


FIGURE 3.11 – DJF climatology of precipitation anomalies (shading; in $\text{mm}\cdot\text{d}^{-1}$) and near surface wind (vectors; in $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$) for CC_COR_{ZM} (top), CC_CMIP5_{ZM} (bottom) simulation for each ENSO mode; strong El Nino (left), moderate El Nino (center), La Nina (right). On each panel, the black thick (dashed) line displays the mean position of SPCZ in the present (future) simulation, the red thick (dashed) lines are the ENSO-based composite SPCZ position in the present (future) simulation.

from the value of the first two principal components as in *Cai et al. [2012]* (Figure 3.12). There are four SPCZ zonal events (red circle, Fig. 3.12a,b) in both of our present-day simulations, corresponding to 1982/1983, 1991/1992, 1997/1998 and 2015/2016 El Nino years. Contrary to what was found by *Cai et al. [2012]*, we find the same number of SPCZ zonal events in the CC_COR, CC_OBS and CC_CMIP5 climate change experiments, i.e. the doubling of zonal SPCZ events under future climate conditions is not robust to a change in model physics (CC_CMIP5), and does not occur either when additionally correcting the historical CMIP5 SST bias or the $\Delta\text{SST}_{\text{GW}}$.

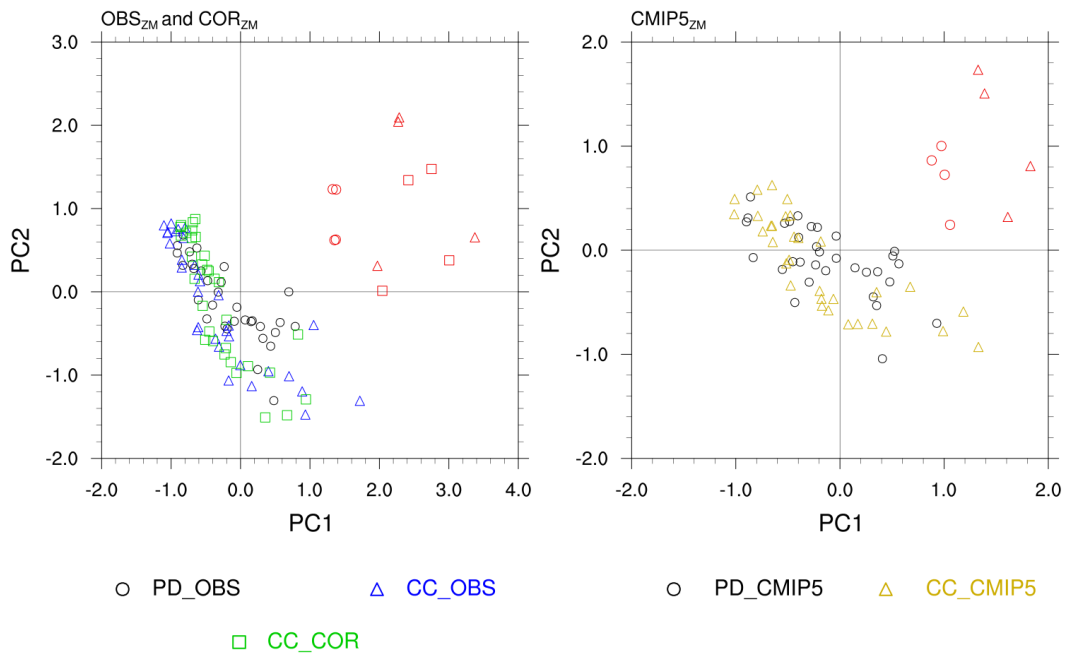


FIGURE 3.12 – The relationship between the associated two principal component time series for a) OBS_ZM and COR_ZM experiment, b) CMIP5_ZM experiment. La Nina, neutral and moderate El Niño years are indicated with colored symbols. A zonal SPCZ event (red symbols) is defined as when the first principal component is greater than one standard deviation, and when the second principal component is greater than zero. The circles represent the present-day simulations, triangles and squares the climate change simulations.

3.7 Sensitivity tests

3.7.1 Sensitivity of the response to the model physics configuration

It is crucial to assess the robustness of our findings with regards to the model physics, since it has a strong impact on how the SPCZ responds to climate change [e.g. [Evans et al. , 2016](#)]. To that end, we ran experiments with a completely different set of physical parameterizations that also yields a realistic representation of the South Pacific region climate [BMJ configuration ; [Jourdain et al. , 2011](#); [Jullien et al. , 2014](#)]. The

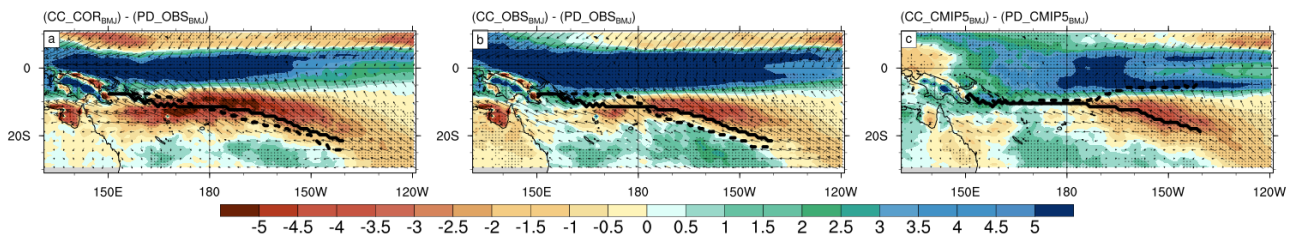


FIGURE 3.13 – DJF precipitation anomalies and near surface wind anomalies between futur and present ; a) COR_BMJ , b) OBS_BMJ , c) CMIP5_BMJ . Regions where the statistic test on the mean is significant at 95% are stippled.

climatological rainfall pattern (blue circles on Fig. 3.4) and those induced by ENSO variations (not shown) are also reasonably well simulated by that model configuration. PD_OBS_{BMJ} yields a realistic rainfall pattern (Fig. 3.4d) and latitude of the SPCZ eastern portion (Fig. 3.4b). However, it displays a 3° southward bias of the SPCZ western portion (Fig. 3.4c), resulting in a 25% underestimation of the SPCZ slope (Fig. 3.4a). In addition, this simulation exhibits a considerably reduced dry equatorial bias relative to PD_OBS_{ZM} (not shown), but a southward bias of the SPCZ (Fig. 3.4b,c). Despite the differences in their present-day SPCZ climatology, the ZM and BMJ configurations yield a similar response to climate change, with a large rainfall increase in the equatorial Pacific in both COR and OBS (Fig 13a,b vs Fig 7c,d). The COR experiment also produces a large drying of the southwest and south-central Pacific (Fig. 3.13a vs Fig. 3.7d). The main difference is a larger ITCZ drying in the BMJ configuration (~20% in BMJ vs ~10% in ZM), and overall more intense future changes. These anomalous rainfall patterns result in a southward shift (~3°) of the climatological SPCZ position from present day to future (black thick line vs black dashed line ; Fig 13a,b) that is similar to that in the ZM configuration. In addition, as in ZM, the variability of the SPCZ eastern portion and its northward shift also increase in the future for our BMJ experiments (not shown ; STD LatE PD_OBS_{BMJ} = 5.3° ; STD LatE CC_OBS_{BMJ} = 8° ; and STD LatE CC_COR_{BMJ} = 7.8° to be compared to : STD LatE PD_OBS_{ZM} = 4.24° ; STD LatE CC_OBS_{ZM} = 6.21° ; and STD LatE CC_COR_{ZM} = 6.18°). Finally, as in BMJ, correcting the CMIP5 mean state cold bias yields a larger precipitation increase in the tropical region and correcting the projected SST change yields a larger drying of the SPCZ western portion (Fig. 3.13). Finally, as in ZM, the number of SPCZ zonal events does not increase under climate change in any of our BMJ simulations.

Overall, the main conclusions derived from the ZM configuration remain valid under a very different set of model parameterisations.

3.7.2 Comparison with the CMIP models response

A summary of the mechanisms responsible for the response of precipitation to climate change in the equatorial and South Pacific regions in CMIP5 models and our regional experiments is finally provided in

Figure 3.14, which shows scatterplots of the dynamic and thermodynamic components of the moisture transport vs. the total transport, in key regions.

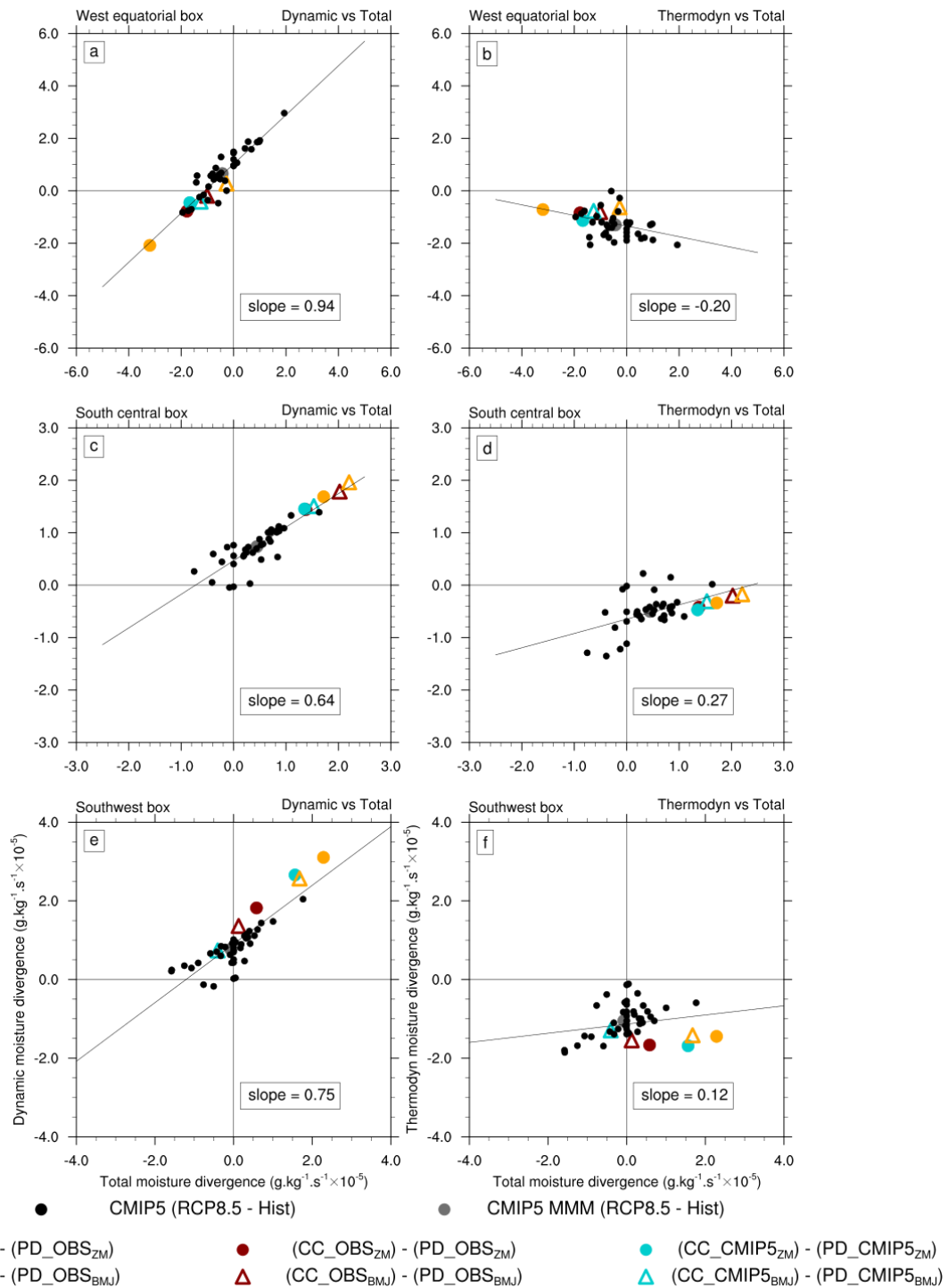


FIGURE 3.14 – Scatter plot showing the relations between the moisture divergence change (future – present; in $\text{g.kg}^{-1}.\text{s}^{-1} \times 10^{-5}$) and its dynamical (left) or thermodynamical (right) effects in the CMIP5 models ensemble (RCP8.5 - historical; black, with the CMIP5 MMM in grey), the $(\text{CC_COR}_{ZM}) - (\text{PD_OBS}_{ZM})$ (orange dot), the $(\text{CC_OBS}_{ZM}) - (\text{PD_OBS}_{ZM})$ (red dot) and $(\text{CC_CMIP5}_{ZM}) - (\text{PD_CMIP5}_{ZM})$ (cyan dot) simulations, and the $(\text{CC_COR}_{BMJ}) - (\text{PD_OBS}_{BMJ})$ (orange triangle), the $(\text{CC_OBS}_{BMJ}) - (\text{PD_OBS}_{BMJ})$ (red triangle) and $(\text{CC_CMIP5}_{BMJ}) - (\text{PD_CMIP5}_{BMJ})$ (cyan triangle) simulations in three different boxes shown on Figure 3.6a : the equatorial box $[150^{\circ}\text{E}-200^{\circ}\text{E};5^{\circ}\text{S}-7^{\circ}\text{N}]$ (top), South central box $[200^{\circ}\text{E}-240^{\circ}\text{E};25^{\circ}\text{S}-5^{\circ}\text{S}]$ (middle), and Southwest box $[160^{\circ}\text{E}-200^{\circ}\text{E};15^{\circ}\text{S}-5^{\circ}\text{S}]$ (bottom). The slope of the linear regression and the standard error of the regression coefficient (r std) are noted in the bottom right-hand box.

In the equatorial region, dynamical changes (i.e. increased wind convergence) are entirely responsible for the projected increased rainfall in CMIP5 models (black and gray dots in Fig. 3.14a,b). The same processes control the south central Pacific drying (Fig. 3.14c,d). In the southwest Pacific (Fig. 3.14e,f), there tends to be a cancellation between dynamical processes that tend to induce a drying through increased wind divergence and thermodynamical processes that increase moisture convergence and rainfall in CMIP5 models. Depending on the respective contributions from these two processes, CMIP5 models either display increased precipitation in the southwest Pacific, resulting in a large spread across models and a nearly-zero ensemble mean projected rainfall change.

The CMIP_{ZM} and CMIP_{BMJ} experiments lie at the upper end of the CMIP5 models distribution in both the western equatorial Pacific (blue symbols in Fig. 3.14a,b) and the south central Pacific (blue symbols in Fig. 3.14c,d), the dynamical component largely explaining the total changes. Correcting historical CMIP5 SST and $\Delta\text{SST}_{\text{GW}}$ biases generally lead to an increase of the dynamical response and hence of the rainfall anomaly, this increase being particularly prominent in the western equatorial Pacific for BMJ. In southwestern Pacific, the drying by dynamical processes is about $\sim 20\%$ larger in the experiment using $\Delta\text{SST}_{\text{COR}_{\text{GW}}}$ (Fig. 3.14e). On the other hand, thermodynamical effects are very similar in all our experiments (Fig. 3.14f), and have similar amplitudes to those in CMIP5 models. This yields a larger southwest Pacific drying in the experiments using $\Delta\text{SST}_{\text{COR}_{\text{GW}}}$. In other words, the cold tongue bias induces a bias in projected SST that yield an underestimated change in circulation and associated moisture divergence, and thus an underestimated southwest Pacific drying.

3.8 Summary and discussion

3.8.1 Summary

This study investigates the influence of anthropogenic forcing on the SPCZ mean state and interannual variability. A present-day simulation (PD_OBS) with a regional atmospheric model captures the main observed SPCZ characteristics, with a similar degree of realism to that in the NCEP2 reanalysis. This includes the SPCZ mean state but also its northward/southward displacements associated with ENSO, including the SPCZ zonal events during extreme El Niño events. This accurate present-day simulation of the SPCZ provides confidence to use of our regional model configuration to assess the SPCZ response to climate change. In contrast, a twin simulation with CMIP5 climatological SST (and the trademark cold tongue bias in CMIP models) yields the typical SPCZ bias in CMIP5 models, with a too zonal SPCZ.

We further performed three simulations to estimate the influence of climate change : CC_CMIP5, CC_OBS, and CC_COR. In CC_CMIP5 and CC_OBS, the boundary conditions from the PD_CMIP5 and PD_OBS experiments are corrected using projected changes from CMIP5. Comparing those two experiments allow assessing the effect of the SST bias in CMIP5 models. The CC_COR simulation is similar to CC_OBS, but the projected SST change from the CMIP5 ensemble mean $\Delta\text{SST}_{\text{GW}}$ is additionally corrected using an “emergent constraint” method, based on Li *et al.* [2016]. Comparing this last experiment to CC_OBS allows estimating the effect of the $\Delta\text{SST}_{\text{GW}}$ bias on the SPCZ changes. To assess the sensitivity to model physics, we compared our CC_CMIP5_{ZM} simulation to the CMIP5 multi-model mean. The SPCZ response to climate change is slightly more intense in CC_CMIP5_{ZM} than in CMIP5, with a slightly stronger increase of precipitation in the equatorial region ($\sim 2.2\text{mm}\cdot\text{day}^{-1}$ in CMIP5 MMM and $2.5\text{mm}\cdot\text{day}^{-1}$ CMIP5_{ZM} experiment),

and a stronger drying in the southeastern Pacific ($-1\text{mm}\cdot\text{day}^{-1}$ compared to $-0.4\text{mm}\cdot\text{day}^{-1}$), leading to a shrinkage of the SPCZ. Our model setup hence reproduces qualitatively the rainfall changes in CMIP5, but magnifies the magnitude of precipitation response to anthropogenic forcing. To evaluate the impact of historical CMIP5 SST biases, we compared the CC_OBS_{ZM} simulation to CC_CMIP5_{ZM}. Correcting the CMIP5 historical SST bias leads to a much stronger equatorial Pacific rainfall increase in response to climate change ($\sim 3.5\text{mm}\cdot\text{day}^{-1}$ vs. $2.5\text{mm}\cdot\text{day}^{-1}$ in the CMIP5ZM experiment), mainly due to a weaker negative feedback of the thermodynamic component of moisture transport in CC_OBS_{ZM}. The drying in the southwest Pacific is hardly influenced by the CMIP5 SST bias ($0.9\text{mm}\cdot\text{day}^{-1}$ rainfall decrease in CC_OBS_{ZM} vs. $1\text{mm}\cdot\text{day}^{-1}$ in CMIP5ZM). These changes are associated with a $\sim 4^\circ$ southward shift of the mean SPCZ location west of 170°W .

Finally, an original aspect of our study is to evaluate the impact of plausible biases in the projected SST $\Delta\text{SST}_{\text{GW}}$, by comparing CC_COR_{ZM} with CC_OBS_{ZM}. In CC_COR_{ZM} the equatorial rainfall increase is weaker than in CC_OBS ($3\text{mm}\cdot\text{day}^{-1}$ vs. $3.5\text{mm}\cdot\text{day}^{-1}$), while the southeastern Pacific becomes much drier ($-1.9\text{mm}\cdot\text{day}^{-1}$ vs. $-0.9\text{mm}\cdot\text{day}^{-1}$), and the drying extends further west until 150°E . Correcting the projected SST changes the SST gradients in the southwestern Pacific, leading to southeasterlies that penetrate further west and north, and induce more moisture divergence through dynamical processes, and hence a larger drying. All the climate change simulations display enhanced rainfall variability in the equatorial region, but this change is not the same across ENSO phases. The precipitation increase is strongest during extreme El Niño years, illustrating the non-linearity of the precipitation response to climate change during ENSO phases, as also found in the idealized framework of [Chung *et al.* \[2014\]](#). Finally, our analysis shows that the number of SPCZ zonal events under climate change conditions remains similar to the present-day conditions in all our simulations, in contrast with the result of [Cai *et al.* \[2012\]](#) in CMIP3-5 models, questioning the robustness of this result.

Last but not least, additional regional simulations using a completely different set of physical parameterizations give very similar results for the future SPCZ mean change and variability and how it is influenced by biases, underlining the robustness of our results.

3.8.2 Discussion

Several studies have already investigated the impact of climate change onto the mean climate within the SPCZ region, either by directly comparing global climate models [[Brown *et al.* , 2013, 2012](#)] or by comparing atmospheric experiments forced with and without climate change boundary conditions anomalies [[Brown *et al.* , 2015](#); [Evans *et al.* , 2016](#); [Widlansky *et al.* , 2013](#)]. A direct analysis of CMIP5 models outputs reveals that the climate change warming pattern results in a robust precipitation increase in the equatorial Pacific [e.g. [Li *et al.* , 2016](#); [Watanabe *et al.* , 2014](#)], a weak drying of the southeast SPCZ margin in the CMIP5 models but no consistent shift in climatological SPCZ position [[Brown *et al.* , 2013, 2012](#)]. Despite stronger rainfall change in our sets of experiments than in CMIP5 MMM, we find that the equatorial rainfall increase and the drying of eastern SPCZ part are robust. On the other hand, CMIP5 MMM, our CC_OBS_{ZM} and CC_CMIP5_{ZM} simulations show a insignificant drying in the western SPCZ part, in contrast our CC_COR_{ZM} simulation yields a strong significant drying (-20%) in this region.

Our results in OBS experiment are in qualitative agreement with the atmospheric experiments of [Widlansky *et al.* \[2013\]](#). Indeed their climate-change bias-corrected simulations pointed toward a significant

drying of the SPCZ and wetter equatorial Pacific conditions during austral summer. In contrast, results from the present-day SST bias-corrected experiments from [Brown *et al.* \[2015\]](#) still indicate a future wetting of the southwest Pacific. We however believe our results to be more reliable than that of [Brown *et al.* \[2015\]](#), due to a more realistic experimental strategy. Indeed, [Brown *et al.* \[2015\]](#) used an idealized framework by forcing their atmospheric model with annually averaged SST, which may have imparted the realism of their projected rainfall response. As acknowledged by these authors, their objective was indeed not to provide a reliable projection of future rainfall but rather to demonstrate the sensitivity of the rainfall response to the underlying SST patterns. [Evans *et al.* \[2016\]](#) also used a present-day SST bias-corrected strategy, with several regional climate models forced by the same CMIP global warming anomalous pattern. While they showed that their projected rainfall response was not very sensitive to the choice of the CMIP model used to force their regional model boundaries, their projections in the southwest Pacific region were more sensitive to the parameterizations used in their regional model. Despite this sensitivity, they indicated that the majority (7 out of 9) of their configurations projected a significant drying of the southwest Pacific, in line with [Widlansky *et al.* \[2013\]](#) and the present study.

In our COR experiment, we have tested the sensitivity of the rainfall response to the characteristics of the projected SST pattern. [Brown *et al.* \[2015\]](#) suggested that the amplitude of the rainfall response could be highly sensitive to the pattern of SST warming. [Huang & Ying \[2015\]](#) and [Li *et al.* \[2016\]](#) confirmed that the well-known cold tongue bias in most CMIP models could lead to an underestimation in the east-minus-west gradient of the projected sea surface warming along the equator. In contrast, [Widlansky *et al.* \[2013\]](#) argued that the SST warming pattern was independent of the climatological SST bias by comparing the SST warming pattern from a climate model run with and without flux adjustment strategy. In line with the previous statistical studies [[Huang & Ying, 2015](#); [Li *et al.*, 2016](#)], we find that biases in the pattern of CMIP5 sea surface warming considerably influence the future changes of regional precipitations. Future precipitation changes in the western tropical Pacific are indeed driven by two main processes, which respective contributions are strongly influenced by the underlying background SSTs : a “wet gets wetter” thermodynamic response and a “warm gets wetter” dynamical response due to the overall tropical circulation slowdown [[Widlansky *et al.*, 2013](#)].

Despite the absence of consensus on how SST variability associated with ENSO may change in the future [e.g. [Cai *et al.*, 2015](#)], CMIP3-5 models indicate an increased frequency of zonal SPCZ events in the future [[Cai *et al.*, 2012](#)]. In our experiments where the amplitude of interannual SST variability remains constant in the climate change simulations, we find no change in the frequency of zonal SPCZ events, in agreement with [Evans *et al.* \[2016\]](#) and [Chung & Power \[2016\]](#). [Chung & Power \[2016\]](#) proposed three assumptions to explain the difference with [Cai *et al.* \[2012\]](#). It is hence likely that common CMIP model biases, including the cold tongue bias, is largely responsible for the unrealistic increase of the zonal SPCZ events frequency in these simulations.

This study highlights the importance of a realistic simulation of the tropical Pacific mean state for improving regional climate projections. Tropical Pacific SST bias, including the prominent cold tongue bias, influences the projected rainfall response directly but also indirectly by altering the projected SST changes. While a long-term objective is clearly to reduce long-standing robust SST biases in the tropical Pacific in CMIP models, this study also advocates for a shorter-term strategy, by using atmospheric only experiments where present-day and future SST projection are bias-corrected. This study also highlights the need to perform this kind of strategy with different models, given the sensitivity of the results to the parameterization

employed. Finally, the sensitivity of the projected changes to the statistical correction method used to correct the projected SST changes should also be tested : results with our simple correction strategy proposed by [Li et al. \[2016\]](#) should be compared with more complex strategies, such as the one proposed by [Huang & Ying \[2015\]](#) which extracts the leading bias modes of historical SST CMIP5 simulations and then projecting the tropical Pacific SST changes onto these historical bias modes.

3.9 Références

- Alexander, L. V., Zhang, X., Peterson, T. C., Caesar, J., Gleason, B., Klein Tank, A. M. G., Haylock, M., Collins, D., Trewin, B., Rahimzadeh, F., Tagipour, A., Rupa Kumar, K., Revadekar, J., Griffiths, G., Vincent, L., Stephenson, D. B., Burn, J., Aguilar, E., Brunet, M., Taylor, M., New, M., Zhai, P., Rusticucci, M., & Vazquez-Aguirre, J. L. 2006. Global observed changes in daily climate extremes of temperature and precipitation. *Journal of geophysical research*, **111**(D5). [60](#)
- Bellenger, H., Guilyardi, E., Leloup, J., Lengaigne, M., & Vialard, J. 2014. ENSO representation in climate models : from CMIP3 to CMIP5. *Climate dynamics*, **42**(7-8), 1999–2018. [61](#)
- Bracegirdle, Thomas J., & Stephenson, David B. 2013. On the Robustness of Emergent Constraints Used in Multimodel Climate Change Projections of Arctic Warming. *Journal of climate*, **26**(2), 669–678. [62](#)
- Bretherton, Christopher S., & Park, Sungsu. 2009. A New Moist Turbulence Parameterization in the Community Atmosphere Model. *Journal of climate*, **22**(12), 3422–3448. [63](#)
- Brown, Jaclyn N., Sen Gupta, Alex, Brown, Josephine R., Muir, Les C., Risbey, James S., Whetton, Penny, Zhang, Xuebin, Ganachaud, Alexandre, Murphy, Brad, & Wiffels, Susan E. 2013. Implications of CMIP3 model biases and uncertainties for climate projections in the western tropical Pacific. *Climatic change*, **119**(1), 147–161. [61](#), [81](#)
- Brown, Jaclyn N., Matear, Richard J., Brown, Josephine R., & Katzfey, Jack. 2015. Precipitation projections in the tropical Pacific are sensitive to different types of SST bias adjustment : precipitation and SST bias adjustment. *Geophysical research letters*, **42**(24), 10,856–10,866. [62](#), [67](#), [81](#), [82](#)
- Brown, Josephine R., Power, Scott B., Delage, Francois P., Colman, Robert A., Moise, Aurel F., & Murphy, Bradley F. 2011. Evaluation of the South Pacific Convergence Zone in IPCC AR4 Climate Model Simulations of the Twentieth Century. *Journal of climate*, **24**(6), 1565–1582. [61](#)
- Brown, Josephine R., Moise, Aurel F., & Delage, Francois P. 2012. Changes in the South Pacific Convergence Zone in IPCC AR4 future climate projections. *Climate dynamics*, **39**(1-2), 1–19. [81](#)
- Cai, Wenju, Lengaigne, Matthieu, Borlace, Simon, Collins, Matthew, Cowan, Tim, McPhaden, Michael J., Timmermann, Axel, Power, Scott, Brown, Josephine, Menkes, Christophe, Ngari, Arona, Vincent, Emmanuel M., & Widlansky, Matthew J. 2012. More extreme swings of the South Pacific convergence zone due to greenhouse warming. *Nature*, **488**(7411), 365–369. [59](#), [60](#), [61](#), [76](#), [77](#), [81](#), [82](#)
- Cai, Wenju, Borlace, Simon, Lengaigne, Matthieu, van Rensch, Peter, Collins, Mat, Vecchi, Gabriel, Timmermann, Axel, Santos, Agus, McPhaden, Michael J., Wu, Lixin, England, Matthew H., Wang, Guojian, Guilyardi, Eric, & Jin, Fei-Fei. 2014. Increasing frequency of extreme El Niño events due to greenhouse warming. *Nature climate change*, **4**(2), 111–116. [61](#)

- Cai, Wenju, Santoso, Agus, Wang, Guojian, Yeh, Sang-Wook, An, Soon-Il, Cobb, Kim M., Collins, Mat, Guilyardi, Eric, Jin, Fei-Fei, Kug, Jong-Seong, Lengaigne, Matthieu, McPhaden, Michael J., Takahashi, Ken, Timmermann, Axel, Vecchi, Gabriel, Watanabe, Masahiro, & Wu, Lixin. 2015. ENSO and greenhouse warming. *Nature climate change*, **5**(9), 849–859. [60](#), [61](#), [82](#)
- Chen, Fei, & Dudhia, Jimy. 2001. Coupling an Advanced Land Surface–Hydrology Model with the Penn State–NCAR MM5 Modeling System. Part I : Model Implementation and Sensitivity. *Monthly weather review*, **129**(4), 569–585. [63](#)
- Chung, Christine T. Y., & Power, Scott B. 2016. Modelled impact of global warming on ENSO-driven precipitation changes in the tropical Pacific. *Climate dynamics*, **47**(3-4), 1303–1323. [82](#)
- Chung, Christine T. Y., Power, Scott B., Arblaster, Julie M., Rashid, Harun A., & Roff, Gregory L. 2014. Nonlinear precipitation response to El Niño and global warming in the Indo-Pacific. *Climate dynamics*, **42**(7-8), 1837–1856. [60](#), [74](#), [75](#), [81](#)
- Collins, Mat, An, Soon-Il, Cai, Wenju, Ganachaud, Alexandre, Guilyardi, Eric, Jin, Fei-Fei, Jochum, Markus, Lengaigne, Matthieu, Power, Scott, Timmermann, Axel, Vecchi, Gabe, & Wittenberg, Andrew. 2010. The impact of global warming on the tropical Pacific Ocean and El Niño. *Nature geoscience*, **3**(6), 391–397. [60](#), [61](#)
- Collins, William D, Rasch, Philip J, Boville, Byron A, Hack, James J, McCaa, James R, Williamson, David L, Kiehl, Jerey T, Briegleb, Bruce, Bitz, Cecilia, Lin, Shian-Jiann, Zhang, Minghua, & Dai, Yongjiu. 2004. Description of the NCAR Community Atmosphere Model (CAM 3.0). 226. [63](#)
- Deser, Clara, Phillips, Adam S., & Alexander, Michael A. 2010. Twentieth century tropical sea surface temperature trends revisited : twentieth century tropical SST trends. *Geophysical research letters*, **37**(10), n/a–n/a. [60](#)
- Evans, J. P., Bormann, K., Katzfey, J., Dean, S., & Arritt, R. 2016. Regional climate model projections of the South Pacific Convergence Zone. *Climate dynamics*, **47**(3-4), 817–829. [62](#), [67](#), [78](#), [81](#), [82](#)
- Folland, C. K. 2002. Relative influences of the Interdecadal Pacific Oscillation and ENSO on the South Pacific Convergence Zone. *Geophysical research letters*, **29**(13). [60](#)
- Gouriou, Yves, & Delcroix, Thierry. 2002. Seasonal and ENSO variations of sea surface salinity and temperature in the South Pacific Convergence Zone during 1976-2000 : sea surface salinity and temperature in the SPCZ. *Journal of geophysical research : Oceans*, **107**(C12), SRF 12–1–SRF 12–14. [60](#)
- Grose, Michael R., Brown, Jaclyn N., Narsey, Sugata, Brown, Josephine R., Murphy, Bradley F., Langlais, Clothilde, Gupta, Alex Sen, Moise, Aurel F., & Irving, Damien B. 2014. Assessment of the CMIP5 global climate model simulations of the western tropical Pacific climate system and comparison to CMIP3 : assesment of CMIP5 climate models for the western tropical pacific. *International journal of climatology*, **34**(12), 3382–3399. [61](#)
- Held, Isaac M., & Soden, Brian J. 2006. Robust Responses of the Hydrological Cycle to Global Warming. *Journal of climate*, **19**(21), 5686–5699. [61](#)
- Hong, Song-You, Dudhia, Jimy, & Chen, Shu-Hua. 2004. A Revised Approach to Ice Microphysical Processes for the Bulk Parameterization of Clouds and Precipitation. *Monthly weather review*, **132**(1), 103–120. [63](#)

- Huang, Ping, & Ying, Jun. 2015. A Multimodel Ensemble Pattern Regression Method to Correct the Tropical Pacific SST Change Patterns under Global Warming. *Journal of climate*, **28**(12), 4706–4723. [58](#), [82](#), [83](#)
- Huang, Ping, Xie, Shang-Ping, Hu, Kaiming, Huang, Gang, & Huang, Ronghui. 2013. Patterns of the seasonal response of tropical rainfall to global warming. *Nature geoscience*, **6**(5), 357–361. [61](#)
- Iacono, Michael J., Delamere, Jennifer S., Mlawer, Eli J., Shephard, Mark W., Clough, Shepard A., & Collins, William D. 2008. Radiative forcing by long-lived greenhouse gases : Calculations with the AER radiative transfer models. *Journal of geophysical research*, **113**(D13). [63](#)
- Irving, Db, Perkins, Se, Brown, Jr, Sen Gupta, A, Moise, Af, Murphy, Bf, Muir, Lc, Colman, Ra, Power, Sb, Delage, Fp, & Brown, Jn. 2011. Evaluating global climate models for the Pacific island region. *Climate research*, **49**(3), 169–187. [61](#)
- Janjić, Zaviša I. 1994. The Step-Mountain Eta Coordinate Model : Further Developments of the Convection, Viscous Sublayer, and Turbulence Closure Schemes. *Monthly weather review*, **122**(5), 927–945. [63](#)
- Jourdain, Nicolas C., Marchesiello, Patrick, Menkes, Christophe E., Lefèvre, Jérôme, Vincent, Emmanuel M., Lengaigne, Matthieu, & Chauvin, Fabrice. 2011. Mesoscale Simulation of Tropical Cyclones in the South Pacific : Climatology and Interannual Variability. *Journal of climate*, **24**(1), 3–25. [63](#), [78](#)
- Juillet-Leclerc, A., Thiria, S., Naveau, P., Delcroix, T., Le Bec, N., Blamart, D., & Corrège, T. 2006. SPCZ migration and ENSO events during the 20th century as revealed by climate proxies from a Fiji coral. *Geophysical research letters*, **33**(17). [60](#)
- Jullien, Swen, Marchesiello, Patrick, Menkes, Christophe E., Lefèvre, Jérôme, Jourdain, Nicolas C., Samson, Guillaume, & Lengaigne, Matthieu. 2014. Ocean feedback to tropical cyclones : climatology and processes. *Climate dynamics*, **43**(9-10), 2831–2854. [63](#), [78](#)
- Kanamitsu, Masao, Ebisuzaki, Wesley, Woollen, Jack, Yang, Shi-Keng, Hnilo, J. J., Fiorino, M., & Potter, G. L. 2002. NCEP–DOE AMIP-II Reanalysis (R-2). *Bulletin of the american meteorological society*, **83**(11), 1631–1643. [63](#)
- Kidwell, Autumn, Lee, Tong, Jo, Young-Heon, & Yan, Xiao-Hai. 2016. Characterization of the Variability of the South Pacific Convergence Zone Using Satellite and Reanalysis Wind Products. *Journal of climate*, **29**(5), 1717–1732. [60](#)
- Kiladis, George N., von Storch, Hans, & Loon, Harryvan. 1989. Origin of the South Pacific Convergence Zone. *Journal of climate*, **2**(10), 1185–1195. [60](#)
- Kirono, D.G.C., Kent, D.M., Hennessy, K.J., & Mpelasoka, F. 2011. Characteristics of Australian droughts under enhanced greenhouse conditions : Results from 14 global climate models. *Journal of arid environments*, **75**(6), 566–575. [60](#)
- Knutson, Thomas R., Sirutis, Joseph J., Garner, Stephen T., Vecchi, Gabriel A., & Held, Isaac M. 2008. Simulated reduction in Atlantic hurricane frequency under twenty-first-century warming conditions. *Nature geoscience*, **1**(6), 359–364. [58](#), [62](#)
- Lefèvre, Jérôme, Menkes, Christophe, Bani, Philipson, Marchesiello, Patrick, Curci, Gabriele, Grell, Georg A., & Frouin, Robert. 2016. Distribution of sulfur aerosol precursors in the SPCZ released by continuous

- volcanic degassing at Ambrym, Vanuatu. *Journal of volcanology and geothermal research*, **322**(Aug.), 76–104. [63](#)
- Li, Gen, & Xie, Shang-Ping. 2014. Tropical Biases in CMIP5 Multimodel Ensemble : The Excessive Equatorial Pacific Cold Tongue and Double ITCZ Problems*. *Journal of climate*, **27**(4), 1765–1780. [61](#)
- Li, Gen, Du, Yan, Xu, Haiming, & Ren, Baohua. 2015. An Intermodel Approach to Identify the Source of Excessive Equatorial Pacific Cold Tongue in CMIP5 Models and Uncertainty in Observational Datasets. *Journal of climate*, **28**(19), 7630–7640. [61](#)
- Li, Gen, Xie, Shang-Ping, Du, Yan, & Luo, Yiyong. 2016. Effects of excessive equatorial cold tongue bias on the projections of tropical Pacific climate change. Part I : the warming pattern in CMIP5 multi-model ensemble. *Climate dynamics*, **47**(12), 3817–3831. [x](#), [58](#), [60](#), [61](#), [62](#), [65](#), [66](#), [80](#), [81](#), [82](#), [83](#)
- Lin, Yuh-Lang, Farley, Richard D., & Orville, Harold D. 1983. Bulk Parameterization of the Snow Field in a Cloud Model. *Journal of climate and applied meteorology*, **22**(6), 1065–1092. [63](#)
- Matsueda, Mio, & Palmer, T. N. 2011. Accuracy of climate change predictions using high resolution simulations as surrogates of truth : accuracy of climate change predictions. *Geophysical research letters*, **38**(5), n/a–n/a. [61](#)
- McGree, S., Whan, K., Jones, D., Alexander, L. V., Imielska, A., Diamond, H., Ene, E., Finaulahi, S., Inape, K., Jacklick, L., Kumar, R., Laurent, V., Malala, H., Malsale, P., Moniz, T., Ngemaes, M., Peltier, A., Porteous, A., Pulehetoa-Mitiepo, R., Seuseu, S., Skilling, E., Tahani, L., Teimitsi, F., Toorua, U., & Vaiimene, M. 2014. An updated assessment of trends and variability in total and extreme rainfall in the western Pacific : trends and variability in extreme rainfall in the western pacific. *International journal of climatology*, **34**(8), 2775–2791. [60](#)
- Mechoso, C.R., Robertson, A.W., Barth, N., Davey, M.K., Delecluse, P., Gent, P.R., Ineson, S., Kirtman, B., Latif, M., Treut, H. Le, Nagai, T., Neelin, J.D., Philander, S.G.H., Polcher, J., Schopf, P.S., Stockdale, T., Suarez, M.J., Terray, L., Thual, O., & Tribbia, J.J. 1995. The Seasonal Cycle over the Tropical Pacific in Coupled Ocean–Atmosphere General Circulation Models. *Monthly weather review*, **123**(9), 2825–2838. [61](#)
- Meehl, Gerald A., Covey, Curt, Taylor, Karl E., Delworth, Thomas, Stouffer, Ronald J., Latif, Mojib, McAvaney, Bryant, & Mitchell, John F. B. 2007. THE WCRP CMIP3 Multimodel Dataset : A New Era in Climate Change Research. *Bulletin of the american meteorological society*, **88**(9), 1383–1394. [60](#)
- Meng, Qingjia, Latif, Mojib, Park, Wonsun, Keenlyside, Noel S., Semenov, Vladimir A., & Martin, Thomas. 2012. Twentieth century Walker Circulation change : data analysis and model experiments. *Climate dynamics*, **38**(9-10), 1757–1773. [60](#)
- Murphy, Bradley F., Ye, Hua, & Delage, François. 2015. Impacts of variations in the strength and structure of El Niño events on Pacific rainfall in CMIP5 models. *Climate dynamics*, **44**(11-12), 3171–3186. [60](#)
- Nguyen, Kim C., Katzfey, Jack J., & McGregor, John L. 2012. Global 60 km simulations with CCAM : evaluation over the tropics. *Climate dynamics*, **39**(3-4), 637–654. [62](#)
- Niznik, Matthew J., Lintner, Benjamin R., Matthews, Adrian J., & Widlansky, Matthew J. 2015. The Role of Tropical–Extratropical Interaction and Synoptic Variability in Maintaining the South Pacific Convergence Zone in CMIP5 Models. *Journal of climate*, **28**(8), 3353–3374. [61](#)

- Noh, Ying, Cheon, W. G., Hong, S. Y., & Raasch, S. 2003. Improvement of the K-profile model for the planetary boundary layer based on large eddy simulation data. *Boundary-layer meteorology*, **107**(2), 401–427. [63](#)
- Parvathi, V., Suresh, I., Lengaigne, M., Izumo, T., & Vialard, J. 2017. Robust Projected Weakening of Winter Monsoon Winds Over the Arabian Sea Under Climate Change. *Geophysical research letters*, **44**(19), 9833–9843. [62](#)
- Perkins, Sarah E. 2011. Biases and Model Agreement in Projections of Climate Extremes over the Tropical Pacific. *Earth interactions*, **15**(24), 1–36. [61](#)
- Power, Scott, Delage, François, Chung, Christine, Kociuba, Greg, & Keay, Kevin. 2013. Robust twenty-first-century projections of El Niño and related precipitation variability. *Nature*, **502**(7472), 541–545. [61](#)
- Skamarock, William C., & Klemp, Joseph B. 2008. A time-split nonhydrostatic atmospheric model for weather research and forecasting applications. *Journal of computational physics*, **227**(7), 3465–3485. [63](#)
- Solomon, Amy, & Newman, Matthew. 2012. Reconciling disparate twentieth-century Indo-Pacific ocean temperature trends in the instrumental record. *Nature climate change*, **2**(9), 691–699. [60](#)
- Taylor, Karl E., Stouffer, Ronald J., & Meehl, Gerald A. 2012. An Overview of CMIP5 and the Experiment Design. *Bulletin of the american meteorological society*, **93**(4), 485–498. [60](#), [63](#)
- Tokinaga, Hiroki, Xie, Shang-Ping, Deser, Clara, Kosaka, Yu, & Okumura, Yuko M. 2012. Slowdown of the Walker circulation driven by tropical Indo-Pacific warming. *Nature*, **491**(7424), 439–443. [60](#)
- Trenberth, Kevin E. 1976. Spatial and temporal variations of the Southern Oscillation. *Quarterly journal of the royal meteorological society*, **102**(433), 639–653. [60](#)
- Vecchi, Gabriel A., Clement, Amy, & Soden, Brian J. 2008. Examining the tropical Pacific’s response to global warming. *Eos, transactions american geophysical union*, **89**(9), 81–83. [60](#)
- Vincent, Dayton G. 1994. The South Pacific Convergence Zone (SPCZ) : A Review. *Monthly weather review*, **122**(9), 1949–1970. [60](#)
- Vincent, Emmanuel M., Lengaigne, Matthieu, Menkes, Christophe E., Jourdain, Nicolas C., Marchesiello, Patrick, & Madec, Gurvan. 2011. Interannual variability of the South Pacific Convergence Zone and implications for tropical cyclone genesis. *Climate dynamics*, **36**(9-10), 1881–1896. [59](#), [60](#), [66](#)
- Watanabe, Masahiro, Kamae, Youichi, & Kimoto, Masahide. 2014. Robust increase of the equatorial Pacific rainfall and its variability in a warmed climate : increasing pacific rainfall variability. *Geophysical research letters*, **41**(9), 3227–3232. [60](#), [81](#)
- Widlansky, Matthew J., Timmermann, Axel, Stein, Karl, McGregor, Shayne, Schneider, Niklas, England, Matthew H., Lengaigne, Matthieu, & Cai, Wenju. 2013. Changes in South Pacific rainfall bands in a warming climate. *Nature climate change*, **3**(4), 417–423. [60](#), [62](#), [66](#), [73](#), [81](#), [82](#)
- Xie, Shang-Ping, Deser, Clara, Vecchi, Gabriel A., Collins, Matthew, Delworth, Thomas L., Hall, Alex, Hawkins, Ed, Johnson, Nathaniel C., Cassou, Christophe, Giannini, Alessandra, & Watanabe, Masahiro. 2015. Towards predictive understanding of regional climate change. *Nature climate change*, **5**(10), 921–930. [61](#)

- Zhang, G.J., & McFarlane, Norman A. 1995. Sensitivity of climate simulations to the parameterization of cumulus convection in the Canadian climate centre general circulation model. *Atmosphere-ocean*, **33**(3), 407–446. [63](#)
- Zheng, Yangxing, Lin, Jia-Lin, & Shinoda, Toshiaki. 2012. The equatorial Pacific cold tongue simulated by IPCC AR4 coupled GCMs : Upper ocean heat budget and feedback analysis : The pacific cold tongue bias analysis. *Journal of geophysical research : Oceans*, **117**(C5), n/a–n/a. [61](#)

Chapitre 4

Impacts des biais de SST sur les projections des cyclones tropicaux dans le Pacifique Sud

Sommaire

4.1 Synthèse de l'article	90
4.2 Abstract	91
4.3 Introduction	92
4.4 Data Methods	94
4.4.1 WRF Regional model configuration and experimental design	94
4.4.2 TC diagnostics	95
4.5 Results	95
4.5.1 Projected TCs changes	95
4.5.2 Related mechanism	97
4.6 Discussion and summary	99
4.6.1 Discussion	99
4.7 Références	103

4.1 Synthèse de l'article

La zone de cyclogenèse du Pacifique Sud s'étend de la mer de corail jusqu'en Polynésie Française soit une surface de plus 1.10^7 km^2 . Cette région abrite plusieurs milliers d'îles très vulnérables à l'aléa cyclonique et aux impacts du changement climatique [e.g. [Nicholls & Cazenave, 2010](#); [Walsh et al. , 2012](#)], il est donc primordial pour les populations locales de connaître les changements attendus. Dans ce chapitre nous nous sommes donc intéressés à l'activité cyclonique du Pacifique Sud et à ses projections pour la fin du XXI^{ème} siècle.

Comme indiqué dans le chapitre 1 les modèles CMIP5 comportent de nombreux biais dans le Pacifique Sud (e.g. langue d'eau froide équatoriale, double ITCZ) qui limitent notre confiance dans les projections de ces modèles. Pour palier ce problème des techniques de descentes d'échelles ont été développées. La méthode la plus couramment utilisée est la descente d'échelle dynamique couplée à une approche de pseudo réchauffement climatique [[Knutson et al. , 2008](#)]. Cette approche consiste à forcer des simulations atmosphériques à haute résolution avec les patrons de SST observés, sur une période plus courte que dans les expériences CMIP. La stratégie de changement climatique consiste à ajouter la climatologie mensuelle des anomalies de changement climatique sur les frontières observées de la simulation présente. Cette méthode permet de s'affranchir des biais de SST des modèles CMIP5 sur la période historique. Or, il a été montré que ces biais de SST sur la période historique se transmettent aux anomalies de changement climatique ($\Delta\text{SST}_{\text{GW}}$), qui sont ajoutés dans la méthode de pseudo réchauffement climatique [e.g. [Abe et al. , 2011](#); [Huang & Ying, 2015](#); [Li et al. , 2016](#)]. Des méthodes statistiques liant les biais des modèles CMIP5 sur la période historique à leurs projections ont été développées, et appelées "contraintes émergentes" ou "contraintes d'observations" [e.g. [Bracegirdle & Stephenson, 2013](#)]. Dans le Pacifique par exemple il a été montré une forte relation entre le biais de la langue d'eau froide équatoriale et les patrons de réchauffement de la SST ($\Delta\text{SST}_{\text{GW}}$). Dans ce cadre [Li et al. \[2016\]](#) ont développé une méthodologie qui permet de corriger le $\Delta\text{SST}_{\text{GW}}$ des modèles CMIP5. Cette correction diminue le réchauffement dans le Pacifique équatorial Ouest, et réduit la variance inter-modèle CMIP5 dans cette région. Dans le chapitre 3 nous avons utilisé la méthode de [Li et al. \[2016\]](#) pour évaluer l'impact des biais du $\Delta\text{SST}_{\text{GW}}$ sur les projections de la SPCZ. Nous avons montré une forte sensibilité de cette réponse aux biais du $\Delta\text{SST}_{\text{GW}}$ des modèles CMIP5, avec une diminution importante des précipitations dans le Pacifique Sud-Ouest lorsque cette correction est appliquée.

La majorité des études sur les projections de l'activité cyclonique utilisent l'approche du pseudo réchauffement climatique, où ils ajoutent le $\Delta\text{SST}_{\text{GW}}$ non corrigé des modèles CMIP5 sur la SST observées. Par conséquent aucune étude n'a évalué l'impact des biais du $\Delta\text{SST}_{\text{GW}}$ sur les projections de l'activité cyclonique. Dans cette étude nous répondons à cette question en comparant deux simulations réalisées avec le modèle WRF, une sans correction (CC) du $\Delta\text{SST}_{\text{GW}}$ et l'autre avec correction (COR) du $\Delta\text{SST}_{\text{GW}}$ par la méthode de [Li et al. \[2016\]](#).

La simulation présente (PD) est capable de bien représenter les principales caractéristiques (nombre de cyclones, intensité, position, saisonnalité) de l'activité cyclonique du Pacifique Sud. Néanmoins nous notons une légère sous-estimation du nombre de cyclones ($\sim 20\%$) et de leurs intensités en comparaison des observations (IBTrACS), ainsi qu'une position trop au Nord (4°) de la zone de cyclogenèse. Le cycle saisonnier de la cyclogenèse est quant à lui bien représenté, avec le pic de formation des cyclones situé au bon moment (JFM).

Les projections climatiques révèlent une forte sensibilité à la correction du $\Delta\text{SST}_{\text{GW}}$. La simulation CC

et COR affiche respectivement une diminution de 11% et de 55% du nombre de cyclones. Les autres caractéristiques de l'activité cyclonique (intensité et cycle saisonnier) ne sont pas significativement modifiées par le réchauffement climatique et la correction du $\Delta\text{SST}_{\text{GW}}$. Seules les précipitations sous les cyclones montrent une augmentation significative de l'ordre de 40% dans les deux simulations futurs.

Pour évaluer les mécanismes responsables de la diminution du nombre de cyclones entre CC et PD et entre COR et CC nous avons calculé l'indice de cyclogenèse TCGI développé par [Tippett *et al.*, 2011]. Afin d'extraire la contribution de chaque facteur nous avons réalisé le développement de Taylor de l'indice TCGI. L'analyse de ces facteurs révèle que l'augmentation du cisaillement vertical du vent est responsable de 90% de la diminution du nombre de cyclones entre CC et PD. Cette augmentation du cisaillement vertical du vent est due principalement à une intensification du vent zonal à 200hPa. L'intensification du vent zonal à 200hPa est un résultat commun à l'ensemble des modèles CMIP5 [e.g. Wilcox *et al.*, 2012] et est expliquée par une augmentation des gradients méridiens de température, due à un réchauffement de la colonne atmosphérique plus intense dans les tropiques que dans les régions extra-tropicales.

La plus forte diminution du nombre de cyclones dans COR que dans CC est aussi capturée par l'indice TCGI. Cette différence est également expliquée par l'augmentation du cisaillement vertical du vent, à son tour pilotée par une intensification du vent zonal à 200hPa. Le mécanisme mis en avant ici pour expliquer cette intensification du vent zonal à 200hPa entre COR et CC est le suivant : la correction du $\Delta\text{SST}_{\text{GW}}$ produit des anomalies de vents de Sud-Est qui pénètrent plus au Nord et à l'Ouest dans le Pacifique Sud-Ouest comme une conséquence de l'augmentation des gradients méridiens et zonaux du $\Delta\text{SST}_{\text{GW}}$. Cette modification de la circulation diminue la convergence d'humidité dans la SPCZ, ce qui a pour conséquence d'assécher la SPCZ. La diminution des précipitations est associée à une diminution de la convection profonde, ce qui a pour conséquence d'augmenter la stratification du profil vertical. L'augmentation de la stratification du profil vertical de température est à l'origine de l'augmentation du gradient méridien de température entre l'équateur et 20°S ce qui intensifie le vent zonal à 200hPa.

Ces simulations ont été réalisées dans une deuxième configuration physique afin d'évaluer la robustesse de nos résultats à ce paramètre. Les résultats montrent une diminution plus importante du nombre de cyclones lorsque le $\Delta\text{SST}_{\text{GW}}$ est corrigé (66% vs 38%). Cette analyse de sensibilité à la configuration physique renforce la robustesse de nos résultats.

4.2 Abstract

Existing studies of the Southern Pacific projected Tropical Cyclones (TCs) changes under global warming account for present-day biases in Coupled Model Intercomparison Project Phase 5 (CMIP5) simulations, but not for potential biases in the projected SST changes. Here, we investigate their influence by also including a correction of the projected SST change using an emergent constraint method. In our model, this additional correction lead to a clear reduction of the cyclogenesis (-55%) and TC occurrence (-48%) over the basin, while those changes are not statistically significant when the projected SST change is not corrected. This large impact can be tracked back to vertical wind shear increase, in response to a drying of the South Pacific Convergence Zone. These results are qualitatively robust when using a completely different set of physical parameterizations. These results demonstrate that projected CMIP5 SST biases could strongly hamper the reliability of TCs projections.

Keywords : Tropical cyclones, Anthropogenic Climate Change, CMIP5, Regional atmospheric model

4.3 Introduction

The South Pacific Convergence Zone (SPCZ) is the breeding ground of six to seven TCs per year on average (Fig. 4.1). The South Pacific (hereafter SP) region also hosts thousands of low-lying atoll islands, which are very vulnerable to Tropical Cyclones (TCs) [Walsh *et al.*, 2012]. Those islands are also very vulnerable to climate change, in particular to sea-level-rise [e.g. Nicholls & Cazenave, 2010], but also to rainfall changes [Walsh *et al.*, 2012]. But under a context of global sea-level rise, it is even more critical to describe the future regional changes in cyclone characteristics, as an increase in cyclone intensity, and the associated storm-surges, would combine with rising sea level to promote even more damages. Because of TC record uncertainties, a strong internal variability of TCs, and the modulation by the El Niño-Southern Oscillation [ENSO; Basher & Zheng, 1995; Kuleshov *et al.*, 2008; Vincent *et al.*, 2011], observed historical south Pacific TC long-term trends vary considerably from one study to another, ranging from a strong TC occurrence decrease East of Australia [Callaghan & Power, 2011] to no significant changes [Hartmann *et al.*, 2013; Kuleshov *et al.*, 2010]. The IPCC AR5 report indicates a likely decrease in overall TC frequency and more likely than not increase in the frequency of most intense storms for the 21st century. This report also stresses the low-confidence in basin-scale projections, in part associated with contrasting results from existing studies. The current study aims at exploring some of the causes of this spread in SP projected TC changes under climate change.

Future projected climate response to anthropogenic forcing is generally derived from the analysis of the Coupled Model Intercomparison Project (CMIP) database [Taylor *et al.*, 2012]. CMIP models are generally unable to realistically simulate TC activity [Camargo, 2013] due to their coarse atmospheric horizontal resolutions (100 to 200km). Downscaling techniques are hence commonly used to provide insights on the future changes in TC activity. For instance, experiments at higher horizontal resolution (10 to 50km) performed with regional or global atmospheric models forced by CMIP5 projections as boundary conditions (SST for global models, and lateral atmospheric boundary conditions as well for regional models) can adequately resolve TCs [Knutson *et al.*, 2013; Murakami *et al.*, 2012b].

However, CMIP5 models still exhibit substantial present-day climatological biases, such as an Eastern Pacific cold tongue bias that extends too far westward [e.g. Li & Xie, 2014; Li *et al.*, 2015] and a tendency for the SPCZ to be too zonal and to extend too far eastward [e.g. Brown *et al.*, 2011; Grose *et al.*, 2014]. Forcing a high-resolution atmospheric model with those biased boundary conditions induces systematic biases on the simulated climatology of TCs, and hence also likely on future projections [e.g. McClean *et al.*, 2011; Small *et al.*, 2014]. A commonly-used strategy to alleviate this shortcoming is to use the pseudo-global warming downscaling approach, where atmospheric simulations are forced by observed present-day SSTs, onto which the anomalous climatological SST warming pattern projection from CMIP5 is added [Knutson *et al.*, 2008].

Numerous studies have analysed atmospheric simulations forced by this method to assess future changes in TC activity over the SP region [Bacmeister *et al.*, 2018; Knutson *et al.*, 2015; Murakami *et al.*, 2012a,c, 2015; Sugi *et al.*, 2017; Walsh, 2015; Yamada *et al.*, 2017; Yoshida *et al.*, 2017; Zhang & Wang, 2017a; Zhao & Held, 2012; Zhao *et al.*, 2009]. All these studies but one [Yamada *et al.*, 2017] reported a projected decrease

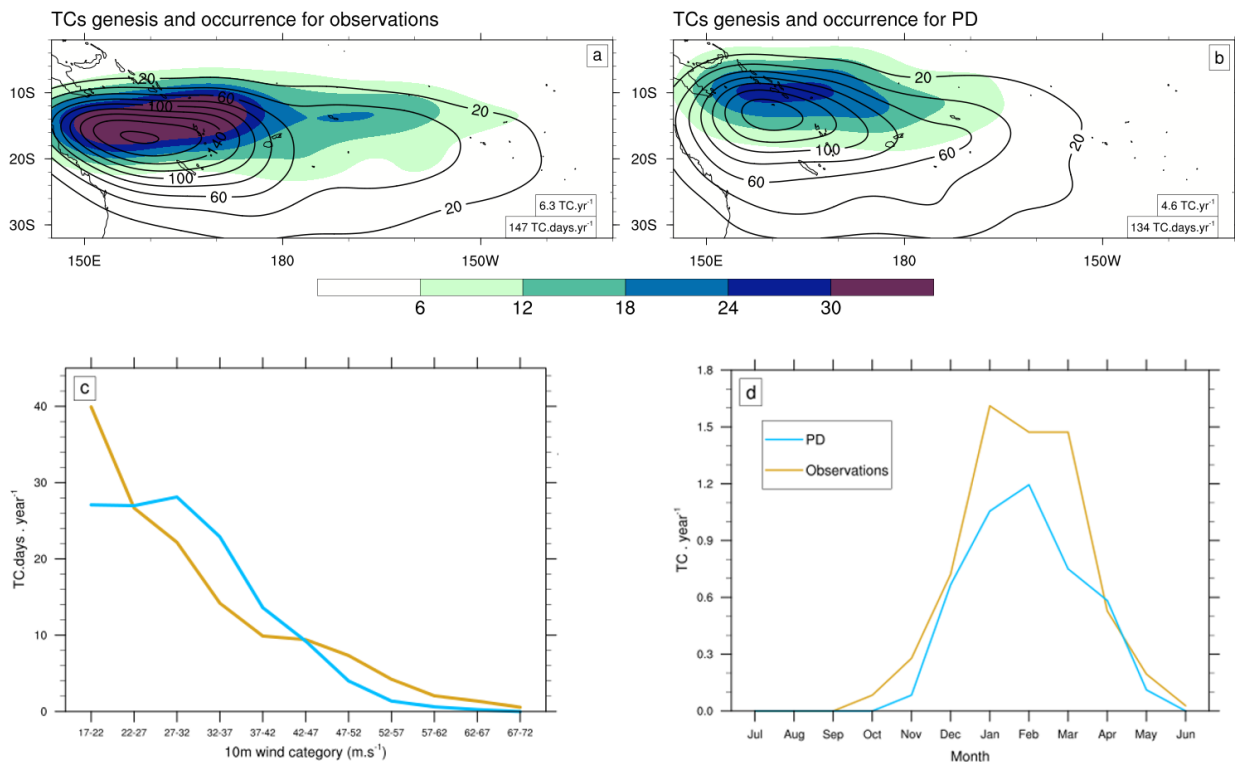


FIGURE 4.1 – Top : PDF TCs genesis (shading) and occurrence (contour lines) from a) IBTrACS, b) PD_{ZM}. The annual mean TC genesis and occurrence are shown in the corresponding panels. Bottom : (c) Distribution of the maximum 10-m wind speed (in m.s^{-1}) and (d) seasonal cycle of TC genesis from IBTrACS (gold) and PD_{ZM} (blue). The red box on the panel b represents the domain where TCGI is computed.

in SP TC frequency under future climate. The amplitude of this decrease however varies widely across these studies, ranging from 10% [Zhao & Held, 2012] to 60% [Zhang & Wang, 2017a]. These models also simulate a consistent intensification of TC-related precipitation [Kim *et al.*, 2014; Walsh, 2015; Yoshida *et al.*, 2017]. The change in intense TC frequency is far less consensual, with some studies indicating an increase [e.g. Yamada *et al.*, 2017; Zhang & Wang, 2017a], and others indicating a decrease [e.g. Knutson *et al.*, 2015; Murakami *et al.*, 2012a,c; Sugi *et al.*, 2017].

Uncertainties in these regional projections of future TC activity are not only due to varying model physical parameterizations and resolutions [Murakami *et al.*, 2012c], but also from varying projected SST warming patterns for a given scenario in the CMIP database [e.g. Bacmeister *et al.*, 2018; Murakami *et al.*, 2012c; Sugi *et al.*, 2009; Zhao & Held, 2012]. There is for instance a strong relation between the amplitude of present-day biases such as the excessive equatorial cold tongue or double ITCZ, and the projected SST warming pattern in CMIP models [Li & Xie, 2014]. A way to circumvent this issue is to correct the projected warming using a statistical relation between present-day biases and projected changes, referred to as “observational constraint” or “emergent constraint” [e.g. Bracegirdle & Stephenson, 2013]. This approach allows a considerable narrowing of the uncertainties on the projected SST pattern at global and regional scales [e.g. Abe *et al.*, 2011; Huang & Ying, 2015; Li *et al.*, 2016]. Dutheil *et al.* [2018] used the Li *et al.* [2016] methodology to assess the influence of SST biases onto projections of the future South Pacific climate. Their results indicate a strong sensitivity of the future SP rainfall pattern to the use SST pattern, with a considerably larger southwestern Pacific rainfall reduction when correcting projected SST changes using an emergent constraint approach.

All previous studies have used a pseudo-global warming downscaling approach, where these atmospheric simulations were forced by observed SSTs onto which the anomalous projected warming SST patterns derived from CMIP5 were added. I.e. most existing studies correct the present-day SST biases, but not their impact on projected SST changes. The potential impact of biases in the SST change projected by CMIP models on TCs projection have not been evaluated yet. The present study addresses this issue. We compare regional atmospheric model simulations performed with the regional Weather Research and Forecasting (WRF) over the SP either forced by the uncorrected late 21st century CMIP5 SST warming pattern or by a corrected warming pattern, based on a similar emergent constraint approach to [Li *et al.* \[2016\]](#) (and using the pseudo-global warming downscaling approach in both cases). This model reproduces the observed TC characteristics accurately in this region [[Jourdain *et al.*, 2011](#); [Jullien *et al.*, 2014](#); [Zhang & Wang, 2017a](#)]. We also explore the mechanisms responsible for changes in TC projections when correcting the projected SST warming and the sensitivity of our results to the model physical parameterizations.

4.4 Data Methods

4.4.1 WRF Regional model configuration and experimental design

As in [Dutheil *et al.* \(2018\)](#), we use the Weather Research and Forecasting Model (WRF) version 3.6.1 [[Skamarock & Klemp, 2008](#)] with a parent domain at 105km resolution that encompasses the tropical Pacific region [101°E-59°W; 26°N-42°S]. To simulate the southwestern Pacific cyclogenesis, we add a two-way nested domain located over the southwestern Pacific [145°E-130°W; 32°S-2°S] with an increased resolution of 21km. Both domains share the same 32 pressures level vertical resolution. We use two different model physics referred to as “ZM” configuration and the “BMJ” configuration as in [Dutheil *et al.* \[2018\]](#). (details can be found in [Table 4.1](#)). For both configurations different simulations are performed and presented below.

A present-day simulation (labelled PD) is first performed over the 1980-2016 period (37 years). Surface and lateral boundary conditions are taken from the 6-hourly outputs of NCEP2 reanalysis [[Kanamitsu *et al.*, 2002](#)]. Besides the PD simulation, two future simulations are conducted using the pseudo-global warming method [[Knutson *et al.*, 2008](#)] from CMIP5 projections under the RCP8.5 scenario in the late twenty-first century. According to this method, initial and boundary conditions for the future simulations are given by the sum of observations (here NCEP2 reanalysis) and future projected changes inferred from the 31 CMIP5 multi-model ensemble means as the difference between the monthly climatologies of late twenty-first-century (2080-2099) and the historical simulations (1989-2009). In these future simulations, the SSTs and the synoptic and interannual variabilities at the lateral boundaries of the outermost model domain are the same as in the PD simulation. The two future simulations performed only differ through the applied projected SST warming pattern. In the first one (labelled CC), uncorrected CMIP5 ensemble-mean SST pattern ($\Delta\text{SST}_{\text{GW}}$) are used. In the second one (COR), CMIP5 ensemble-mean SST pattern is statistically corrected ($\Delta\text{SST}_{\text{COR}_{\text{GW}}}$), following the method of [Li *et al.* \[2016\]](#) described below.

We first assess the linear relationship between the average equatorial western Pacific (140°E-170°W; 2°S-2°N) historical rainfall bias and projected SST change $\Delta\text{SST}_{\text{GW}}$ ([Fig. 3.2](#)). In agreement with [Li *et al.* \[2016\]](#) (their [Figure 6a](#)), the significant -0.56 correlation existing between present-day rainfall bias and $\Delta\text{SST}_{\text{GW}}$ across 31 CMIP5 models indicates that the drier the present-day west Pacific (and the stronger the cold

TABLEAU 4.1 – Caractéristiques des différentes configurations.

Configuration	ZM	BMJ
Convection profonde	Zhang & McFarlane [1995]	Janjić [1994]
Micro-physique	Lin <i>et al.</i> [1983]	Hong <i>et al.</i> [2004]
Schéma de radiation	Collins <i>et al.</i> [2010]	Iacono <i>et al.</i> [2008]
Couche limite planétaire	Bretherton & Park [2009]	Noh <i>et al.</i> [2003]
Modèle de sol	Chen & Dudhia [2001]	Chen & Dudhia [2001]

tongue bias, Fig. 3.2), the stronger the projected $\Delta\text{SST}_{\text{GW}}$ warming in the equatorial western Pacific. As in Li *et al.* [2016], this linear relationship is further used to correct $\Delta\text{SST}_{\text{GW}}$. The corrected CMIP5 $\Delta\text{SST}_{\text{COR}_{\text{GW}}}$ exhibit a weaker warming in the south and equatorial western Pacific (Fig. 4.2a vs 4.2b), which significantly impacts the zonal and meridional SST gradients in the SP region. Dutheil *et al.* [2018] show that the corrected SSTs yield a considerably larger SPCZ drying (30%) than in the uncorrected simulations (7%) (see contours on Fig. 4.2ab) as a response to altered SST gradients changing the SP circulation and in turn humidity convergence (see arrows on Fig. 4.2ab).

4.4.2 TC diagnostics

TCs are detected and tracked in the simulation following the method described in Jourdain *et al.* [2011] and Jullien *et al.* [2014]. Modelled TC activity in PD simulation is compared to the TC activity inferred from the latest version (v03r09) International Best Track Archive for Climate Stewardship (IBTrACS) database [Knapp *et al.*, 2010] over 1980-2016.

We use the Tropical Cyclone Genesis Index [TCGI; Tippett *et al.*, 2011] to diagnose cyclogenesis mechanisms. As in Camargo *et al.* [2014], the TGCI has been refitted in our model for the present climate (PD simulation) ensuring that the TGCI simulates the climatology of our explicitly simulated cyclones in PD. As in Zhang & Wang [2017a], a Taylor's series expansion of the TCGI terms allows to extract the contribution of each factor to TC genesis changes. Comparing the reconstructed TCGI changes to the actual TCGI changes allows assessing the validity of the reconstruction.

4.5 Results

4.5.1 Projected TCs changes

Present-day TC climatology. The observed SP TC genesis is maximum northeast of Australia, with the region of most frequent TC occurrence shifted by 3° southward relative to the TC genesis pattern (Fig. 4.1a). This climatological TC pattern is reasonably well captured in PD_{ZM} simulation (Fig. 4.1a,b). PD_{ZM} TC genesis and occurrence are however a few degrees closer to the equator than in observations. TC frequency in PD_{ZM} ($4.6 \text{ TC}\cdot\text{year}^{-1}$) is also underestimated compared to IBTrACS ($6.3 \text{ TC}\cdot\text{year}^{-1}$), while TC occurrence frequency is better captured ($134 \text{ TC}\cdot\text{days}\cdot\text{year}^{-1}$ in PD_{ZM} compared to $147 \text{ TC}\cdot\text{days}\cdot\text{year}^{-1}$ in IBTrACS). Simulated TC intensities agree generally well with observations, despite an underestimation of the strongest TC intensities (Fig. 4.1c). The strongest simulated TC reaches $65\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ compared to $79\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ in IBTrACS. PD_{ZM} simulation also exhibits more frequent moderate TC intensity between 27 and $42\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ and less frequent intense (47 to

67m.s⁻¹) and weak TCs (lower than 22m.s⁻¹) compared to observations. The seasonal evolution of the TC density in PD_{ZM} agrees well with observations, with a cyclonic season extending from October to June with a peak in the early calendar year (January-February-March, JFM) gathering 71% and 67% of the annual TC genesis in observations and PD_{ZM} simulation respectively (Fig 4.1d). Overall, this validation hence indicates that the main SP TCs characteristics are reasonably simulated, in the PD simulation.

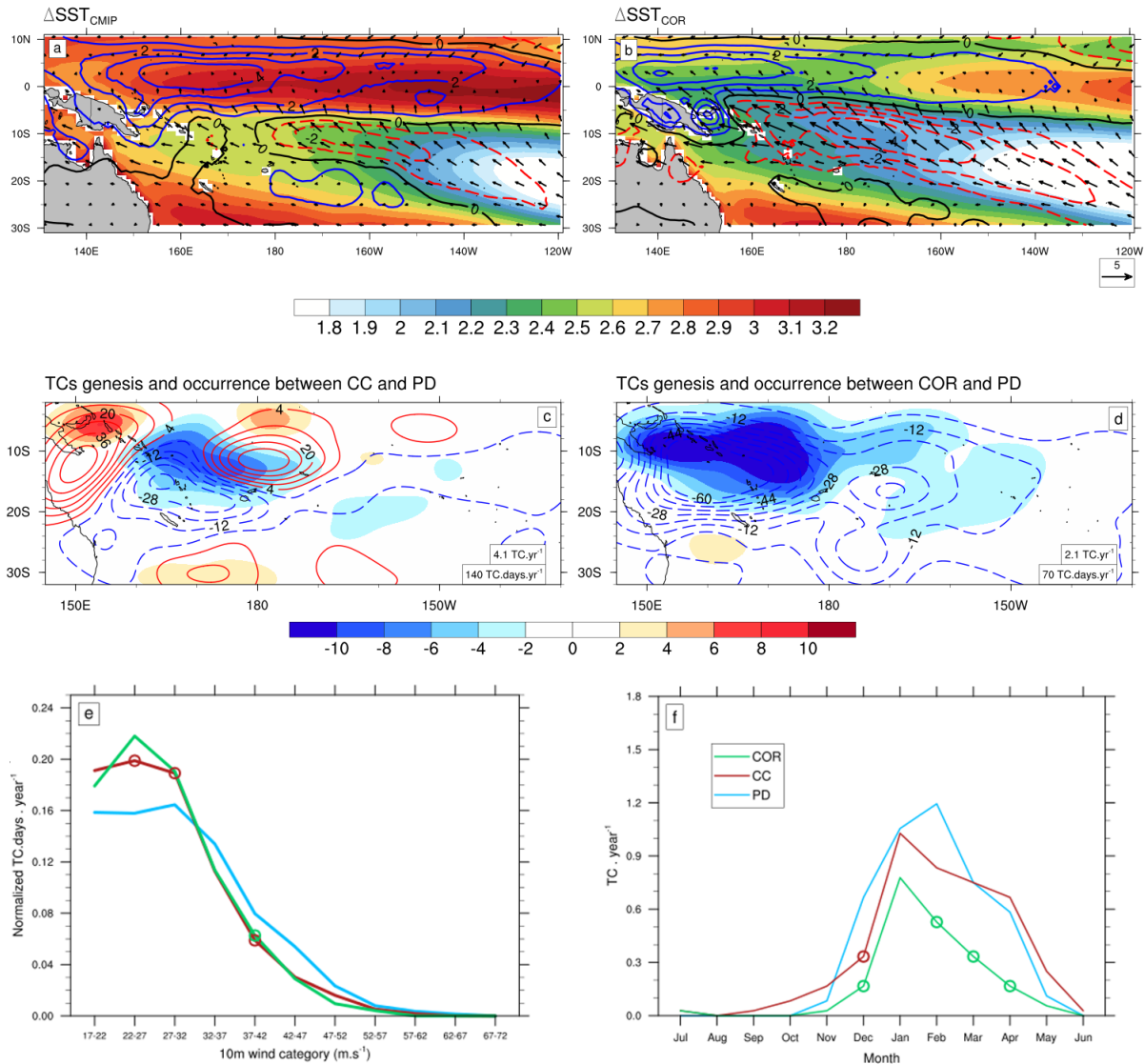


FIGURE 4.2 – Top : DJF climatology (shading, in °C) of a) ΔSST_{GW} , b) $\Delta SST_{COR_{GW}}$. The contours and vectors represent respectively, the precipitation (in mm.d⁻¹) and surface wind (in m.s⁻¹) changes between (a) CC_{ZM} and PD_{ZM}, (b) COR_{ZM} and PD_{ZM} simulations. Red dashed lines display negative values, and blue line display positive values. Middle : PDF TCs genesis (shading) and occurrence (contour lines) changes between c) CC_{ZM} and PD_{ZM}, d) COR_{ZM} and PD_{ZM}. The values of annual mean TC genesis and occurrence are shown in the corresponding panels. Bottom : (e) Distribution of the maximum 10-m wind speed (in m.s⁻¹) and (f) seasonal cycle of TC genesis from PD_{ZM} (blue), CC_{ZM} (red) and COR_{ZM} (green).

Uncorrected projected TC changes. In CC_{ZM}, there is a non-significant (Mann–Whitney–Wilcoxon test, p-value=0.7) and modest decrease (-11%) in TC genesis, and a slight increase in TC occurrence frequency (+4%) when averaged over the SP basin (Fig. 4.2c,e,f), resulting from an increase of TC lifetime (+17%). CC_{ZM} displays a significant decrease of TC intensities (Fig. 4.2e), with a 23% increase of weak TCs (lower than

$32\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$), and a 33% reduction of stronger TCs (higher than $32\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$). The seasonal cycle is not significantly changed (Fig. 4.2f), except for December, which exhibits a significant 50% decrease.

Corrected projected TC changes. Correcting the projected SST warming pattern considerably impacts the projected TC activity (Fig. 4.2d) with a significant decrease in TC genesis of -55% ($p\text{-value}=1.10^{-4}$) in COR_{ZM} compared to -11% in CC_{ZM} . Unlike CC_{ZM} , COR_{ZM} displays a large -48% TC occurrence decrease. This decrease occurs rather homogeneously over most of the SP domain (Fig. 4.2d) and the entire TC season (Fig. 4.2f). In contrast, this correction only slightly affects the projection of TC intensity distributions (Fig. 4.2e), with slightly more frequent weaker TCs and less frequent strong TCs, although these changes are not significant relative to those in CC_{ZM} .

4.5.2 Related mechanism

Wind shear contribution to TC changes in CC_{ZM} . Figure 4.3 allows discussing the mechanisms responsible for TC changes by analyzing the changes of each parameter in the TGCI. This index reasonably reproduces the TC genesis decrease simulated by CC_{ZM} compared to PD_{ZM} simulation (Fig. 4.3a). The Taylor's expansion of TCGI change accurately reproduces the TCGI change. Vertical wind shear changes largely controls the TC genesis changes between CC_{ZM} and PD_{ZM} experiments, this parameter accounting for 90% of TC reduction (Fig. 4.3a). The zonal wind speed intensification at 200hPa is the dominant driver of the ver-

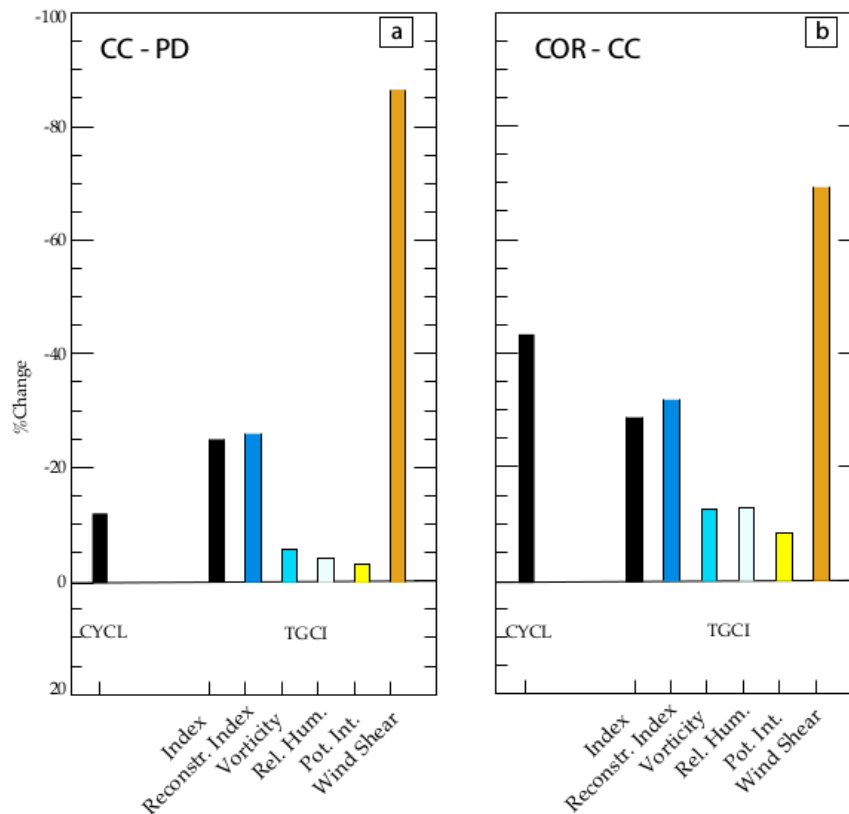


FIGURE 4.3 – First bar : TC genesis change (in %) computed in the southwestern Pacific [160°E - 200°E ; 25°S - 5°S], second bar : TCGI change (in %), third bar : TCGI change reconstructed; fourth to seventh bars : contribution of each terms according the TCGI change reconstruction (i.e vorticity, potential intensity, relative humidity, potential intensity, vertical wind shear) between (a) CC_{ZM} and PD_{ZM} , (b) COR_{ZM} and PD_{ZM} simulations.

tical wind shear increase between future and present-day conditions. As indicated on Figure 4.4a (contours),

the tropospheric zonal wind increase from PD_{ZM} to CC_{ZM} is related to an intensification of the tropospheric westerlies on the equatorward side of the mid-latitude jet (north of 20°S) in the core of the SP cyclogenesis region. Most CMIP models also point towards such jet intensifications in the future [e.g. Wilcox *et al.*, 2012]. These changes have been related to increases in the upper tropospheric meridional temperature gradients [Wilcox *et al.*, 2012]. In fact, because the atmospheric column warms faster in the tropics than in the extra-tropics, the upper tropospheric meridional temperature gradient from PD_{ZM} to CC_{ZM} experiments increases equatorward of 20°S (contours in Fig. 4.4c) in good coincidence with the zonal wind intensification in the upper troposphere (Fig 4.4a). Our results hence indicate that such a mechanism could also operate in our simulations.

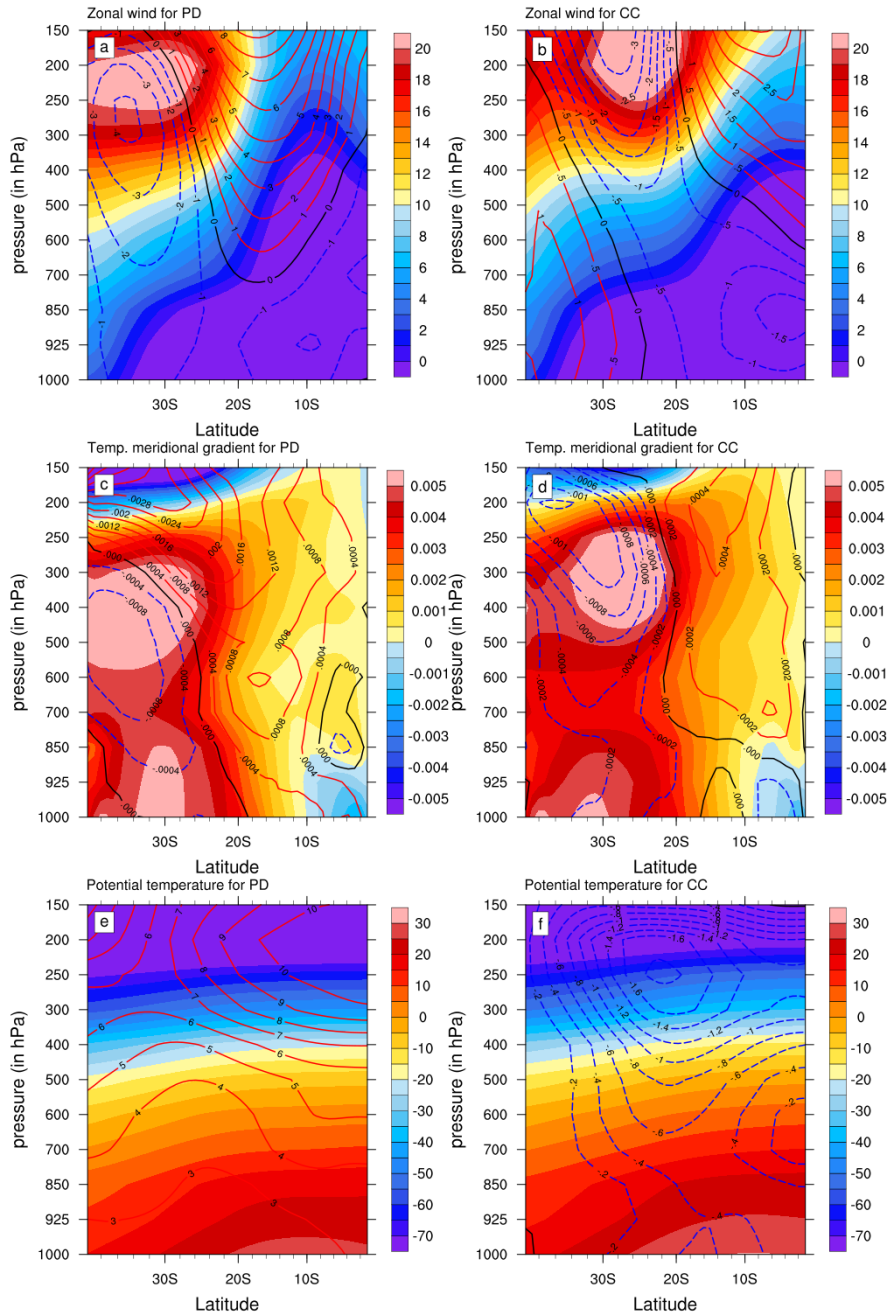


FIGURE 4.4 – Colors show NDJFMA climatologies of (top) zonal wind (in $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$), (middle) meridional temperature gradient (in $^{\circ}\text{C}/\text{km}$) and (bottom) potential temperature (in $^{\circ}\text{C}$) from (left) PD_{ZM} and (right) CC_{ZM} simulations. Contours show NDJFMA climatologies of (top) zonal wind changes (in $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$), (middle) temperature meridional gradient changes (in $^{\circ}\text{C}/\text{km}$) and (bottom) temperature changes (in $^{\circ}\text{C}$) between (left) CC_{ZM} and PD_{ZM} and (right) COR_{ZM} and CC_{ZM} simulations.

Wind shear contribution to TC changes in COR_{ZM}. Figure 4.3b also indicates that TCGI changes accurately captures the large decrease in TC counts between COR_{ZM} and CC_{ZM} (Fig. 4.3b). That decrease is also largely driven by vertical wind shear changes accounting for 75% of the TC count reduction (Fig. 4.3b). Indeed, correcting the projected CMIP SST warming pattern (COR_{ZM} vs CC_{ZM} experiments) leads to additional intensification of the upper tropospheric westerlies (and hence of the wind shear) in the TC-prone region and weaken the jet south of 20°S (see contours in Fig. 4.4b). As before, this change in zonal wind structure is consistent with meridional temperature gradient changes, with an increased gradient north of 20°S and a decrease to its south (contours in Fig. 4.4d). These temperature gradient changes responsible for upper tropospheric jets changes may be explained as follows : correcting the projected SST yields a larger drying of the SPCZ western portion as a consequence of south-easterlies penetrating further west and north in response to SST gradient changes (Dutheil *et al.* [2018] and Fig. 4.2b). This SPCZ enhanced drying results in an enhanced stratification of the temperature vertical profile south of 20°S, which increases the meridional temperature gradient between the equator and 20°S in turn resulting in the upper level westerly anomalies (Fig. 4.4d).

4.6 Discussion and summary

4.6.1 Discussion

In this study, we have evaluated the impact of climate change on Southern Pacific tropical cyclones, using regional atmospheric simulations (WRF) of the South Pacific. Most existing studies account for current-day SST biases in CMIP models, by adding the CMIP projected SST warming pattern to observed, present day SST. They however do not account for potential biases in this projected warming pattern. We have tested the impact of a corrected warming pattern on the TCs projections, based on the statistical relation between present-day biases and the projected SST changes in CMIP [e.g. Li *et al.* , 2016].

Impact of projected SST biases on projected TC frequency changes. Our results indicate that correcting the projected SST warming pattern considerably affect the projected TC changes. While simulations forced by uncorrected CMIP5 SST warming pattern point towards a very modest and insignificant decrease of TC number (-11%), simulations forced by the statistically corrected SST warming pattern considerably amplify the TC response to climate change, with a far stronger, statistically-significant decrease of the number of TCs (-55%). While our results are qualitatively consistent with most past studies that also simulate a TC frequency reduction over the SP, the additional correction we apply has an impact which is as large as the range of reduction in existing studies : between 10% [Zhao & Held, 2012] and 60% [Zhang & Wang, 2017a]. In other words, projected SST warming biases induce errors in TC change estimates as large as the uncertainties arising from the different model resolutions, convection schemes, scenarii and SST forcing patterns used in the previous studies addressing this topic. Our results are consistent with past literature pointing out the strong sensitivity of regional TC projections to the projected SST warming patterns of different models for a given scenario [e.g. Bacmeister *et al.* , 2018; Murakami *et al.* , 2012c; Sugi *et al.* , 2009; Zhao & Held, 2012]. For instance, Murakami *et al.* [2012c] assessed the impact of the warming pattern imposed onto TC changes by forcing their atmospheric model with three different classes of warming pattern projected by CMIP3 models. While their third cluster looks alike the uncorrected projected SST pattern used in the present study, their second cluster (their figure 2c) is somewhat similar to our corrected SST warming

pattern applied (Fig. 4.2b), with a weaker western Pacific warming compared to CMIP3 multi-model ensemble mean. Our results agree qualitatively with their analysis. Our results are also consistent with those

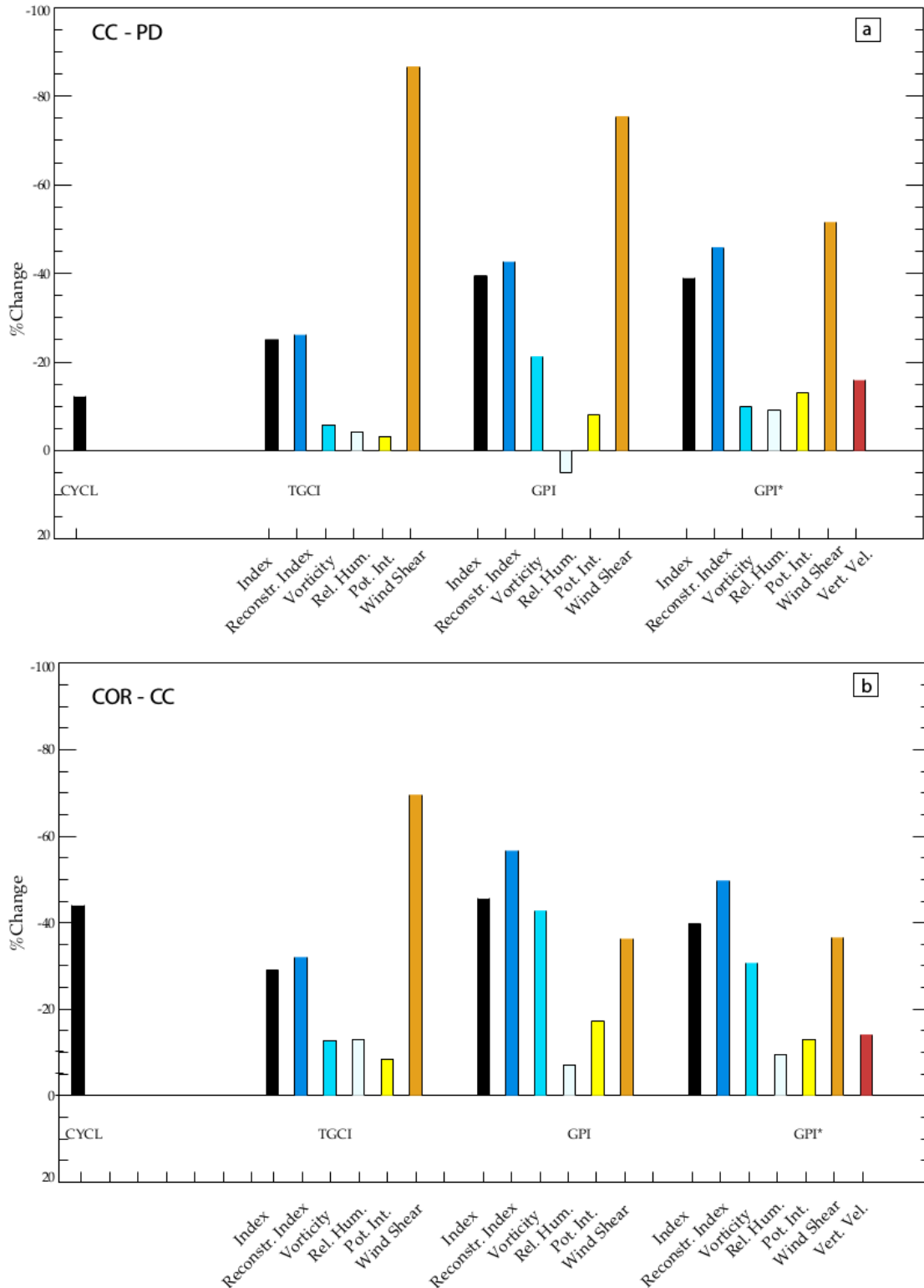


FIGURE 4.5 – Same as figure 3 but for the 3 TC genesis indices : TCGI, GPI and GPI*. In GPI* the contribution of vertical wind velocity at 500hPa is also evaluated.

of Knutson *et al.* [2015], which reveal a linear relation between regional relative SST change and regional TC occurrence change, with the SP experiencing the strongest TC number decrease because it experiences the largest relative cooling.

Related mechanisms. By analysing a given cyclogenesis index, our results further indicate that change in vertical wind shear is largely responsible for the TC decrease in both uncorrected and corrected warming experiments. This wind shear change can further be tracked back to an increase of the upper troposphere temperature meridional gradient in the cyclogenesis region in these simulations. As these results may be sensitive to the cyclogenesis index, we further compared our results with the TCGI with two other well-know indices, namely the Emanuel's new Genesis Potential Index [GPI; Emanuel, 2010] and the GPI modified by Murakami and Wang [GPI*; Murakami & Wang, 2010] : this sensitivity test confirm that the vertical wind shear change is the dominant factor controlling TC changes in the three indices (Fig. 4.5), while the respective contributions from the other terms vary from one index to another. Zhang & Wang [2017b] also found that the main factor responsible of the SP TC count reduction in their model was the vertical wind shear changes, using the GPI* index.

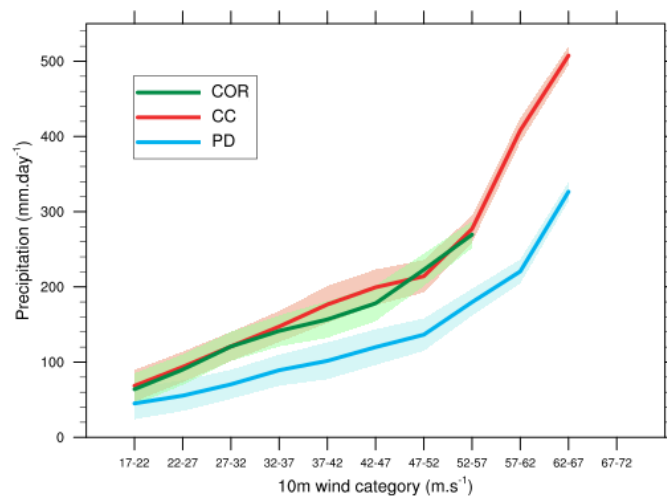


FIGURE 4.6 – Precipitation under TC (in mm.day⁻¹) by 10m wind speed category (in m.s⁻¹) from PD_{ZM} (blue), CC_{ZM} (red) and COR_{ZM} (green).

Impact of projected SST biases on other projected TC characteristics. While our results indicate that the impact of projected SST biases is very large for the projected TC count (and cyclogenesis), the impact is not as strong for other TC characteristics such as changes in the frequency of intense TCs or TC-related rainfall amount. Consistently with past literature [Bell *et al.*, 2013; Kim *et al.*, 2014; Knutson *et al.*, 2015; Murakami *et al.*, 2012a,c; Yoshida *et al.*, 2017; Zhao *et al.*, 2009], our climate change simulations point toward a TC rainfall intensification (Fig. 4.6), with insignificant differences between the corrected and uncorrected experiments. The TC intensity distribution changes are not very much affected, with minor differences between the two future simulations.

Sensitivity of these results to model physics. The sensitivity of the future TC count reduction to the warming pattern may however depend on the atmospheric model physical parameterisation, and it may well be that the configuration discussed in this paper may be particularly sensitive to SST gradient. To test this, we performed a similar set of simulations but with a completely different set of physical parameterizations, including a different parameterization of subgrid-scale convection (details about this other configuration can be found in Table 4.1). While this other configuration is less realistic in simulating TC activity over the SP (Fig. 4.1 vs Fig. 4.7), TC activity changes between the different experiments display a qualitatively similar response in terms of TC genesis frequency changes (4.8), with the experiment forced with the corrected SST pattern showing a larger TC count decrease (-66%) than the uncorrected one (-39%). Changes in strong TC

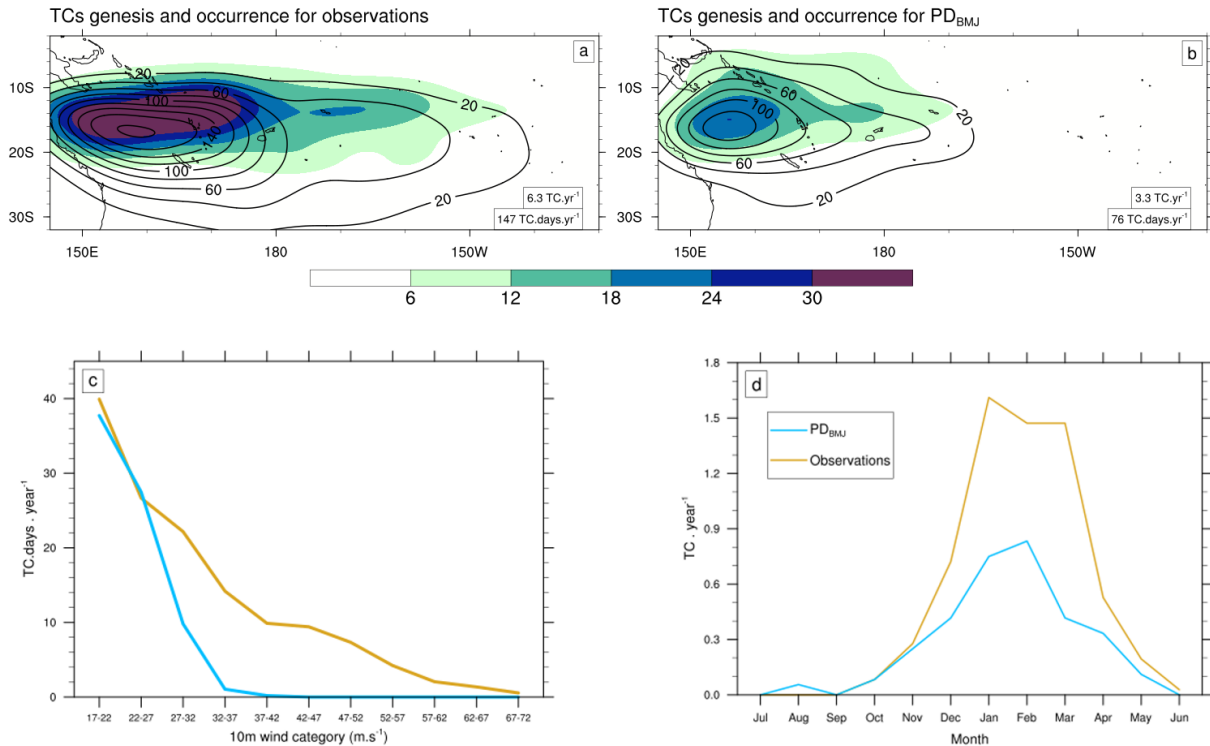


FIGURE 4.7 – Top : PDF TCs genesis (shading) and occurrence (contour lines) from a) IBTrACS, b) PD_{BMJ}. The annual mean TC genesis and occurrence are shown in the corresponding panels. Bottom : (c) Distribution of the maximum 10-m wind speed (in m.s^{-1}) and (d) seasonal cycle of TC genesis from IB-TrACS (gold) and PD_{BMJ} (blue).

frequency in this set of experiments can however not be assessed because the new set of physical parametrisation employed do not allow to simulate the most intense TCs. This other set of simulations however strengthen the robustness of our main result which emphasize the crucial sensitivity of the future TC genesis changes to detail of the SST projected patterns, at least in the SP region.

Sensitivity to the correction methodology. Aside the model physics, our results may also be sensitive to the statistical method employed to correct the projected SST pattern. Here, we use the same method as in [Li *et al.* \[2016\]](#) where the SST projection is corrected based on the western equatorial Pacific present-day rainfall bias. Correcting the SST pattern based on other present-day biases such as the amplitude of the cold tongue bias in the western Pacific results in a similar corrected SST warming pattern (not shown). Using a different observational constraint method, [Huang & Ying \[2015\]](#) also show a very similar corrected SST pattern (their Figure 11c) to the one inferred by [Li *et al.* \[2016\]](#) (their Figure 12c) and by the present study.

Perspectives. Our study indicates that the projected SP TCs changes in response to climate change is strongly sensitive by the projected SST change pattern, highlighting the importance of correcting this pattern before forcing atmospheric models using a pseudo-global warming downscaling approach o provide more reliable projections. Further studies should apply such a strategy using different models and for different TC-prone regions in order to further test the sensitivity of these results to the model used and to the basin considered.

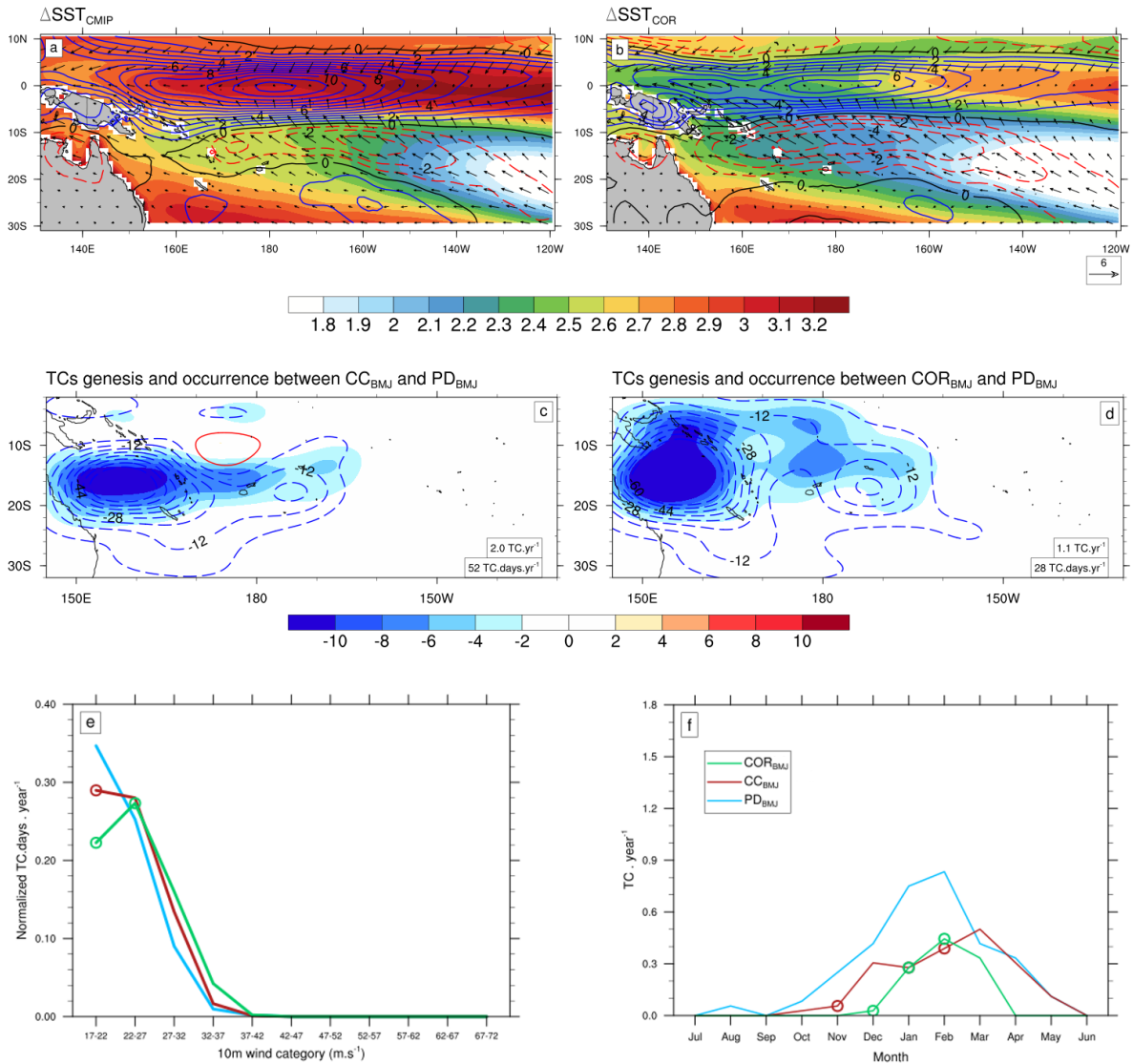


FIGURE 4.8 – Top : DJF climatology (shading, in $^{\circ}\text{C}$) of a) $\Delta\text{SST}_{\text{GW}}$, b) $\Delta\text{SST}_{\text{COR}_{\text{GW}}}$. The contours and vectors represent respectively, the precipitation (in mm.d^{-1}) and surface wind (in m.s^{-1}) changes between (a) CC_{BMJ} and PD_{BMJ} , (b) COR_{BMJ} and PD_{BMJ} simulations. Red dashed lines display negative values, and blue line display positive values. Middle : PDF TCs genesis (shading) and occurrence (contour lines) changes between c) CC_{BMJ} and PD_{BMJ} , d) COR_{BMJ} and PD_{BMJ} . The values of annual mean TC genesis and occurrence are shown in the corresponding panels. Bottom : (e) Distribution of the maximum 10-m wind speed (in m.s^{-1}) and (f) seasonal cycle of TC genesis from PD_{BMJ} (blue), CC_{BMJ} (red) and COR_{BMJ} (green).

4.7 Références

- Abe, Manabu, Shiogama, Hideo, Nozawa, Toru, & Emori, Seita. 2011. Estimation of future surface temperature changes constrained using the future-present correlated modes in inter-model variability of CMIP3 multimodel simulations. *Journal of geophysical research*, **116**(D18). 90, 93
- Bacmeister, Julio T., Reed, Kevin A., Hannay, Cecile, Lawrence, Peter, Bates, Susan, Truesdale, John E., Rosenbloom, Nan, & Levy, Michael. 2018. Projected changes in tropical cyclone activity under future warming scenarios using a high-resolution climate model. *Climatic change*, **146**(3-4), 547–560. 92, 93, 99
- Basher, R. E., & Zheng, X. 1995. Tropical Cyclones in the Southwest Pacific : Spatial Patterns and Relationships to Southern Oscillation and Sea Surface Temperature. *Journal of climate*, **8**(5), 1249–1260. 92

- Bell, Ray, Strachan, Jane, Vidale, Pier Luigi, Hodges, Kevin, & Roberts, Malcolm. 2013. Response of Tropical Cyclones to Idealized Climate Change Experiments in a Global High-Resolution Coupled General Circulation Model. *Journal of climate*, **26**(20), 7966–7980. [101](#)
- Bracegirdle, Thomas J., & Stephenson, David B. 2013. On the Robustness of Emergent Constraints Used in Multimodel Climate Change Projections of Arctic Warming. *Journal of climate*, **26**(2), 669–678. [90](#), [93](#)
- Bretherton, Christopher S., & Park, Sungsu. 2009. A New Moist Turbulence Parameterization in the Community Atmosphere Model. *Journal of climate*, **22**(12), 3422–3448. [95](#)
- Brown, Josephine R., Power, Scott B., Delage, Francois P., Colman, Robert A., Moise, Aurel F., & Murphy, Bradley F. 2011. Evaluation of the South Pacific Convergence Zone in IPCC AR4 Climate Model Simulations of the Twentieth Century. *Journal of climate*, **24**(6), 1565–1582. [92](#)
- Callaghan, Jeff, & Power, Scott B. 2011. Variability and decline in the number of severe tropical cyclones making land-fall over eastern Australia since the late nineteenth century. *Climate dynamics*, **37**(3-4), 647–662. [92](#)
- Camargo, Suzana J. 2013. Global and Regional Aspects of Tropical Cyclone Activity in the CMIP5 Models. *Journal of climate*, **26**(24), 9880–9902. [92](#)
- Camargo, Suzana J., Tippett, Michael K., Sobel, Adam H., Vecchi, Gabriel A., & Zhao, Ming. 2014. Testing the Performance of Tropical Cyclone Genesis Indices in Future Climates Using the HiRAM Model. *Journal of climate*, **27**(24), 9171–9196. [95](#)
- Chen, Fei, & Dudhia, Jimy. 2001. Coupling an Advanced Land Surface–Hydrology Model with the Penn State–NCAR MM5 Modeling System. Part I : Model Implementation and Sensitivity. *Monthly weather review*, **129**(4), 569–585. [95](#)
- Collins, Mat, An, Soon-Il, Cai, Wenju, Ganachaud, Alexandre, Guilyardi, Eric, Jin, Fei-Fei, Jochum, Markus, Lengaigne, Matthieu, Power, Scott, Timmermann, Axel, Vecchi, Gabe, & Wittenberg, Andrew. 2010. The impact of global warming on the tropical Pacific Ocean and El Niño. *Nature geoscience*, **3**(6), 391–397. [95](#)
- Dutheil, Cyril, Bador, Margot, Lengaigne, Matthieu, Lefèvre, J., Jourdain, Nicolas C., Vialard, Jérôme, Jullien, Swen, Peltier, Alexandre, & Menkes, Christophe Eugène. 2018. Impact of surface temperature biases on climate change projections of the South Pacific Convergence Zone. *Climate dynamics*, **in review**. [93](#), [94](#), [95](#), [99](#)
- Emanuel, Kerry. 2010. Tropical cyclone activity downscaled from NOAA-CIRES Reanalysis, 1908–1958. *Journal of advances in modeling earth systems*, **2**(Jan.). [101](#)
- Grose, Michael R., Brown, Jaclyn N., Narsey, Sugata, Brown, Josephine R., Murphy, Bradley F., Langlais, Clothilde, Gupta, Alex Sen, Moise, Aurel F., & Irving, Damien B. 2014. Assessment of the CMIP5 global climate model simulations of the western tropical Pacific climate system and comparison to CMIP3 : assesment of CMIP5 climate models for the western tropical pacific. *International journal of climatology*, **34**(12), 3382–3399. [92](#)
- Hartmann, D.L., Klein Tank, A.M.G., Rusticucci, M., Alexander, L.V., Brönnimann, S, Charabi, Y., Dentener, F.J., Dlugokencky, E.J, Easterling, D.R, Kaplan, A., Soden, B.J, Thorne, P.W, Wild, M., & Zhai, P.M. 2013. Observations :Atmosphere and Surface. In : Climate Change 2013 : The Physical Science Basis. Contribution

- of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Pages 159–254 of : *Climate Change 2013 : The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA : Cambridge University Press. :atmosphere2013
- Hong, Song-You, Dudhia, Jimy, & Chen, Shu-Hua. 2004. A Revised Approach to Ice Microphysical Processes for the Bulk Parameterization of Clouds and Precipitation. *Monthly weather review*, **132**(1), 103–120. [95](#)
- Huang, Ping, & Ying, Jun. 2015. A Multimodel Ensemble Pattern Regression Method to Correct the Tropical Pacific SST Change Patterns under Global Warming. *Journal of climate*, **28**(12), 4706–4723. [90](#), [93](#), [102](#)
- Iacono, Michael J., Delamere, Jennifer S., Mlawer, Eli J., Shephard, Mark W., Clough, Shepard A., & Collins, William D. 2008. Radiative forcing by long-lived greenhouse gases : Calculations with the AER radiative transfer models. *Journal of geophysical research*, **113**(D13). [95](#)
- Janjić, Zaviša I. 1994. The Step-Mountain Eta Coordinate Model : Further Developments of the Convection, Viscous Sublayer, and Turbulence Closure Schemes. *Monthly weather review*, **122**(5), 927–945. [95](#)
- Jourdain, Nicolas C., Marchesiello, Patrick, Menkes, Christophe E., Lefèvre, Jérôme, Vincent, Emmanuel M., Lengaigne, Matthieu, & Chauvin, Fabrice. 2011. Mesoscale Simulation of Tropical Cyclones in the South Pacific : Climatology and Interannual Variability. *Journal of climate*, **24**(1), 3–25. [94](#), [95](#)
- Jullien, Swen, Marchesiello, Patrick, Menkes, Christophe E., Lefèvre, Jérôme, Jourdain, Nicolas C., Samson, Guillaume, & Lengaigne, Matthieu. 2014. Ocean feedback to tropical cyclones : climatology and processes. *Climate dynamics*, **43**(9-10), 2831–2854. [94](#), [95](#)
- Kanamitsu, Masao, Ebisuzaki, Wesley, Woollen, Jack, Yang, Shi-Keng, Hnilo, J. J., Fiorino, M., & Potter, G. L. 2002. NCEP–DOE AMIP-II Reanalysis (R-2). *Bulletin of the american meteorological society*, **83**(11), 1631–1643. [94](#)
- Kim, Hyeong-Seog, Vecchi, Gabriel A., Knutson, Thomas R., Anderson, Whit G., Delworth, Thomas L., Rosati, Anthony, Zeng, Fanrong, & Zhao, Ming. 2014. Tropical Cyclone Simulation and Response to CO₂ Doubling in the GFDL CM2.5 High-Resolution Coupled Climate Model. *Journal of climate*, **27**(21), 8034–8054. [93](#), [101](#)
- Knapp, Kenneth R., Kruk, Michael C., Levinson, David H., Diamond, Howard J., & Neumann, Charles J. 2010. The international best track archive for climate stewardship (IBTrACS) unifying tropical cyclone data. *Bulletin of the american meteorological society*, **91**(3), 363–376. [95](#)
- Knutson, Thomas R., Sirutis, Joseph J., Garner, Stephen T., Vecchi, Gabriel A., & Held, Isaac M. 2008. Simulated reduction in Atlantic hurricane frequency under twenty-first-century warming conditions. *Nature geoscience*, **1**(6), 359–364. [90](#), [92](#)
- Knutson, Thomas R., Sirutis, Joseph J., Vecchi, Gabriel A., Garner, Stephen, Zhao, Ming, Kim, Hyeong-Seog, Bender, Morris, Tuleya, Robert E., Held, Isaac M., & Villarini, Gabriele. 2013. Dynamical Downscaling Projections of Twenty-First-Century Atlantic Hurricane Activity : CMIP3 and CMIP5 Model-Based Scenarios. *Journal of climate*, **26**(17), 6591–6617. [92](#)
- Knutson, Thomas R., Sirutis, Joseph J., Zhao, Ming, Tuleya, Robert E., Bender, Morris, Vecchi, Gabriel A., Villarini, Gabriele, & Chavas, Daniel. 2015. Global Projections of Intense Tropical Cyclone Activity for the

- Late Twenty-First Century from Dynamical Downscaling of CMIP5/RCP4.5 Scenarios. *Journal of climate*, **28**(18), 7203–7224. [92](#), [93](#), [100](#), [101](#)
- Kuleshov, Y., Qi, L., Fawcett, R., & Jones, D. 2008. On tropical cyclone activity in the Southern Hemisphere : Trends and the ENSO connection. *Geophysical research letters*, **35**(14). [92](#)
- Kuleshov, Y., Fawcett, R., Qi, L., Trewin, B., Jones, D., McBride, J., & Ramsay, H. 2010. Trends in tropical cyclones in the South Indian Ocean and the South Pacific Ocean. *Journal of geophysical research*, **115**(D1). [92](#)
- Li, Gen, & Xie, Shang-Ping. 2014. Tropical Biases in CMIP5 Multimodel Ensemble : The Excessive Equatorial Pacific Cold Tongue and Double ITCZ Problems*. *Journal of climate*, **27**(4), 1765–1780. [92](#), [93](#)
- Li, Gen, Du, Yan, Xu, Haiming, & Ren, Baohua. 2015. An Intermodel Approach to Identify the Source of Excessive Equatorial Pacific Cold Tongue in CMIP5 Models and Uncertainty in Observational Datasets. *Journal of climate*, **28**(19), 7630–7640. [92](#)
- Li, Gen, Xie, Shang-Ping, Du, Yan, & Luo, Yiyong. 2016. Effects of excessive equatorial cold tongue bias on the projections of tropical Pacific climate change. Part I : the warming pattern in CMIP5 multi-model ensemble. *Climate dynamics*, **47**(12), 3817–3831. [90](#), [93](#), [94](#), [95](#), [99](#), [102](#)
- Lin, Yuh-Lang, Farley, Richard D., & Orville, Harold D. 1983. Bulk Parameterization of the Snow Field in a Cloud Model. *Journal of climate and applied meteorology*, **22**(6), 1065–1092. [95](#)
- McClean, Julie L., Bader, David C., Bryan, Frank O., Maltrud, Mathew E., Dennis, John M., Mirin, Arthur A., Jones, Philip W., Kim, Yoo Yin, Ivanova, Detelina P., Vertenstein, Mariana, Boyle, James S., Jacob, Robert L., Norton, Nancy, Craig, Anthony, & Worley, Patrick H. 2011. A prototype two-decade fully-coupled fine-resolution CCSM simulation. *Ocean modelling*, **39**(1-2), 10–30. [92](#)
- Murakami, Hiroyuki, & Wang, Bin. 2010. Future Change of North Atlantic Tropical Cyclone Tracks : Projection by a 20-km-Mesh Global Atmospheric Model*. *Journal of climate*, **23**(10), 2699–2721. [101](#)
- Murakami, Hiroyuki, Mizuta, Ryo, & Shindo, Eiki. 2012a. Future changes in tropical cyclone activity projected by multi-physics and multi-SST ensemble experiments using the 60-km-mesh MRI-AGCM. *Climate dynamics*, **39**(9-10), 2569–2584. [92](#), [93](#), [101](#)
- Murakami, Hiroyuki, Wang, Yuqing, Yoshimura, Hiromasa, Mizuta, Ryo, Sugi, Masato, Shindo, Eiki, Adachi, Yukimasa, Yukimoto, Seiji, Hosaka, Masahiro, Kusunoki, Shoji, Ose, Tomoaki, & Kitoh, Akio. 2012b. Future Changes in Tropical Cyclone Activity Projected by the New High-Resolution MRI-AGCM*. *Journal of climate*, **25**(9), 3237–3260. [92](#)
- Murakami, Hiroyuki, Wang, Yuqing, Yoshimura, Hiromasa, Mizuta, Ryo, Sugi, Masato, Shindo, Eiki, Adachi, Yukimasa, Yukimoto, Seiji, Hosaka, Masahiro, Kusunoki, Shoji, Ose, Tomoaki, & Kitoh, Akio. 2012c. Future Changes in Tropical Cyclone Activity Projected by the New High-Resolution MRI-AGCM*. *Journal of climate*, **25**(9), 3237–3260. [92](#), [93](#), [99](#), [101](#)
- Murakami, Hiroyuki, Vecchi, Gabriel A., Underwood, Seth, Delworth, Thomas L., Wittenberg, Andrew T., Anderson, Whit G., Chen, Jan-Huey, Gudgel, Richard G., Harris, Lucas M., Lin, Shian-Jiann, & Zeng, Fanrong. 2015. Simulation and Prediction of Category 4 and 5 Hurricanes in the High-Resolution GFDL HiFLOR Coupled Climate Model*. *Journal of climate*, **28**(23), 9058–9079. [92](#)

- Nicholls, R. J., & Cazenave, A. 2010. Sea-Level Rise and Its Impact on Coastal Zones. *Science*, **328**(5985), 1517–1520. [90](#), [92](#)
- Noh, Ying, Cheon, W. G., Hong, S. Y., & Raasch, S. 2003. Improvement of the K-profile model for the planetary boundary layer based on large eddy simulation data. *Boundary-layer meteorology*, **107**(2), 401–427. [95](#)
- Skamarock, William C., & Klemp, Joseph B. 2008. A time-split nonhydrostatic atmospheric model for weather research and forecasting applications. *Journal of computational physics*, **227**(7), 3465–3485. [94](#)
- Small, R. Justin, Bacmeister, Julio, Bailey, David, Baker, Allison, Bishop, Stuart, Bryan, Frank, Caron, Julie, Dennis, John, Gent, Peter, Hsu, Hsiao-ming, Jochum, Markus, Lawrence, David, Muñoz, Ernesto, diNezio, Pedro, Scheitlin, Tim, Tomas, Robert, Tribbia, Joseph, Tseng, Yu-heng, & Vertenstein, Mariana. 2014. A new synoptic scale resolving global climate simulation using the Community Earth System Model. *Journal of advances in modeling earth systems*, **6**(4), 1065–1094. [92](#)
- Sugi, Masato, Murakami, Hiroyuki, & Yoshimura, Jun. 2009. A Reduction in Global Tropical Cyclone Frequency due to Global Warming. *Sola*, **5**, 164–167. [93](#), [99](#)
- Sugi, Masato, Murakami, Hiroyuki, & Yoshida, Kohei. 2017. Projection of future changes in the frequency of intense tropical cyclones. *Climate dynamics*, **49**(1-2), 619–632. [92](#), [93](#)
- Taylor, Karl E., Stouffer, Ronald J., & Meehl, Gerald A. 2012. An Overview of CMIP5 and the Experiment Design. *Bulletin of the american meteorological society*, **93**(4), 485–498. [92](#)
- Tippett, Michael K., Camargo, Suzana J., & Sobel, Adam H. 2011. A Poisson Regression Index for Tropical Cyclone Genesis and the Role of Large-Scale Vorticity in Genesis. *Journal of climate*, **24**(9), 2335–2357. [91](#), [95](#)
- Vincent, Emmanuel M., Lengaigne, Matthieu, Menkes, Christophe E., Jourdain, Nicolas C., Marchesiello, Patrick, & Madec, Gurvan. 2011. Interannual variability of the South Pacific Convergence Zone and implications for tropical cyclone genesis. *Climate dynamics*, **36**(9-10), 1881–1896. [92](#)
- Walsh, Kevin. 2015. Fine resolution simulations of the effect of climate change on tropical cyclones in the South Pacific. *Climate dynamics*, **45**(9-10), 2619–2631. [92](#), [93](#)
- Walsh, Kevin J.E., McInnes, Kathleen L., & McBride, John L. 2012. Climate change impacts on tropical cyclones and extreme sea levels in the South Pacific — A regional assessment. *Global and planetary change*, **80-81**(Jan.), 149–164. [90](#), [92](#)
- Wilcox, L. J., Charlton-Perez, A. J., & Gray, L. J. 2012. Trends in Austral jet position in ensembles of high- and low-top CMIP5 models : TRENDS IN AUSTRAL JET POSITION. *Journal of geophysical research : Atmospheres*, **117**(D13), n/a–n/a. [91](#), [98](#)
- Yamada, Yohei, Satoh, Masaki, Sugi, Masato, Kodama, Chihiro, Noda, Akira T., Nakano, Masuo, & Nasuno, Tomoe. 2017. Response of Tropical Cyclone Activity and Structure to Global Warming in a High-Resolution Global Nonhydrostatic Model. *Journal of climate*, **30**(23), 9703–9724. [92](#), [93](#)
- Yoshida, Kohei, Sugi, Masato, Mizuta, Ryo, Murakami, Hiroyuki, & Ishii, Masayoshi. 2017. Future Changes in Tropical Cyclone Activity in High-Resolution Large-Ensemble Simulations : Future TC in Large-Ensemble Simulations. *Geophysical research letters*, **44**(19), 9910–9917. [92](#), [93](#), [101](#)

- Zhang, Chunxi, & Wang, Yuqing. 2017a. Projected Future Changes of Tropical Cyclone Activity over the Western North and South Pacific in a 20-km-Mesh Regional Climate Model. *Journal of climate*, **30**(15), 5923–5941. [92](#), [93](#), [94](#), [95](#), [99](#)
- Zhang, Chunxi, & Wang, Yuqing. 2017b. Projected Future Changes of Tropical Cyclone Activity over the Western North and South Pacific in a 20-km-Mesh Regional Climate Model. *Journal of climate*, **30**(15), 5923–5941. [101](#)
- Zhang, G.J., & McFarlane, Norman A. 1995. Sensitivity of climate simulations to the parameterization of cumulus convection in the Canadian climate centre general circulation model. *Atmosphere-ocean*, **33**(3), 407–446. [95](#)
- Zhao, Ming, & Held, Isaac M. 2012. TC-Permitting GCM Simulations of Hurricane Frequency Response to Sea Surface Temperature Anomalies Projected for the Late-Twenty-First Century. *Journal of climate*, **25**(8), 2995–3009. [92](#), [93](#), [99](#)
- Zhao, Ming, Held, Isaac M., Lin, Shian-Jiann, & Vecchi, Gabriel A. 2009. Simulations of Global Hurricane Climatology, Interannual Variability, and Response to Global Warming Using a 50-km Resolution GCM. *Journal of climate*, **22**(24), 6653–6678. [92](#), [101](#)

Chapitre 5

Descente d'échelle dynamique du climat en Nouvelle-Calédonie

Sommaire

5.1 Introduction	110
5.1.1 Géographie et morphologie de la Nouvelle-Calédonie	110
5.1.2 Régimes de temps	111
5.1.3 Variabilité saisonnière	113
5.1.4 Contexte de l'étude	114
5.2 Méthodes	117
5.2.1 Stratégie de modélisation	117
5.2.2 Les données	118
5.2.3 Régime de temps	119
5.2.4 Package ClimPact2	121
5.3 Validation de la simulation présente	122
5.3.1 Moyenne annuelle	122
5.3.2 Cycle saisonnier	123
5.3.3 Les vagues de chaleur	124
5.4 Réponse au changement climatique	125
5.4.1 Etat moyen	126
5.4.2 Cycle saisonnier	126
5.4.3 Régime de temps	127
5.4.4 Les températures et les vagues de chaleur	130
5.5 Conclusion et Discussion	132
5.5.1 Conclusion	132
5.5.2 Discussion	133
5.6 Références	134

Dans les deux chapitres précédents nous avons simulé l'évolution de la SPCZ et de la cyclogenèse du Pacifique Sud dans un contexte de réchauffement climatique. La SPCZ et la cyclogenèse font partie des principales caractéristiques climatiques du Pacifique Sud ; être capable de bien les représenter est donc primordial si l'on veut simuler le plus fidèlement possible le climat de la Nouvelle-Calédonie, et à fortiori ses changements. Simuler correctement les champs grandes échelles n'est pas suffisant pour reproduire le climat de Nouvelle-Calédonie, son orographie très marquée, notamment sur la côte Est où les gradients d'élévation sont très importants (Fig. 5.2), nécessite une résolution horizontale suffisamment élevée afin de bien reproduire sa morphologie. Nous nous sommes donc attachés dans cette étude, à mettre en place une configuration capable de simuler les principales caractéristiques climatiques (distribution spatiale des précipitations, régime de temps, cycle saisonnier, ...) de la Nouvelle-Calédonie, puis de projeter leurs changements. Après avoir simulé l'évolution de ces variables moyennes, nous nous sommes intéressés à l'évolution des extrêmes climatiques à travers le calcul d'une soixantaine d'indices à forts intérêts pour divers secteurs socio-économiques de la Nouvelle-Calédonie. Seul deux aspects des vagues de chaleur sont analysés ici, mais plusieurs autres indices seront utilisés dans le Chapitre 6.

5.1 Introduction

5.1.1 Géographie et morphologie de la Nouvelle-Calédonie

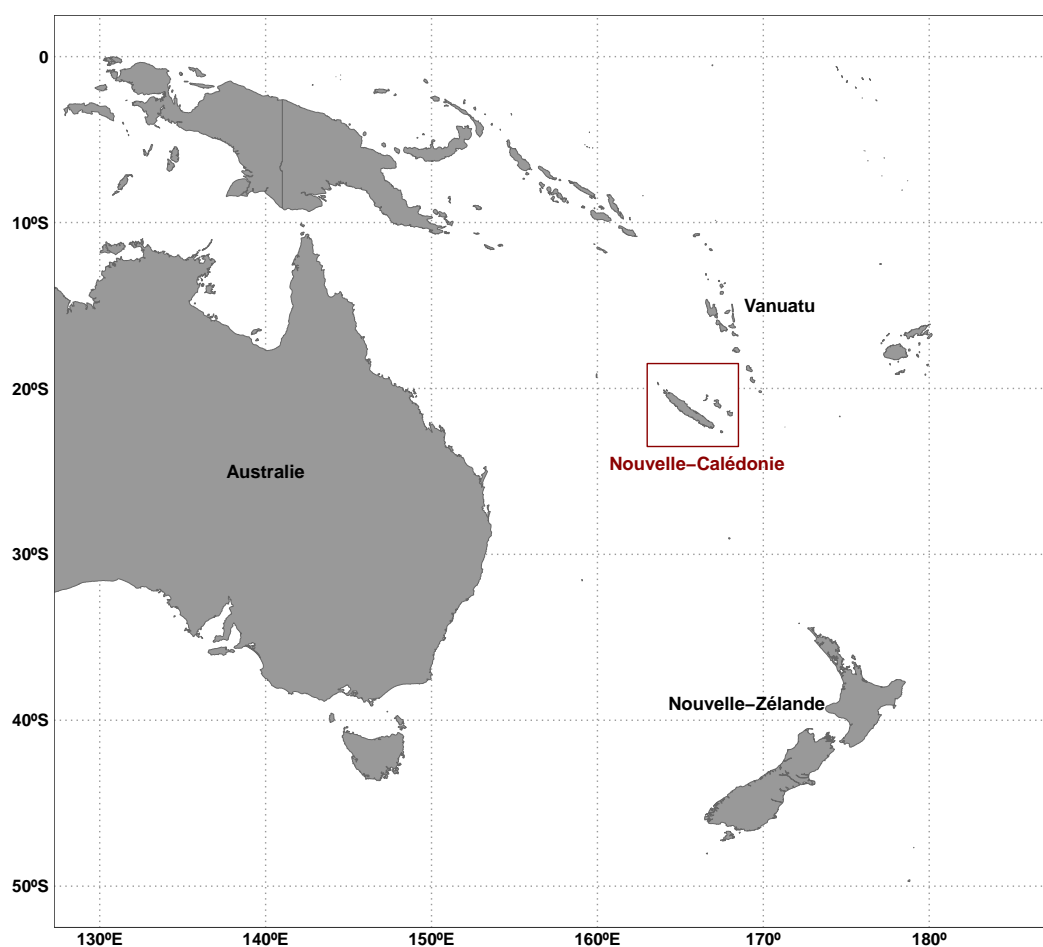


FIGURE 5.1 – Carte des pays du Pacifique Sud-Ouest.

La Nouvelle-Calédonie (NC) est située dans le Pacifique Sud-Ouest, en région subtropicale dans la mer de Corail, à environ 1 500km de la côte Est australienne et du Nord de la Nouvelle-Zélande. A environ 300km au Nord-Est de la NC se trouve l'archipel du Vanuatu (Fig. 5.1). La Nouvelle-Calédonie est un archipel d'îles dans le Pacifique Sud Ouest. Elle est composé d'une île principale appelée communément « Grande Terre », et d'îles plus petites, Ouvéa, Lifou, Tiga et Maré sur sa côte Est qui forment les îles Loyautés ; et l'île des Pins au Sud. La Grande Terre est orientée selon un axe Nord-Ouest/Sud-Est et s'étend sur 400km de long, et 50km de large, et est parcourue dans toute sa longueur par une chaîne de montagnes, dont les deux points culminants sont le Mt Panié (1629m) au Nord et le Mt Humboldt (1618m) au Sud. Sur la côte Est cette chaîne de montagnes est située à proximité de la mer rendant ses flancs abrupts, tandis que la côte Ouest est parcourue par de larges plaines (Fig. 5.2). Les îles Loyautés sont d'anciens atolls coralliens soulevés au cours du temps. Par conséquent leur orographie est très peu marquée, et le point culminant se situe à Maré (138m). Comme nous le verrons par la suite ces caractéristiques morphologiques impactent fortement la distribution spatiale des différentes variables climatiques (e.g. précipitation, température, vent).

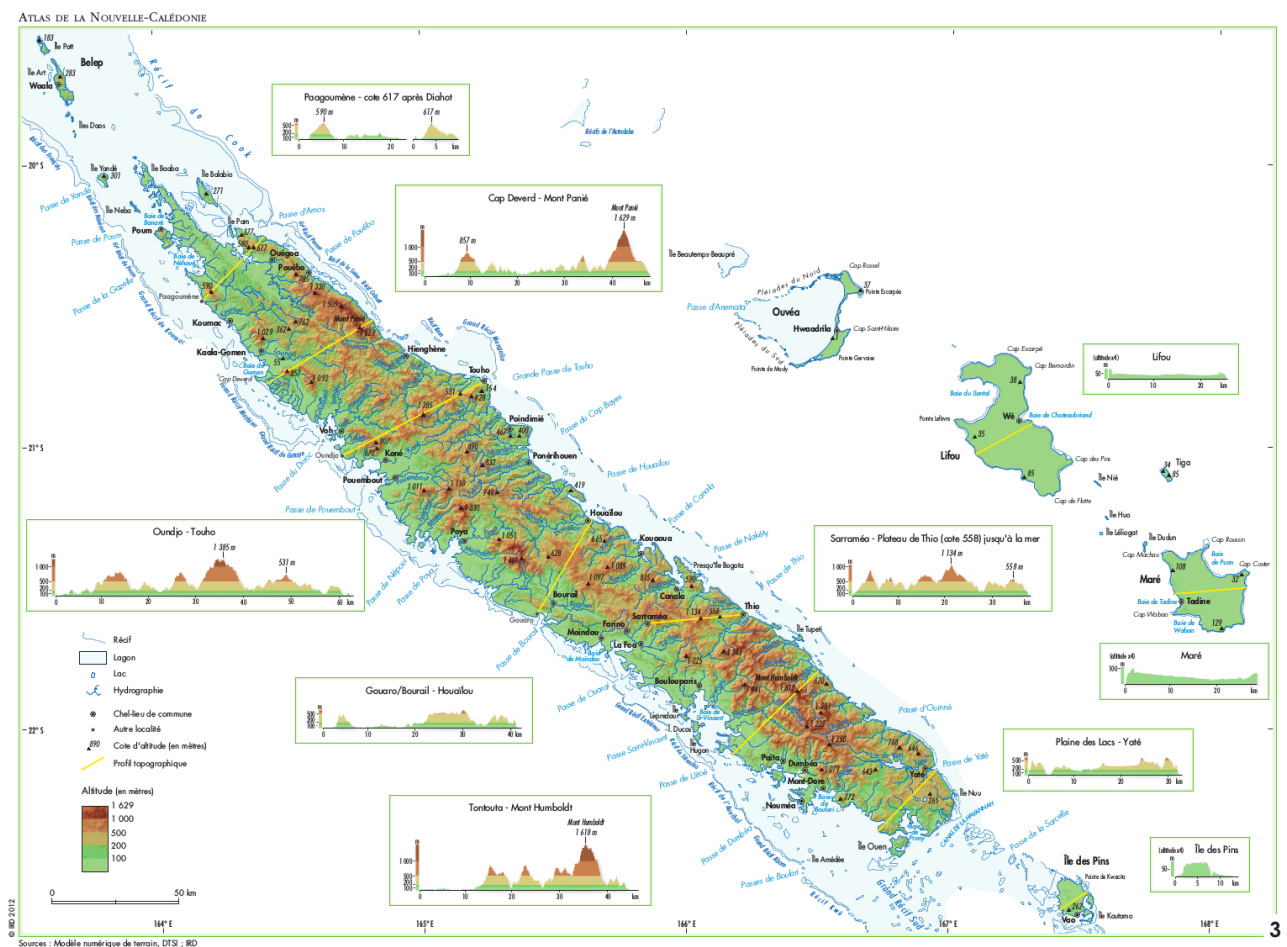


FIGURE 5.2 – Relief de la Nouvelle Calédonie. Figure extraite de Bonvallet *et al.* [2012].

5.1.2 Régimes de temps

La Nouvelle Calédonie se situe en région subtropicale, et subit donc à la fois les influences tropicales et tempérées. Pour classifier l'état de l'atmosphère il existe un outil qu'on appelle "type" ou "régime" de temps. Il permet de caractériser les principaux modes de variabilité de l'atmosphère pour une région donnée. Un régime de temps définit une structure atmosphérique de grande échelle (plusieurs centaines de

kilomètres) qui apparaît de manière récurrente dans la région d'étude, et qui induit des conditions météorologiques locales récurrentes lors de l'apparition du régime. Pour décrire ces structures récurrentes on utilise en général des variables de circulation (e.g. vent, pression). Afin de réaliser cette classification il existe deux méthodes : la première est basée sur l'expertise des prévisionnistes de la région d'étude, méthode subjective qui va dépendre en grande partie de l'expérience des météorologistes [e.g. Lamb, 1972; Maitrepierre & Caudmont, 2007]; la seconde nécessite l'utilisation d'une méthode statistique de classification non-supervisée, méthode objective. Cette dernière cherche à regrouper dans une classe commune des champs atmosphériques qui se ressemblent et à séparer en groupes distincts les champs éloignés les uns des autres. Pour réaliser cette classification la notion de distance entre champs est nécessaire. Lefèvre *et al.*

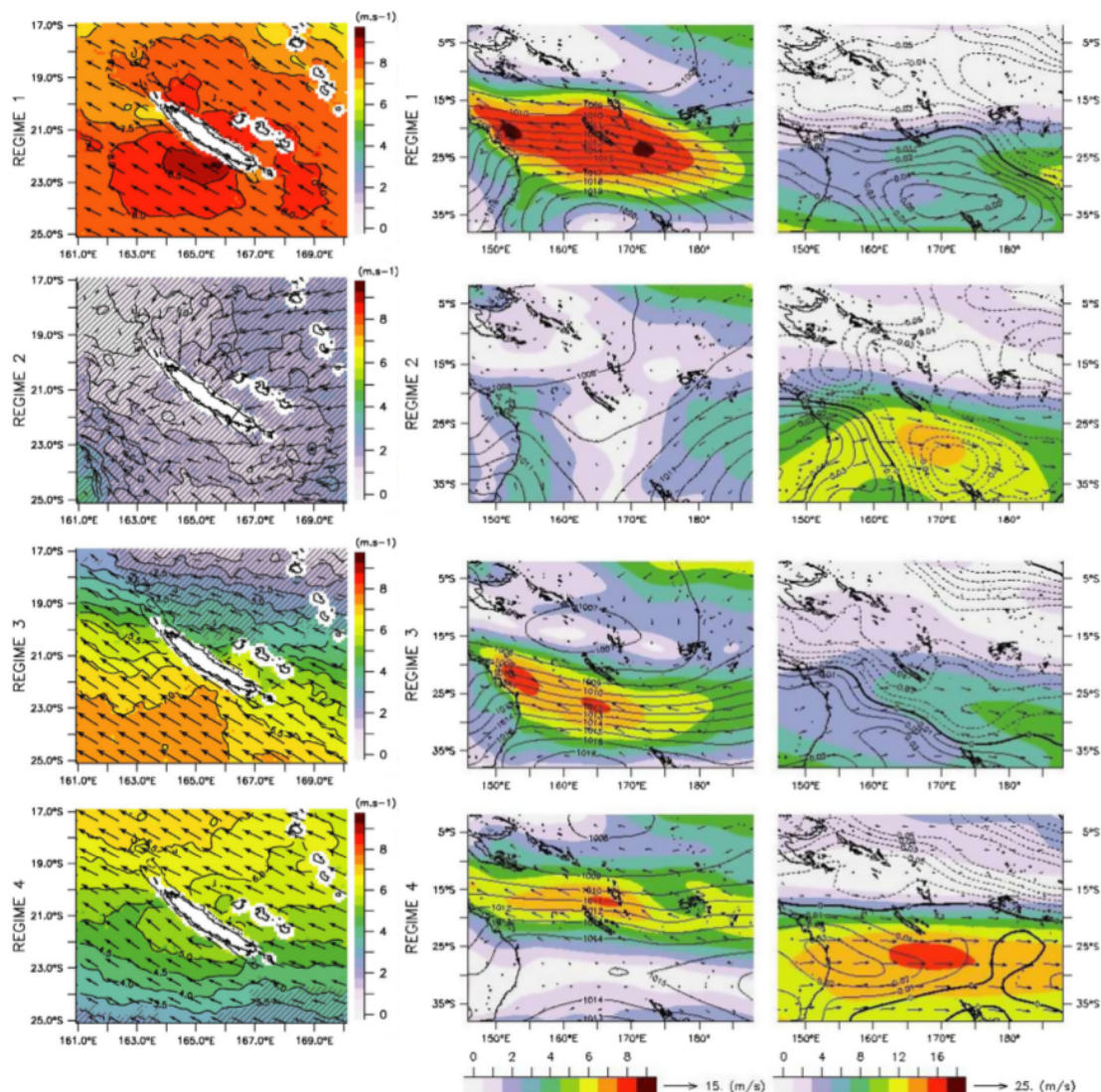


FIGURE 5.3 – Colonne de gauche : champs de vents de surface pour chacun des régimes de temps. Colonne du centre : champs de vents (en couleurs et en m.s^{-1}) et de pression (contours, intervalle = 1hPa) en surface à l'échelle synoptique associé à chacun des régimes de temps. Colonne de droite : champs de vents (en couleur et en m.s^{-1}) et de vitesse verticale Omega (contours, intervalle = 0.01Pa.s^{-1}) à 500hPa à l'échelle synoptique associé à chacun des régimes de temps. Figure modifiée à partir de Lefèvre *et al.* [2010].

[2010] ont ainsi pu classer les régimes de temps en NC durant la saison chaude (NDJFMA) en 4 classes distinctes. Pour ce faire ils ont utilisé les données de vent QuickSCAT à 0.125° sur la période entre 1999 et 2008, puis ils ont appliqué deux algorithmes statistiques : l'analyse en composantes principales (ACP) et une méthode de classification appelée "modèle de mélange généralisé (General mixture model; GMM en anglais).

TABLEAU 5.1 – Statistiques des 4 régimes de temps défini dans Lefèvre *et al.* [2010].

	Nombre de jours	Vitesse du vent (m.s^{-1})		Direction du vent ($^{\circ}\text{N}$)	
		moyenne	Dev. Std.	moyenne	Dev. Std.
Régime 1	491 (30%)	8.0	2.2	122.5	21.6
Régime 2	121 (7.4%)	1.4	2.3	120.6	94.8
Régime 3	368 (22.6%)	5.2	2.8	122.9	60.5
Régime 4	443 (27.2%)	5.2	2.2	118.9	45.6
Non classé	209 (12.8%)	-	-	-	-

L'ACP permet de caractériser chaque jour de données par un ensemble réduit de composantes principales dont le nombre est très inférieur au nombre de points de grille du domaine et ainsi réduire le nombre de dimensions. Ces jours de données, maintenant définis par leur "n" composantes principales, sont classés avec l'algorithme GMM. A partir de cette méthode ils ont pu déterminer quatre régimes de temps, dont les caractéristiques sont résumées Table 5.1. A chacun des régimes de temps ils ont associé une circulation d'échelle synoptique. La figure 5.3 compare cette circulation synoptique aux champs meso-échelles déterminés par la classification en régime de temps. Le régime 1 correspond à un champ de vent assez fort (8m.s^{-1}) orienté Sud-Est à Est, similaire à un régime d'alizé, et qui s'étend du Nord du Queensland jusqu'au Sud de Fidji. La zone de convergence (associée à de fortes ascendances d'air) est confinée sur la Papouasie Nouvelle Guinée et les îles Salomon. Ce régime coïncide avec un anticyclone large et intense, localisé sur la mer de Tasman et associé à de fortes subsidences d'air sur le Nord de la Nouvelle Zélande. Les variations saisonnières montrent qu'en fin de saison froide, début de saison chaude (Novembre-Décembre), ce système subtropical atteint sa plus basse latitude, le régime 4 devient alors prédominant. Ce régime est associé à un temps sec sur la NC et à des forts vents d'ouest à 500hPa au Sud de la NC. En fin d'année la Nouvelle-Calédonie est fortement influencée par la SPCZ qui a migré vers le Sud, dans le même temps les vents d'Ouest se sont affaiblis. En revanche on observe plus de convergence d'humidité en surface ce qui produit de large quantité de précipitations le long de la côte Est de la Grande Terre. En Janvier le climat en NC est très largement piloté par la SPCZ, et le régime 3 apparaît deux à trois fois plus fréquemment qu'en début de saison chaude. Enfin le régime 2 est caractérisé par de faible flux de surface sur l'ensemble du pacifique Sud-Ouest, et la subsidence subtropicale est confinée sur l'Australie. Les hautes pressions localisées sur la côte Ouest australiennes imposent un flux d'air frais de la mer de Tasman vers la mer de corail, tandis que le flux d'air touchant Fidji est piloté par le système de haute pression du Pacifique Sud-Central. Ce régime est associé à des ascendances d'air sur l'ensemble du bassin, ainsi qu'à des vents d'Est transportant de l'air chaud et humide en Nouvelle-Calédonie, favorisant des conditions de pluies. Ce régime est plutôt un régime transitoire et dure rarement plus de 6 jours. Finalement chacun de ces régimes peut être relié à des conditions synoptiques différentes qui dépendent de la position et de l'intensité de la SPCZ, du JOST, et des systèmes atmosphériques de moyennes latitudes.

5.1.3 Variabilité saisonnière

La Nouvelle-Calédonie connaît un cycle saisonnier des précipitations marqué. Les maximums de précipitations sont observés durant l'été austral (JFM) avec un pic durant le mois de Mars, et les minimums durant l'hiver austral (JAS), le mois de Septembre étant le mois où les cumuls de précipitations sont les plus faibles (Fig. 5.4). Durant l'été austral l'influence de la SPCZ, associée à une forte convection d'air chaud et humide, explique les précipitations abondantes. Par opposition en hiver la SPCZ est moins active, elle se

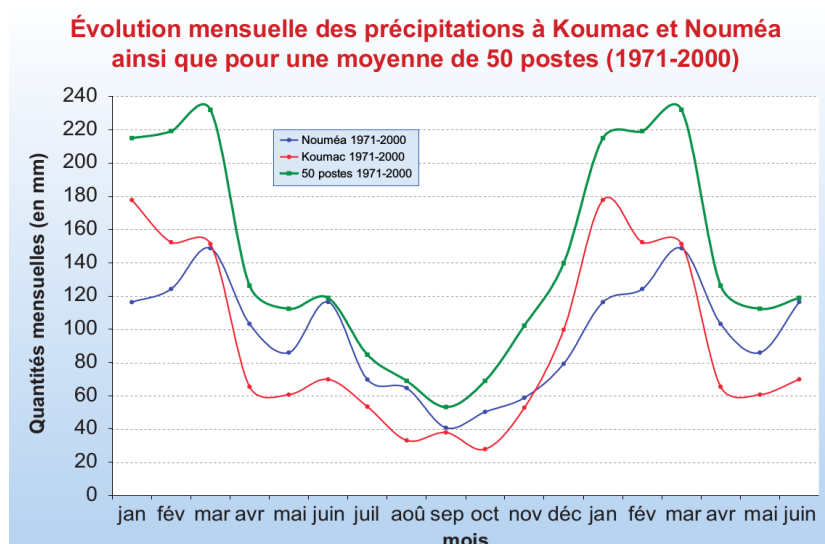


FIGURE 5.4 – Cycle saisonnier des précipitations (en mm.mois⁻¹ à Koumac (rouge), Nouméa (bleu) et en moyenne sur 50 postes de la Grande Terre (vert). Figure extraite de [Maitrepierre & Caudmont \[2007\]](#).

contracte, et la Nouvelle-Calédonie est alors sous l'influence d'anticyclones subtropicaux stables, on notera tout de même la présence de quelques perturbations d'origine polaire à cette saison. Les autres mois de l'année sont difficiles à classer et correspondent à des mois de transition. Suivant les postes météorologiques les contrastes saisonniers sont plus ou moins marqués. A Koumac (Nord-Ouest ; voir Fig 5.8) et Nouméa (Sud-Ouest ; voir Fig 5.8) par exemple, la quantité annuelle de précipitation est équivalente (982mm et 1058mm respectivement), mais la répartition annuelle diffère sensiblement. En effet durant l'été austral les précipitations à Koumac représentent 49% du total annuel tandis qu'elles ne représentent que 37% à Nouméa. En hiver ce rapport est inversé, Koumac reçoit seulement 10% du cumul annuel de précipitation durant cette période alors que cette proportion monte à 15% à Nouméa. La figure 5.5 illustre ces différences. On note en moyenne un contraste Nord/Sud, en été austral le pourcentage de précipitations par rapport au cumul annuel est supérieur dans le Nord que dans le Sud, et inversement le pourcentage de précipitation dans le Sud est plus important que dans le Nord durant l'hiver austral (5.5).

On observe aussi des contrastes saisonniers sur d'autres variables climatiques, tel que les températures ou les vents de surface, même si pour cette dernière l'amplitude du cycle est faible (~ 20% de la vitesse moyenne annuelle).

5.1.4 Contexte de l'étude

La Nouvelle-Calédonie (NC) est un pays qui subit un fort aléa climatique avec la présence de cyclones tropicaux, de dépressions d'origine polaire, et de l'influence d'ENSO. Ajouté à cet aléa climatique, la NC a un relief très marqué avec notamment des pentes abruptes le long de la côte Est, ce qui peut renforcer l'impact de certains événements météorologiques comme les pluies cycloniques par exemple. La Nouvelle-Calédonie fait également partie des 25 "hotspots" de biodiversité (animales et végétales) de la planète [[Myers et al. , 2000](#)]. On recense en NC 49 espèces végétales et 1.6 espèces de vertébré endémiques par 100km² [[Myers et al. , 2000](#)]. Ces taux d'endémisme classent la Nouvelle Calédonie au 3ème et 6ème rang mondial pour les espèces végétales et les vertébrés, respectivement. Cette diversité rend la NC unique mais aussi vulnérable face à des changements climatiques brutaux. La combinaison des aléas climatiques et d'une biodiversité à protéger rend l'enjeu du réchauffement climatique encore plus criant en NC qu'ailleurs.

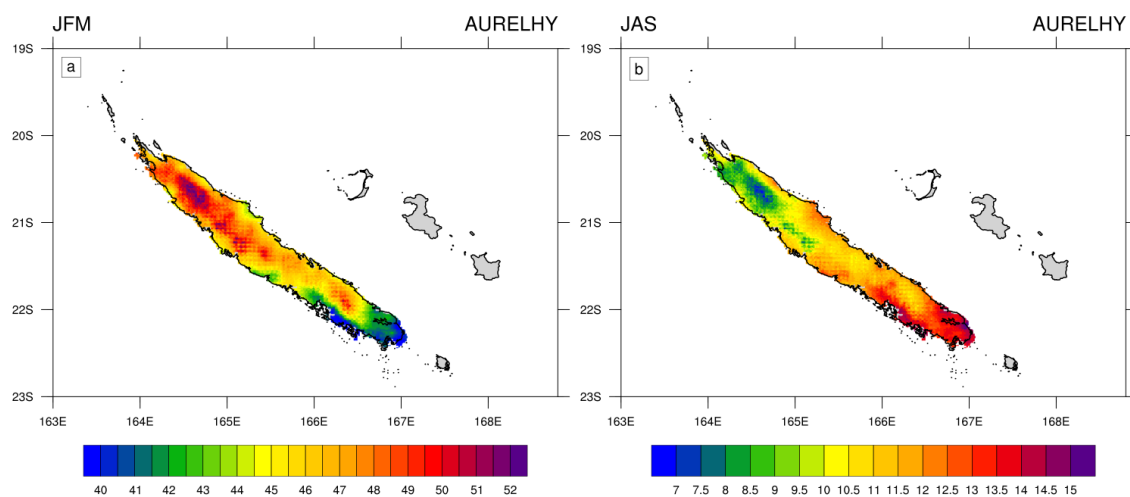


FIGURE 5.5 – Pourcentage des précipitations moyennes de (a) janvier à mars, et de (b) juillet à septembre, par rapport au cumul annuel.

Il est donc primordial pour la Nouvelle-Calédonie de simuler le plus fidèlement possible les changements climatiques afin de mettre en place des plans de gestion efficaces. Jusqu'à maintenant une seule étude [Cavarero *et al.*, 2012] s'est intéressée aux effets du réchauffement climatique sur le climat en NC. Dans cette étude les auteurs ont utilisé la méthode de descente d'échelle statistique "quantile-quantile". Cette méthode ne peut s'appliquer qu'aux points de mesures, et nécessite des séries temporelles longues et homogènes, ce qui n'est pas le cas de la plupart des stations météorologiques de NC. Pour avoir une vue spatialisée de ces changements il est donc nécessaire d'employer des méthodes de descente d'échelle dynamique.

La Nouvelle Calédonie se situe en bordure la zone de convergence du Pacifique Sud et son climat est fortement influencé par la variabilité de cette dernière. La Nouvelle Calédonie est également soumise en quasi permanence à l'influence des alizés. Ces derniers viennent buter sur le relief de la côte Est, produisant par soulèvement orographique la majorité des nuages et des précipitations. Par conséquent on observe des précipitations beaucoup plus abondantes sur la côte Est (côte au vent) que sur la côte Ouest (côte sous le vent). Le climat Néo-Calédonien est donc à la fois influencé par des phénomènes grandes échelles, et par des phénomènes locaux. Les modèles globaux de climat dont la résolution est grossière (entre 100 et 200km) ne représentent pas son orographie (Fig. 5.6a). De plus, il a été montré [Brown *et al.*, 2011; Grose *et al.*, 2014] que ces modèles sont incapables de simuler précisément les caractéristiques climatiques du Pacifique Sud (e.g. SPCZ, ENSO). Ces deux principaux biais impliquent que le climat de la Nouvelle-Calédonie est mal simulé par ces modèles, et que les projections climatiques ne sont pas fiables.

L'utilisation de méthodes de descente d'échelle dynamique pour simuler des variables atmosphériques à haute résolution est très répandue [e.g. Laprise *et al.*, 1998; Mearns *et al.*, 2012; Rasmussen *et al.*, 2014; Wang *et al.*, 2004; Zhang & Wang, 2017; Zhang *et al.*, 2016a,b]. Les principales applications sont tournées vers les projections climatiques régionales (e.g. CORDEX, RegCLIM), même si potentiellement ces techniques peuvent avoir d'autres applications comme la prévision saisonnière par exemple. Les résolutions horizontales de ces simulations varient entre 15km et 50km en moyenne (Fig. 5.6b), et permettent d'améliorer significativement les simulations climatiques dans de nombreuses régions du monde. Le programme CORDEX a notamment un domaine centré sur l'Australie (Fig. 5.7), dans ce cadre de multiples expériences sont réalisées avec divers RCMs (e.g. WRF, CCAM, CCLM) sous plusieurs scénarios. Malgré la résolution améliorée de ces simulations elle reste insuffisante pour simuler les particularités du climat Néo-Calédonien.

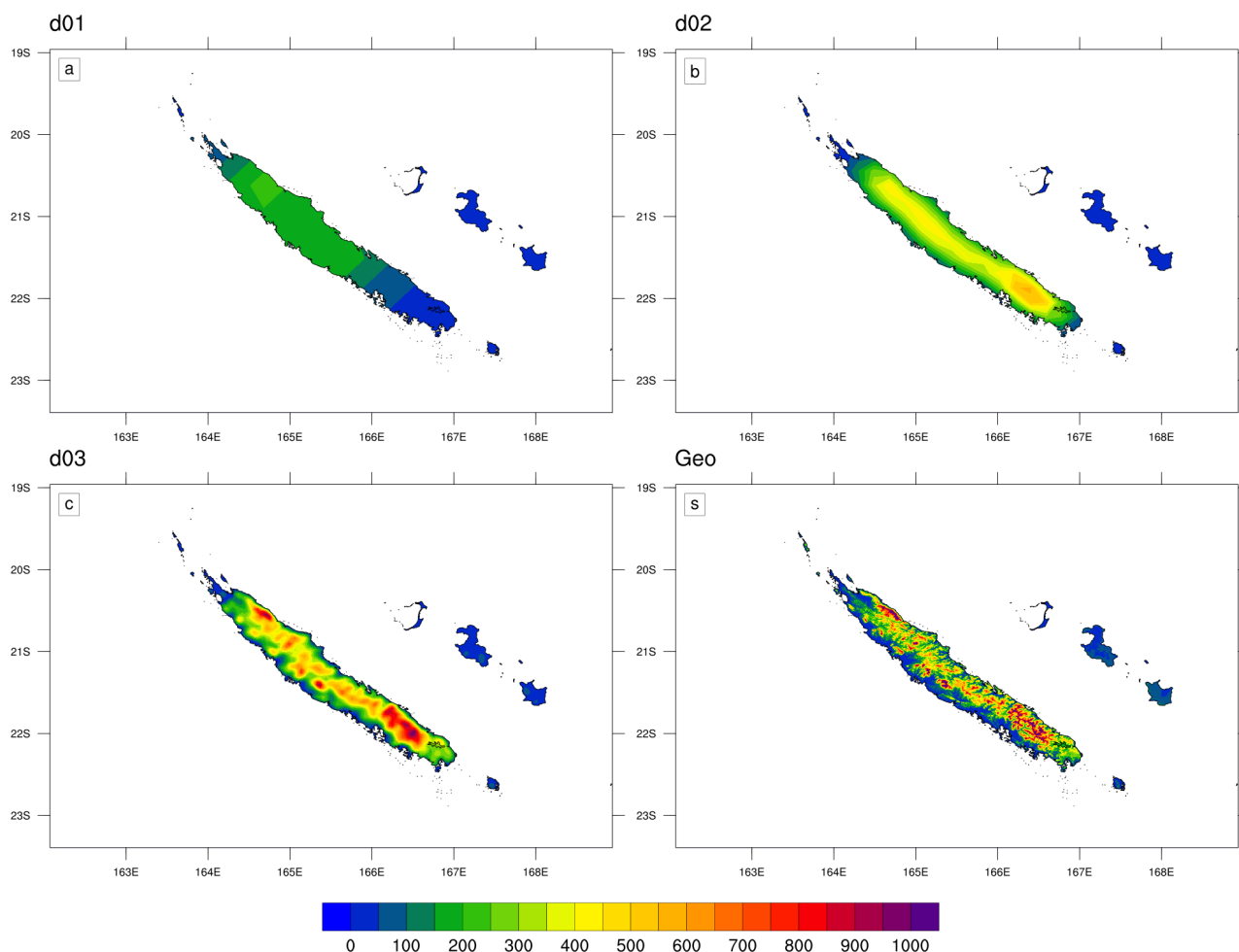


FIGURE 5.6 – Orographie de la Nouvelle-Calédonie à différentes résolutions horizontales, (a) $1^\circ \sim 100\text{km}$, (b) $1/5^\circ \sim 20\text{km}$, (c) $1/25^\circ \sim 4\text{km}$, (d) $1/1200^\circ \sim 90\text{m}$.

Pour pallier ce problème nous avons utilisé une stratégie de modélisation qui nous permet de simuler le climat Néo-Calédonien plus fidèlement. Pour ce faire nous avons d'abord mis en place une configuration du modèle régional WRF permettant la représentation des caractéristiques grandes échelles du climat du Pacifique Sud [Dutheil *et al.*, 2018a,b]. A partir de ces simulations emboîtées, nous forçons des simulations à très haute résolution ($\sim 4\text{km}$) autour de la Nouvelle-Calédonie (Fig. 5.6c). Dans ce chapitre l'objectif principal est de montrer que cette stratégie de modélisation permet de bien représenter les principales caractéristiques climatiques de la Nouvelle Calédonie, ce qui nous permettra d'estimer les changements futurs. Nous évaluerons également l'impact de la correction du $\Delta\text{SST}_{\text{GW}}$ sur la réponse des précipitations en NC au changement climatique.

La suite de ce Chapitre est organisée comme suit : la section 2 présente une description de la stratégie de modélisation, des données, ainsi que du package Climpack2. Dans la section 3 nous évaluons les compétences de notre configuration à représenter les caractéristiques du climat Néo-Calédonien. La section 4 décrit les projections climatiques moyennes et extrêmes. Enfin la section 5 propose une conclusion, et une discussion de ces résultats ainsi que quelques perspectives.

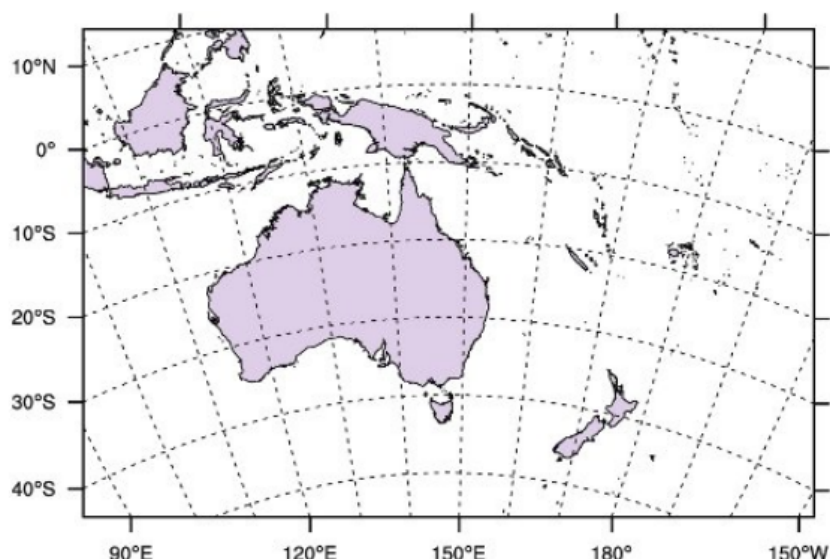


FIGURE 5.7 – Domaine Austalie CORDEX. Figure tirée de <http://cordex-australasia.wikidot.com>.

5.2 Méthodes

5.2.1 Stratégie de modélisation

La configuration du modèle utilisée dans cette étude est basée sur le modèle atmosphérique régional Weather Research and Forecasting (WRF) dans sa version 3.9.1. Ce modèle est décrit en détail dans le Chapitre 2, nous résumerons ici les principales caractéristiques de cette configuration.

Afin de simuler le climat Néo-Calédonien nous avons réalisé une descente d'échelle dynamique dite « one-way nesting ». C'est à dire que nous calculons les frontières de notre domaine à partir d'une simulation régionale à fine échelle, ici le Pacifique Sud-Ouest (domaine d02) à 20km de résolution. Il y a donc une action du domaine parent (d02) sur le domaine enfant (d03) à travers un échange de flux aux frontières, mais il n'y a pas de rétro-action du domaine d03 vers le domaine d02. Cette simulation est centrée sur la Nouvelle-Calédonie et a une résolution horizontale de 4km, ce qui nous permet de représenter précisément le relief de la Grande Terre (Fig. 5.6). Cette résolution permet également de simuler explicitement la convection atmosphérique profonde, c'est à dire que nous n'avons plus recours à une paramétrisation. Plusieurs études ont montré qu'une résolution de 4km était suffisante pour améliorer la représentation des précipitations avec des « convection-permitting models » (CPMs) en opposition avec les « large-scale models » (LSMs) qui utilisent une paramétrisation de la convection profonde [Done *et al.*, 2004; Prein *et al.*, 2013a,b; Schwartz *et al.*, 2009; Weisman *et al.*, 2008]. Néanmoins quelques études ont montré une sur-estimation des précipitations à cette résolution avec l'utilisation d'un CPM [Deng & Stauffer, 2006; Lean *et al.*, 2008; Roberts & Lean, 2008]. Prein *et al.* [2015] préconise donc une résolution inférieure à 4km pour l'utilisation des CPMs. Dans notre cas nous avons effectué des simulations de sensibilité afin d'estimer les gains ou pertes de l'utilisation de la paramétrisation de la convection profonde de Zhang & McFarlane [1995]. L'activation de cette dernière n'améliorait pas la représentation des précipitations sur la NC.

Une simulation de 16 ans sur la période présente a d'abord été réalisée dans notre configuration ZM (avec la paramétrisation de la convection profonde coupée) sur la période entre janvier 2000 et juin 2016. Les conditions limites de surfaces et latérales sont calculées à partir des sorties toutes les 6 heures de la

simulation du d02. Pour des raisons de temps de calculs nous nous sommes limités ici à la configuration ZM.

5.2.2 Les données

Données d'observation Météo France (MF)

Afin de valider notre simulation de référence PD nous avons un jeu de données d'observation MF. A l'heure actuelle MF a 83 stations de mesures réparties sur l'ensemble du territoire (points bleus foncés, Fig. 5.8). Pour la validation des extrêmes climatiques dans la simulation PD nous avons conservé uniquement 8 postes représentant chacun une région caractéristique de la NC. Pour ces 8 postes nous avons accès à des séries de mesures homogénéisées sur notre période de simulation (2000-2016) pour les 3 variables suivantes : précipitations journalières (PR), températures maximales (TX) et minimales journalières (TN). Le tableau 5.2 résume les caractéristiques de ces 8 stations. On notera que la différence entre l'altitude du point de grille et l'altitude réelle de la station (Δ Altitude ; Tableau 5.2) peut varier sensiblement.

Nom station	Numéro station	Latitude	Longitude	Altitude réelle (m)	Δ Altitude(m)
Houaïlou	98808001	-21.1642	165.3736	11	+112
Koumac	98812001	-20.3330	164.1700	25	+111
La Foa	98813001	-21.4205	165.4853	12	+220
Lifou	98814001	-20.4636	167.1424	30	-23
Mare	98815001	-21.2853	168.0208	41	-40
Nouméa	98818001	-22.1634	166.2710	70	-68
Nessadiou	98803003	-21.3712	165.2848	2	+95
Ponerihouen	98823001	-21.0444	165.2410	13	+43

TABLEAU 5.2 – Liste et caractéristiques des stations.

La méthode d'interpolation AURELHY

En plus de ces 83 postes de mesures MF, la Direction des Affaires Vétérinaires Alimentaires et Rurales (DAVAR) maintient 38 stations de mesures réparties sur la Grande Terre (points bleus clairs, Fig. 5.8). A partir de ce réseau il est possible d'appliquer une méthode d'interpolation appelée "Analyse Utilisant le Relief pour l'HYdrométéorologie" [AURELHY, Benichou & Le Breton, 1987] permettant d'avoir une représentation spatiale de la distribution des précipitations. La méthode AURELHY, est une méthode d'interpolation qui permet de prendre en compte la topographie d'une région. Pour ce faire des paramètres (R_1, \dots, R_n) permettant de caractériser la topographie sont considérés. A partir de ces paramètres de relief et des précipitations aux stations il est calculé une fonction de régression. On peut alors décomposer la quantité de précipitation à une station S_i de coordonnées (x_i, y_i) et de relief (R_i) comme suit :

$$P(S_i) = P(x_i, y_i, R_i) = \underbrace{f(R_i)}_{\text{Régression}} + \underbrace{\epsilon(x_i, y_i)}_{\text{Résidu}} \quad (5.1)$$

Une fois la fonction de régression déterminée, il est possible de l'appliquer à n'importe quel point du domaine $M(x,y,R)$ afin d'évaluer les précipitations en ce point :

$$P(M) = P(x, y, R) = \underbrace{f(R)}_{\text{application de l'équation de régression}} + \underbrace{\epsilon(x, y)}_{\text{valeur interpolée des résidus aux postes}} \quad (5.2)$$

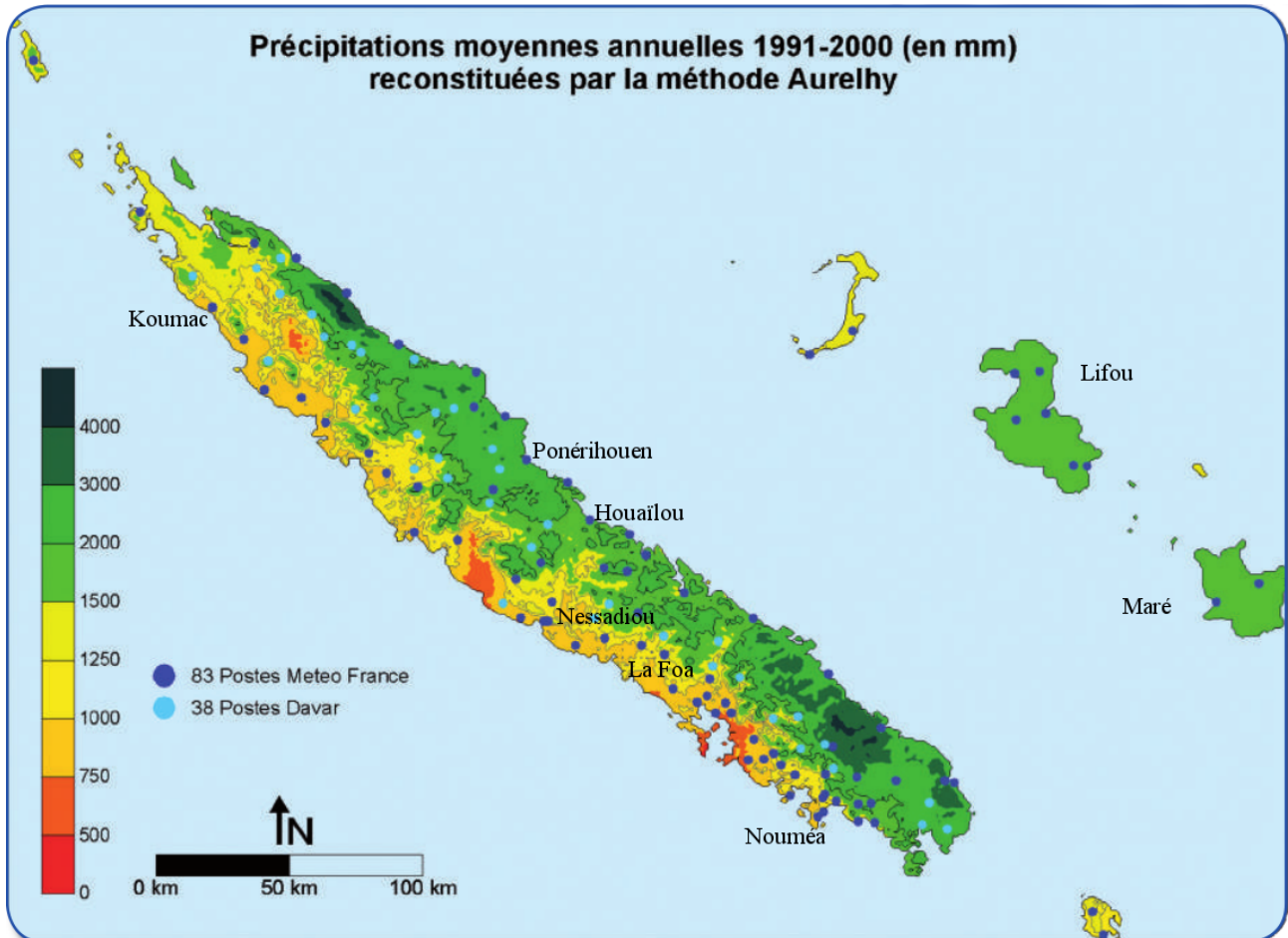


FIGURE 5.8 – Réseau d’observations en Nouvelle-Calédonie. Carte modifiée de Maitrepierre & Caudmont [2007].

Cette interpolation AURELHY a été réalisée à partir de la climatologie mensuelle des précipitations. Les codes informatiques nécessaires à la mise en œuvre de cette méthode ont été fournis par A. Peltier de Météo-France.

5.2.3 Régime de temps

Pour caractériser les conditions synoptiques produisant les changements de précipitation nous avons réalisé une classification des conditions atmosphériques par régime de temps. Les changements de précipitation étant concentrés durant la saison chaude (NDJFMA), nous avons décidé de restreindre notre analyse à cette saison. Cette méthode permet de déterminer les principaux modes de variabilité de l’atmosphère dans une région donnée, définis par des conditions météorologiques récurrentes. Pour déterminer ces différents régimes de temps nous avons extrait les vents de surface de notre simulation PD pour les 16 saisons chaudes de notre période de simulation (2000-2016), regroupant 2991 jours. A chaque point de grille nous avons centré et réduit nos données, puis nous avons réalisé une analyse en composantes principales (ACP)

afin de réduire l'espace de nos variables. Nous avons décidé de garder les 9 premières composantes principales, qui représentent 95% de la variance (Fig. 5.9). Par la suite nous avons classé nos 2991 jours de données

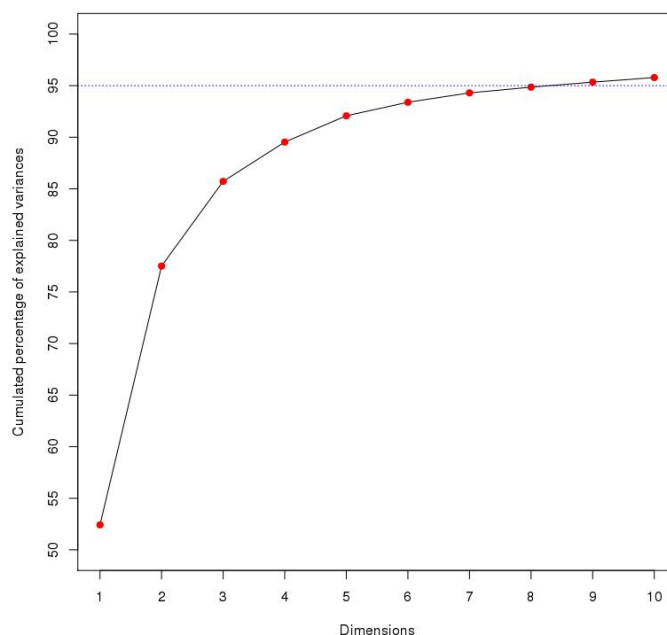


FIGURE 5.9 – Variance expliquée cumulée par les 10 premières composantes principales.

avec l'algorithme de classification k-means. Cet algorithme de classification nécessite d'indiquer au préalable le nombre "k" de classes voulues. L'algorithme de classification choisit aléatoirement k centroïdes de classes et regroupe chaque jour dans l'une de ces classes en fonction du centroïde le plus proche. L'étape suivante consiste à calculer le barycentre de chacune des k classes nouvellement formées et de les considérer comme nouveaux centroïdes des classes, et répéter le processus jusqu'à ce que la variance intra-classe soit minimisée et que la variance inter-classe soit maximisée. Le problème est que la distribution dans les k derniers groupes dépend des centroïdes initiaux. C'est pourquoi nous devons choisir un nombre k de classes tel que les classes données par l'algorithme ne dépendent pas trop des centroïdes initiaux. Plusieurs méthodes existent pour déterminer le nombre optimal de classe, ici nous avons utilisé l'approche de la silhouette moyenne (Fig. 5.10). Nous avons finalement retenu 4 régimes de temps comme la meilleure option, au lieu de deux comme préconisé par la méthode de la silhouette moyenne (Fig. 5.10), car deux régimes ne captureraient pas suffisamment de diversité dans la circulation synoptique. Ce nombre semble cohérent avec d'autres études sur la NC [Lefèvre *et al.*, 2010; Leroy, 2006] dans lesquelles quatre régimes ont également été sélectionnés en utilisant d'autres méthodes. Une fois cette classification effectuée pour la simulation PD il est possible de projeter sur ces classes nos simulations futures. Nous pouvons ainsi comparer la fréquence des différents régimes et l'évolution des caractéristiques de ces classes. Néanmoins pour effectuer cette projection nous devons faire l'hypothèse forte que la structure de ces régimes de temps ne change pas dans le temps. Pour s'assurer que cette hypothèse est remplie il est possible de calculer la probabilité qu'une situation atmosphérique x appartienne au régime de temps k. Si pour chaque classe la probabilité est faible cela indique un changement potentiel dans la structure des régimes définis dans notre simulation PD. Cette analyse n'a pas été effectuée à ce stade, et nous considérons à priori que l'hypothèse ci-dessus est réaliste.

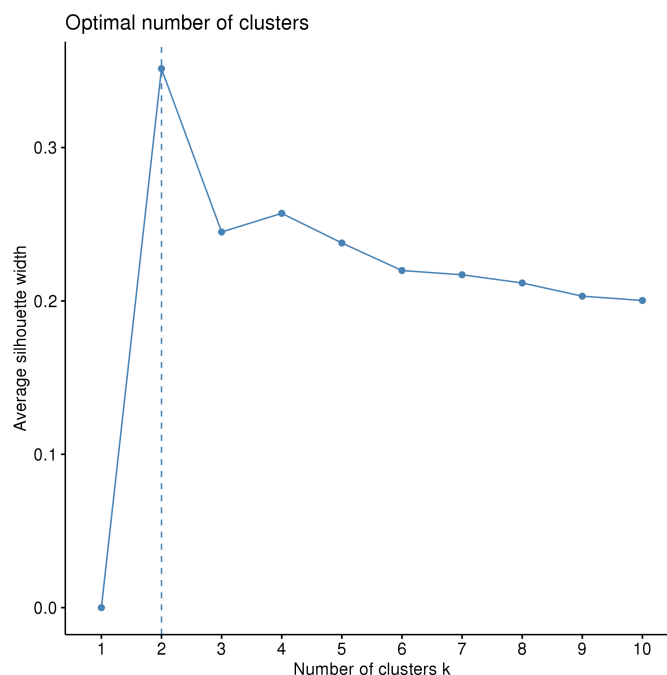


FIGURE 5.10 – Moyenne de la silhouette en fonction du nombre de classe sélectionné.

5.2.4 Package ClimPact2

Le package ClimPact2 est un package R développé par le groupe "Expert Team on Climate Change Detection and Indices" (ETCCDI) afin de calculer une soixantaine d'indices climatiques "extrêmes" définis pour trois secteurs socio-économiques principaux : la santé, l'agriculture et la gestion des ressources alimentaires, l'hydrologie et la gestion des ressources en eau. Il est décrit précisément dans la section 2.4, je présente ici brièvement les indices d'extrêmes qui vont être analysés, pour plus de détail se référer à la section 2.4.

Les indices de vagues de chaleurs

Le calcul des indices de vague de chaleur dans ClimPACT2 est basé sur Perkins & Alexander [2013] est s'appuie sur trois définitions, seul la suivante sera analysée dans la suite :

- définition "EHF" : Une vague de chaleur est une période de 3 jours ou plus pendant laquelle l'indice *EHF* (*Excess Heat Factor*) est positif.

Pour chacune des définitions, 5 aspects différents des vagues de chaleur sont calculés, dans la partie résultats nous nous intéresserons uniquement à deux de ces aspects :

- le **nombre HWN**: le nombre de vague de chaleur qui ont lieu pendant la période considérée ;
- la **fréquence HWF**: le nombre de jours de la période considérée qui contribuent aux vagues de chaleurs.

La figure 5.11 tirée de Perkins [2015] illustre ces différents aspects.

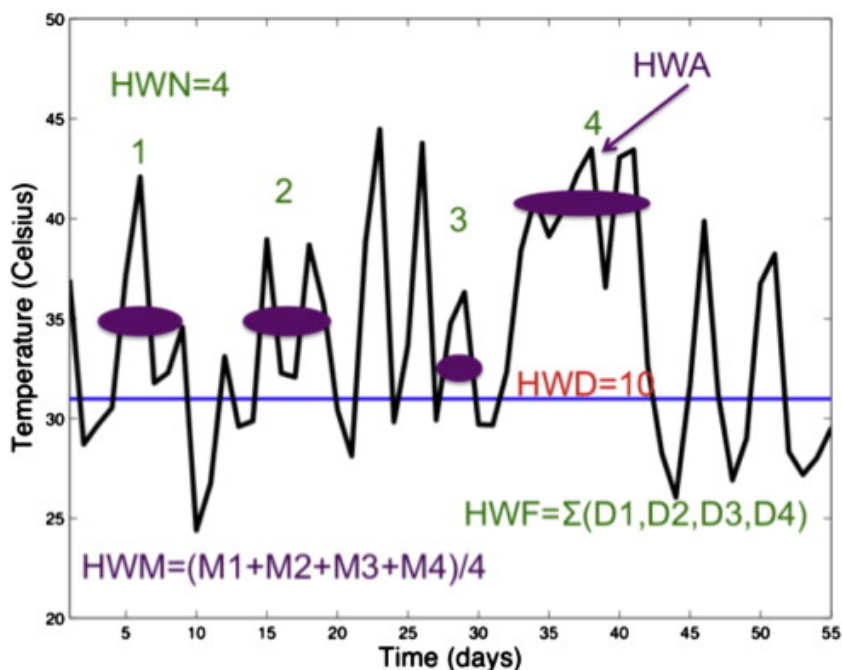


FIGURE 5.11 – Illustration des différents aspects des vagues de chaleur. La ligne bleue représente le seuil permettant de définir la vague de chaleur. HWN représente le nombre de vagues de chaleur. HWF représente le nombre de jours de vagues de chaleur sur l'ensemble de la période. HWD est le nombre de jour de la vague de chaleur la plus longue. HWM est la moyenne des températures moyennes des vagues de chaleur. HWA est la température maximum de la vague de chaleur la plus chaude. Figure tirée de Perkins [2015].

Dans la suite nous avons analysé uniquement l'indice EHF. Les indices de sécheresse présentés dans la section 2.4 ne seront pas analysés puisqu'il est préconisé d'avoir des séries temporelles d'au moins 40 ans pour ces analyses.

5.3 Validation de la simulation présente

5.3.1 Moyenne annuelle

La figure 5.13 présente une comparaison de la moyenne annuelle des précipitations journalières entre la simulation PD et les observations sur la période 2000-2016 à l'échelle de la NC. La moyenne annuelle des précipitations sur l'ensemble de la NC est d'environ 5mm par jour (Fig. 5.12a) avec des contrastes marqués, avec la côte Est ($\sim 7\text{mm.j}^{-1}$) qui est plus arrosée que la côte Ouest ($\sim 3\text{mm.j}^{-1}$). Les maximums se situent aux niveaux des deux sommets, le Mt Panié et le Mt Humbolt, avec des précipitations atteignant 12mm par jour ; et les minimums ($\sim 2\text{mm.j}^{-1}$) dans les vallées aux pieds de ces monts, comme la vallée de Ouaco au pied du Mt Panié. La simulation PD simule précisément ces caractéristiques, les maximums de précipitations situés sur les reliefs sont fidèlement représentés avec des précipitations dépassant les 12mm par jour sur les deux principaux massifs (Fig. 5.12b). Le contraste entre la côte Est et la côte Ouest est également bien représenté, même si certaines vallées de la côte Ouest sont trop arrosées. Dans la simulation PD la moyenne des précipitations sur l'ensemble de la NC est de 6mm par jour soit une surestimation de l'ordre de 20%.

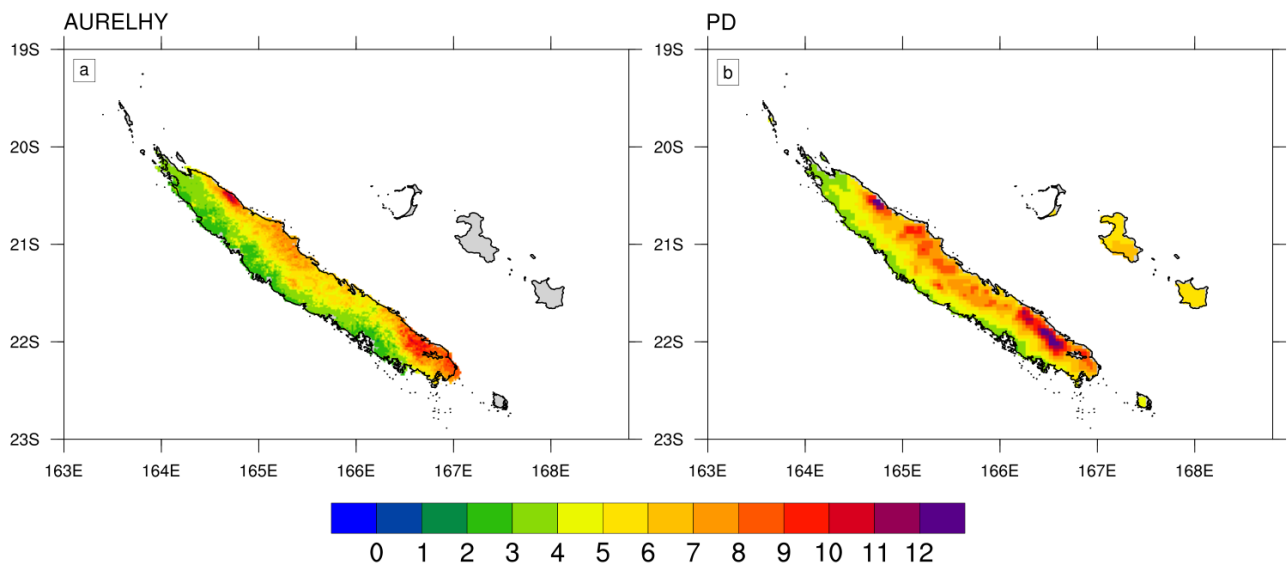


FIGURE 5.12 – Moyenne annuelle des précipitations journalières (en mm.j^{-1}) à partir des (a) observations MF, (b) de la simulation PD.

5.3.2 Cycle saisonnier

Le cycle saisonnier des précipitations en Nouvelle Calédonie est fortement influencé par celui de la SPCZ (Fig. 1.14). Cette dernière s'étend jusqu'en Polynésie durant l'été austral, et arrose la majorité des îles du Pacifique Sud, tandis qu'elle est confinée aux abords de l'équateur durant l'hiver. Cette extension/contraction régule en partie les précipitations saisonnières de la Nouvelle-Calédonie. La figure 5.13 présente ce cycle saisonnier des précipitations en NC. Le maximum des précipitations (courbe jaune; Fig. 5.13) est en Jan-Fév-Mars avec un pic en Mars, et un minimum en Aout-Sept-Oct. Ce cycle est bien représenté dans la simulation PD (courbe bleue; Fig. 5.13), avec les maximums et minimums situés au bon moment. On note une légère sur-estimation des précipitations durant l'été austral ($\sim 8\%$), tandis que durant l'hiver elles sont plus largement sur-estimées ($\sim 60\%$). Dans la figure 5.13 les précipitations sont moyennées sur l'ensemble

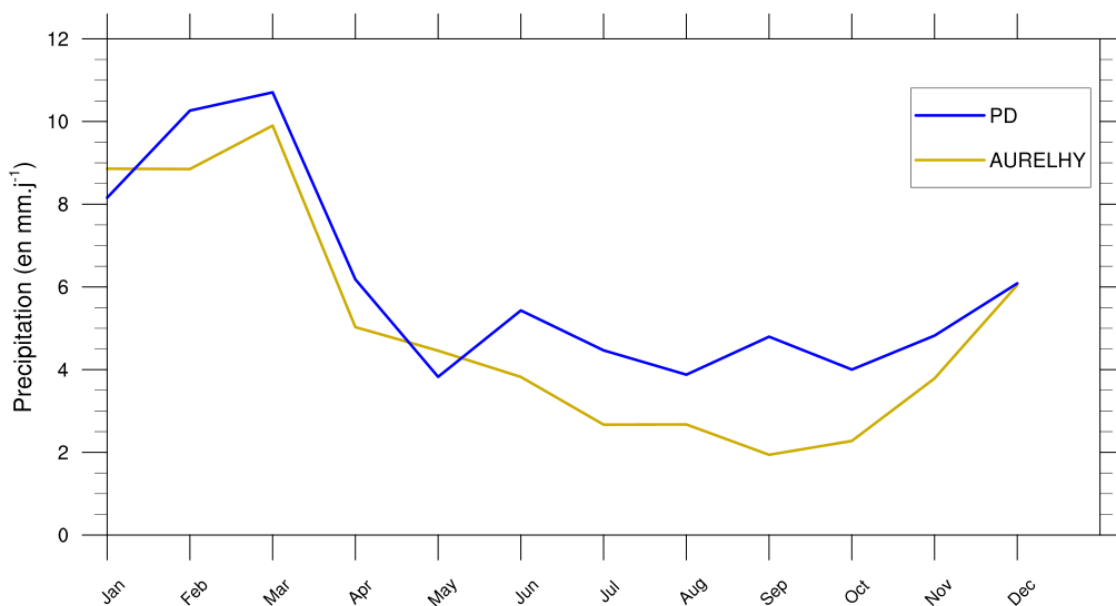


FIGURE 5.13 – Moyenne mensuelle des précipitations journalières (en mm.j^{-1}) moyennée sur l'ensemble de la Grande Terre à partir des observations MF (courbe jaune) et de la simulation PD (courbe bleue).

de la Grande Terre, mais il existe des contrastes Été/Hiver plus ou moins marqués suivant les régions. En effet le Nord de la Nouvelle-Calédonie et la chaîne reçoivent durant les 3 mois d'été (JFM) environ 50 % des précipitations annuelles, tandis que dans le Sud de la Grande Terre cette proportion diminue à 40 % (Fig. 5.16a). Inversement, durant l'hiver le Sud reçoit environ 13 % des précipitations annuelles tandis que le Nord reçoit moins de 8 % des précipitations totales annuelles (Fig. 5.16c). Cette particularité est représentée qualitativement dans la simulation PD avec un contraste Nord/Sud bien représenté (Fig 5.16). En revanche les proportions ne sont pas exactement similaires à celles des observations, notamment au Sud de la Grande Terre durant l'été (~35 %, Fig. 5.16b) et l'hiver austral (~20 %, Fig. 5.16d).

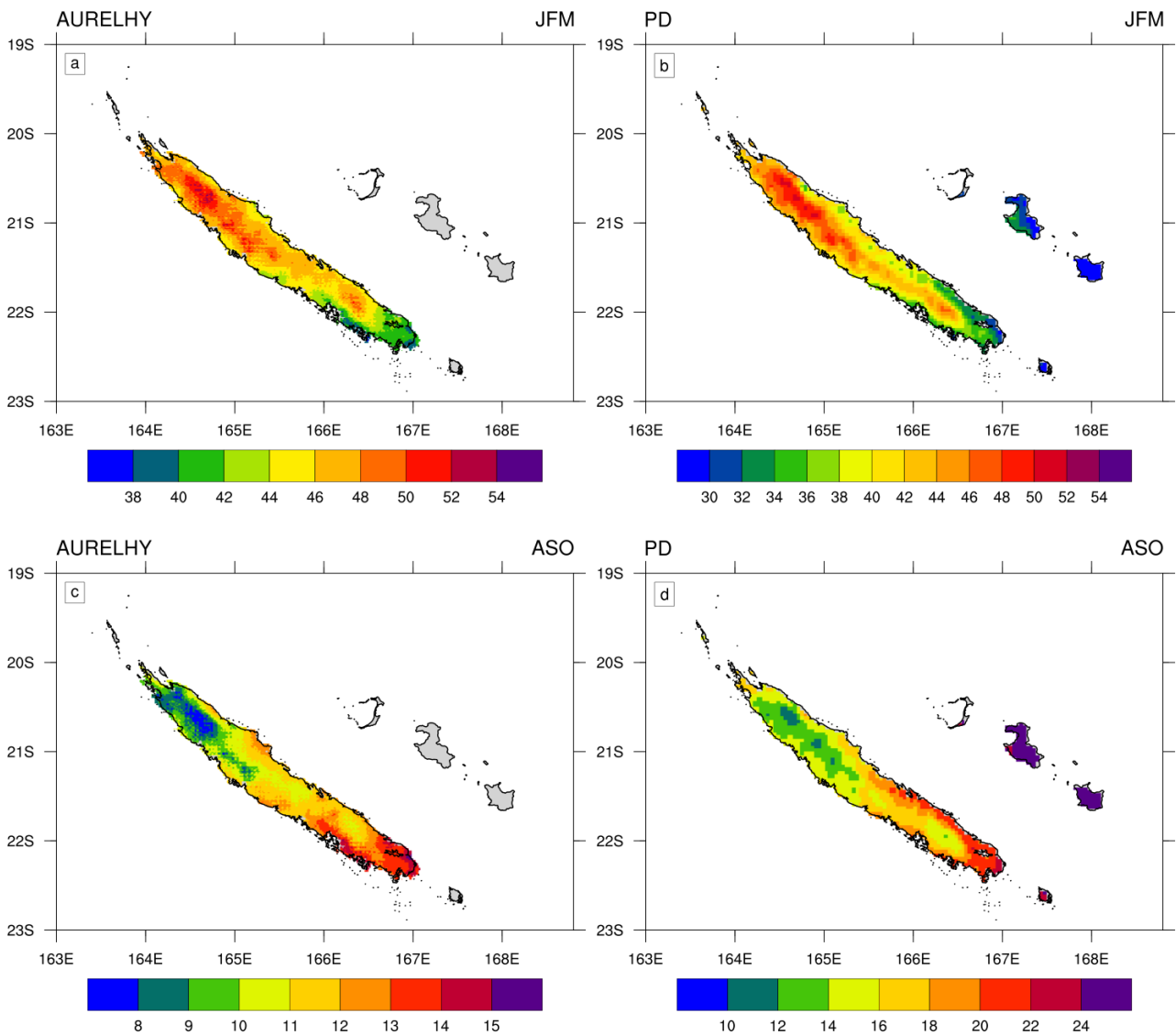


FIGURE 5.14 – Pourcentage des précipitations moyenne de Janvier à Mars (haut) et d’Août à Octobre (bas) par rapport aux quantités annuelles sur la période 2000-2016 dans les observations (gauche) et dans la simulation PD (droite).

5.3.3 Les vagues de chaleur

Dans cette section nous comparons les indices de vagues de chaleur calculés par le package Climact2 à partir des observations et de notre simulation PD. Pour ce faire nous avons eu accès aux séries temporelles des températures maximales à plusieurs stations, et dans le même temps nous avons extrait les pixels de

TABLEAU 5.3 – Comparaison des indices HWN et HWF calculés à partir des observations et de la simulation PD pour les 8 stations considérées.

Stations	HWN				HWF			
	Observations		PD		Observations		PD	
	Moyenne	Std.	Moyenne	Std.	Moyenne	Std.	Moyenne	Std.
Nessadiou	1.1	1.5	1.9	2.0	5.1	8.1	9.7	12.8
Houailou	1.4	1.7	1.7	2.3	7.5	10.9	10.1	16.1
Koumac	2	2.3	2.1	1.8	10.1	13.1	10	9.9
La Foa	1.9	1.8	1.9	2.1	8.2	9.4	9.4	12.5
Lifou	1.9	2.1	1.9	2.2	8.1	11.8	9.9	16.1
Maré	1.4	1.7	1.8	2.1	5.7	8.8	9.7	14.8
Nouméa	2.0	2.0	1.9	2.0	8.8	11.2	8.7	11.3
Ponerihouen	1.6	1.7	1.8	2.3	8.0	10.8	10.2	16.4

notre simulation PD correspondant. Le tableau 5.3 résume les statistiques de deux aspects caractérisant les vagues de chaleur : le nombre moyen de vagues de chaleur par an (HWN) et le nombre de jours de vague de chaleur par an (HWF). Ces informations sont disponibles pour chacune des 8 stations considérées pour l'indice EHF.

Le nombre moyen de vagues de chaleur par an dans les observations varie entre 1.1 (Nessadiou) et 2 (Nouméa et Koumac). La déviation standard de cet indice est similaire à la moyenne ce qui signifie qu'il y a une forte variabilité inter-annuelle autour de cette moyenne. Le nombre moyen de vagues de chaleur pour l'ensemble des stations considérées est bien estimé dans la simulation PD (Table 5.3). L'écart maximum est obtenu pour la station de Nessadiou, qui présente 1.1 vagues de chaleur par an dans les observations et 1.9 vagues de chaleur par an dans la simulation PD. Pour les autres stations la différence entre la simulation PD et les observations est inférieure ou égale à 0.4 vague de chaleur par an. On note en revanche une tendance de la simulation PD à légèrement surestimer la moyenne et la variance du nombre de vagues de chaleur.

Le nombre de jours annuel contribuant à ces vagues de chaleur (HWF) varie entre 5.1 (Nessadiou) et 10.1 (Koumac). La variabilité autour de cette moyenne est importante également, la déviation standard varie entre 8.1 jours à 11.8 jours. Dans la simulation PD cet indice est bien représenté malgré une légère surestimation pour l'ensemble des stations. C'est à la station de Lifou que cet indice est le plus surestimé, avec 8.1 jours vagues de chaleur dans les observations et 11.8 jours dans la simulation PD. La meilleure estimation est faite à la station de la Foa avec une différence de seulement 1.1 jours. La variance autour de cette moyenne est également surestimé dans la simulation PD.

5.4 Réponse au changement climatique

Dans cette section nous décrivons l'évolution des précipitations dans un contexte de réchauffement climatique. Nous commençons par décrire les changements d'état moyen dans les modèles CMIP5, avant de nous intéresser aux simulations CC_OBS et CC_COR afin de visualiser l'apport des simulations à très haute résolution. Dans la suite nous estimons les changements du cycle saisonnier des précipitations, puis nous évaluons les changements de précipitations durant l'été austral à partir d'une analyse en régime de temps. Finalement nous montrons la projection des vagues de chaleurs pour la fin siècle.

5.4.1 Etat moyen

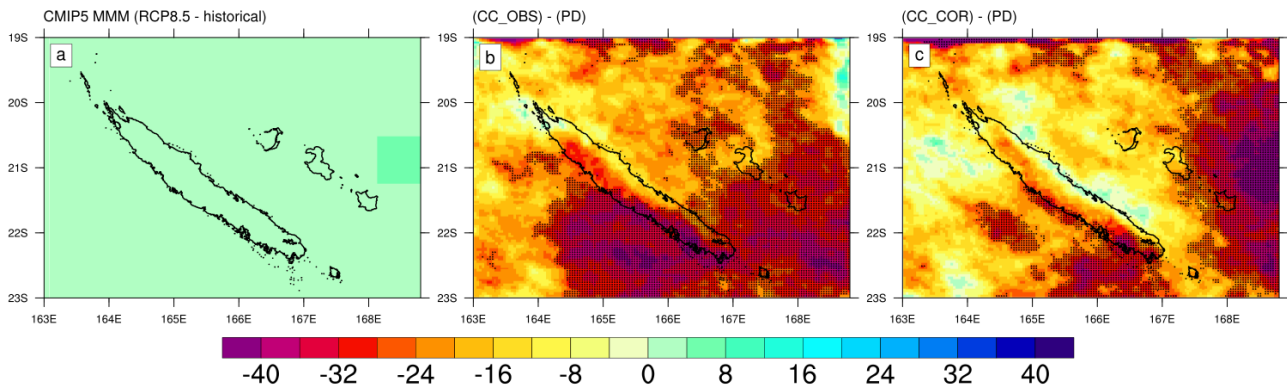


FIGURE 5.15 – Différence de la moyenne annuelle des précipitations journalières (en mm.j^{-1}) entre le futur et le présent dans (a) les modèles CMIP5, (b) entre CC_OBS et PD, et (c) entre CC_COR et PD. Les pointillés noirs indiquent les régions où la différence est significative à 95%.

Les modèles CMIP5 simulent une très légère augmentation des précipitations (+2%) en NC dans le futur, sans aucune spatialisation à l'échelle de la NC. En revanche dans la simulation CC_OBS on observe une diminution des précipitations de 22% sur l'ensemble du domaine (Fig. 5.15b), et de 25% au dessus des terres. Cette diminution est significative pour la moitié Sud de la Grande Terre et les îles Loyautés. Dans la simulation CC_COR la diminution est légèrement plus faible, elle atteint 19% sur l'ensemble du domaine de simulation, 18% au dessus des terres, et est significative dans l'extrême Sud, la côte Ouest et Maré. Dans les deux simulations CC_COR et CC_OBS, la baisse la plus forte est observée à Nouméa avec une diminution d'environ 40% des précipitations. Ces simulations révèlent également que la diminution des précipitations est moins forte dans le Nord et sur la côte Est de la Grande Terre (entre -20% et +5%) que dans le Sud et sur la côte Ouest (entre -40% et -20%). La comparaison entre la simulation CC_COR et CC_OBS ne montre pas de différence significative, ce qui signifie que la correction du $\Delta\text{SST}_{\text{GW}}$ a peu d'influence dans cette région du Pacifique Sud.

5.4.2 Cycle saisonnier

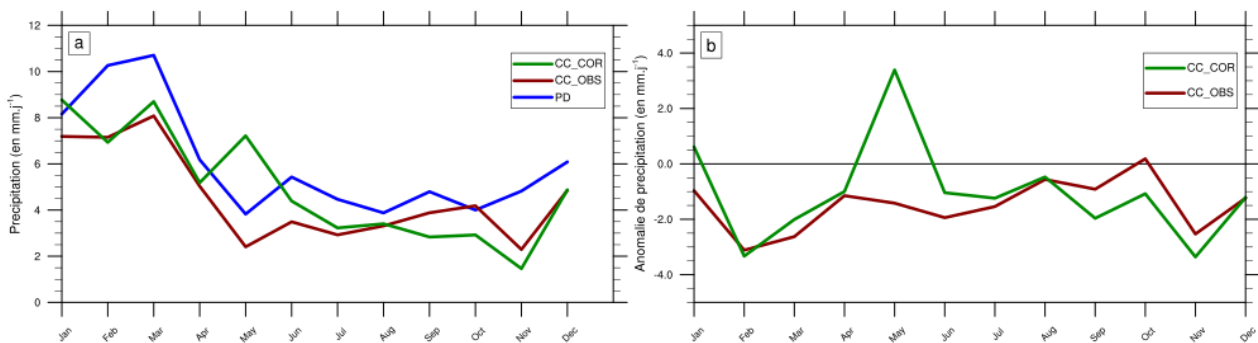


FIGURE 5.16 – (a) Moyenne mensuelle des précipitations journalières (en mm.j^{-1}) moyennée sur l'ensemble de la Grande Terre à partir de la simulation PD (courbe bleue), CC_OBS (courbe rouge) et CC_COR (courbe verte). (b) Anomalie de la moyenne mensuelle des précipitations journalières (en mm.j^{-1}) entre la simulation CC_OBS et PD (courbe rouge) et entre CC_COR et PD (courbe verte).

Le cycle saisonnier des précipitations est faiblement modifié par le réchauffement climatique. On note principalement une diminution de la moyenne des précipitations. La figure 5.16b révèle néanmoins que

la diminution moyenne est centrée sur l'été austral (NDJFMA) avec une baisse entre 1.9 et 2.3mm.j⁻¹ ce qui représente 83% et 69% de la diminution annuelle des précipitations dans les simulations CC_COR et CC_OBS respectivement. La diminution durant l'hiver austral (MJJASO) est plus faible et varie entre 0.4 et 1mm.j⁻¹ ce qui représente 17% et 31% de la diminution annuelle des précipitations dans les simulations CC_COR et CC_OBS respectivement. A l'inverse de diminution annuelle des précipitations, la simulation CC_COR présente une diminution des précipitations durant la saison chaude plus importante que dans la simulation CC_OBS.

5.4.3 Régime de temps

J'ai décidé de placer l'intégralité de cette analyse dans cette section car elle est une conséquence des résultats ci-dessus. Pour caractériser les conditions synoptiques amenant à cette baisse des précipitations durant l'été austral, nous avons donc réalisé une classification des conditions atmosphériques par régime de temps. A chaque régime nous avons associé des quantités de précipitations en moyennant les précipitations journalières de l'ensemble des jours composant le régime considéré.

Simulation PD. Quatre régimes ont été déterminés à partir de la simulation PD (Fig. 5.17). Le premier régime correspond à un flux de Nord-Ouest de vitesse moyenne de 5.7m.s⁻¹ et de forte variabilité (std vitesse : 4.2m.s⁻¹ et std direction : 66.4°N) et associé à une zone de basse pression au Sud de la NC. Ce régime est peu fréquent (~ 11%) et produit de larges quantités de précipitation sur la NC (1900mm/an, voir Tableau 5.4). Le second régime correspond à un flux de Sud-Sud-Est de vitesse moyenne de 6.5m.s⁻¹ et associé à une zone de basse pression à l'Est de la NC. C'est le régime qui produit le moins de précipitation sur la NC (1100mm/an, voir Tableau 5.4). Le troisième régime est un flux de Sud-Est communément appelé régime d'alizé, c'est le régime le plus fréquent durant la saison chaude (~ 38%). Il est caractérisé par des vents soutenus (9.6m.s⁻¹ en moyenne) et est associé à un anticyclone intense au Nord de la mer de Tasman. Le quatrième régime correspond à un flux d'Est de vitesse moyenne de 5.4m.s⁻¹ et associé à une zone de haute pression situé au Sud-Est de notre domaine de simulation, vers les îles Kermadec. L'orientation de ce flux contribue à produire de large quantité de précipitations sur la côte Est de la NC, par soulèvement orographique. Ces régimes ne sont pas tout à fait équivalents à ceux déterminés par [Lefèvre et al. \[2010\]](#) mais présentent tout de même des caractéristiques communes, tels que le régime d'alizé, le régime d'Est, ou la position des anticyclones et des dépressions à grande échelle (Fig. 5.3 vs Fig. 5.17).

Simulations futures. Dans les deux simulations futures (CC_OBS et CC_COR) on observe des changements non significatifs dans la fréquence d'apparition de chaque régime. Le régime 1 devient légèrement plus fréquent dans les deux simulations CC (+0.8%), le régime 2 est stable dans CC_OBS et légèrement moins fréquent dans CC_COR (-2%), le régime 3 est moins fréquent dans CC_OBS (-1.3%) et stable dans CC_COR, et le régime 4 est plus fréquent dans les deux simulations CC (+1%). La vitesse et la direction du vent moyen pour chaque régime sont également modifiés. Le tableau 5.4 résume ces changements, les principaux points à relever sont :

- une diminution de la vitesse et une orientation plus au Nord des vents dans le régime 1.
- une intensification du vent dans les régimes 2, 3 et 4 pour la simulation CC_OBS.
- une diminution de la vitesse du vent dans les régimes 2 et 3 pour la simulation CC_COR.

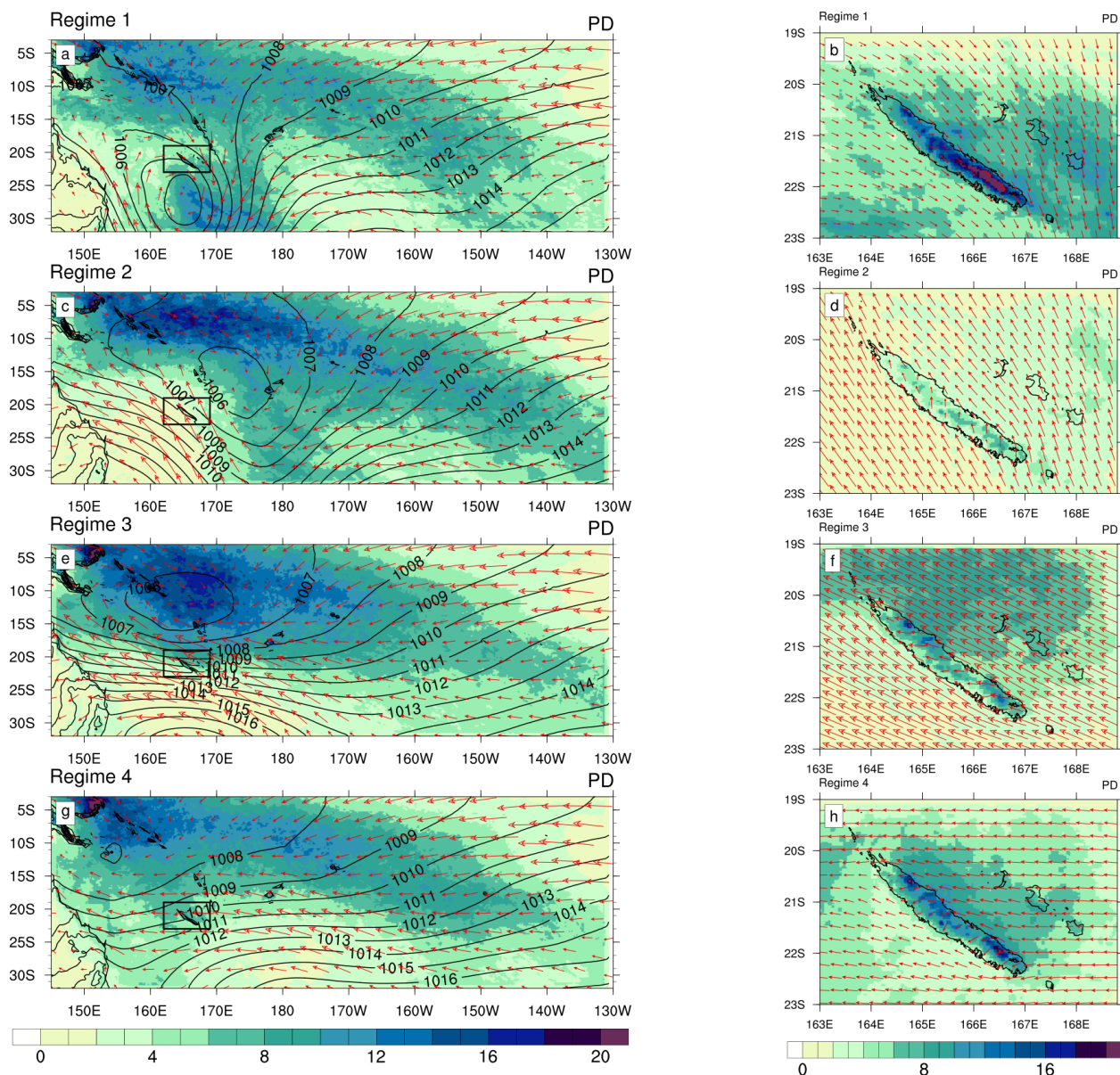


FIGURE 5.17 – Moyenne des précipitations (en couleur et mm.j^{-1}), des vents (vecteurs et en m.s^{-1}) et de la pression au niveau de la mer (contour et en hPa) extrait de la simulation d02 (gauche) et d03 (droite) pour chacun des régimes. L'encadré noir sur les panneaux de gauche représente le domaine sur lequel l'analyse en régime de temps a été effectuée.

Les quantités de précipitation associées à chaque régime changent également. Dans le régime 1 le cumul des précipitations augmente dans les simulations CC (entre +300mm et +600mm), en phase avec l'augmentation de la fréquence de ce régime. Le taux journalier de précipitation augmente également (entre +0.8 et +1.3 mm.j^{-1}) soulignant une intensification des précipitations dans ce régime (Fig. 5.18abc).

Le régime 2 est associé à un temps sec sur la NC avec de faible taux de précipitation. En changement climatique les cumuls de précipitation (-420mm et -341mm) et les taux journaliers de précipitation (-0.76 mm.j^{-1} et -0.48 mm.j^{-1}) diminuent, dans les simulations CC_OBS et CC_COR respectivement (Fig. 5.18def).

Les régimes 3 et 4 sont ceux qui produisent le plus de précipitation sur la NC, ils représentent 76% du cumul des précipitations pour 69% des jours sur la période considérée (Fig. 5.18gk). Les taux journaliers

TABLEAU 5.4 – Statistiques des 4 régimes de temps définis à partir des vents de surface pour les simulations PD, CC_OBS, CC_COR.

		Nb. de jours	Vit. vent (m.s ⁻¹)		Dir. vent (°N)		Précipitation	
			Moy.	Dev. Std.	Moy.	Dev. Std.	Cumul (mm)	Taux (mm.j ⁻¹)
Régime 1	PD	335 (11.2%)	5.7	4.2	313.5	66.4	1862 (15.1%)	5.6
	CC_OBS	340 (11.4%)	4.6	3.2	331.6	83.9	2163 (22.8%)	6.4
	CC_COR	360 (12%)	4.2	2.9	341.7	81	2466 (26.0%)	6.9
Régime 2	PD	554 (18.5%)	6.5	2.8	151.9	32.8	1073 (8.7%)	1.9
	CC_OBS	554 (18.5%)	6.9	2.6	146.4	26.9	653 (6.9%)	1.2
	CC_COR	502 (16.8%)	6.0	2.4	144.6	29.8	732 (7.7%)	1.5
Régime 3	PD	1141 (38.2%)	9.6	2.5	116.4	14.5	4831 (39.2%)	4.2
	CC_OBS	1103 (36.9%)	9.7	2.0	116.8	11.7	2909 (30.6%)	2.6
	CC_COR	1143 (38.2%)	8.8	1.8	114.4	11.5	2300 (24.3%)	2.0
Régime 4	PD	961 (32.1%)	5.4	2.5	94.2	33.8	4546 (36.9%)	4.7
	CC_OBS	994 (33.2%)	6.0	2.3	97.5	24.6	3780 (39.8%)	3.8
	CC_COR	986 (33.0%)	5.4	2.1	96.0	25.0	3983 (42.0%)	4.0

de précipitation pour ces deux régimes sont inférieurs à celui du régime 1, mais ils sont nettement plus fréquents ce qui explique les cumuls de précipitation supérieurs. Dans le futur les précipitations associées à ces régimes diminuent fortement pour le régime 3. Au sein de ce dernier les cumuls de précipitations diminuent de 1922mm et 2531mm, et les taux journaliers reculent de 1.59mm.j⁻¹ et 2.22mm.j⁻¹ dans les simulations CC_OBS et CC_COR respectivement (Fig. 5.18hi).

Sur l'ensemble du domaine de simulation et des régimes, les cumuls de précipitations diminuent de 2806mm (-22.8%) et 2830mm (-23%) dans les simulations CC_OBS et CC_COR respectivement. Les variations de précipitations au sein du régime 3 représentent donc 68% et 89% de la diminution des précipitations pour environ 38% des jours sur la période considérée (NDJFMA). La diminution des précipitations plus importante en saison chaude dans la simulation CC_COR que dans CC_OBS est donc principalement expliquée par une modification du régime d'alizé.

Pour résumer nos simulations CC prédisent une diminution des précipitations à l'échelle de la NC d'environ 20%. Cette diminution est centrée sur l'été austral avec une baisse des taux journaliers de 1.9mm.j⁻¹ et 2.3mm.j⁻¹ ce qui représente 86% et 69% de la diminution annuelle des précipitations dans les simulations CC_COR et CC_OBS respectivement. Enfin l'analyse en régime de temps pour l'été austral révèle que la diminution durant cette saison provient principalement du régime 3 (régime d'alizé) avec une baisse des précipitations représentant 68% et 89% de la diminution des précipitations durant la saison chaude. Cette forte diminution est en partie compensée par une augmentation des précipitations associées au régime 1 (régime de Nord).

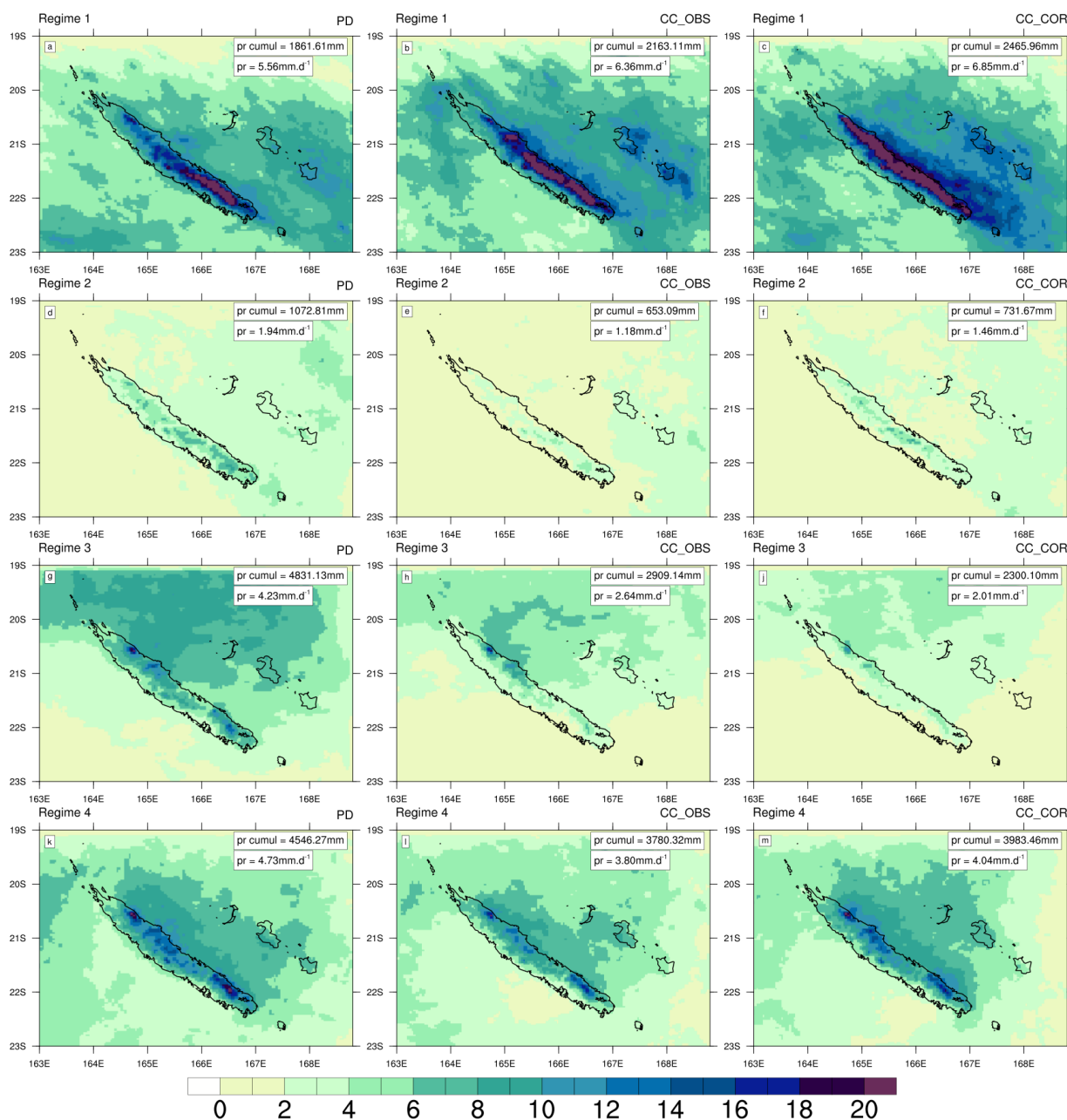


FIGURE 5.18 – Moyenne des précipitations (en mm.j⁻¹) par régime de temps pour les simulations PD (colonne de gauche), CC_OBS (colonne du milieu) et CC_COR (colonne de droite). Le cumul et le taux journalier des précipitations sont indiqués dans les encadrés blancs.

5.4.4 Les températures et les vagues de chaleur

En NC l'augmentation des températures sur la période historique (1960-2010) est d'environ 1°C. Cette augmentation est amenée à se poursuivre, et les modèles CMIP5 prédisent une augmentation d'environ 2.7°C d'ici la fin du siècle (Fig. 5.19a). Nos simulations prévoient une augmentation légèrement supérieure (entre 3.0 et 3.4°C), avec des contrastes Est/Ouest. La côte Est présente une augmentation inférieure à la côte Ouest d'environ 0.5°C (Fig. 5.19bc). Le changement climatique modifie également la distribution des variables climatiques, et potentiellement les queues de distribution, impactant la fréquence et l'intensité des événements extrêmes. Nous avons ici estimé l'évolution des vagues de chaleur à l'échelle de la NC.

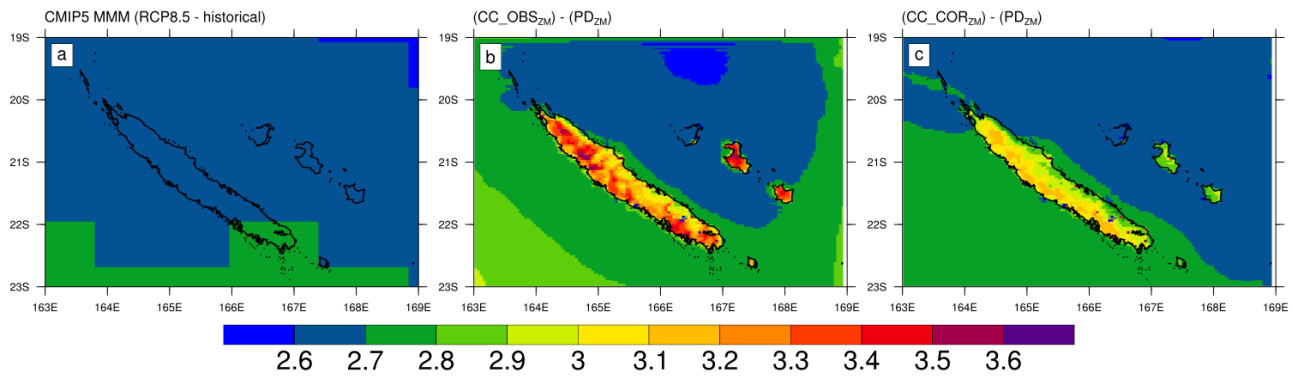


FIGURE 5.19 – Anomalie de température de l'air à 2m (en °C) entre le futur et le présent à partir de (a) la moyenne multi-modèle CMIP5, (b) la simulation CC_OBS, (c) la simulation CC_COR.

Dans la simulation PD l'indice HWN varie peu d'une région à l'autre, et il est difficile d'extraire des patrons spatiaux de distribution (Fig. 5.20a). Néanmoins le Nord et la côte Ouest de la NC semblent subir plus de vagues de chaleur que la côte Est et l'extrême Sud. A l'inverse, pour l'indice HWF les patrons de distributions sont nets (Fig. 5.20d), le nombre de jours contribuant aux vagues de chaleurs est nettement supérieur sur la côte Est (~10.5j) que sur la côte Ouest (~9j).

En changement climatique les patrons d'évolution de l'indice HWN sont similaires à ceux de l'évolution des températures (Fig. 5.19bc vs Fig. 5.20bc) avec un contraste Est/Ouest marqué. Sur la côte Ouest le nombre de vagues de chaleur double tandis que sur la côte Est ce nombre reste stable ou augmente légèrement (+1 vague de chaleur). Cette évolution est aussi contrastée entre le Sud et le Nord, l'augmentation maximum de l'indice HWN se situe au Sud Ouest de la Grande Terre, avec un nombre de vagues de chaleur qui est multiplié par un coefficient entre 3 et 4, tandis qu'au Nord l'augmentation est inférieure à la moyenne du territoire. Enfin dans la simulation CC_COR l'augmentation de l'indice HWN est plus intense que dans la simulation CC_OBS (+3.1 vs +1.7 vagues de chaleur par an, respectivement).

La variation de l'indice HWF présente une structure légèrement différente. Le maximum d'augmentation est cette fois-ci centré sur la chaîne de montagnes qui traverse la NC. Dans cette zone l'indice HWF augmente en moyenne de 120 à 130 jours avec localement des maximums à plus de 140 jours. Le minimum d'augmentation se situe le long de la côte Est, comme pour l'indice HWN. Enfin, il ne semble pas y avoir de contraste Nord/Sud, en revanche l'augmentation reste en moyenne supérieure dans la simulation CC_COR (+123 jours) par rapport à la simulation CC_OBS (+114 jours) mais de manière moins contrastée que pour l'indice HWN.

Pour conclure, l'augmentation des vagues de chaleur pour la fin du 21^{ème} siècle est préoccupante. Leur nombre pourrait doubler voire tripler dans le Sud-Ouest de la NC, et le nombre de jours considérés comme vagues de chaleur pourrait quant à lui être multiplié par 12. On assisterait donc à un allongement de ces épisodes en plus d'une augmentation de leur fréquence.

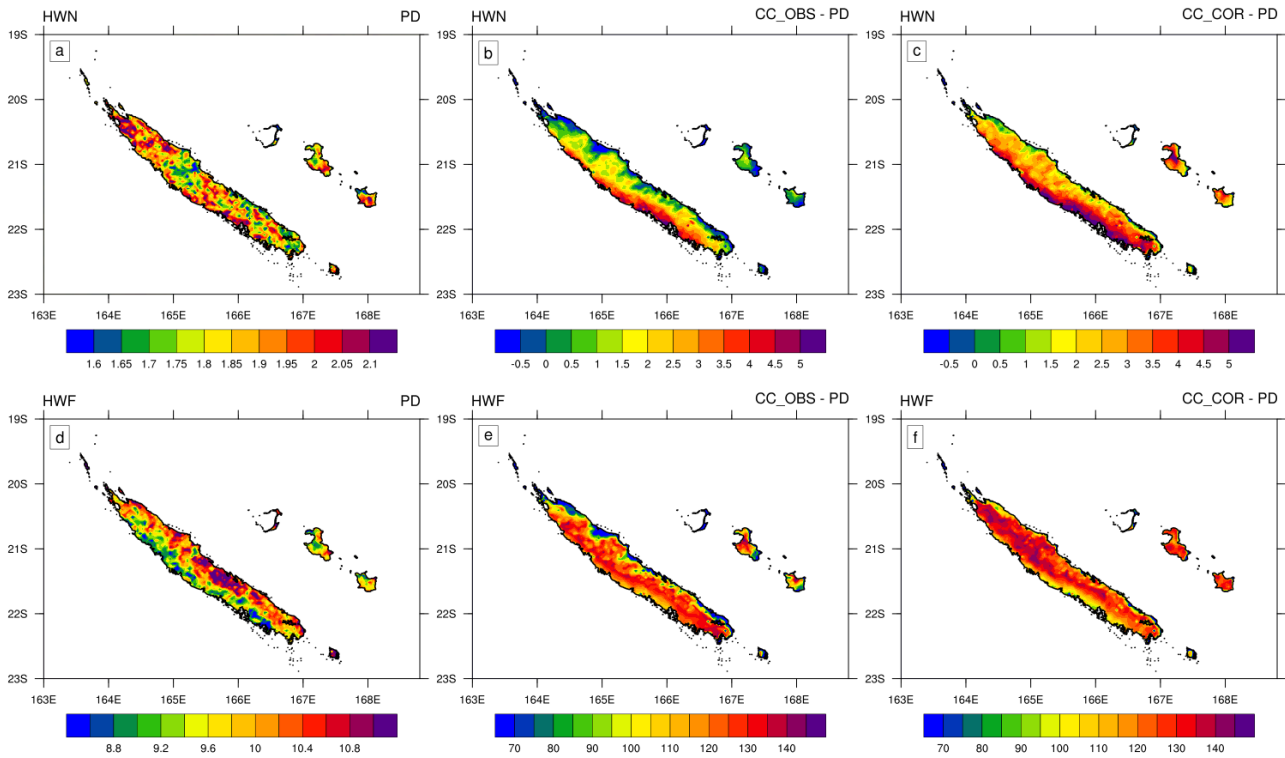


FIGURE 5.20 – Haut : (a) Nombre de vagues de chaleur par an (HWN) dans la simulation PD. Anomalie de l'indice HWN entre la simulation (b) CC_OBS et PD, (c) CC_COR et PD.

Bas : (d) Nombre de jours par an contribuant aux vagues de chaleur (HWF) dans la simulation PD. Anomalie de l'indice HWF entre la simulation (e) CC_OBS et PD, (f) CC_COR et PD.

5.5 Conclusion et Discussion

5.5.1 Conclusion

Dans ce chapitre nous avons évalué l'impact du réchauffement climatique sur le climat de la Nouvelle-Calédonie. Nous avons d'abord mis en place une configuration, à partir du modèle atmosphérique WRF qui représente fidèlement les principales caractéristiques climatiques de la région (SPCZ, cyclones, ENSO). A partir des simulations régionales à 20km de résolution horizontale nous avons forcé des simulations à 4km de résolution centrées sur la NC. Cette résolution permet de représenter précisément l'orographie de la NC. La simulation PD capture les bons patrons spatiaux de précipitation, les variations saisonnières des précipitations ainsi que la fréquence des vagues de chaleur. Cette validation renforce notre confiance dans l'utilisation de ce modèle régional pour évaluer la réponse des précipitations et des vagues de chaleur en NC dans un contexte de réchauffement climatique.

Nous avons réalisé deux simulations futurs (CC_COR et CC_OBS) afin d'estimer l'influence du changement climatique en NC. Les frontières de ces simulations ont été extraites des simulations du domaine d02. Ces deux simulations ont également permis d'évaluer l'impact des biais du ΔSST_{GW} sur la réponse des précipitations au réchauffement climatique. En effet dans les deux chapitres précédents nous avons montré que la correction du ΔSST_{GW} produisait d'important changement dans la réponse de la SPCZ et de la cyclogenèse au changement climatique, nous voulions donc savoir si les patrons du ΔSST_{GW} avaient également un impact sur le climat de la Nouvelle-Calédonie.

L'analyse de l'état moyen révèle une diminution d'environ $\sim 20\%$ des précipitations sur l'ensemble du domaine et dans les deux simulations CC. Cette diminution est plus intense dans le Sud du domaine avec des baisses pouvant atteindre 40% comme à Nouméa. Cette diminution présente des variations annuelles, avec une baisse de l'ordre de 2.1 mm.j^{-1} durant l'été austral et de 0.7 mm.j^{-1} pendant l'hiver austral, représentant environ 75% et 25% de la baisse annuelle. La comparaison entre les deux simulations CC ne montre pas de différence significative sur la baisse annuelle soulignant la faible influence de la correction du $\Delta \text{SST}_{\text{GW}}$ sur ce paramètre. En revanche cette correction semble avoir un impact sur la répartition saisonnière des précipitations, avec une diminution des précipitations plus importante en saison chaude dans la simulation CC_COR que dans la simulation CC_OBS.

Pour comprendre les raisons de cette baisse des précipitations en NC nous avons réalisé une analyse en régime de temps pour la saison chaude, car cette période concentre la majorité du déficit de précipitations. L'idée était de savoir si cette baisse est associée à un régime en particulier ou si elle est due à une correction de l'état moyen. Cette analyse pour la simulation PD produit 4 régimes de temps, assez similaires à ceux trouvés par [Lefèvre *et al.* \[2010\]](#) et [Leroy \[2006\]](#). En changement climatique cette analyse montre une augmentation des précipitations pour le régime 1 et une diminution pour les 3 autres régimes. En revanche cette diminution des précipitations est centrée sur le régime 3 (régime d'alizé) qui concentre $\sim 60\%$ des variations absolues de précipitations.

Enfin nous avons estimé l'évolution des vagues de chaleur en NC. Sur la période présente la NC subit environ 2 vagues de chaleurs par an, ce qui représente 10 jours par an en moyenne. La simulation PD représente bien la fréquence et la durée de ces événements extrêmes malgré une légère surestimation. Les simulations CC montrent une augmentation drastique du nombre de ces vagues avec un doublement de leur fréquence, et une multiplication par 6 de leur durée. Ces simulations révèlent également des patrons spatiaux dans leurs évolutions. La fréquence des vagues de chaleur varie faiblement sur la côte Est tandis que la côte Ouest est très impactée avec localement un triplement du nombre de ces vagues. L'indice HWF est maximum le long de la chaîne, et l'intensité des variations est accrue dans la simulation CC_COR par rapport à la simulation CC_OBS.

5.5.2 Discussion

Avant ce travail une seule étude [[Cavarero *et al.*, 2012](#)] s'était intéressée aux effets locaux du réchauffement climatique en NC. Dans cette étude les auteurs ont réalisé une descente d'échelle statistique des modèles CMIP3 à partir de la méthode "quantile-quantile". Cette méthode permet de corriger la distribution des variables climatiques (e.g. températures, précipitations) des modèles à partir des séries temporelles des observations. Pour ce faire on extrait la série temporelle de la variable x du modèle y sur la période historique au point de mesure. Puis on découpe ces deux séries temporelles (observation et modèle) en quantiles. Pour chaque quantile on calcule un coefficient de correction, comme la différence entre le quantile i du modèle et celui des observations. On obtient donc un coefficient de correction pour chaque quantile de la distribution du modèle. Puis on fait l'hypothèse que cette correction déterminée sur la période historique est stable dans le temps, et on applique ces coefficients de correction à la distribution du futur. Cette méthode permet de corriger facilement les distributions des modèles avec un temps de calcul réduit, en revanche elle nécessite d'avoir accès à des observations longues et homogènes. Elle ne peut donc pas être appliquée partout et l'hypothèse qui est faite n'est pas vraiment réaliste. En effet on suppose ici que les biais des modèles CMIP sur la période historique sont stationnaires, ce qui n'est pas le cas comme le montre [Li](#)

et al. [2016] et Huang & Ying [2015]. Une méthode de descente d'échelle dynamique ou l'on corrige les biais du $\Delta\text{SST}_{\text{GW}}$ semble donc plus réaliste, et permet d'avoir accès à une information spatialisée. Nos résultats sur l'évolution des précipitations sont d'ailleurs en désaccord avec les résultats de Cavarero *et al.* [2012]. En effet dans cette étude les auteurs montrent une très légère augmentation des précipitations ($12\text{mm}\cdot\text{an}^{-1}$ soit $\sim 1\%$) dans le scénario SRES A2 pour la fin du XXI^{ème} siècle, ainsi qu'une augmentation de l'amplitude du cycle saisonnier.

Malgré la confiance accordée dans nos résultats, ils existent quelques limites à notre travail. Tout d'abord notre simulation PD surestime les précipitations par rapport aux observations. Prein *et al.* [2015] montrent que c'est un biais commun pour les simulations régionales ou la paramétrisation de la convection est coupée. Prein *et al.* [2015] montrent également que ce biais peut être réduit en augmentant la résolution. Ici le ratio entre la résolution de notre domaine d02 et d03 est de $1/5^{\text{ème}}$. Ce choix a été fait principalement pour des questions de temps de calculs, mais il serait possible d'augmenter ce ratio afin de réduire la taille de nos mailles de calculs. Plusieurs études [Antic *et al.*, 2006; Denis *et al.*, 2003] ont montré que ce ratio doit être supérieur à $1/12^{\text{ème}}$, nous pourrions ainsi simuler le climat en NC à une résolution de $1/60^{\text{ème}}$ de degré ($\sim 1.8\text{km}$), ce qui permettrait d'améliorer la représentation de la topographie, et possiblement réduire la surestimation des précipitations de la simulation PD.

Pour des raisons de temps de calcul nous nous sommes limités dans cette étude à un scénario de gaz à effet de serre (RCP8.5) et à une configuration physique du modèle WRF. Mais il est évident que la sensibilité de nos résultats à ces paramètres devraient être estimés afin d'évaluer la robustesse de nos résultats.

5.6 Références

- Antic, S., Laprise, R., Denis, B., & de Elia, R. 2006. Testing the downscaling ability of a one-way nested regional climate model in regions of complex topography. *Climate dynamics*, **23**(5), 473–493. [134](#)
- Benichou, P., & Le Breton, O. 1987. AURELHY : une méthode d'Analyse (Utilisant le RELief pour les besoins de L'HYdrométéorologie. Montpellier : ORSTOM. [118](#)
- Bonvalot, Jacques, Gay, Jean-Christophe, & Habert, Élisabeth. 2012. *Atlas de la Nouvelle-Calédonie*. [xiii](#), [111](#)
- Brown, Josephine R., Power, Scott B., Delage, Francois P., Colman, Robert A., Moise, Aurel F., & Murphy, Bradley F. 2011. Evaluation of the South Pacific Convergence Zone in IPCC AR4 Climate Model Simulations of the Twentieth Century. *Journal of climate*, **24**(6), 1565–1582. [115](#)
- Cavarero, Virgil, Peltier, Alexandre, Aubail, Xavier, Leroy, Anne, Dubuisson, Brigitte, Jourdain, Sylvie, Ganachaud, Alexandre, Gibelin, Anne-Laure, Lefèvre, Jérôme, Menkes, Christophe, & others. 2012. Les évolutions passées et futures du climat de la Nouvelle-Calédonie. [115](#), [133](#), [134](#)
- Deng, Aijun, & Stauffer, David R. 2006. On Improving 4-km Mesoscale Model Simulations. *Journal of applied meteorology and climatology*, **45**(3), 361–381. [117](#)
- Denis, B., Laprise, R., & Caya, D. 2003. Sensitivity of a regional climate model to the resolution of the lateral boundary conditions. *Climate dynamics*, **20**(2), 107–126. [134](#)
- Done, James, Davis, Christopher A., & Weisman, Morris. 2004. The next generation of NWP : explicit forecasts of convection using the weather research and forecasting (WRF) model. *Atmospheric science letters*, **5**(6), 110–117. [117](#)

- Dutheil, Cyril, Bador, Margot, Lengaigne, Matthieu, Lefèvre, Jerome, Jourdain, Nicolas C., Jullien, Swen, Vialard, Jérôme, Peltier, Alexandre, Sultan, Benjamin, & Menkes, Christophe E. 2018a. Impact of projected sea surface temperature biases on tropical cyclones projections in the South Pacific. *Geophysical research letters*, **in prep.** [116](#)
- Dutheil, Cyril, Bador, Margot, Lengaigne, Matthieu, Lefèvre, J., Jourdain, Nicolas C., Vialard, Jérôme, Jullien, Swen, Peltier, Alexandre, & Menkes, Christophe Eugène. 2018b. Impact of surface temperature biases on climate change projections of the South Pacific Convergence Zone. *Climate dynamics*, **in review.** [116](#)
- Grose, Michael R., Brown, Jaclyn N., Narsey, Sugata, Brown, Josephine R., Murphy, Bradley F., Langlais, Clothilde, Gupta, Alex Sen, Moise, Aurel F., & Irving, Damien B. 2014. Assessment of the CMIP5 global climate model simulations of the western tropical Pacific climate system and comparison to CMIP3 : assesment of CMIP5 climate models for the western tropical pacific. *International journal of climatology*, **34**(12), 3382–3399. [115](#)
- Huang, Ping, & Ying, Jun. 2015. A Multimodel Ensemble Pattern Regression Method to Correct the Tropical Pacific SST Change Patterns under Global Warming. *Journal of climate*, **28**(12), 4706–4723. [134](#)
- Lamb, H.H. 1972. *British Isles Weather Types and a Register of the Daily Sequence of Circulation Patterns 1861-1971*. Geophysical memoirs. H.M. Stationery Office. [112](#)
- Laprise, Rene, Caya, Daniel, Giguere, Michel, Bergeron, Guy, Côté, Hélène, Blanchet, JeanPierre, Boer, George J., & McFarlane, Norman A. 1998. Climate and climate change in western canada as simulated by the Canadian regional climate model. *Atmosphere-ocean*, **36**(2), 119–167. [115](#)
- Lean, Humphrey W., Clark, Peter A., Dixon, Mark, Roberts, Nigel M., Fitch, Anna, Forbes, Richard, & Halliwell, Carol. 2008. Characteristics of High-Resolution Versions of the Met Office Unified Model for Forecasting Convection over the United Kingdom. *Monthly weather review*, **136**(9), 3408–3424. [117](#)
- Lefèvre, Jérôme, Marchesiello, Patrick, Jourdain, Nicolas C., Menkes, Christophe, & Leroy, Anne. 2010. Weather regimes and orographic circulation around New Caledonia. *Marine pollution bulletin*, **61**(7-12), 413–431. [xiii](#), [xvii](#), [112](#), [113](#), [120](#), [127](#), [133](#)
- Leroy, Anne. 2006. *Utilisation des Prévisions Saisonnières en Nouvelle-Calédonie*. Note de la DP n 6. [120](#), [133](#)
- Li, Gen, Xie, Shang-Ping, Du, Yan, & Luo, Yiyong. 2016. Effects of excessive equatorial cold tongue bias on the projections of tropical Pacific climate change. Part I : the warming pattern in CMIP5 multi-model ensemble. *Climate dynamics*, **47**(12), 3817–3831. [133](#)
- Maitrepierre, Luc, & Caudmont, Sterenn. 2007. *Atlas climatique de la Nouvelle-Calédonie*. Mété-france edn. Nouméa : Direction Interrégionale de Météo-France en Nouvelle-Calédonie et à Wallis et Futuna. [xiii](#), [112](#), [114](#), [119](#)
- Mearns, Linda O., Arritt, Ray, Biner, Sébastien, Bukovsky, Melissa S., McGinnis, Seth, Sain, Stephan, Caya, Daniel, Correia, James, Flory, Dave, Gutowski, William, Takle, Eugene S., Jones, Richard, Leung, Ruby, Moufouma-Okia, Wilfran, McDaniel, Larry, Nunes, Ana M. B., Qian, Yun, Roads, John, Sloan, Lisa, & Snyder, Mark. 2012. The North American Regional Climate Change Assessment Program : Overview of Phase I Results. *Bulletin of the american meteorological society*, **93**(9), 1337–1362. [115](#)
- Myers, Norman, Mittermeier, Russell A., Mittermeier, Cristina G., da Fonseca, Gustavo A. B., & Kent, Jennifer. 2000. Biodiversity hotspots for conservation priorities. *Nature*, **403**(6772), 853–858. [114](#)

- Perkins, S. E., & Alexander, L. V. 2013. On the measurement of heat waves. *Journal of climate*, **121**
- Perkins, Sarah E. 2015. A review on the scientific understanding of heatwaves—their measurement, driving mechanisms, and changes at the global scale. *Atmospheric research*, **164-165**, 242 – 267. [121](#), [122](#)
- Prein, A. F., Gobiet, A., Suklitsch, M., Truhetz, H., Awan, N. K., Keuler, K., & Georgievski, G. 2013a. Added value of convection permitting seasonal simulations. *Climate dynamics*, **41**(9-10), 2655–2677. [117](#)
- Prein, Andreas F., Holland, Gregory J., Rasmussen, Roy M., Done, James, Ikeda, Kyoko, Clark, Martyn P., & Liu, Changhai H. 2013b. Importance of Regional Climate Model Grid Spacing for the Simulation of Heavy Precipitation in the Colorado Headwaters. *Journal of climate*, **26**(13), 4848–4857. [117](#)
- Prein, Andreas F., Langhans, Wolfgang, Fosser, Giorgia, Ferrone, Andrew, Ban, Nikolina, Goergen, Klaus, Keller, Michael, Tölle, Merja, Gutjahr, Oliver, Feser, Frauke, Brisson, Erwan, Kollet, Stefan, Schmidli, Juerg, van Lipzig, Nicole P. M., & Leung, Ruby. 2015. A review on regional convection-permitting climate modeling : Demonstrations, prospects, and challenges : CONVECTION-PERMITTING CLIMATE MODELING. *Reviews of geophysics*, **53**(2), 323–361. [117](#), [134](#)
- Rasmussen, Roy, Ikeda, Kyoko, Liu, Changhai, Gochis, David, Clark, Martyn, Dai, Aiguo, Gutmann, Ethan, Dudhia, Jimmy, Chen, Fei, Barlage, Mike, Yates, David, & Zhang, Guo. 2014. Climate Change Impacts on the Water Balance of the Colorado Headwaters : High-Resolution Regional Climate Model Simulations. *Journal of hydrometeorology*, **15**(3), 1091–1116. [115](#)
- Roberts, Nigel M., & Lean, Humphrey W. 2008. Scale-Selective Verification of Rainfall Accumulations from High-Resolution Forecasts of Convective Events. *Monthly weather review*, **136**(1), 78–97. [117](#)
- Schwartz, Craig S., Kain, John S., Weiss, Steven J., Xue, Ming, Bright, David R., Kong, Fanyou, Thomas, Kevin W., Levit, Jason J., & Coniglio, Michael C. 2009. Next-Day Convection-Allowing WRF Model Guidance : A Second Look at 2-km versus 4-km Grid Spacing. *Monthly weather review*, **137**(10), 3351–3372. [117](#)
- Wang, Yuqing, Leung, L. Ruby, McGREGOR, John L., Lee, Dong-Kyou, Wang, Wei-Chyung, Ding, Yihui, & Kimura, Fujio. 2004. Regional Climate Modeling : Progress, Challenges, and Prospects. *Journal of the meteorological society of japan. ser. ii*, **82**(6), 1599–1628. [115](#)
- Weisman, Morris L., Davis, Christopher, Wang, Wei, Manning, Kevin W., & Klemp, Joseph B. 2008. Experiences with 0–36-h Explicit Convective Forecasts with the WRF-ARW Model. *Weather and forecasting*, **23**(3), 407–437. [117](#)
- Zhang, Chunxi, & Wang, Yuqing. 2017. Projected Future Changes of Tropical Cyclone Activity over the Western North and South Pacific in a 20-km-Mesh Regional Climate Model. *Journal of climate*, **30**(15), 5923–5941. [115](#)
- Zhang, Chunxi, Wang, Yuqing, Hamilton, Kevin, & Lauer, Axel. 2016a. Dynamical Downscaling of the Climate for the Hawaiian Islands. Part I : Present Day. *Journal of climate*, **29**(8), 3027–3048. [115](#)
- Zhang, Chunxi, Wang, Yuqing, Hamilton, Kevin, & Lauer, Axel. 2016b. Dynamical Downscaling of the Climate for the Hawaiian Islands. Part II : Projection for the Late Twenty-First Century. *Journal of climate*, **29**(23), 8333–8354. [115](#)
- Zhang, G.J., & McFarlane, Norman A. 1995. Sensitivity of climate simulations to the parameterization of cumulus convection in the Canadian climate centre general circulation model. *Atmosphere-ocean*, **33**(3), 407–446. [117](#)

Chapitre 6

Conclusions et perspectives

Sommaire

6.1 Conclusion	138
6.1.1 Contexte et méthodes	138
6.1.2 La réponse de la SPCZ au changement climatique et aux différents biais de SST	139
6.1.3 La réponse de la cyclogenèse au changement climatique et aux différents biais de SST	140
6.1.4 La réponse du climat de la NC au changement climatique et aux différents biais de SST	141
6.2 Perspectives	142
6.2.1 Sensibilité au ΔSST_{GW}	142
6.2.2 Non-linéarité de la réponse des précipitations équatoriales aux phases ENSO	143
6.2.3 Méthode statistique vs la descente d'échelle dynamique	143
6.2.4 Application de cette méthodologie à d'autres bassins	144
6.2.5 Applications de nos résultats à des études d'impact	144
6.3 Références	157

6.1 Conclusion

6.1.1 Contexte et méthodes

Le changement climatique est un enjeu sociétal en plus d'être une question scientifique ouverte. Être capable de prévoir ses impacts est primordial si l'on veut mettre en place des plans d'adaptation cohérents et efficaces. Malgré les nombreuses avancées scientifiques depuis une quarantaine d'années dans la modélisation du climat Terrestre, les modèles de climat comportent encore de multiples biais et incertitudes.

Une large part de l'incertitude climatique est liée au scénario d'émission de gaz à effet de serre. Les biais ont quant à eux plusieurs origines, on peut nommer le problème de la résolution horizontale qui limite la représentation de l'orographie dans les modèles, et qui impose de paramétrer l'ensemble des processus qui se déroulent à une échelle inférieure à celle de la maille du modèle. Parmi ces biais nous pouvons également citer les processus physiques aux interfaces (e.g. océan-atmosphère), ou certaines rétro-actions mal comprises et évaluées (e.g. rétro-actions des nuages, interactions aérosols-nuages). Dans le Pacifique le biais de la langue d'eau froide équatoriale, et de la double ITCZ sont certainement les plus persistants, et ceux qui limitent le plus notre confiance dans les projections de cette région. Être capable de réduire ces deux biais est essentiel si l'on veut améliorer les projections climatiques de cette région.

Pour ce faire il existe plusieurs méthodes, dans cette thèse nous avons effectué une descente d'échelle dynamique. Cette méthode consiste à simuler des périodes plus courtes que dans les exercices CMIP à partir d'un modèle atmosphérique global ou régional à plus haute résolution. Des biais associés à cette méthode existent également. La première approche est de forcer le modèle avec des frontières (surface et/ou latérales) calculées à partir des modèles CMIP. Cette approche a montré ses limites car les biais des modèles CMIP sont transposés aux frontières, générant à leurs tours des biais récurrents [McClean *et al.*, 2011; Small *et al.*, 2014]. Une nouvelle approche a vu le jour pour palier ce problème, qu'on appelle la méthode du pseudo réchauffement climatique. Elle consiste à forcer les modèles avec des frontières extraites de données météorologiques (e.g. données satellites, réanalyses) et d'y ajouter une anomalie de changement climatique calculée à partir des modèles CMIP [Knutson *et al.*, 2008]. Cette méthode permet en premier lieu de s'affranchir du biais de la langue d'eau froide, puisque le modèle atmosphérique est forcé en surface par la SST observée. Elle permet aussi de réduire le biais de la double ITCZ, car ce biais trouve en partie son origine dans les divers biais de SST des modèles CMIP. Cette méthode permet donc de mieux simuler le climat présent. En revanche l'anomalie de changement climatique qui est ajoutée pour les projections est également biaisée. En effet des études récentes [Huang & Ying, 2015; Li *et al.*, 2016] ont montré à partir de méthodes statistiques que le biais de la langue d'eau froide et/ou la surestimation des précipitations dans le Pacifique équatorial Ouest influence le $\Delta\text{SST}_{\text{GW}}$. Il est possible d'utiliser cette relation statistique pour justement "débiaiser" le $\Delta\text{SST}_{\text{GW}}$. Cette correction produit un réchauffement plus important dans le Pacifique équatorial Est que dans l'Ouest, avec des gradients (méridiens et zonaux) de réchauffement plus important que dans le $\Delta\text{SST}_{\text{GW}}$ non corrigé. Cette correction permet également de réduire la variance inter-modèle du $\Delta\text{SST}_{\text{GW}}$.

Dans cette thèse nous avons utilisé ce cadre méthodologique pour améliorer les projections climatiques du Pacifique Sud. Le but originel de cette thèse était de fournir des projections climatiques fiables pour la Nouvelle-Calédonie. Pour ce faire, nous avons dû augmenter la robustesse des projections climatiques de la SPCZ, et de la cyclogenèse du Pacifique Sud-Ouest, qui sont les deux caractéristiques du climat de la région les moins bien représentées dans les modèles CMIP. Enfin nous devons simuler le climat de la Nouvelle-

Calédonie à une résolution suffisamment élevée afin de bien représenter l'orographie de ce petit pays.

Nous avons choisi comme outil de travail le modèle atmosphérique régional WRF. Ce modèle a l'avantage de disposer de multiples paramétrisations (e.g. convection profonde, couche limite, micro-physique) qui permettent de tester plusieurs configurations physiques. Nous avons donc mis en place deux configurations physiques différentes afin d'estimer la robustesse de nos résultats à ce paramètre. Ce modèle autorise également un emboîtement des simulations, ce qui permet d'augmenter la résolution horizontale successivement. Nous avons donc simulé trois domaines emboîtés avec des résolutions horizontales différentes : le Pacifique (d01) à 100km de résolution, le Pacifique Sud-Ouest (d02) à 20km de résolution, et la Nouvelle-Calédonie(d03) à 4km de résolution. Dans les domaines d01, d02, d03, nous avons évalué respectivement la réponse de la SPCZ, de la cyclogenèse du Pacifique Sud, et du climat de la Nouvelle Calédonie, au changement climatique et aux différents biais de SST.

6.1.2 La réponse de la SPCZ au changement climatique et aux différents biais de SST

Dans ce chapitre nous avons réalisé 3 expériences différentes, qui nous ont permis de tester, (1) l'influence de la configuration physique du modèle WRF, (2) l'impact des biais de SST des modèles CMIP5 sur la période historique, et (3) l'apport de la correction statistique du $\Delta S_{T_{GW}}$ avec la méthode des contraintes émergentes de [Li et al. \[2016\]](#), sur la réponse de la SPCZ au réchauffement climatique.

Nous avons commencé par montrer que notre simulation sur le présent est capable de simuler les principales caractéristiques de la SPCZ (intensité, position, orientation, variabilité inter-annuelle). Cette simulation présente des performances similaires à la réanalyse NCEP2 sur ces questions, et renforce donc notre confiance dans les projections. Les différents tests de sensibilité ont permis de mettre en évidence que (1) notre configuration physique du modèle WRF intensifie la réponse des précipitations au réchauffement climatique en comparaison de la moyenne multi-modèle CMIP5. Nous avons montré que (2) les biais de SST des modèles CMIP5 sur la période historique tendent à produire une sous-estimation de la réponse équatoriale des précipitations, principalement par des processus thermodynamiques. Et enfin (3) la correction du $\Delta S_{T_{GW}}$ augmente les gradients de SST dans le Pacifique Sud-Ouest par rapport au $\Delta S_{T_{GW}}$ non corrigé, ce qui produit des anomalies de vent de Sud-Est qui pénètrent plus au Nord et à l'Ouest dans le Pacifique Sud-Ouest. Ces anomalies renforcent la divergence d'humidité dans le cœur de la SPCZ à travers des processus dynamiques, ce qui conduit à intensifier la diminution des précipitations dans le Pacifique tropical Sud-Ouest.

Enfin [Cai et al. \[2012\]](#) ont montré dans les modèles CMIP un doublement de la fréquence des événements zonaux de SPCZ, nous avons évalué ce résultat dans notre cadre d'expérience. Nous avons donc réalisé les mêmes analyses dans l'ensemble de nos simulations, et contrairement aux résultats de [Cai et al. \[2012\]](#) nous n'observons pas de modification de la fréquence de ces événements zonaux, ce qui souligne que ce résultat ne semble pas robuste lorsqu'on change de modèle. De plus les différentes corrections de la SST n'ont pas d'impact sur la fréquence de ces événements, contrairement à l'hypothèse avancée pour expliquer l'augmentation de cette fréquence. Finalement l'ensemble de ces résultats ont été retrouvé qualitativement dans notre deuxième configuration physique du modèle WRF, ce qui renforce la robustesse de nos résultats.

6.1.3 La réponse de la cyclogenèse au changement climatique et aux différents biais de SST

Dans cette étude nous nous sommes concentrés sur le devenir de l'activité cyclonique dans le Pacifique Sud. Un nombre significatif d'études ont déjà estimé l'évolution de la cyclogenèse dans le Pacifique Sud avec des modèles à haute résolution dans le cadre de la méthode du pseudo réchauffement climatique, mais aucune n'a testé l'impact des biais du $\Delta\text{SST}_{\text{GW}}$. L'hypothèse de départ est que le fort assèchement du cœur de la SPCZ, prédit dans les simulations forcées avec le $\Delta\text{SST}_{\text{GW}}$ corrigé, va influencer fortement l'activité cyclonique du Pacifique tropical Sud-Ouest. Dans ce travail nous avons donc répondu à cette question en comparant deux simulations, l'une forcée à la surface par le $\Delta\text{SST}_{\text{GW}}$ corrigé, et l'autre avec le $\Delta\text{SST}_{\text{GW}}$ d'origine.

Pour commencer nous avons évalué les compétences de notre simulation sur le présent à représenter les principales caractéristiques de la cyclogenèse du Pacifique Sud (nombre de cyclones annuel, position de la zone de cyclogenèse, distribution de l'intensité des cyclones). Cette validation souligne une bonne représentation de ces paramètres malgré une légère sous-estimation de la fréquence (4.6 CT.an⁻¹ vs 6.3 CT.an⁻¹) et de l'intensité des cyclones (65m.s⁻¹ vs 79m.s⁻¹) ainsi qu'une position trop au Nord (~4°) de la zone de cyclogenèse.

Nos projections indiquent que la correction du $\Delta\text{SST}_{\text{GW}}$ affecte considérablement la cyclogenèse du Pacifique Sud. La simulation sans correction du $\Delta\text{SST}_{\text{GW}}$ montre une diminution du nombre de cyclones d'environ ~11% tandis que dans la simulation avec correction cette diminution est de ~55%. Dans la littérature la gamme de variation de la cyclogenèse s'échelonne entre -10 [Zhao & Held, 2012] et -60% [Zhang & Wang, 2017], ce qui est sensiblement la variation qu'on observe entre nos deux simulations, ce qui signifie que l'incertitude liée aux modèles est aussi grande que celle due aux biais du $\Delta\text{SST}_{\text{GW}}$.

L'analyse des indices de cyclogenèse révèle que le cisaillement vertical du vent est largement responsable de la diminution du nombre de cyclones, dans nos deux simulations. Cette intensification du cisaillement vertical est reliée à l'augmentation du vent zonal à 200hPa, lui même forcé par l'augmentation des gradients méridiens de température dans la haute troposphère. Entre CC et PD l'augmentation du gradient méridien de température dans les tropiques est expliquée par un réchauffement plus important dans les tropiques que dans les régions extra-tropicales. Entre COR et CC, la diminution de la convection profonde dans la SPCZ produit une augmentation de la stratification du profil vertical de température dans la SPCZ, ce qui conduit à une augmentation des gradients méridiens de température. Nous avons réalisé ces analyses avec plusieurs indices de cyclogenèse afin de tester la sensibilité de ce résultat à la formulation de ces indices. Ce test révèle que le cisaillement vertical du vent est le premier facteur contrôlant la diminution du nombre de cyclones dans l'ensemble des indices, même si la contribution des différents facteurs varie d'un indice à l'autre.

L'analyse de l'évolution des autres caractéristiques cycloniques (intensité, précipitation) ne révèle pas d'influence significative des biais du $\Delta\text{SST}_{\text{GW}}$. Nos deux simulations montrent une augmentation des précipitations cyclonique (entre 40% et 50%) en accord avec la littérature [Kim *et al.*, 2014; Walsh *et al.*, 2016; Yoshida *et al.*, 2017]. La fréquence des cyclones intenses est modifiée entre nos deux simulations futures mais principalement en raison de la diminution du nombre moyen de cyclones, ce qui signifie qu'il n'y a pas de modification significative de l'intensité des cyclones par rapport au nombre moyen de cyclones.

Nous avons également testé la sensibilité de nos résultats à la paramétrisation physique de notre mo-

dèle. Il était possible que notre configuration physique du modèle WRF soit particulièrement sensible aux patrons du $\Delta\text{SST}_{\text{GW}}$, nous avons donc réalisé les mêmes analyses dans une autre configuration. Bien que cette simulation soit moins réaliste, les résultats montrent une plus forte réduction du nombre de cyclones (-66% vs -39%) dans la simulation corrigée, en accord avec les résultats précédents. Cette analyse de sensibilité renforce la robustesse de notre principal résultat, à savoir que les changements de cyclogenèse sont très sensibles aux patrons de $\Delta\text{SST}_{\text{GW}}$.

6.1.4 La réponse du climat de la NC au changement climatique et aux différents biais de SST

L'impact du réchauffement climatique est une question cruciale pour l'ensemble des pays, mais le contexte de la Nouvelle-Calédonie, soumis à un aléa climatique important (ENSO, cyclones tropicaux) et la présence d'une forte biodiversité (plus grand lagon du monde classé à l'UNESCO, "hotspot" de biodiversité terrestre), renforce la question de l'adaptation face aux impacts du réchauffement climatique. Le but premier de cette thèse était de fournir des projections climatiques fiables afin de permettre aux pouvoirs publics de mettre en œuvre un plan d'adaptation au réchauffement climatique efficace et pertinent.

Améliorer la robustesse des projections climatiques grandes échelles du Pacifique Sud était le premier enjeu pour atteindre notre objectif. Le deuxième obstacle était de modéliser le climat de la NC de manière réaliste. La Nouvelle-Calédonie présente une orographie très marquée, avec des flancs abrupts sur la côte Est. Une bonne représentation de ce relief est essentiel, et nécessite des simulations à très haute résolution (>10km). Pour ce faire nous avons réalisé des simulations emboîtées afin d'augmenter la résolution horizontale jusqu'à 4km. Ces dernières simulations (domaine d03) sont centrées sur la NC, et forcées aux frontières par les champs extraits des simulations du domaine d02.

La simulation sur le présent est capable de représenter les principales caractéristiques du climat Néo-Calédonien (précipitation moyenne, patrons de précipitation, cycle saisonnier des précipitations, vagues de chaleur). Cette validation renforce notre confiance dans l'utilisation de ce modèle régional pour évaluer la réponse des précipitations et des vagues de chaleur en NC dans un contexte de réchauffement climatique.

Les projections climatiques montrent une diminution des précipitations d'environ 20% sur l'ensemble du domaine et dans les deux simulations. Cette diminution n'est pas homogène sur la NC, le Sud et l'Ouest de la Grande Terre sont plus impactés avec une baisse pouvant atteindre 40% dans la localité de Nouméa. Au Nord de la NC et à l'Est de la Grande Terre la diminution des précipitations est plus faible, et s'échelonne entre +5 et -20%. En revanche la correction du $\Delta\text{SST}_{\text{GW}}$ semble avoir peu d'influence sur la réponse moyenne des précipitations en NC.

Les changements dans le cycle saisonnier montrent une diminution des précipitations plus forte durant la saison chaude (-2.1mm.j⁻¹ en NDJFMA soit ~75% de la baisse annuelle) que pendant la saison froide (-0.7mm.j⁻¹ en MJJASO, ~25% de baisse annuelle). De plus ce contraste saison chaude/froide est plus marqué dans la simulation corrigée (83% de la diminution annuelle durant NDJFMA) que dans la simulation non corrigée (69% de la diminution annuelle durant NDJFMA). L'analyse en régime de temps pour la saison chaude produit 4 régimes relativement similaires à ceux trouvés par [Lefèvre *et al.* \[2010\]](#) et [Leroy \[2006\]](#). La projection de ces régimes révèle que le régime 1 (régime de Nord) est associé à une augmentation des précipitations, tandis que la diminution des précipitations est concentré dans le régime 3 (régime d'alizés). Ce dernier régime semble expliquer l'intensification de la diminution des précipitations dans la simulation

corrigée en saison chaude.

Enfin nous avons évalué la variation du nombre de vagues de chaleur ainsi que le nombre de jours par an contribuant à ces événements. Les résultats montrent en moyenne sur l'ensemble de la NC une multiplication par 2 du nombre de vagues de chaleur (2 vs 4 vagues de chaleur) et une multiplication par 12 du nombre de jours annuels qui contribuent à ces événements (10 jours vs 120 jours). En d'autres termes la durée de ces vagues de chaleurs est multipliée par 6. Les patrons spatiaux montrent une augmentation sensiblement plus importante sur la côte Ouest que sur la côte Est.

6.2 Perspectives

6.2.1 Sensibilité au $\Delta\text{SST}_{\text{GW}}$

[Widlansky et al. \[2013\]](#) ont mis en évidence que la variation de convergence d'humidité dans la SPCZ est une fonction non-linéaire du $\Delta\text{SST}_{\text{GW}}$. Ils estiment que pour un réchauffement inférieur à 3°C dans la SPCZ, les processus dynamiques dominent les processus thermodynamiques conduisant à un assèchement de la SPCZ. En accord avec les résultats de [Widlansky et al. \[2013\]](#) nous avons montré que pour un $\Delta\text{SST}_{\text{GW}}$ d'environ +2.2°C dans la SPCZ, la diminution de précipitation dans la SPCZ est produite par une diminution de la convergence d'humidité en surface, qui s'explique principalement par les changements de circulation. Néanmoins dans notre simulation CC_COR les changements de circulation sont supérieurs à ceux de la simulation CC_OBS malgré un réchauffement plus faible, ce qui est en désaccord avec la relation empirique de [Widlansky et al. \[2013\]](#). Ce résultat souligne l'importance de la structure des patrons de $\Delta\text{SST}_{\text{GW}}$ plus que du réchauffement absolu. Une série d'expérience idéalisée où nous ferions varier le gradient zonal du $\Delta\text{SST}_{\text{GW}}$ permettrait de tester la sensibilité à ce paramètre. [van der Wiel et al. \[2016\]](#) ont mis au point une méthodologie simple pour faire varier les gradients zonaux de SST afin de tester leurs impacts sur l'orientation de la SPCZ. Cette méthodologie est directement transposable au $\Delta\text{SST}_{\text{GW}}$.

Dans les chapitre 3 et 4 nous avons appliqué une méthode des contraintes émergentes décrite dans [Li et al. \[2016\]](#) pour corriger le $\Delta\text{SST}_{\text{GW}}$ des modèles CMIP5. Cette correction modifie la structure des patrons de $\Delta\text{SST}_{\text{GW}}$, ce qui a pour conséquence de changer les gradients zonaux et méridiens du $\Delta\text{SST}_{\text{GW}}$. Cette méthode est relativement simple, et considère une relation linéaire entre l'anomalie (modèles - observations) de précipitations et le $\Delta\text{SST}_{\text{GW}}$ dans le Pacifique équatorial Ouest, mais a l'avantage de pouvoir se comprendre d'un point de vue physique. Au contraire [Huang & Ying \[2015\]](#) ont développé une méthode plus complexe pour corriger le $\Delta\text{SST}_{\text{GW}}$ des modèles CMIP5, qui extrait les huit principaux modes des biais des modèles CMIP5 sur la période historique, puis projette les changements de SST dans le pacifique tropical sur ces différents modes. Cette méthode est plus complexe d'un point de vue méthodologique mais ne garantit pas que la relation entre les modes des biais historiques et les projections futurs soit physique. Il serait par conséquent intéressant de développer et d'appliquer de nouvelles méthodes de correction plus complexe et robuste statistiquement qu'une simple régression linéaire entre deux variables, mais qui reste compréhensible d'un point de vue physique.

6.2.2 Non-linéarité de la réponse des précipitations équatoriales aux phases ENSO

En accord avec l'expérience idéalisée de [Chung *et al.* \[2014\]](#) nous trouvons que la réponse équatoriale des précipitations est non-linéaire par rapport à la phase d'ENSO. Nos simulations révèlent que l'augmentation des précipitations à l'équateur est principalement due aux phases El Niño, avec une variation des précipitations proche de zéro durant les années La Niña et une augmentation atteignant plus de 4mm.j^{-1} durant les années El Niño extrêmes. Dans notre cadre d'expérience la variabilité inter-annuelle est stationnaire entre nos deux périodes de simulations, c'est à dire que la fréquence et l'amplitude des années El Niño et La Niña restent identiques entre nos simulations futurs et présentes, mais cette simplification n'est pas réaliste. Nous pourrions imaginer un cadre d'expérience où le changement de variabilité inter-annuelle des modèles CMIP5 entre nos deux périodes de simulations soit conservé. Ces expériences permettraient une meilleure estimation des changements de précipitation équatoriales au regard de la non-linéarité décrite ci-dessus.

Dans l'ensemble de nos simulations l'analyse de la fréquence des événements zonaux de SPCZ ne révèle pas de modification de cette fréquence en changement climatique, contrairement aux résultats de [Cai *et al.* \[2012\]](#). Nos résultats sont en accord avec ceux de [Chung & Power \[2016\]](#) et [Evans *et al.* \[2016\]](#) qui ne détectent aucune modification de cette fréquence. [Chung & Power \[2016\]](#) citent trois hypothèses pour expliquer cette différence avec les résultats de [Cai *et al.* \[2012\]](#) :

- [Cai *et al.* \[2012\]](#) analyse la fréquence des événements zonaux de SPCZ dans les modèles CMIP pris individuellement, tandis que nous appliquons un $\Delta\text{SST}_{\text{GW}}$ moyen calculé comme la moyenne multi-modèle CMIP5 des $\Delta\text{SST}_{\text{GW}}$. Il est possible que les $\Delta\text{SST}_{\text{GW}}$ pris individuellement aient des particularités, responsable de l'augmentation de la fréquence des événements zonaux de SPCZ, qui sont gommées dans la moyenne multi-modèles CMIP5 du $\Delta\text{SST}_{\text{GW}}$.
- La deuxième hypothèse fait référence à un changement dans les patrons d'anomalies de SST liés aux années El Niño. Le couplage océan-atmosphère des modèles CMIP serait responsable de ce changement.
- Enfin il est également possible que la représentation des rétro-actions océan-atmosphère soit nécessaire pour reproduire ce changement dans la fréquence des événements zonaux de SPCZ.

Le projet "Non linear Atmospheric Response to Sea surface temperature for a physically consistent ENSO paradigm" (ARISE) qui vient d'être financé par l'agence nationale de la recherche va s'intéresser aux rôles des non-linéarités atmosphériques dans le déclenchement des El Niño extrêmes. Cette recherche apportera certainement des éléments de réponse pour mieux comprendre les événements zonaux de SPCZ, et leur possible changement de fréquence dans le futur.

6.2.3 Méthode statistique vs la descente d'échelle dynamique

La méthode des contraintes émergentes de [Li *et al.* \[2016\]](#) appliquée aux changements de précipitation des modèles CMIP5 dans le Pacifique produit un léger assèchement de la SPCZ dans le Pacifique Sud-Ouest (voir les contours de la Figure 12c de [Li *et al.* \[2016\]](#)). Lorsque nous utilisons le $\Delta\text{SST}_{\text{GW}}$ corrigé dans un modèle régional cet assèchement est très largement renforcé. Nous avons montré que notre configuration du modèle WRF renforce l'intensité de la réponse des précipitations au réchauffement climatique en comparaison de la moyenne multi-modèle CMIP5, ce qui atténue légèrement cette différence entre la méthode

statistique et la descente d'échelle dynamique. Néanmoins il semble important que les variables corrigées avec une méthode de contrainte émergente soient appliquées dans des modèles dynamiques afin d'évaluer réellement l'impact de ces corrections sur les changements attendus.

6.2.4 Application de cette méthodologie à d'autres bassins

Dans le chapitre 4 nous avons mis en évidence la forte sensibilité de la cyclogenèse du Pacifique Sud aux patrons de ΔSST_{GW} . Il serait intéressant d'appliquer cette méthodologie, qui est facile à mettre en œuvre, à d'autres bassins afin d'évaluer si ce résultat est propre à l'activité cyclonique du Pacifique Sud ou s'il est commun à l'ensemble des bassins cycloniques. Cela nécessite au préalable de mettre en évidence des relations entre les biais de modèles CMIP5 sur la période historique et des biais de projection dans ces autres bassins.

6.2.5 Applications de nos résultats à des études d'impact

L'objectif premier de cette thèse est de fournir un support scientifique fiable sur les changements climatiques attendus en Nouvelle-Calédonie. Nos résultats doivent servir de socle à l'élaboration d'un plan d'adaptation au changement climatique. Dans ce cadre j'ai eu l'occasion d'assister à un grand nombre de réunions où les acteurs locaux étaient présents (services du gouvernement, DASS, DAVAR, Météo-France, ADEME, etc). L'intérêt de chacun sur la question climatique est certain et évident, mais en revanche nous avons été confronté à un manque d'appropriation de nos résultats. En d'autres termes les responsables sectoriels ne sont pas capables de traduire nos résultats en termes d'impacts. La principale raison de cette incapacité est le manque de connaissance sur la météo-sensibilité des différents secteurs sociaux économiques.

Mise en évidence des secteurs météo-sensible

Pour pouvoir évaluer l'impact du réchauffement climatique sur les différents secteurs sociaux-économiques il faut au préalable avoir connaissance de la météo-sensibilité de ces différents secteurs. Il est donc nécessaire de faire des études autour de ces deux questions : quels sont les paramètres météorologiques qui influent sur l'activité du secteur ? comment la modification de ces paramètres impacte l'activité du secteur ? Une fois qu'une réponse est donnée à ces deux questions il devient possible de s'intéresser aux impacts du changement climatique. Nous préconisons donc dans cette thèse, aux différents responsables sectoriels, de mettre en place des études orientées autour de ces deux questions, afin d'être capable d'évaluer dans un premier temps la météo-sensibilité de leur secteur puis l'impact du changement climatique sur leur activité future.

Études d'impacts déjà en cours

Dans le cadre de cette thèse et de projets antérieurs nous avons déjà commencé à évaluer l'impact de nos résultats ou de ceux des modèles CMIP5 dans deux secteurs : la santé, et les écosystèmes. Dans le secteur de la santé, deux maladies vectorielles ont été identifiées comme sensibles aux perturbations

climatiques : la dengue et la leptospirose. Sur la question de l'impact du réchauffement climatique sur les écosystèmes, les deux études qui ont été réalisées sont présentées en annexe A.2 et A.3, et l'étude en cours sur la distribution spatiale des fourmis invasives est présentée dans la suite.

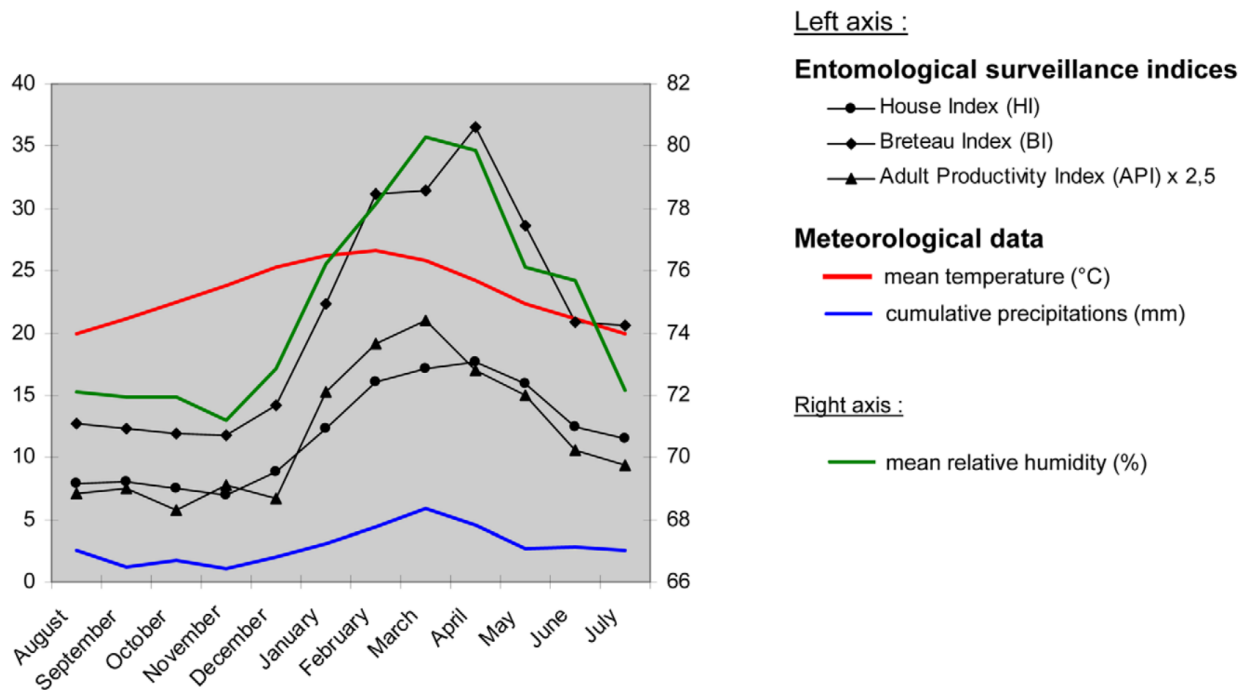


FIGURE 6.1 – Évolution saisonnière des indices mensuelles de surveillance entomologiques, et des données météorologiques à Nouméa (entre Aout 2000 et Juillet 2009).

La Dengue. Pour comprendre la dynamique temporelle et spatiale des épidémies de dengue en Nouvelle-Calédonie deux thèses ont été réalisées ces dernières années [Descloux, 2011; Teurlai, 2014]. Ces deux travaux ont permis de mettre en évidence des indices climatiques favorables à l'apparition d'une épidémie de dengue en Nouvelle-Calédonie. La dengue est une maladie vectorielle, c'est à dire qu'elle est transmise par un vecteur : le moustique. Le cycle de vie du moustique est étroitement lié aux conditions environnementales. Pour se reproduire le moustique doit pondre ses œufs dans des gîtes larvaires : des réservoirs d'eau propres. Les précipitations sont donc à priori un facteur climatique important pour la reproduction du moustique. Deuxièmement, la durée du cycle gonotrophique du moustique diminue lorsque la température augmente, donc le taux de reproduction du moustique sera d'autant plus élevé que la température est haute. La température influe également sur le taux de réplication du virus au sein du moustique, plus la température est élevée plus ce taux sera fort. L'humidité relative est aussi une variable climatique qui influe fortement sur le cycle de vie du moustique, elle contrôle en partie la fécondité des femelles, le temps de développement embryonnaire et de survie des œufs ainsi que le taux de mortalité des femelles. En Nouvelle-Calédonie les épidémies de dengue ont un cycle saisonnier très marqué, avec un maximum se produisant entre janvier et mai (Fig. 6.1).

Les analyses statistiques entre les taux d'incidences des épidémies de dengue et les facteurs environnementaux font émerger 2 indices pour expliquer la probabilité d'apparition d'une épidémie de dengue : le nombre de jour en Jan-Fév-Mars ou la température maximale de l'air est supérieur à 32°C (TXge32) et le nombre de jour en Janvier ou les précipitations sont supérieures à 1mm.j⁻¹ (PRge1). La relation entre ces deux indices et les épidémies de dengue n'est pas linéaire. Si la valeur des deux paramètres est faible alors la probabilité d'apparition d'une épidémie de dengue est faible. En revanche si la valeur d'un des

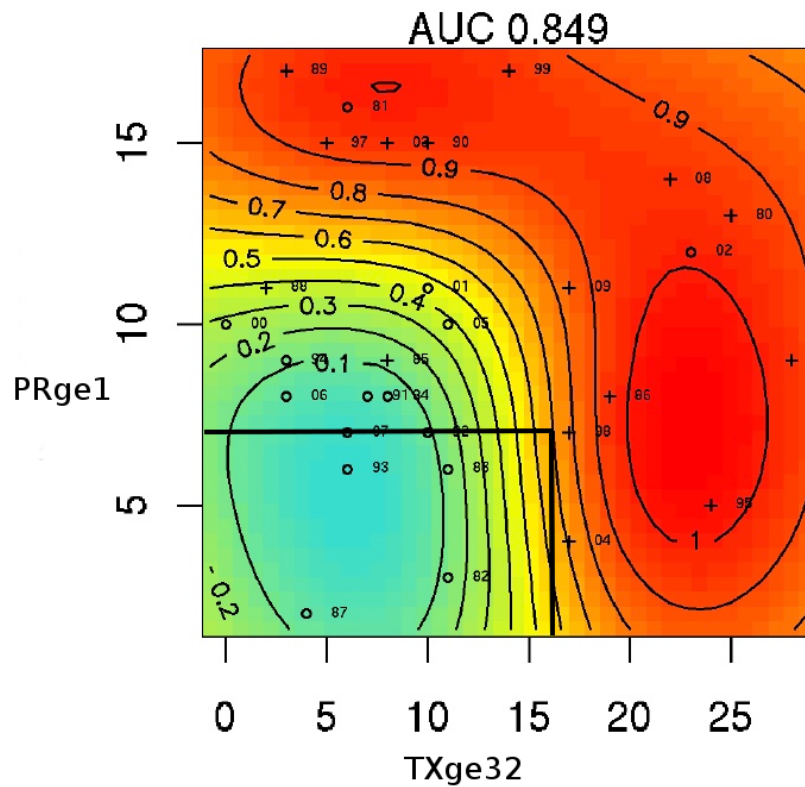


FIGURE 6.2 – Contours de probabilité d’apparition d’une épidémie de dengue expliquée par le modèle statistique en fonction des paramètres TXge32 et PRge1. Les croix représentent les années épidémiques et les cercles les années non-épidémiques.

deux paramètres augmentent la probabilité d’apparition d’une épidémie de dengue augmente (Fig. 6.2). Ce qui signifie qu’il n’est pas nécessaire d’avoir TXge32 et PRge1 élevés pour que la probabilité d’apparition d’une épidémie de dengue soit forte. D’après la simulation PD la valeur de TXge32 et PRge1 à Nouméa sont

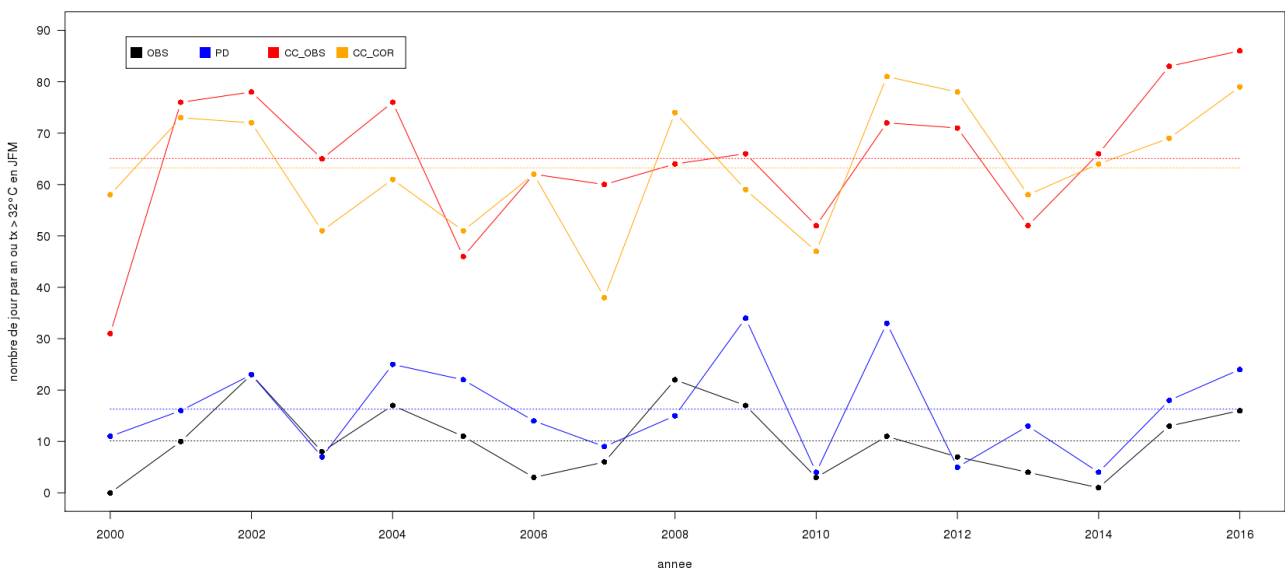


FIGURE 6.3 – Série temporelle du nombre de jours où la température est supérieure à 32°C durant les mois de Janvier-Février-Mars pour les observations (courbe noire), la simulation PD (courbe bleue), CC_OBS (courbe rouge) et CC_COR (courbe orange).

respectivement de 16 jours et 7 jours. La corrélation entre les observations et la simulation PD à Nouméa est de 0.65 (p-value=0.004) pour l’indice TXge32 (Fig. 6.3) et est non significative pour l’indice PRge1 (pas

montré). Dans ces conditions et d'après le modèle statistique présenté ci-dessus la probabilité d'apparition d'une épidémie de dengue est de 0.7 (droites noires Fig. 6.2). En revanche, à Nouméa dans les simulations CC la valeur de l'indice TXge32 augmente de 48 jours et la valeur de PRge1 diminue de 2 jours. Dans ces conditions la probabilité d'apparition des épidémies est probablement supérieure à 0.9 même si la figure 6.2 ne permet pas réellement de l'estimer.

Cette analyse n'est qu'exploratoire afin d'évaluer le potentiel de cette étude. Il serait d'ailleurs peut être plus judicieux d'ajouter l'anomalie de CC aux observations comme dans la méthode du pseudo réchauffement climatique, avant de projeter la probabilité d'apparition des épidémies en fonction de ces deux indices (TXge32 et PRge1).

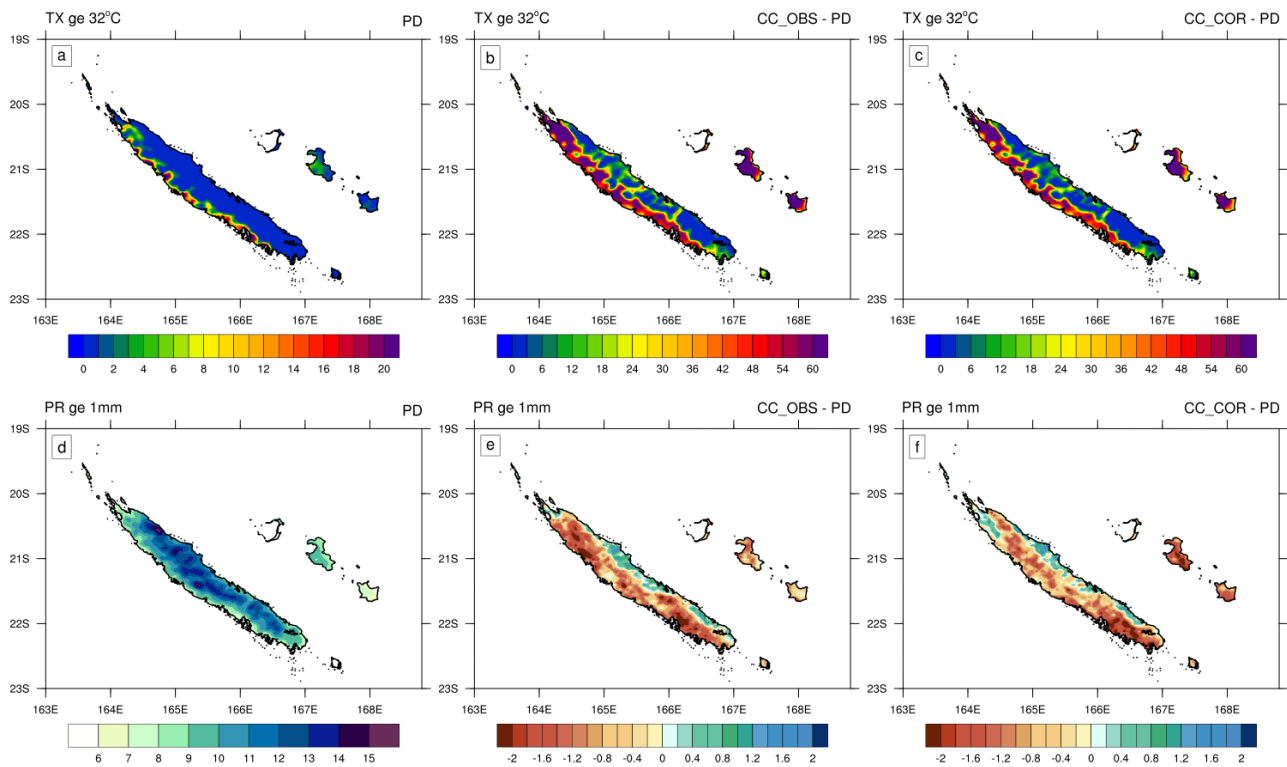


FIGURE 6.4 – (a) Moyenne de l'indice TXge32 dans la simulation PD; anomalie de l'indice TXge32 dans la simulation (b) CC_OBS et (c) CC_COR.
 (d) Moyenne de l'indice PRge1 dans la simulation PD; anomalie de l'indice PRge1 dans la simulation (b) CC_OBS et (c) CC_COR.

La Leptospirose. Comme pour la dengue les épidémies de Leptospirose sont fortement liées aux conditions environnementales. Les réservoirs principaux de la bactérie transmettant cette maladie sont les rongeurs, les chiens et les animaux de rente (porc, cheval, bovin, ...etc). Ces animaux excrètent la bactérie dans leur urine et contaminent ainsi les sols et les eaux. C'est par cette voie principalement que la transmission à l'Homme se fait. Le stage de Joséphine Larrieu a eu pour but de mettre en place un modèle statistique prédictif de ces épidémies en fonction des conditions environnementales. En Nouvelle-Calédonie, le meilleur modèle prédictif des épidémies est basé sur l'indice mesurant le nombre de jours ou les précipitations sont supérieures à 10mm.j^{-1} (Fig. 6.6). Intuitivement nous pourrions penser que c'est la quantité totale de pluie qui va influencer sur la probabilité d'apparition des épidémies. Cette étude révèle qu'en réalité ce sont les épisodes pluvieux intenses qui ont la plus forte influence. Au regard des résultats du chapitre 5, où l'on montre une augmentation des précipitations dans le régime 1, il serait intéressant de projeter ce modèle de prédiction d'épidémies dans les conditions environnementales futurs de nos simulations.

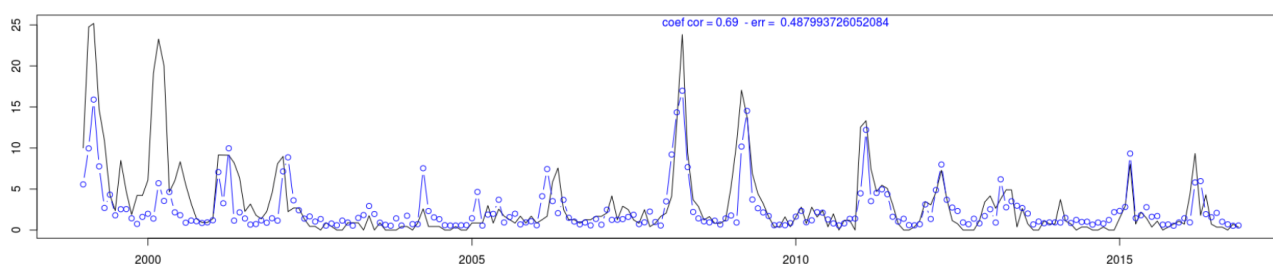


FIGURE 6.5 – Série temporelle de l'incidence de leptospirose en Nouvelle-Calédonie tirée des données (courbe noire) et prédite par le modèle statistique (courbe bleue).

Les fourmis invasives

Contexte. Les invasions biologiques figurent parmi les causes les plus importantes de la crise de biodiversité actuelle [Simberloff *et al.*, 2013]. Elles sont impliquées dans plus de la moitié des extinctions contemporaines et sont la cause unique d'un cinquième d'entre elles [Clavero & Garciaberthou, 2005]. Les fourmis font partie des espèces invasives les plus problématiques avec près de 200 espèces implantées en dehors de leur région native [Suarez *et al.*, 2010], et 19 espèces répertoriées comme hautement problématiques par l'Union internationale pour la conservation de la nature (UICN SSC Invasive Species Specialist Group 2012). Les espèces invasives de fourmis peuvent causer de nombreux dégâts, sur les écosystèmes mais aussi sur l'économie. Elles peuvent avoir un impact sur les productions agricoles (maraîchage, arboriculture, caféiculture) ; par exemple en Nouvelle-Calédonie l'espèce *Wasmannia* est en partie responsable de la baisse de production des plantations de café [Chazeau *et al.*, 2000]. De son côté le gouvernement australien a débloqué en 2017 410 millions de dollars australien sur 10 ans afin de lutter contre l'invasion que représente la fourmi rouge. Des études ont au préalable montré que l'invasion de cette fourmi pourrait coûter plus de 45 milliards de dollars australien sur 30 ans dans le seul Sud-Est du Queensland.

Les fourmis sont des espèces ectothermes, elles sont donc par définition sensibles aux changements de conditions environnementales. Depuis les années 2000 quelques études se sont concentrées sur l'impact du changement climatique sur les invasions biologiques [e.g. Bellard *et al.*, 2013; Thomas *et al.*, 2004; Thuiller, 2007], mais jusqu'à récemment aucune n'avait évalué le risque potentiel d'une invasion des fourmis à l'échelle de la planète. L'étude de Bertelsmeier *et al.* [2015] est venue combler cette lacune, et montre qu'à l'échelle du globe seulement 5 espèces sur les 15 modélisées devraient voir leurs zones s'étendre (jusqu'à environ +40%). En revanche les zones les plus touchées devraient être les régions tropicales et subtropicales, sièges des principaux "hotspots" de biodiversité comme la Nouvelle-Calédonie. La région Indo-Pacifique regroupe 11 des 25 "hotspots" de diversité de la planète ; et notre domaine de modélisation d01 compte 10 de ces 11 "hotspots", seul la Nouvelle Zélande est à l'extérieur à ce domaine.

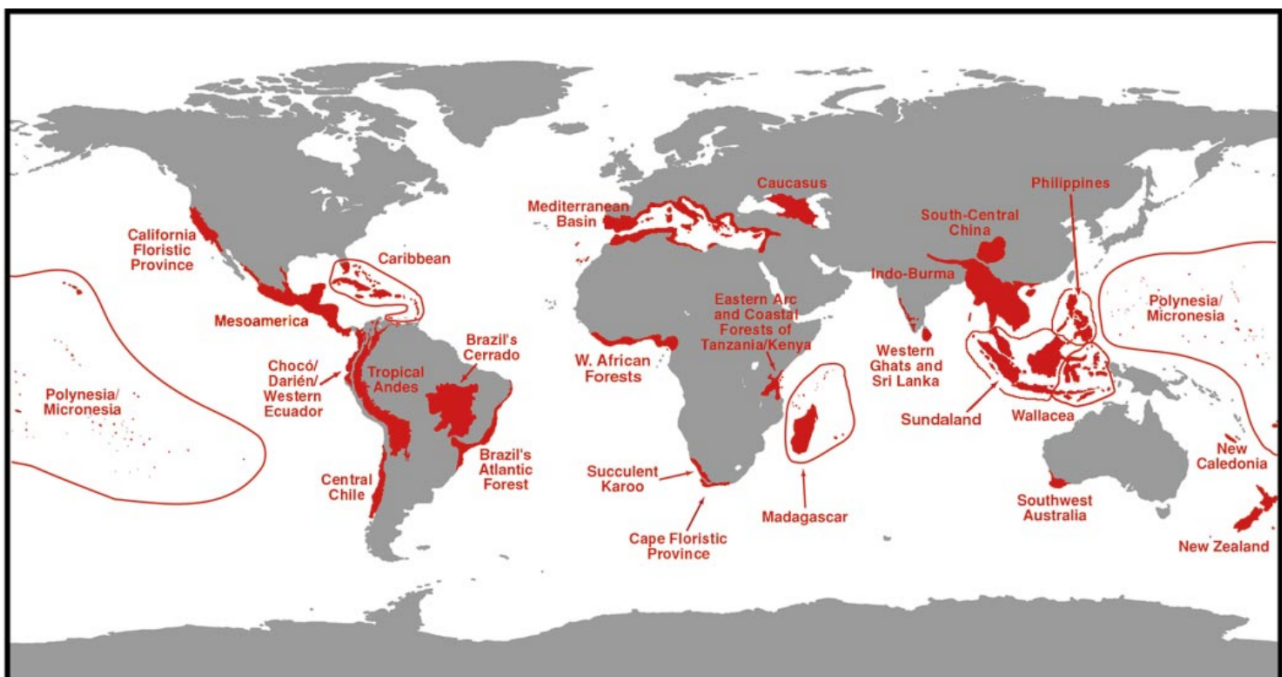


FIGURE 6.6 – Illustration des 25 hotspot de biodiversité. Figure tirée de Myers *et al.* [2000].

TABLEAU 6.1 – Liste des 20 espèces de fourmis modélisées, du nombre d'occurrences globale et dans le domaine d01.

Nom espèce	Occurrences globales	Occurrences domaine d01
Anoplolepisgracilipes	907	694 (77%)
Cardiocondylaemeryi	788	606 (77%)
Linepithemahumile	517	130 (25%)
Monomoriumfloricola	1562	1163 (74%)
Monomoriumpharaonis	2124	1526 (72%)
Nylanderiabourbonica	612	230 (38%)
Nylanderiaavaga	1790	1331 (74%)
Odontomachussimillimus	873	802 (92%)
Paratrechinalongicornis	5045	3461 (69%)
Pheidolemegacephala	2912	976 (34%)
Plagiolepisalluaudi	857	81 (9%)
Solenopsisgeminata	5913	5004 (85%)
Solenopsisinvicta	1772	112 (6%)
Tapinomamelanocephalum	2314	1693 (73%)
Technomyrmexalbipes	961	390 (41%)
Tetramoriumbicarinatum	1111	705 (63%)
Tetramoriumsimillimum	977	304 (31%)
Tetramoriumtonganum	1183	492 (42%)
Trichomyrmexdestructor	870	457 (53%)
Wasmanniaauropunctata	7890	7470 (95%)

A notre connaissance l'intégralité des études de modélisation sur la projection des zones d'invasions reposent sur les projections climatiques des modèles CMIP5. Dans cette thèse nous avons mis en évidence les biais de ces modèles (double ITCZ, langue d'eau froide, cyclogenèse), et nous avons consacré une large partie de ce travail à améliorer la robustesse de ces projections. Dans cette étude nous avons évalué la sensibilité des projections de la distribution des fourmis invasives aux biais des modèles CMIP5. Pour ce faire nous avons utilisé une base de données regroupant 20 espèces de fourmis répertoriées parmi les plus problématiques par le groupe "spécialisé sur les espèces invasives" ("Invasive Species Specialist Group" ; ISSG en anglais) de l'UICN ainsi que nos simulations atmosphériques du domaine d01.

Matériels et Méthodes. Notre base de données regroupe 20 espèces de fourmis, qui sont listées dans le tableau 6.1. Cette base de données a été construite par Hervé Jourdan à partir de données de terrain et de recherches bibliographiques. Elle a été soigneusement scrutée afin de supprimer les doublons ou les occurrences non-naturelles (serres, conservatoires naturels, etc...). Le nombre d'occurrences moyen par espèce est de 2049 à l'échelle du globe, et de 1381 pour notre domaine d01, mais il existe une très grande variabilité autour de cette moyenne, l'espèce *Plagiolepisalluaudi* par exemple ne comptabilise que 81 occurrences tandis qu'il y a 7470 occurrences pour l'espèce *Wasmanniaauropunctata* dans le domaine d01.

Nous avons utilisé les indicateurs bioclimatiques de la base de donnée Worldclim [Hijmans *et al.*, 2005]. Elle regroupe 19 indices bioclimatiques qui sont calculés à partir de 4 variables météorologiques (précipitation, température moyenne, maximale et minimale), pour 3 périodes (1960-1990, 2041-2060 et 2061-2080) et dans les 4 scénarios de GES (RCP2.6, 4.0, 6.0 et 8.5). L'interpolation sur une grille régulière globale a été réalisée à partir d'une base de données regroupant des milliers de stations météorologiques à travers le monde (Fig. 6.7). Cette méthode d'interpolation prend en compte comme paramètre la latitude, la longitude, et l'altitude [Hijmans *et al.*, 2005] et est appliquée à plusieurs grilles de résolutions différentes (10min, 5min, 2.5min et 30sec d'arc). Pour calculer les indices bioclimatiques pour les périodes 2041-2060 et 2061-2080

TABLEAU 6.2 – Liste et description des indices Bioclimatiques

Indice Bioclim	Description de l'indice	Calcul de l'indice (si nécessaire)
Bio1	Température annuelle moyenne	
Bio2	Ecart moyen diurne	Moyenne mensuelle de (Tmax-Tmin)
Bio3	"Isothermality"	(BIO2/BIO7)*100
Bio4	Saisonnalité des températures	Déviation standard *100
Bio5	Température max du mois le plus chaud	
Bio6	Température min du mois le plus froid	
Bio7	Ecart annuel des températures	Bio5-Bio6
Bio8	Température moyenne du trimestre le plus humide	
Bio9	Température moyenne du trimestre le plus sec	
Bio10	Température moyenne du trimestre le plus chaud	
Bio11	Température moyenne du trimestre le plus froid	
Bio12	Précipitation annuelle	
Bio13	Précipitation du mois le plus humide	
Bio14	Précipitation du mois le plus sec	
Bio15	Saisonnalité des précipitations	
Bio16	Précipitation moyenne du trimestre le plus humide	
Bio17	Précipitation moyenne du trimestre le plus sec	
Bio18	Précipitation moyenne du trimestre le plus chaud	
Bio19	Précipitation moyenne du trimestre le plus froid	

la méthode du pseudo réchauffement climatique a été utilisé. Pour chaque modèle CMIP5, la climatologie mensuelle des anomalies futur - présent des 4 variables météorologiques est d'abord calculée, puis elle est interpolée sur la même grille que les observations afin de pouvoir ajouter les deux champs. Les 19 indices bioclimatiques sont résumés tableau 6.2. Les projections futures réalisées avec les données climatiques des modèles CMIP5 seront nommées "CC_CMIP5", et les projections présentes "PD".

Dans le cadre de nos simulations WRF nous avons utilisé la même méthodologie. Nous avons calculé la climatologie mensuelle des anomalies entre la simulation CC_COR_{ZM} et PD_{ZM} des 4 variables météorologiques, puis nous avons interpolé cette climatologie sur la grille des données Worldclim. Enfin nous avons ajouté cette anomalie aux données Worldclim. Les projections futures faites avec les données climatiques du modèle WRF seront nommées "CC_WRF" dans la suite.

Dans la suite nous avons utilisé 6 indices bioclimatiques (Bio2, Bio6, Bio8, Bio9, Bio16, Bio17), qui ont été sélectionnés par Hervé Jourdan à partir des connaissances physiologiques que nous avons sur les fourmis. En d'autres termes ces 6 variables sont à priori les plus susceptibles de modifier les aires de répartition des fourmis.

Les modèles de distribution d'espèces (Species distribution models ; SDMs en anglais) associent des indicateurs environnementaux à des occurrences d'espèces afin de prédire les régions à fortes et faibles probabilité de présence. Cette méthode suppose que la niche de l'espèce reste inchangée dans l'espace et dans le temps. Cette hypothèse est en partie erronée notamment lorsqu'on s'intéresse aux espèces invasives. Il a été montré qu'il peut y avoir des évolutions rapides chez ces espèces qui conduisent une niche invasive à être différente de la niche native [Gallagher *et al.*, 2010]. C'est pourquoi dans notre base de données nous considérons l'ensemble des occurrences afin d'avoir l'ensemble des conditions environnementales dans lesquelles ces espèces vivent. Dans le cas contraire nous sous-estimerions le champ des possibles ce qui mènerait probablement à une erreur dans les projections.

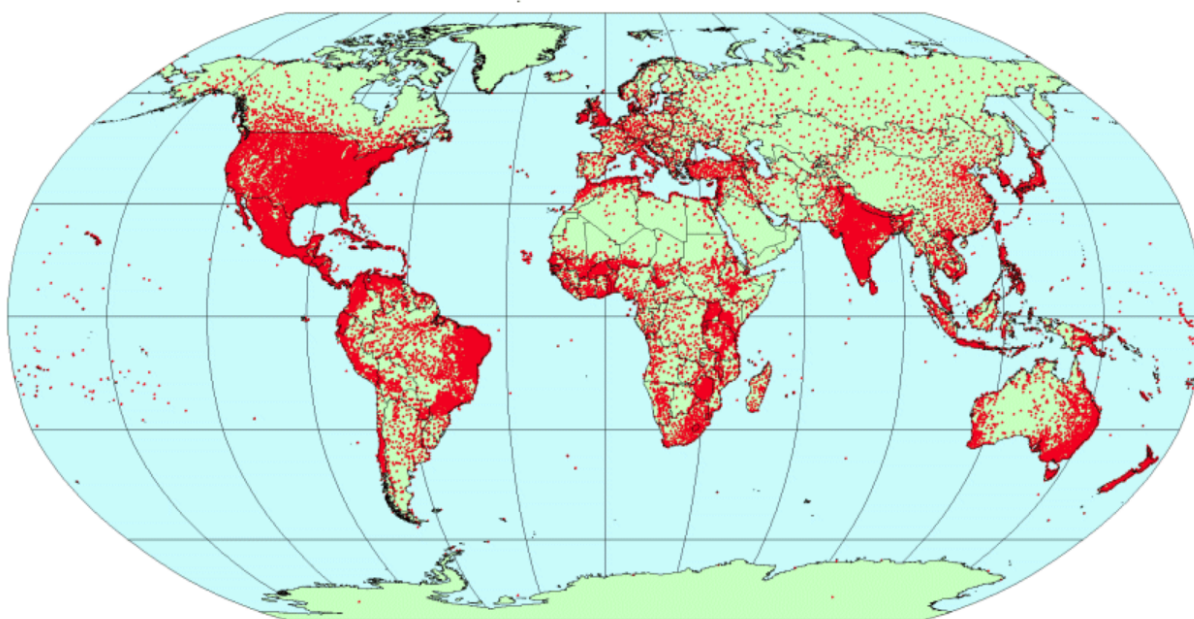


FIGURE 6.7 – Position des stations météorologiques à travers le monde utilisée dans la base données Worldclim. 47 554 stations pour les précipitations, 24 542 stations pour les températures et 14 930 stations pour les températures maximales et minimales. Figure extraite de Hijmans *et al.* [2005].

Nous avons utilisé trois modèles différents d'apprentissage automatique (machine learning en anglais) afin de construire un modèle consensuel :

- Machine à Vecteur de Support (Support Vector Machine, SVM en anglais)
- Arbre de classification (classification tree en anglais)
- Gradient boosting

Une des limitations de la modélisation est le nombre de projections, une pour chaque paramètre (GES, algorithmes, GCMs). Afin de limiter ce nombre nous avons décidé d'utiliser la moyenne multi-modèle CMIP5 pour la projection des variables climatiques, et une prévision consensuelle. Le principe des prévisions consensuelles consiste à séparer le signal du «bruit» associé aux erreurs et aux incertitudes des modèles individuels, en prenant l'intersection des zones favorables (probabilité supérieure à 0.5) prédites par chacun des algorithmes [Araujo & New, 2007]. Afin de pouvoir comparer les prévisions faites avec la moyenne multi-modèle CMIP5 et celles avec nos simulations nous avons considéré un seul scénario de GES (RCP8.5) et une seule période (2061-2080).

Résultats préliminaires. La figure 6.8 représente la surface de répartition (nombre de pixels) de chaque espèce ainsi que leur évolution pour les projections futurs. Sur la période présente (PD) la surface occupée par chaque espèce est très variable. Cinq espèces ont des aires de répartition dépassant 20 000 pixels, tandis que pour 11 espèces cette surface est inférieure à 10 000 pixels. L'espèce la plus étendue est *Paratrechinalongicornis* avec une surface atteignant 37 906 pixels, et l'espèce la moins étendue est *Plagiolepisalluaudi* avec une surface inférieure à 1 000 pixels. L'évolution de ces surfaces est également très variable, l'espèce *Solenopsisgeminata* subit la plus forte régression (-21 000 pixels), tandis que *Tetramoriumtonganum* a la plus forte expansion (+11 000 pixels). La somme de l'évolution des surfaces de répartition de ces 20 espèces régresse de 3 705 pixels (~1.5%), soit une diminution de 185 pixels par espèce en moyenne, dans la projection CC_WRE.

En valeur relative *Tetramoriumtonganum* a la plus forte expansion (+151%) et *Solenopsisgeminata* la

plus forte régression (-63%). Qualitativement la même tendance est trouvée entre CC_WRF et CC_CMIP5 pour 18 espèces sur 20 (Fig. 6.8b) ce qui révèle que la tendance due au réchauffement climatique est robuste. Cette tendance diverge seulement pour deux espèces (*Solenopsisinvicta* et *Wasmanniaauropunctata*), mais les taux de variation de la surface de répartition de ces deux espèces sont très faibles (inférieure à 10%).

Quantitativement cette fois-ci, la différence moyenne des surfaces de répartition entre les projections CC_WRF et CC_CMIP5 (12%) est du même ordre de grandeur que la variation due à la perturbation climatique (38 % pour CC_WRF - PD et 34% pour CC_CMIP5 - PD). Pour 9 espèces la différence entre CC_WRF et CC_CMIP5 est supérieure à la variation entre CC_WRF - PD et/ou CC_CMIP5 - PD. Ce dernier résultat souligne la sensibilité des projections aux biais climatiques, puisque les variations de surface de répartition dues à ces biais sont presque aussi importantes que les changements dus au réchauffement climatique. Des simulations climatiques robustes sont donc nécessaires pour estimer de manière fiable la projection des aires de répartition des fourmis invasives.

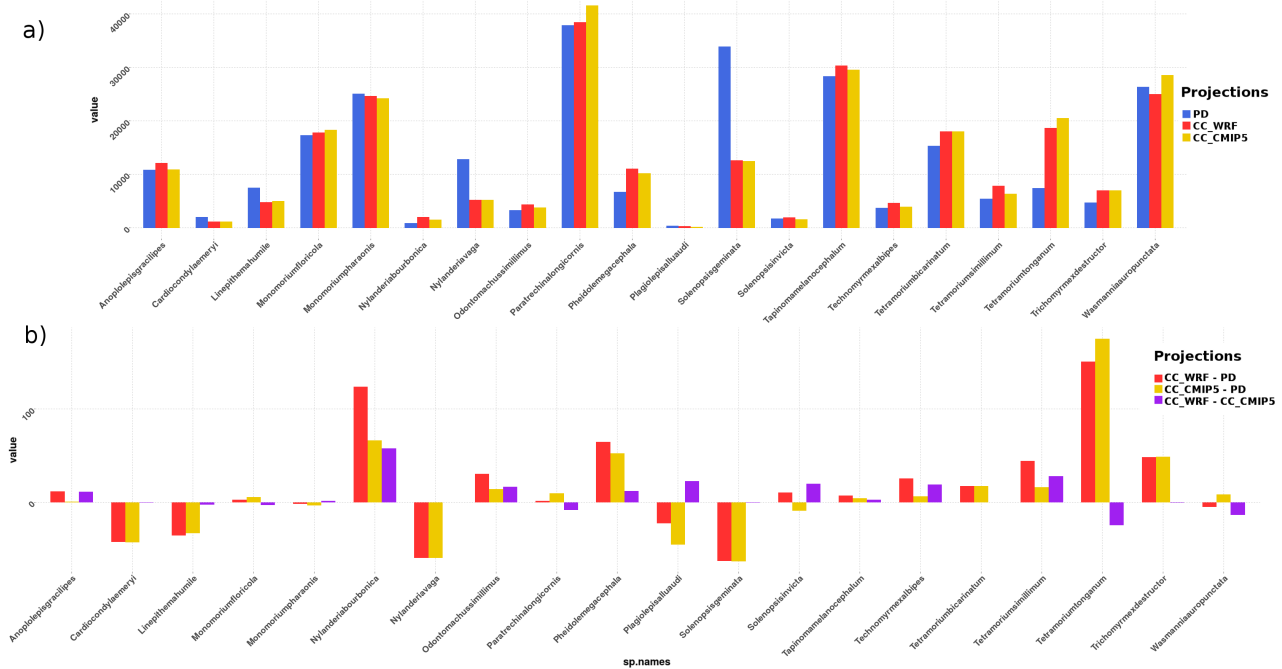


FIGURE 6.8 – (a) Surface de répartition (en nombre de pixels) pour chaque espèce dans PD (bleu) CC_WRF (rouge) et CC_CMIP5 (jaune).

(b)Évolution de la surface de répartition (en %) de chaque espèce entre les projections CC_WRF - PD (rouge), CC_CMIP5 - PD (jaune) et CC_WRF - CC_CMIP5 (violet).

L'une des problématiques de l'invasion biologique est la multiplication d'espèces dangereuses au même endroit. Intuitivement il est logique de penser que deux espèces invasives au même endroit sont plus problématiques qu'une seule. Pour mesurer cet indice nous avons compté le nombre d'espèces présentes dans chaque région (Fig. 6.9a) puis nous avons évalué les régions où ce nombre d'espèces augmentent ou diminuent (Fig. 6.9b) et les différences entre nos deux projections futurs (Fig 6.9c).

Les îles du Pacifique Sud regroupent le plus grand nombre d'espèces, avec plus de 15 espèces à Fidji, au Vanuatu ou en Nouvelle-Calédonie. L'Indonésie, la Papouasie-Nouvelle Guinée, les îles Salomon, ainsi que l'Amérique centrale présentent également un fort regroupement avec plus de 10 espèces présentes. Les projections CC_WRF prédisent une augmentation très importante du nombre d'espèce en Amazonie et dans l'extrême Sud-Est de la Chine, tandis que la baisse la plus forte est enregistrée en Amérique centrale.

Les différences entre CC_WRF et CC_CMIP5 (Fig 6.9b) ressemblent fortement aux variations entre CC_WRF et PD (Fig 6.9c) ce qui souligne que les variations entre CC_CMIP5 et PD sont faibles (pas montré). Cette analyse révèle une nouvelle fois la forte sensibilité des résultats aux patrons de réchauffement utilisés pour les projections.

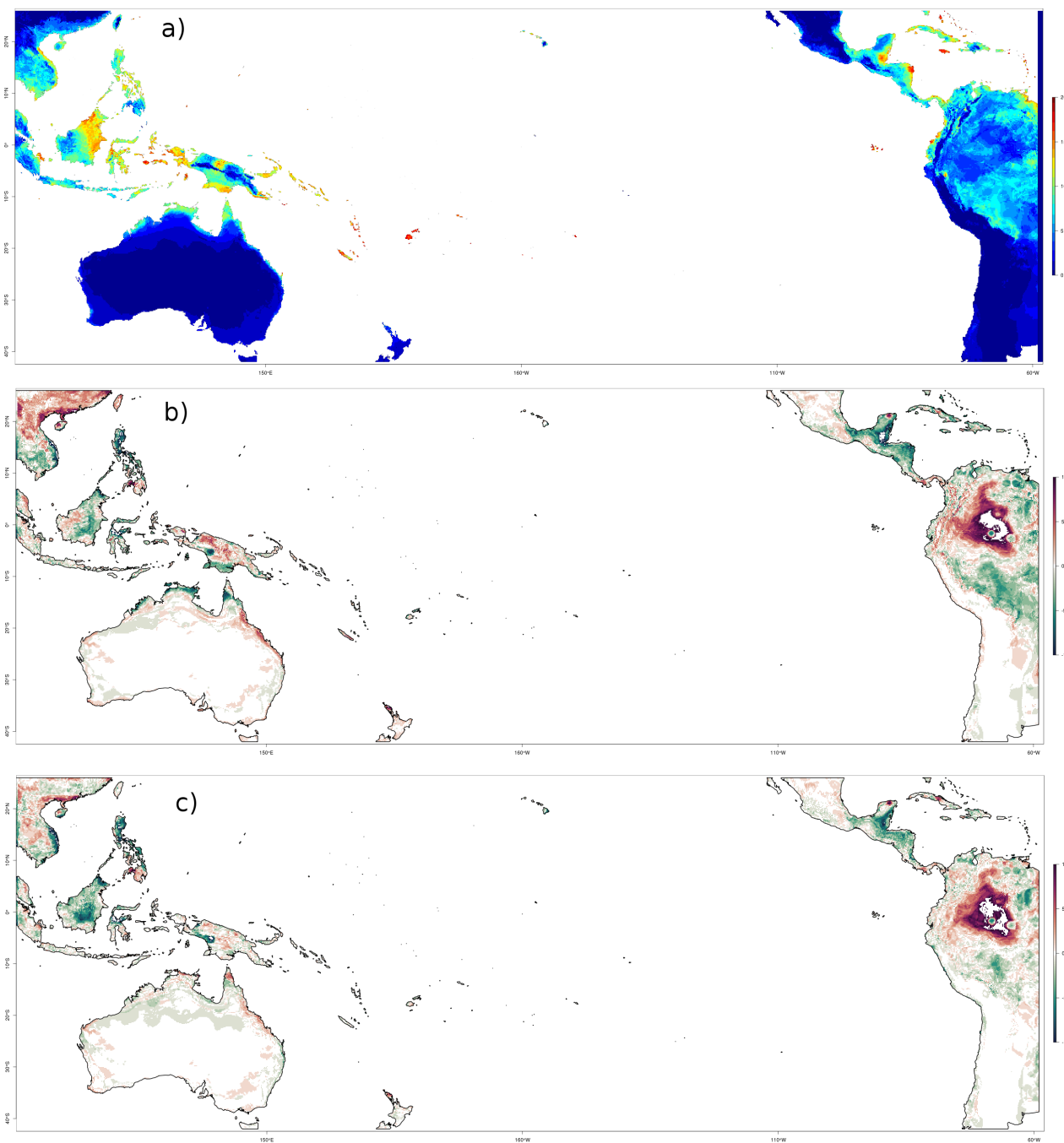


FIGURE 6.9 – (a) Nombre d'espèces de fourmis par pixel. Évolution du nombre d'espèces de fourmis par pixel (b) CC_WRF-PD, (c) CC_WRF-CC_CMIP5.

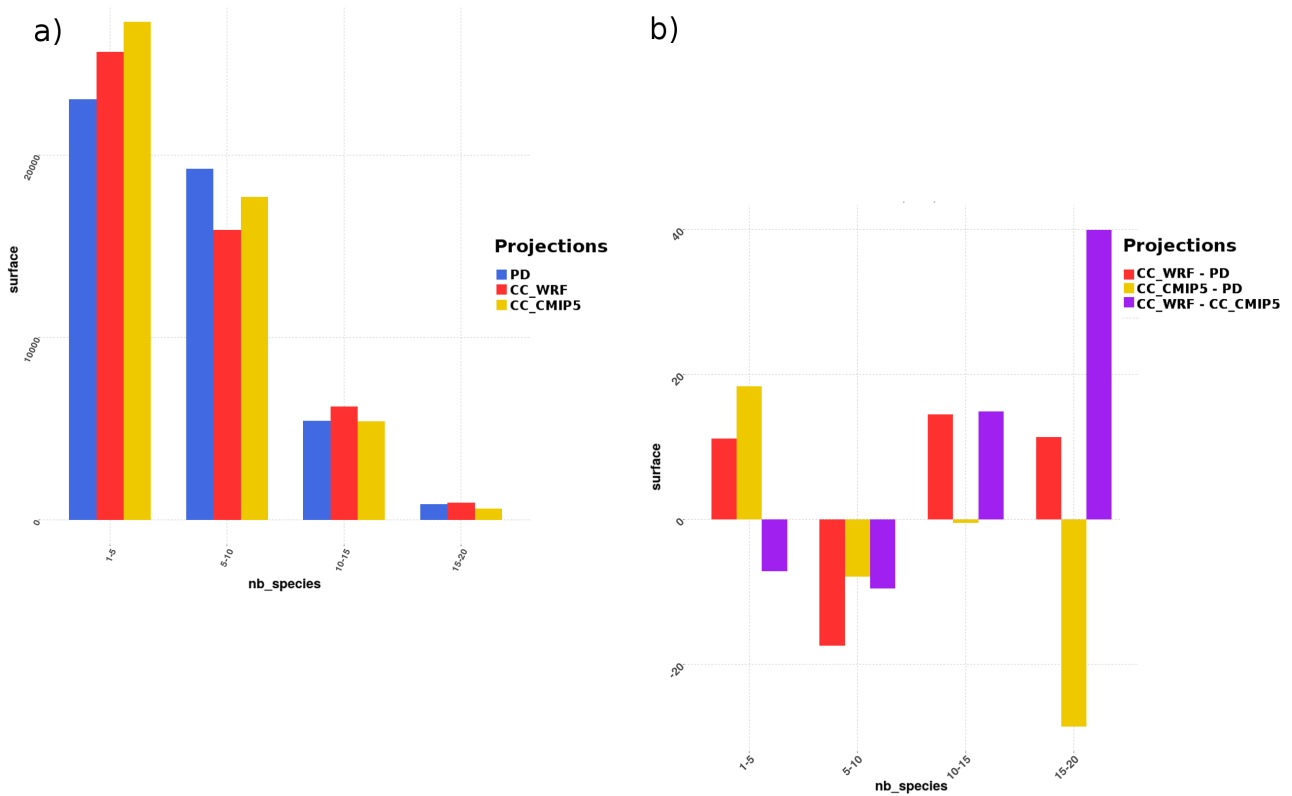


FIGURE 6.10 – (a) Surface de répartition (en nombre de pixels) pour chaque classe dans PD (bleu) CC_WRF (rouge) et CC_CMIP5 (jaune). (b) Évolution (en pourcentage) de la surface de répartition entre CC_COR PD (rouge), CC_CMIP5 PD (jaune) et CC_COR - CC_CMIP5 (violet).

Enfin pour mieux quantifier ces variations nous avons formé 4 classes ("1-5", "5-10", "10-15", "15-20"), correspondant au nombre d'espèces colocalisés. Pour chacune de ces 4 classes nous avons calculé les variations de surface, de manière similaire à ce qui a été fait précédemment (Fig. 6.10). La classe "1-5" est la plus étendue avec ~23 000 pixels, tandis que la classe "15-20" est la moins étendue avec moins de 1 000 pixels (barres bleues Fig. 6.10a). Les projections révèlent une augmentation de la surface pour les classes "1-5" et "10-15" et une diminution pour les classes "5-10" et "15-20" (barres rouges et jaunes Fig. 6.10a). Pour les deux premières classes la tendance est similaire entre la projection CC_WRF et CC_CMIP5, mais diverge pour les classes "10-15" et "15-20" (barres rouges et jaunes Fig. 6.10b). Qualitativement la variation CC_WRF PD et/ou CC_CMIP5 PD (barres rouges et jaunes Fig. 6.10b) est du même ordre de grandeur que la différence CC_WRF - CC_CMIP5 (barres violettes Fig. 6.10b). Pour conclure, les biais des modèles CMIP5 semblent avoir ici aussi une influence importante sur les projections.

Discussions. Dans cette étude nous avons considéré 6 indices bioclimatiques, qui ont été sélectionnés d'après l'expertise d'Hervé Jourdan. Dans une approche mécanistique il semble cohérent de choisir ces indices puisqu'ils sont les plus pertinents pour décrire la réponse physiologique des fourmis aux perturbations climatiques. Dans une étude statistique il parait en revanche difficile de s'affranchir d'une méthode de sélection de variables, afin de sélectionner les variables produisant les meilleurs scores de prédiction. Pour ce faire nous avons calculé toutes les combinaisons possibles ($C_n^k = n! / (k! \times (n - k)!)$) de 1 à 4 (k) variables parmi les 20 (n) indices bioclimatiques. Pour chacune de ces combinaisons et pour chaque espèce nous avons calculé la performance de deux modèles (arbre de classification et gradient boosting) à partir d'un algorithme de validation croisée. Le modèle apprend sur les 2/3 des données et prédit sur le tiers restant, et la performance du modèle est évalué à partir l'aire sous la courbe ROC (Receiver Operating Character-

ristic). Cette analyse révèle que les performances du modèle sont peu affectées par le nombre de variables considérées (Fig. 6.11). Les meilleures combinaisons de 2, 3 et 4 variables présentent des performances similaires (AUC supérieur à 0.97), en revanche il y a un très grand nombre de combinaisons à 4 variables qui présentent de bonne performance par rapport aux combinaisons à 2 ou 3 variables. Par conséquent une sélection aléatoire de 4 variables aurait une probabilité beaucoup plus forte de donner des bonnes performances qu'une sélection à 3 variables. Enfin la comparaison entre les deux modèles révèle que l'arbre de classification est moins performant que le modèle "gradient boosting" pour prédire la répartition des fourmis invasives.

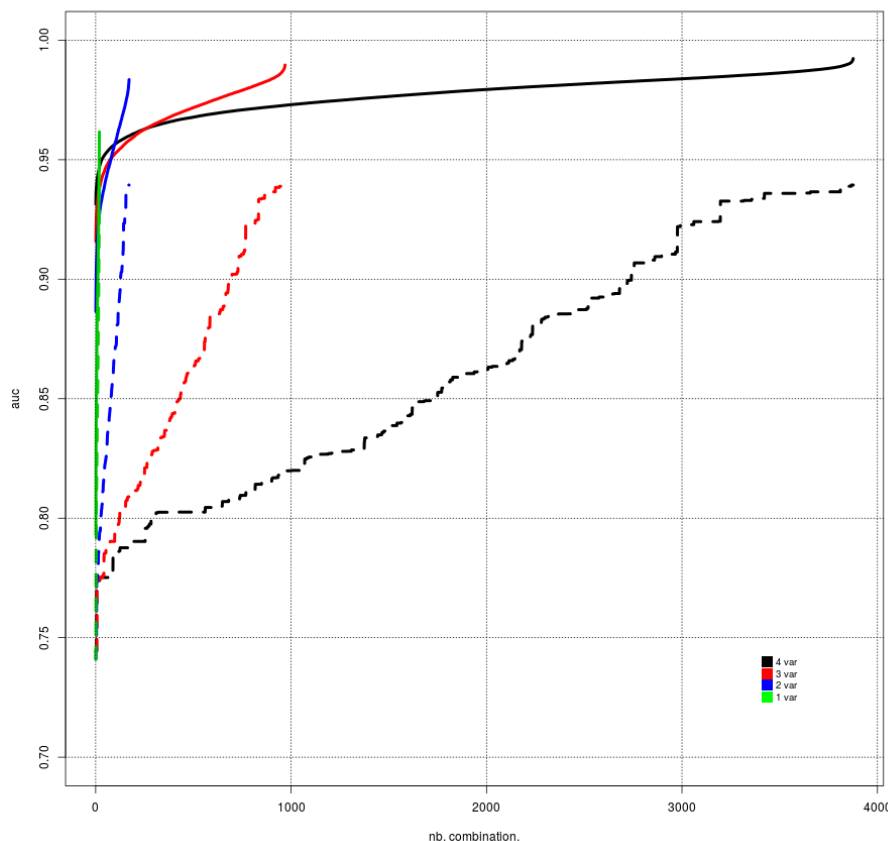


FIGURE 6.11 – Performance du modèle "gradient boosting" (trait plein) et de l'arbre de classification (trait pointillé) pour l'ensemble des combinaisons de 1 (vert), 2 (bleu), 3 (rouge) et 4 (noir) variables parmi les 20 indices bioclimatiques. Cette performance est calculée comme l'AUC de la courbe ROC.

Il est fréquent dans la littérature sur les invasions biologiques d'évaluer quels sont les paramètres qui expliquent en premier lieu la distribution de ces espèces. Il a été montré qu'un climat favorable est le premier facteur expliquant la présence des espèces [Roura-Pascual *et al.*, 2011] et que le changement climatique et le changement dans l'utilisation des terres sont les deux premiers facteurs expliquant la modification de la répartition de ces espèces [Thuiller, 2007]. Dans ce cadre là il est logique de vouloir estimer les changements du au réchauffement climatique dans plusieurs scénarios et à plusieurs périodes. Mais aucune étude à ma connaissance ne s'est penchée sur la sensibilité de ces projections aux biais des modèles de climat. Nous montrons ici que la sensibilité des projections à ces biais peut être aussi importante que la variation du au réchauffement climatique. Dans notre travail nous nous sommes limités aux fourmis invasives, mais il est probable que cette conclusion s'étende à un grand nombre d'autre espèces invasives.

6.3 Références

- Araujo, M., & New, M. 2007. Ensemble forecasting of species distributions. *Trends in ecology & evolution*, **22**(1), 42–47. [152](#)
- Bellard, Celine, Thuiller, Wilfried, Leroy, Boris, Genovesi, Piero, Bakkenes, Michel, & Courchamp, Franck. 2013. Will climate change promote future invasions? *Global change biology*, **19**(12), 3740–3748. [149](#)
- Bertelsmeier, Cleo, Luque, Gloria M., Hoffmann, Benjamin D., & Courchamp, Franck. 2015. Worldwide ant invasions under climate change. *Biodiversity and conservation*, **24**(1), 117–128. [149](#)
- Cai, Wenju, Lengaigne, Matthieu, Borlace, Simon, Collins, Matthew, Cowan, Tim, McPhaden, Michael J., Timmermann, Axel, Power, Scott, Brown, Josephine, Menkes, Christophe, Ngari, Arona, Vincent, Emmanuel M., & Widlansky, Matthew J. 2012. More extreme swings of the South Pacific convergence zone due to greenhouse warming. *Nature*, **488**(7411), 365–369. [139](#), [143](#)
- Chazeau, Jean, Potiaroa, Tana, Bonnet de Larbogne, Lydia, Konghouleux, Djoël, & Jourdan, Hervé. 2000. *Etude de la "fourmi électrique" Wasmannia auropunctata (Roger) en Nouvelle-Calédonie : expressions de l'invasion, moyens d'une maîtrise de la nuisance en milieu agricole, praticabilité d'une préservation des milieux naturels*. Conventions : Science de la Vie 10. IRD. [149](#)
- Chung, Christine T. Y., & Power, Scott B. 2016. Modelled impact of global warming on ENSO-driven precipitation changes in the tropical Pacific. *Climate dynamics*, **47**(3-4), 1303–1323. [143](#)
- Chung, Christine T. Y., Power, Scott B., Arblaster, Julie M., Rashid, Harun A., & Roff, Gregory L. 2014. Nonlinear precipitation response to El Niño and global warming in the Indo-Pacific. *Climate dynamics*, **42**(7-8), 1837–1856. [143](#)
- Clavero, M., & Garcíaberthou, E. 2005. Invasive species are a leading cause of animal extinctions. *Trends in ecology & evolution*, **20**(3), 110–110. [149](#)
- Descloux, Elodie. 2011 (Dec.). *Dynamique moléculaire et épidémique du virus de la dengue dans différents écosystèmes*. Pathologie Humaine, Aix-Marseille. [145](#)
- Evans, J. P., Bormann, K., Katzfey, J., Dean, S., & Arritt, R. 2016. Regional climate model projections of the South Pacific Convergence Zone. *Climate dynamics*, **47**(3-4), 817–829. [143](#)
- Gallagher, Rachael V., Beaumont, Linda J., Hughes, Lesley, & Leishman, Michelle R. 2010. Evidence for climatic niche and biome shifts between native and novel ranges in plant species introduced to Australia : Climate niches and exotic species. *Journal of ecology*, **98**(4), 790–799. [151](#)
- Hijmans, Robert J., Cameron, Susan E., Parra, Juan L., Jones, Peter G., & Jarvis, Andy. 2005. Very high resolution interpolated climate surfaces for global land areas. *International journal of climatology*, **25**(15), 1965–1978. [xv](#), [150](#), [152](#)
- Huang, Ping, & Ying, Jun. 2015. A Multimodel Ensemble Pattern Regression Method to Correct the Tropical Pacific SST Change Patterns under Global Warming. *Journal of climate*, **28**(12), 4706–4723. [138](#), [142](#)
- Kim, Hyeong-Seog, Vecchi, Gabriel A., Knutson, Thomas R., Anderson, Whit G., Delworth, Thomas L., Rosati, Anthony, Zeng, Fanrong, & Zhao, Ming. 2014. Tropical Cyclone Simulation and Response to CO2 Doubling in the GFDL CM2.5 High-Resolution Coupled Climate Model. *Journal of climate*, **27**(21), 8034–8054. [140](#)

- Knutson, Thomas R., Sirutis, Joseph J., Garner, Stephen T., Vecchi, Gabriel A., & Held, Isaac M. 2008. Simulated reduction in Atlantic hurricane frequency under twenty-first-century warming conditions. *Nature geoscience*, **1**(6), 359–364. [138](#)
- Lefèvre, Jérôme, Marchesiello, Patrick, Jourdain, Nicolas C., Menkes, Christophe, & Leroy, Anne. 2010. Weather regimes and orographic circulation around New Caledonia. *Marine pollution bulletin*, **61**(7-12), 413–431. [141](#)
- Leroy, Anne. 2006. *Utilisation des Prévisions Saisonnières en Nouvelle-Calédonie*. Note de la DP n 6. [141](#)
- Li, Gen, Xie, Shang-Ping, Du, Yan, & Luo, Yiyong. 2016. Effects of excessive equatorial cold tongue bias on the projections of tropical Pacific climate change. Part I : the warming pattern in CMIP5 multi-model ensemble. *Climate dynamics*, **47**(12), 3817–3831. [138](#), [139](#), [142](#), [143](#)
- McClean, Julie L., Bader, David C., Bryan, Frank O., Maltrud, Mathew E., Dennis, John M., Mirin, Arthur A., Jones, Philip W., Kim, Yoo Yin, Ivanova, Detelina P., Vertenstein, Mariana, Boyle, James S., Jacob, Robert L., Norton, Nancy, Craig, Anthony, & Worley, Patrick H. 2011. A prototype two-decade fully-coupled fine-resolution CCSM simulation. *Ocean modelling*, **39**(1-2), 10–30. [138](#)
- Myers, Norman, Mittermeier, Russell A., Mittermeier, Cristina G., da Fonseca, Gustavo A. B., & Kent, Jennifer. 2000. Biodiversity hotspots for conservation priorities. *Nature*, **403**(6772), 853–858. [xv](#), [149](#)
- Roura-Pascual, N., Hui, C., Ikeda, T., Leday, G., Richardson, D. M., Carpintero, S., Espadaler, X., Gomez, C., Guenard, B., Hartley, S., Krushelnycky, P., Lester, P. J., McGeoch, M. A., Menke, S. B., Pedersen, J. S., Pitt, J. P. W., Reyes, J., Sanders, N. J., Suarez, A. V., Touyama, Y., Ward, D., Ward, P. S., & Worner, S. P. 2011. Relative roles of climatic suitability and anthropogenic influence in determining the pattern of spread in a global invader. *Proceedings of the national academy of sciences*, **108**(1), 220–225. [156](#)
- Simberloff, Daniel, Martin, Jean-Louis, Genovesi, Piero, Maris, Virginie, Wardle, David A., Aronson, James, Courchamp, Franck, Galil, Bella, García-Berthou, Emili, Pascal, Michel, Pyšek, Petr, Sousa, Ronaldo, Tabacchi, Eric, & Vilà, Montserrat. 2013. Impacts of biological invasions : what's what and the way forward. *Trends in ecology & evolution*, **28**(1), 58–66. [149](#)
- Small, R. Justin, Bacmeister, Julio, Bailey, David, Baker, Allison, Bishop, Stuart, Bryan, Frank, Caron, Julie, Dennis, John, Gent, Peter, Hsu, Hsiao-ming, Jochum, Markus, Lawrence, David, Muñoz, Ernesto, diNezio, Pedro, Scheitlin, Tim, Tomas, Robert, Tribbia, Joseph, Tseng, Yu-heng, & Vertenstein, Mariana. 2014. A new synoptic scale resolving global climate simulation using the Community Earth System Model. *Journal of advances in modeling earth systems*, **6**(4), 1065–1094. [138](#)
- Suarez, A. V., McGlynn, T.P., & Tsutsui, N. D. (eds). 2010. Biogeographic and Taxonomic Patterns of Introduced Ants. *Pages 233–244 of : Suarez, A. V., McGlynn, T.P., & Tsutsui, N. D. (eds), Ant Ecology*. Oxford biology. Oxford : Oxford University Press. OCLC : ocn430496986. [149](#)
- Teurlai, Magali. 2014 (Dec.). *Modélisation multi-échelle de la dynamique spatiale de la Dengue : application à la Nouvelle-Calédonie et à la région Pacifique*. Informatique, Université Montpellier II - Sciences et Techniques du Languedoc. [145](#)
- Thomas, Chris D., Cameron, Alison, Green, Rhys E., Bakkenes, Michel, Beaumont, Linda J., Collingham, Yvonne C., Erasmus, Barend F. N., de Siqueira, Marinez Ferreira, Grainger, Alan, Hannah, Lee, Hughes,

- Lesley, Huntley, Brian, van Jaarsveld, Albert S., Midgley, Guy F., Miles, Lera, Ortega-Huerta, Miguel A., Townsend Peterson, A., Phillips, Oliver L., & Williams, Stephen E. 2004. Extinction risk from climate change. *Nature*, **427**(6970), 145–148. [149](#)
- Thuiller, Wilfried. 2007. Climate change and the ecologist : Biodiversity. *Nature*, **448**(7153), 550–552. [149](#), [156](#)
- van der Wiel, Karin, Matthews, Adrian J., Joshi, Manoj M., & Stevens, David P. 2016. Why the South Pacific Convergence Zone is diagonal. *Climate dynamics*, **46**(5-6), 1683–1698. [142](#)
- Walsh, Kevin J.E., McBride, John L., Klotzbach, Philip J., Balachandran, Sethurathinam, Camargo, Suzana J., Holland, Greg, Knutson, Thomas R., Kossin, James P., Lee, Tsz-cheung, Sobel, Adam, & Sugi, Masato. 2016. Tropical cyclones and climate change : Tropical cyclones and climate change. *Wiley interdisciplinary reviews : Climate change*, **7**(1), 65–89. [140](#)
- Widlansky, Matthew J., Timmermann, Axel, Stein, Karl, McGregor, Shayne, Schneider, Niklas, England, Matthew H., Lengaigne, Matthieu, & Cai, Wenju. 2013. Changes in South Pacific rainfall bands in a warming climate. *Nature climate change*, **3**(4), 417–423. [142](#)
- Yoshida, Kohei, Sugi, Masato, Mizuta, Ryo, Murakami, Hiroyuki, & Ishii, Masayoshi. 2017. Future Changes in Tropical Cyclone Activity in High-Resolution Large-Ensemble Simulations : Future TC in Large-Ensemble Simulations. *Geophysical research letters*, **44**(19), 9910–9917. [140](#)
- Zhang, Chunxi, & Wang, Yuqing. 2017. Projected Future Changes of Tropical Cyclone Activity over the Western North and South Pacific in a 20-km-Mesh Regional Climate Model. *Journal of climate*, **30**(15), 5923–5941. [140](#)
- Zhao, Ming, & Held, Isaac M. 2012. TC-Permitting GCM Simulations of Hurricane Frequency Response to Sea Surface Temperature Anomalies Projected for the Late-Twenty-First Century. *Journal of climate*, **25**(8), 2995–3009. [140](#)

Annexe A

Annexes

A.1 Tableaux annexes

Liste des indices d'extrêmes calculés par ClimPACT2						
Nom	Nom complet	Definition	Description	Unités	Résolution	Secteurs
FD	Frost Days	Nombre de jours où $TN < 0^{\circ}C$	Nombre de jour où la température minimum est inférieure à $0^{\circ}C$.	Jours	Mens./An.	H, AFS
TNlt2	TN inférieure à $2^{\circ}C$	Nombre de jours où $TN < 2^{\circ}C$.	Nombre de jours où la température minimum est inférieure à $2^{\circ}C$.	Jours	Mens./An.	AFS
TNltm2	TN inférieure à $-2^{\circ}C$	Nombre de jours où $TN < -2^{\circ}C$.	Nombre de jours où la température minimum est inférieure à $-2^{\circ}C$	Jours	Mens./An.	AFS
TNltm20	TN inférieure à $-20^{\circ}C$	Nombre de jours où $TN < -20^{\circ}C$	Nombre de jours où la température minimum est inférieure à $-20^{\circ}C$.	Jours	Mens./An.	H, AFS
ID	Ice Days	Nombre de jours où $TX < 0^{\circ}C$.	Nombre de jour où la température maximum est inférieure à $0^{\circ}C$.	Jours	Mens./An.	H, AFS
SD	Summer Days	Nombre de jours où $TX > 25^{\circ}C$.	Nombre de jour où la température maximum est supérieure à $25^{\circ}C$.	Jours	Mens./An.	H
TR	Tropical Nights	Nombre de jours où $TN > 20^{\circ}C$.	Nombre de jour où la température minimum est supérieure à $20^{\circ}C$.	Jours	Mens./An.	H
GSL	Growing Season Length	Nombre annuel de jours entre la première occurrence de 6 jours consécutifs avec $TM > 5^{\circ}C$ et la première occurrence de 6 jours consécutifs avec $TM > 5^{\circ}C$.	Durée de la période pendant laquelle les plantes poussent.	Jours	An.	AFS

Nom	Nom complet	Definition	Description	Unités	Résolution	Secteurs
TXx	TX maximum	TX la plus élevée.	Journée la plus chaude.	°C	Mens./An.	AFS
TNn	TN minimum	TN la plus faible.	Nuit la plus froide.	°C	Mens./An.	AFS
TXn	TX minimum	TX la moins élevée.	Journée la plus froide.	°C	Mens./An.	AFS
TNx	TN maximum	TN la plus élevée.	Nuit la plus chaude.	°C	Mens./An.	AFS
TX10p	Quantité de jours froids	Pourcentage des jours où $TX < 10^{em}$ centile.	Fraction des jours "froids".	°C	Mens./An.	AFS
TX90p	Quantité de jours chauds	Pourcentage des jours où $TX > 90^{em}$ centile.	Fraction des jours "chauds".	°C	Mens./An.	AFS
TN10p	Quantité de nuits froides	Pourcentage des jours où $TN < 10^{em}$ centile.	Fraction des nuits "froides".	°C	Mens./An.	AFS
TN90p	Quantité de nuits chaudes	Pourcentage des jours où $TN > 90^{em}$ centile.	Fraction des nuits "chaudes".	°C	Mens./An.	AFS
WSDI	Warm Spell Duration Indicator	Nombre annuel de jours contribuant aux événements où au minimum 6 jours consécutifs présentent une $TX > 90^{em}$ centile.	Nombre de jours annuel contribuant à une période de chaleur. Les périodes de chaleur doivent être au minimum de 6 jours.	Jours	An.	AFS
WSDId	WSDI personnalisable	Nombre annuel de jours contribuant aux événements où au minimum d jours consécutifs présentent une $TX > 90^{em}$ centile.	Nombre de jours annuel contribuant à une période de chaleur. Les périodes de chaleur doivent être au minimum de d jours.	Jours	An.	AFS
CSDI	Cold Spell Duration Indicator	Nombre annuel de jours contribuant aux événements où au minimum 6 jours consécutifs présentent une $TN < 10^{em}$ centile.	Nombre de jours annuel contribuant à une période de froid. Les périodes de froid doivent être au minimum de 6 jours.	Jours	An.	AFS

Nom	Nom complet	Definition	Description	Unités	Résolution	Secteurs
CSDId	CSDI personnalisable	Nombre annuel de jours contribuant aux événements où au minimum d jours consécutifs présentent une TN $< 10^{em}$ centile.	Nombre de jours annuel contribuant à une période de froid. Les périodes de froid doivent être au minimum de d jours.	Jours	An.	AFS
TXgt50p	Fraction de jours avec une TX supérieure à la valeur médiane des TX.	Pourcentage du nombre de jours de la période considérée où la TX $> 50^{em}$ centile.	Fraction de jours avec une température supérieure à la médiane.	%	Mens./An.	H, AFS, WRH
TX95t	Seuil de jour chaud	Valeur du 95 ^{em} centile de TX.	Un seuil relatif avec lequel les jours présentant une TX supérieure à celui-ci peuvent être définis comme "très chaud".	°C	Journalier	H, AFS
TMge5	TM supérieure ou égale à 5°C	Nombre de jours où $TM \geq 5^{\circ}C$.	Nombre de jour où la température moyenne est supérieure ou égale à 5°C.	Jours	Mens./An.	AFS
TMI5	TM inférieure à 5°C	Nombre de jours où $TM < 5^{\circ}C$.	Nombre de jour où la température moyenne est inférieure à 5°C.	Jours	Mens./An.	AFS
TMge10	TM supérieure ou égale à 10°C	Nombre de jours où $TM \geq 10^{\circ}C$.	Nombre de jour où la température moyenne est supérieure ou égale à 10°C.	Jours	Mens./An.	AFS
TMI10	TM inférieure à 10°C	Nombre de jours où $TM < 10^{\circ}C$.	Nombre de jour où la température moyenne est inférieure à 10°C.	Jours	Mens./An.	AFS
TXge30	TX supérieure ou égale à 30°C	Nombre de jours où $TX \geq 30^{\circ}C$.	Nombre de jour où la température maximale est supérieure ou égale à 30°C.	Jours	Mens./An.	H, AFS

Nom	Nom complet	Definition	Description	Unités	Résolution	Secteurs
TXge35	TX supérieure ou égale à 35°C	Nombre de jours où $TX \geq 35^{\circ}C$.	Nombre de jour où la température maximale est supérieure ou égale à 35°C.	Jours	Mens./An.	H, AFS
TXdTNd	Période de jours et nuits chauds	Nombre annuel de périodes (de d jours minimum) pendant lesquelles $TX > 95^{em}$ centile et $TN > 95^{em}$ centile.	Nombre annuel de périodes de nuits et jours chauds. La durée minimum des périodes est personnalisable.	Nombre d'événements	An.	H, AFS, WRH
TXbdTNbd	Période de jours et nuits froids	Nombre annuel de périodes (de d jours minimum) pendant lesquelles $TX < 5^{em}$ centile et $TN < 5^{em}$ centile.	Nombre annuel de périodes de nuits et jours froids. La durée minimum des périodes est personnalisable.	Nombre d'événements	An.	H, AFS, WRH
DTR	Daily Temperature Range	Différence moyenne entre les TX et TN.	Plage moyenne des températures journalières.	°C	Mens./An.	x
HDDheatn	Degrés-jours de chauffage	Somme annuelle des ($n - TM$) où n est une température définie par l'utilisateur et $TM < n$.	Permet une estimation de la consommation d'énergie nécessaire au chauffage des bâtiments.	DJU	An.	H
CDDcoldn	Degrés-jours de climatisation	Somme annuelle des ($TM - n$) où n est une température définie par l'utilisateur et $TM > n$.	Permet une estimation de la consommation d'énergie nécessaire à la climatisation des bâtiments.	DJU	An.	H
GDDgrown	Degrés-jours de croissance	Somme annuelle des ($TM - n$) où n est une température définie par l'utilisateur et $TM > n$.	Permet une estimation des croissances végétales et animales.	DJU	An.	H, AFS
CDD	Jours secs consécutifs	Nombre maximum de jours secs (PR < 1mm) consécutifs.	Période sèche la plus longue.	Jours	Mens./An.	H, AFS, WRH

Nom	Nom complet	Definition	Description	Unités	Résolution	Secteurs
CDW	Jours humides consécutifs	Nombre maximum de jours humides (PR > 1mm) consécutifs.	Période humide la plus longue.	Jours	Mens./An.	H, AFS, WRH
R10mm	Nombre de jours de fortes pluies	Nombre de jours où PR ≥ 10 mm.	Nombre de jours où les PR sont supérieures ou égales à 10 mm.	Jours	Mens./An.	AFS, WRH
R20mm	Nombre de jours de très fortes pluies	Nombre de jours où PR ≥ 20 mm.	Nombre de jours où les PR sont supérieures ou égales à 20 mm.	Jours	Mens./An.	AFS, WRH
R30mm	Nombre de jours de pluies extrêmes	Nombre de jours où PR ≥ 30 mm.	Nombre de jours où les PR sont supérieures ou égales à 30 mm.	Jours	Mens./An.	AFS, WRH
PRCPTOT	Précipitations annuelles	Somme annuelle des PR > 1 mm.	Total annuel des précipitations des jours de pluie (PR > 1 mm).	mm	An.	AFS, WRH
R95p	Total annuel des précipitations des jours de très fortes pluies	Somme annuelle des PR > 95 ^{em} centile.	Précipitations annuelles des jours très pluvieux.	mm	An.	WRH
R99p	Total annuel des précipitations des jours de pluies extrêmes	Somme annuelle des PR > 99 ^{em} centile.	Précipitations annuelles des jours extrêmement pluvieux.	mm	An.	WRH
R95pTOT	Contribution des jours très pluvieux	$100 \times R95p / \text{PRCPTOT}$	Fraction des précipitations totales des jours de pluie qui vient des jours très pluvieux.	%	An.	AFS, WRH
R99pTOT	Contribution des jours extrêmement pluvieux	$100 \times R99p / \text{PRCPTOT}$	Fraction des précipitations totales des jours de pluie qui vient des jours extrêmement pluvieux.	%	An.	AFS, WRH
RXdday	Précipitations consécutives maximum	Maximum des précipitations cumulées sur une période de <i>d</i> jours.	Maximum des précipitations cumulées sur une période de longueur personnalisable.	mm	An.	AFS, WRH
SDII	Intensité des précipitations	Total annuel des PR > 1 mm / Nombre de jours de PR > 1 mm.	Moyenne des précipitations des jours de pluie.	mm/jour	An.	WRH

Nom	Nom complet	Definition	Description	Unités	Résolution	Secteurs
Rx1day	Précipitations maximum sur une période de 1 jour	PR maximum	Quantité maximum de précipitations tombées sur une période de 1 jour.	mm	Mens./An.	WRH
Rx5day	Précipitations maximum sur une période de 5 jours	Maximum des sommes des PR sur une période de 5 jours.	Quantité maximum de précipitations tombées sur une période de 5 jour.	mm	Mens./An.	WRH
SPI*	Standardised Precipitation Index	Mesure de la sécheresse en utilisant l'indice SPI sur des échelles de 3, 6 et 9 mois. Voir section 2.4.4.	Une mesure de la sécheresse spécifiée comme un déficit de précipitation.	[-]	3, 6, 12 month	H, AFS, WRH
SPEI*	Standardised Precipitation Evapotranspiration Index	Mesure de la sécheresse en utilisant l'indice SPEI sur des échelles de 3, 6 et 9 mois. Voir section 2.4.4.	Une mesure de la sécheresse estimée à partir des précipitations et de l'évaporation.	[-]	3, 6, 12 month	H, AFS, WRH
HW*	Indices de vagues de chaleur	3 définitions basées respectivement sur les 90 ^{em} centiles des TX et TN pour les deux premières, et sur la valeur de l'indice EHF (<i>Excess Heat Factor</i>) pour la troisième. Voir la section 2.4.2 pour plus de détails	5 aspects des vagues de chaleurs sont abordés (voir section 2.4.2 pour plus de détails).	Voir 2.4.2	An.	H, AFS, WRH

TABLEAU A.1 – Liste des indices d'extrêmes calculés par ClimPACT2. * : Indices considérés comme "complexes". Voir la section 2.4 pour plus de détails concernant ces indices.

A.2 Mass mortality events in atoll lagoons : environmental control and increased future vulnerability

Mass mortality events in atoll lagoons: environmental control and increased future vulnerability

SERGE ANDRÉFOUËT¹, CYRIL DUTHEIL^{1,2}, CHRISTOPHE E. MENKES², MARGOT BADOR³ and MATTHIEU LENGAINNE⁴

¹Institut de Recherche pour le Développement, UR 227 CoRéUs, LABEX CORAIL, BP A5, Nouméa 98848, New Caledonia, ²IRD (Institut de Recherche pour le Développement)-Sorbonne Universités, (UPMC, Université Paris 06)-CNRS-MNHN-IPSL, LOCEAN Laboratory, IRD Nouméa BP A5, Nouméa Cedex 98848, New Caledonia, ³Sciences de l'Univers au CERFACS, URA-1875, CERFACS-CNRS, 42 avenue Gaspard Coriolis, Toulouse 31057, France, ⁴Sorbonne Universités (UPMC, Univ Paris 06)-CNRS-IRD-MNHN, LOCEAN Laboratory, IPSL, Paris, France

Abstract

Coral reefs and lagoons worldwide are vulnerable environments. However, specific geomorphological reef types (fringing, barrier, atoll, bank for the main ones) can be vulnerable to specific disturbances that will not affect most other reefs. This has implications for local management and science priorities. Several geomorphologically closed atolls of the Pacific Ocean have experienced in recent decades mass benthic and pelagic lagoonal life mortalities, likely triggered by unusually calm weather conditions lasting for several weeks. These events, although poorly known, reported, and characterized, pose a major threat for resource sustainability. Based on a sample of eleven events on eight atolls from the central South Pacific occurring between 1993 and 2012, the conservative environmental thresholds required to trigger such events are identified using sea surface temperature, significant wave height and wind stress satellite data. Using these thresholds, spatial maps of potential risk are produced for the central South Pacific region, with the highest risk zone lying north of Tuamotu Archipelago. A regional climate model, which risk map compares well with observations over the recent period ($r = 0.97$), is then used to downscale the projected future climate. This allows us to estimate the potential change in risk by the end of the 21st century and highlights a relative risk increase of up to 60% for the eastern Tuamotu atolls. However, the small sample size used to train the analysis led to the identification of conservative thresholds that overestimated the observed risk. The results of this study suggest that long-term monitoring of the biophysical conditions of the lagoons at risk would enable more precise identification of the physical thresholds and better understanding of the biological processes involved in these rare, but consequential, mass mortality events.

Keywords: climate change, CMIP-3, CMIP-5, coral reef, dystrophy, Pacific Ocean, sea surface temperature, significant wave height, wind stress

Received 8 April 2014; revised version received 12 July 2014 and accepted 17 July 2014

Introduction

Not all coral reef types are equally vulnerable to all disturbances. Weather and climate driven disturbances call for mitigation programs that must be tailored for every configuration of reefs, levels of exposure and levels of vulnerability. In particular, atoll lagoons in the Pacific Ocean are unique reservoirs of biodiversity, with several shallow and intertidal habitats and communities found nowhere else on earth. Livelihood of many remote human populations on atolls has heavily relied on their protected lagoon waters before and after Europeans landed on atoll shores. Nowadays, isolated islanders in Polynesia, Micronesia and Melanesia still rely on lagoon resources for daily subsistence, while more accessible lagoons have been extensively

transformed by tourism, commercial fishing, aquaculture and in some cases, by military activities such as nuclear weapons testing in the Marshall Islands and Tuamotu archipelagos.

Atolls are one of the end-members of a classification of coral reef ecosystems based on degree of closure (Hatcher, 1997). Although there is a wide range of closure between atolls (Andréfouët *et al.*, 2001a), they are seen as the most hydrodynamically closed reef systems, with limited exchanges between the inner lagoon and the outer oceanic system. The lagoon closure can be seen as a protection, against storms for instance, but high water residence time also increases the risk of water quality problems, invasions, shifts, mortalities and biodiversity loss. The main disturbances and threats to atoll lagoon ecosystems identified in the current literature encompass climate change related impacts (through warming, acidification and sea level

Correspondence: Serge Andréfouët, tel. +687 260800, fax +687 264326, e-mail: serge.andrefouet@ird.fr

rise), hurricanes, overfishing, human-induced pollution and shore modifications (Bell *et al.*, 2011). Less attention has been paid to dystrophic events in lagoons that have resulted in mass mortalities and wiped out benthic and pelagic lagoonal life within a few weeks, such as in Hikueru atoll (French Polynesia) in 1994 (Harris & Fichez, 1995; Adjeroud *et al.*, 2001) (see Figure S1 for location map of atolls). Andréfouët *et al.* (2013) reported in 2009 a 90% mortality of giant clams, which used to dominate the benthos at Tatakoto atoll (Figure S2). Recently, Hobbs (2012) reported another mass mortality of fishes and invertebrates in January 2012 in an Indian Ocean atoll. This was attributed to a combination of unusual weather and trapped coral spawn that likely led to hypoxia. As with major earthquakes and tsunamis in other areas, mass mortality events in atoll lagoons are few, but they can have tremendous consequences for local human communities. At first sight, these rare events appear to occur randomly since one atoll can be impacted while nearby atolls (less than a hundred kilometres away) are not. They also appear to be unpredictable, although some atolls appear to be more vulnerable than others.

These overlooked events in the hierarchy of threats to coral reef ecosystem are presumably weather-driven (Bell & Galzin, 1984; Adjeroud *et al.*, 2001; Hobbs, 2012). Mass mortalities of benthic organisms in other parts of the world, although poorly understood, have been also related to heat waves or other weather anomalies (Garrabou *et al.*, 2009; Micheli *et al.*, 2012; Paireud *et al.*, 2014), disease (possibly caused by thermodependent pathogens) and perturbations in the food chain (e.g. Pernet *et al.*, 2014). Disease and food availability alone cannot explain mortality of sponges, mollusc and fishes as witnessed in atoll lagoons. Although the biophysical mechanisms in the water column responsible for these events remain unobserved and cannot be ascertained, the primary factors controlling the occurrences of the events are most likely related to hydroclimatic conditions around the atoll. Calm weather, especially during the summer season, results in less active water lagoon renewal. In the case of geomorphologically closed to semi-enclosed lagoons, low wave conditions hydrodynamically isolate the lagoon, and low wind speeds can shut down the wind-induced circulation, leading to stratification. This isolates subsurface waters from air-sea exchange and rapidly translates into an anoxic water body. Different forcing mechanisms acting alone or in conjunction have been discussed, including the timing between a long period of calm weather and the following occurrence of a high energy event that may release nutrients into the lagoon water column (Harris & Fichez, 1995), extreme surface water warming (Adessi, 2001), and development of

phytoplankton blooms, toxic or not, that alter the planktonic food web (Harris & Fichez, 1995). These different mechanisms (dystrophy and warming), or suite of mechanisms, have been suggested to explain mortalities that could be general or partial, found only below a certain depth or at the surface. Unfortunately, to the best of our knowledge, no *in situ* measurements have been performed to sample in real time the physical and hydrobiological conditions before and during a mass mortality event.

Not all atolls are equally vulnerable. It seems that open atolls are less vulnerable than closed ones. 'Open' vs. 'closed' is a semiquantitative terminology that classifies atolls according to the potential degree of exchange between lagoonal and oceanic waters. Intrinsic static factors such as geomorphology (presence of passes, or shallow spillways, Figure S3) and extrinsic dynamic factors such as tides, wind and swell regimes control openness which is thus time dependent (Andréfouët *et al.*, 2001a,b; Dufour *et al.*, 2001). The most severe recently reported events have all occurred in atolls without passes (e.g. Hikueru, Harris & Fichez, 1995; Adjeroud *et al.*, 2001; and Tatakoto, Andréfouët *et al.*, 2013), although atolls with passes have also experienced moderate events, such as those in Ahe in 2012 and in Mataiva in 1980 (Bell & Galzin, 1984). In practice, any atoll can temporarily turn into a closed atoll if the wind and swell are very low, and if the lagoon flushing is not maintained. Generally, in the absence of swell, minimal flushing is at least provided by tidally driven flows across the rim to the lagoon (as in Eniwetok, Marshall Islands, Atkinson *et al.*, 1981).

Human populations on atolls generally react to a mortality event only after noticing a strong impact on food or economical resources, with large numbers of fishes washed onshore, migration of fish schools trying to leave the lagoon, molluscs (such as giant clams and pearl oysters) dying or strongly discoloured (sometimes smelly) waters. In fact, many events probably went unreported before the 1970s. The development of communications and travelling facilities allowed more reporting of these events, but most reports were vague. Nowadays, in lagoons hosting black pearl farming and where subsistence fishing is critical, mass mortality can seriously threaten the livelihoods of inhabitants, and consequently the economy of the country. The cost of these events can be measured by direct resource losses but also indirectly, when financial subsidies are needed to support remote islanders left without resources. These atoll-specific massive disturbances can impact livelihoods more rapidly and significantly than, for example, a coral-bleaching event.

We revisit here the physical oceanographic conditions around the time of eleven reported events in the

last two decades to identify potential environmental thresholds and conditions preceding mass mortality events. We also investigate why events appear spatially limited, striking one atoll but not neighbouring ones. This study, therefore, aims at understanding the environmental conditions favouring high risk of mortality in atolls and providing foundation knowledge to initiate early warning systems and real-time scientific monitoring. Enhanced knowledge will also be useful for decision makers when taking development actions (e.g. aquaculture) that could be vulnerable to future mass mortality events, ruining years of investments (Andréfouët *et al.*, 2013). Therefore, we also provide a spatial estimate of the changes in mortality probability between the present day and future climate at the end of the 21st century.

Materials and methods

Study area

The study area is the south central Pacific Ocean between 135°W–165°W and 5°S–25°S, including the atolls of the Tuamotu Archipelago, Society Archipelago (both in French Polynesia), and Cook Islands (see Figure S1). This area encompasses eighty-five atolls with a central water body (true lagoon, not dry or uplifted), with a large diversity of degree of closure. Atoll morphologies were mapped using high-resolution Landsat satellite images at 30-m resolution (Andréfouët *et al.*, 2006, 2008). This area has been selected because atoll lagoons in French Polynesia and Cook Islands are geomorphologically less open, and renewal is not primarily driven by tides (Atkinson *et al.*, 1981; Kraines *et al.*, 1999; Callaghan *et al.*, 2006; Dumas *et al.*, 2012), compared to other atoll groups found in the Marshall Islands, Kiribati (Gilbert group) and Federate States of Micronesia. Further, there are no published reports of mass multi-taxa mortalities in these other atoll groups, except for corals during bleaching events (e.g. Obura & Mangubhai, 2011).

Identification of past events and selection of environmental data

Mortality events between 1993 and 2012 were compiled mostly from grey literature, including field trip reports from the local technical services. Occasional reports of discoloured waters before this period are too vague, even in their timing, to be considered. Even for the recent 22-year period, we could not establish whether all the events that have occurred have been identified. Thus, 'false negative', or unreported occurrence of mortality, cannot be ruled out. Eleven unequivocal events occurring on eight different atolls (see Figure S1 for their location), likely displaying different rates of mortality, were identified (Table 1). Most of these atolls have their hydrodynamic functional apertures on the south rims.

Table 1 List of events identified in the 1993–2012 time period. The column 'Mortality' indicates for which biological group mortalities have been reported, but other groups could also have been impacted, and not been reported

Atoll	Date of event	Mortality
Hikueru	April 1994	Fish and benthos
Manihi	April 1994	Farmed oysters
Manihi	February 1997	Farmed oysters
Manihi	March 1998	Farmed oysters
Takapoto	March 1998	Benthos, farmed oysters
Takaroa	December 2000	Farmed oysters
Takaroa	January 2001	Farmed oysters
Fangatau	February 2004	Giant clams
Tatakoto	February 2009	Giant clams
Ahe	May 2012	Farmed oysters
Manihiki	February 2012	Farmed oysters

The period of investigation was also limited to the last 22 years, when both satellite and model data were available (Figure S4). Wind stress data between 1993 and 1999 were obtained from the European Remote Sensing ERS mission at weekly resolution (http://podaac.jpl.nasa.gov/dataset/ERS-2_IFREMER_L3_OW_MEAN_WIND_FIELDS). Daily wind data were then provided by the NASA Quikscat mission (<http://oceanwatch.pifsc.noaa.gov>) from 2000 to 2009 and by the NOAA Advanced Scatterometer (ASCAT) mission (<http://coastwatch.pfeg.noaa.gov/erddap/gridap/>) from 2010 onwards. For consistency, all wind data were resampled at a ¼° resolution, and weekly averaged for the entire 1993–2012 period. Daily sea surface temperature (SST) at ¼° resolution between 1993 and 2012 were obtained from the Advanced Very High Resolution Radiometer (AVHRR Pathfinder V4.1; ftp://podaac-ftp.jpl.nasa.gov/allData/ghrsst/data/L4/GLOB/NCDC/AVHRR_OI/). Ocean SST were used as proxies of lagoon surface temperature, which cannot be measured directly by satellite given the small size of some lagoons. Finally, the WAVEWATCH III model simulation run by IFREMER (<ftp://ftp.ifremer.fr/ifremer/cersat/products/gridded/wavewatch3/HINDCAST/GLOBAL/>; Rasclé & Ardhuin, 2013) provided daily significant wave height (SWH) data at ½° resolution over the period of study. These data were remapped at ¼° and 7-day resolution.

Statistical analysis

Reports on mortality events often describe the final stages of the events, when fish are washed onshore and waters strongly discoloured. This coincides with the terminal stage of the process, but not to its initiation and development phase, for which the timing cannot be ascertained. Because of this uncertainty, it is not possible to set a specific time-lag to identify environmental anomalies that could have led to the mortality event. Examination of SST, wind stress and SWH time-series at several lags before the reported date (e.g. 3-days, 1 week, 2 weeks, 1 month) of the 11 reported events did not reveal any obvious anomalies that could help precisely identify event

occurrences. We thus used a multivariate statistical approach to identify the conditions that could lead to events. For a one-degree latitude/longitude window around each atoll (Table 1), we computed weekly time-series of SST, wind stress and SWH from 1993 to 2012. Then, for each reported mortality event, we focused on a one-year time frame for each event (from 26 weeks before to 26 weeks after the event) to limit the data set used for the clustering analysis described below. This resulted in 548 week-long intervals of environmental data for 11 events and eight atolls. This is a 548 and not a 572 week-long dataset (11 events multiplied by 52 weeks), due to the short time difference between several events, which overlapped and were therefore considered only once. Finally, to allow enough time for the development phase of the event and given the uncertainty on the exact timing of the event, the 5 weeks before each reported event were flagged as risk periods. Since we had identified 11 events, we thus ended up with a total of 55 weeks of risk among the 548 weeks considered in our dataset.

First, to assess if the 55 risk weeks were characterized by specific environmental conditions, the 548 weeks were clustered based on their SST, SWH and wind stress values using hierarchical clustering (Ward distance and average aggregation, using the 'Cluster' package in the R programming environment). Second, a decision tree was applied to the 548 weeks of SST, SWH and wind stress values to identify hierarchical thresholds that discriminated the identified clusters. Finally, the occurrence frequency based on these thresholds was mapped over our study region over the 1993–2012 period. Both single factor frequency (e.g. occurrence of only the SST threshold) and triple-factor frequencies (simultaneous occurrences of SST, SWH and wind stress thresholds) were computed.

Autocorrelation of environmental factors

Most events were apparently very localized, affecting one atoll but not its neighbours, even when they are geomorphologically similar. For instance while severe mortalities occurred in Hikueru in 1994, no mortalities were reported in nearby and geomorphologically similar atolls (e.g. Nengo-Nengo, Hiti, ~180 km away from Hikueru). To understand why events seem so localized in space, we computed the daily spatial autocorrelation of SST, SWH and wind stress, starting 5 weeks before each event. The decrease in this autocorrelation in space illustrates the spatial extent of the environmental conditions observed at the focal atoll. Thus, autocorrelation helps to identify if an impacted atoll had very specific environmental conditions not found in nearby atolls, for about a month before the event.

Modelling present and future risks with environmental threshold occurrences

On the basis of the frequency of occurrences of the environmental thresholds found above, we projected the level of mortality risks in a changing climate. A number of precautions are needed to conduct a meaningful analysis. First, recent

predictions on future wave climate suggest very limited changes for our study area, with a SWH variation of <2% (Fig. 2b in Hemer *et al.*, 2013). We therefore kept this term constant for modelling future occurrences. Second, to confidently assess the risk changes in the future, it is necessary to use a model able to correctly simulate recent environmental conditions. However, it is recognized that several global climate models used by the Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC) poorly reproduce present-day South Pacific climate (e.g. Brown *et al.*, 2013). We therefore make use of a 1° regional atmospheric model configuration developed for the tropical Pacific (95°E–115°W, 42°S–25°N) that correctly reproduces the present-day climate conditions. This model is based on the regional atmospheric WRF (Weather Research Forecasting) 3.2 model and is described and validated in Jourdain *et al.* (2011) and Jullien *et al.* (2012). This model accurately reproduces the climate of the South Pacific over the 1979–1999 time period. The present climate simulation ('REF') was forced at its boundaries by the NCEP2 reanalyses over the 1979–1999 period (Kanamitsu *et al.*, 2002). For consistency with the observations, the daily REF outputs were weekly averaged. However, to compute threshold co-occurrences, the concurrent period with wave data was limited to 1990–1999. Finally, currently available model and observational data only overlapped for a short 6-year period, between 1993 and 1999 (Figure S4). This period is used to assess the level of agreement between historical observations and model.

The same atmospheric model configuration was used for projections, and to provide dynamical downscaling of an ensemble of the CMIP3 (IPCC AR4) climate models (<http://www-pcmdi.llnl.gov>) at the end of the 21st century. For this future simulation, we used an anomaly method to project the IPCC model climates in 2100. This involved considering the 15 'best' CMIP3 models selected in Perkins *et al.* (2012) for the 20c3 m simulations (historical period, 1979–1999) and under SRESA2 scenario (future, 2079–2099). This selection was based on each model skill in simulating relevant climatic features, drivers and variables, which govern the interannual and annual western Pacific climate (Perkins *et al.*, 2012). For each of these 15 models, a monthly climatology of the difference between SRESA2 and 20c3 m simulations was computed. These climatological anomalies were then averaged for the 15 selected models. The resulting field was therefore representative of the multi-model ensemble mean changes in seasonal cycle between present day and the late 21st century climate. These seasonal anomalies were then added onto the NCEP2 boundary conditions to provide a new set of condition used to force the WRF regional model. The resulting simulation is hereafter referred as 'CC'. This type of anomaly method is commonly used to avoid the major biases found in direct dynamical downscaling approaches when the modelled present-day states are inaccurate. A very similar approach is used in Knutson *et al.* (2008). A consequence is also that interannual variability largely related to El Niño-Southern Oscillation (ENSO) is assumed to be the same as present in future simulations. This is justified by the lack of agreement between models on ENSO occurrences in the future (Collins *et al.*, 2010). To match the present-day REF simulations time-scale, the daily

CC outputs were weekly averaged. Since present model computations were limited to 10 years (1990–1999) due to wave data availability, CC outputs were also analysed for a 10-year time frame (2089–2099).

Results

Hierarchical clustering showed that 39 of the 55 (71%) risk weeks appeared within a 149-week cluster, discriminated at 30% of the maximum distance. This cluster included all the risk weeks for the Hikueru 1994, Manihi 1994, Ahe 2012 and Manihiki 2012 events; plus four Takaroa 2000 event weeks, and three Tatakoto 2009 event weeks. More poorly represented are the 1998 events (Takapoto, Manihi), and the Fangatau 2004 event, with one or two risk weeks. We consider hereafter this cluster (Cluster 1) as representative of potentially lethal conditions, even if all risk weeks were not within 5 weeks of an identified mortality event. Indeed, we did not discard the likelihood that ‘false negative’

(i.e. unreported events) had occurred for these eight atolls.

The statistics of Cluster 1 ($n = 149$) vs. all other risk weeks pooled together (Cluster 0) are compared in Fig. 1. The Cluster 1 mean values are higher than those of Cluster 0 for temperature (Fig. 1a) and lower for wind stress (Fig. 1b) and swell (Fig. 1c). The decision tree that compared Clusters 0 and 1 showed that wind stress was the first criteria separating the two clusters, followed by SST and then SWH (Fig. 1d). Three successive thresholds were identified (wind stress $< 0.06415 \text{ N m}^{-2}$; SST $> 27.38 \text{ }^{\circ}\text{C}$; SWH < 1.034), eventually separating Cluster 1 of 132 risk weeks. This cluster included all the 55 risk weeks.

Spatial autocorrelation maps exhibit distinctive patterns for wind stress, SST and SWH. When considering the $R = 0.9$ threshold ($P < 0.01$), wind stress is homogeneous over large areas around the focal atolls, reflecting the lack of orographic effects in an oceanic region (not shown). In contrast, R quickly decreases for both SST

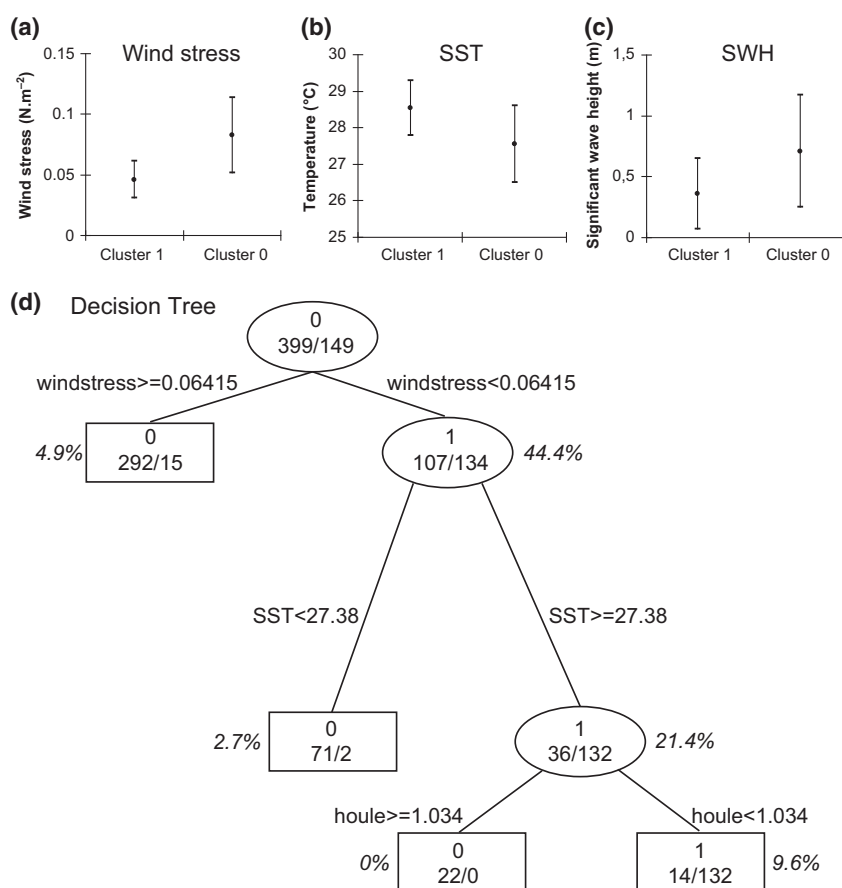


Fig. 1 Mean and standard deviation for (a) wind stress, (b) SST and (c) significant wave height for the Cluster 1 ($n = 149$, cluster including 71% of the identified weeks before mortality events) and Cluster 0 ($n = 399$, all other weeks). (d) Decision tree to discriminate the two clusters, using wind stress, SST and significant wave height as variables. The number of samples from Cluster 0 ($n = 399$) and Cluster 1 ($n = 149$) at each splitting step is provided, for leaves (square box) or nodes (bubble). Relative error at each node or leaf is provided (in %). The identified thresholds are shown.

and SWH around the focal atoll (Fig. 2). In most instances, $R > 0.9$ is limited to a roughly circular region of less than one-degree radius around the focal atolls, i.e. about 100 km. For $R > 0.95$, only considering extremely similar conditions, the radius is half the size. This suggests that patches of ocean that reach critical SST and SWH values have a limited extent (Fig. 2).

The observed co-occurrence frequencies of the thresholds identified using the decision tree is displayed in Fig. 3 over the 1993–2012 period. The Polynesian region is characterized by a large meridional gradient and a circular gradient around the north Tuamotu Archipelago region. Simultaneous occurrences of all thresholds range from ~10% below the south border of the Tuamotu to ~45% north of that border. This region is indeed sheltered by the large atolls to the south that block the southern swells (Andréfouët *et al.*, 2012; Fig. 4, lower panel). The shape of this high-risk zone is reminiscent of the shape of the warmest temperature tongue that extends climatologically from the western Pacific warm pool to the eastern Pacific in the South Pacific Convergence Zone (SPCZ) region (Cai *et al.*, 2012). However, while the frequency of occurrence of the critical SST threshold alone varies from 40% to 80% in the region (Fig. 4, upper panel), the combination with the wind stress threshold (Fig. 4, middle panel), and then with the significant wave threshold (Fig. 4, lower panel) decreases drastically the overall risk, which becomes patchy at the archipelago scale (Fig. 3).

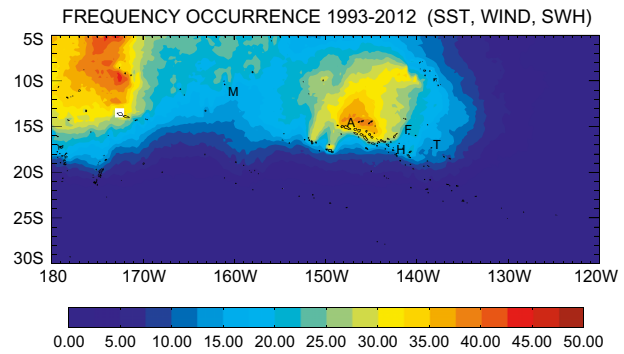


Fig. 3 Observed frequency of co-occurrence of the SST, wind stress and significant wave height thresholds for the 1993–2012 period. M, Manihiki; A, Ahe; F, Fangatau; H, Hikueru; T, Tatakoto.

From the 1993–2012 observations, half of the eight identified atolls (Ahe, Manihi, Takapoto and Takaroa) are within a high frequency zone (>40% of multi-factor occurrences). All others, including the isolated Manihiki in Cook Islands, lie in a moderate frequency area (15–20%). Manihiki lies between the high-risk zone of the Tuamotu, and the very high-risk zone north of Samoa-Fiji, which includes atolls from Tokelau and Kiribati (Phoenix group). However, this later zone does not have hydrodynamically closed atolls, and are thus less vulnerable than Tuamotu atolls.

Agreement between present model and observations over the 6 years of overlapping data (1993–1999) are

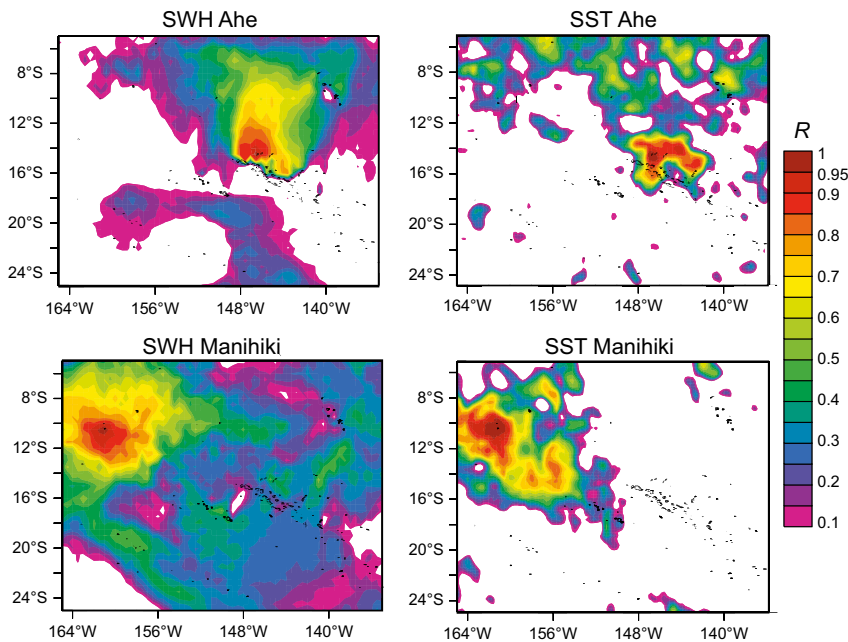


Fig. 2 Autocorrelation maps around Manihiki and Ahe for significant wave height (SWH) and sea surface temperature (SST), both for 5 weeks before the 2012 events.

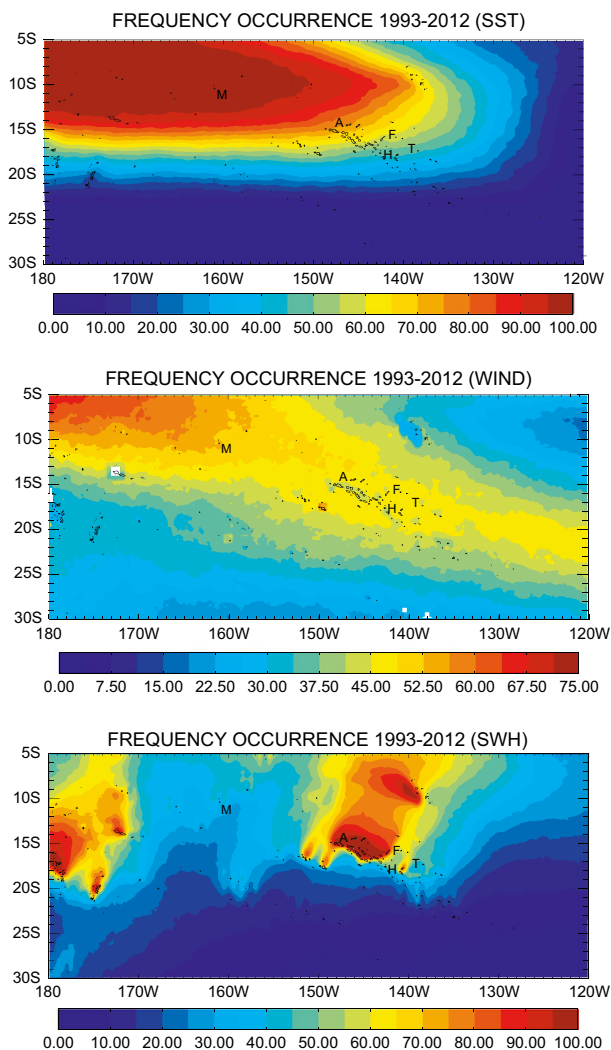


Fig. 4 Observation of the frequency of occurrence of SST (top), wind stress (middle), and SWH (bottom) thresholds for the 1993–2012 period. Compare with Fig. 3 for map of the simultaneous co-occurrence of the three thresholds. M, Manihiki; A, Ahe; F, Fangatau; H, Hikueru; T, Tatakoto.

shown in Fig. 5a, b. When compared to the 1993–2012 period (Fig. 4), the observed risk over the 1993–1999 period is slightly larger (by about 5–10%), but the general patterns remain very similar. The spatial agreement of the model with observations is generally good ($r = 0.97$, $P < 1e-10$) including the high frequency of threshold occurrences around Tuamotu. Immediately north of Tuamotu, the model underestimates the risk frequency, while it overestimates the frequencies between the Tuamotu and Marquesas archipelagos. This regional agreement however provides confidence that the modelled outputs are accurate and representative of the present-day conditions.

Finally, Fig. 5c provides the relative change in risk for the model results. The future risk expands meridio-

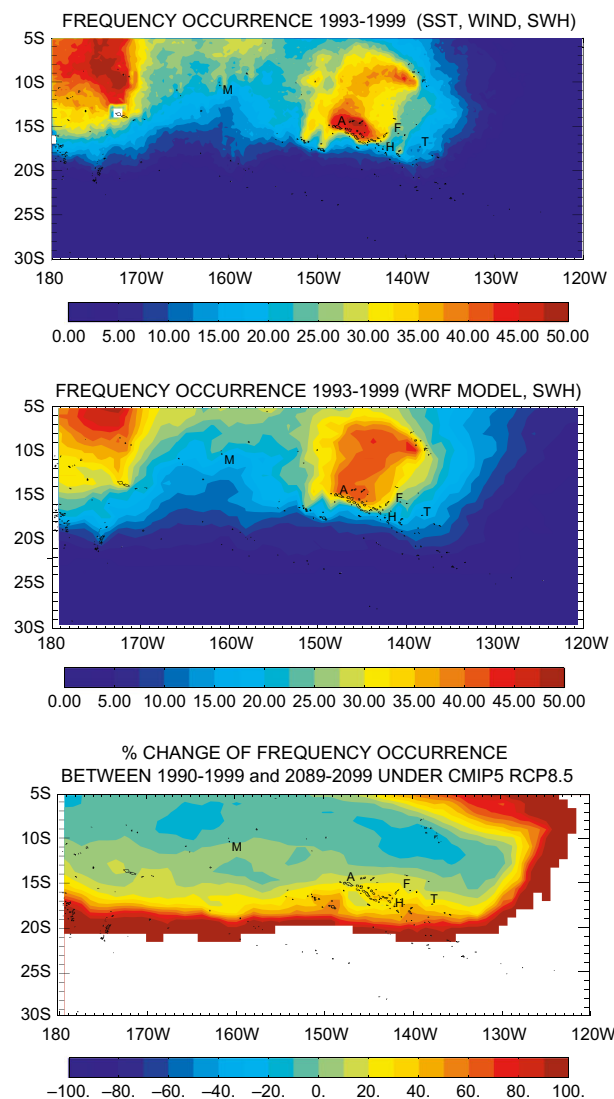


Fig. 5 Comparison between (top) observations and (middle) present-day model results of co-occurrence of the SST, wind stress and significant wave height thresholds over the 1993–1999 period. (Bottom) Relative difference (in percentage) in the co-occurrence of the SST, wind stress and significant wave height thresholds between the model future scenario (SRESA2; 2089–2099) and the model present conditions (1990–1999). M, Manihiki; A, Ahe; F, Fangatau; H, Hikueru; T, Tatakoto.

nally to the south and zonally to the eastern Pacific at the edge of the warmest temperature tongue that extends meridionally from the western Pacific warm pool to French Polynesia. The rate of increased occurrences is thus variable, but currently medium-risk atolls, such as Tatakoto or Hikueru, show a 60–70% increase. This increase in regions that presently exhibit a low to medium risks (<20%) can clearly be attributed to the SST increase in response to global warming rather than to wind changes.

Discussion

The limited number of events that we could investigate, the likelihood of 'false negative' (unreported events), the uncertainty in the timing of identified events, and the lack of quantification of exact mortality rates, obviously limit the robustness of the conclusions derived from the present analysis. This is in stark contrast with mass coral-bleaching events, for which thousands of local reports were available to infer lethal SST limits (Berkelmans *et al.*, 2004; Baker *et al.*, 2008; Oliver *et al.*, 2009; Hoegh-Guldberg *et al.*, 2011; Lough, 2012). Nevertheless, we were able to narrow the range of environmental drivers that could trigger mass mortality events for semiclosed atolls in the South Pacific. We also show, using spatial auto-correlation that environmental threshold conducive to mass mortality events can occur over small areas, of the order of 100 kms or less. This explains why mortality events are usually restricted to one atoll while others nearby are unaffected. This finding reinforces the hypothesis that exogenous factors reasons (weather), combined with a closed morphology, were the main driver of these events.

The thresholds identified in the present study are observed relatively frequently (Fig. 4; Figure S6), and thus frequent mortalities should occur. In reality, the observed occurrences of mortality are not so frequent. Indeed, for Tatakoto atoll for instance, the climatic giant clam population observed in 2004 (Gilbert *et al.*, 2006) suggests that no mass mortalities had occurred in at least the previous 10-year period. If one event represents 5 weeks of time, this represents a 0.5% frequency of mortality, or, in other words, a 0.5% frequency of simultaneous occurrences of all thresholds. This is two orders of magnitude lower than what observations and model suggest based on actual threshold occurrences and definitions (Figs. 4; Figure S6). This discrepancy can be explained by the heterogeneity of Cluster 1, which included 2/3 of nonrisk weeks. The inferred thresholds are very conservative in this regard. While we conclude that absolute values of frequencies are misleading in terms of actual mortality risk, the relative differences from one area to another are consistent with reports and likely reflect a real hierarchy of risks between different areas. Both observed and modelled present-day spatial patterns are consistent with mortality reports, in particular with the location of Ahe, Manihi, Takaroa and Takapoto in the highest frequency zone. To summarize, a closed atoll geomorphology and the occurrence of the statistically identified thresholds are necessary conditions to build a risk situation, but they are not sufficient.

Based on our analysis, open atolls, flushed by tides or largely open to swells from all directions, are not

subjected to mass mortalities. Only small to medium-sized (<200 km²), asymmetrical, atolls that have their wave-driven aperture in the southern part of the rim seem to be vulnerable. All other atolls are flushed and mixed enough all year which prevents water stratification. If the water is mixed, no anoxic layer can develop. The fact that wind stress is the first factor identified by the decision tree is consistent with this process. Semiclosed atolls become stratified only under calm situations. Otherwise, even weak winds can maintain a low velocity circular current, with surface downwind current and deep currents returning in the upwind direction, sufficient to prevent stratification (Dumas *et al.*, 2012).

The second factor favouring these events is unusually warm ocean temperature. High SST is required to trigger mortalities. High SST in the summer warm season is itself partly the consequence of low wind speeds, with reduced mixing of surface with deeper water, and less atmospheric exchange. Only the May 2012 event in Ahe did not take place during, or at the end, of the warm season. The identified threshold does not seem very high (27.38 °C) since existing measurements in Ahe atoll in 2008 are within this range, even if no mortality occurred (Charpy *et al.*, 2012). However, the Cluster 1 included many nonrisk weeks and more importantly the SST threshold values reflect the cooler oceanic conditions, not the warmer lagoon conditions.

Finally, low swell is the third factor that can be related to mortality occurrences. Lack of swell, especially from the south for asymmetrical atolls, prevents flushing and mixing. For the study area, periods of extremely low SWH occur during austral summer, as well as period of moderate SWH (<1.5 m) coming from both the north and south. In this case, northern swells will not flush asymmetrical semiclosed atolls that are dependent on southern swells for renewal. April generally marks the return of large southern swells and the end of the risk period. However, these high swells may not reach some of the atolls such as Ahe or Takaroa, which are 'down-swell' from other atolls (Andréfouët *et al.*, 2012) and thus remain poorly flushed. This could explain a late event in Ahe in May 2012. Swell can be extremely patchy in the study region, as shown by SWH spatial autocorrelation and risk maps. Low spatial autocorrelation around the atolls was expected for SWH due to the swell shadowing effects in archipelagos, but not for SST, at least to the extent we found here.

Decision tree and autocorrelation maps taken together suggest that a risk situation is due to (i) a regional decrease in trade wind strength, coupled with (ii) local SST rise and (iii) local SWH decrease, all observed during several weeks. This combination of factors explains the singularity of mortality events and

their timing. Simultaneous occurrences of adequate thresholds are actually rare and do not occur over large oceanic areas. They also have to occur around atolls which geomorphology makes them vulnerable to mortality events. All these facts quantitatively explain the relative scarcity of these events. In contrast, mass coral bleaching, which is the most studied weather-driven source of coral mortality, is a different process. Although ultimately related to the degree of water mixing, coral bleaching occurs both at a much patchier scale locally and at a large spatial scale regionally. Indeed, it is not necessary to have a stratified lagoon to trigger bleaching (Baker *et al.*, 2008). Only locally suitable conditions, typically with both high SST and vulnerable coral communities, are required and bleaching thus varies significantly in space and with depth at local scales. Local patterns can also be related to large-scale environmental factors such as high SST, and bleaching has been related to a number of regional SST-derived, time-integrated, thresholds. However, the accuracy of the SST-derived models is far from perfect when examining local scale data, and poor results have also been reported (Berkelmans *et al.*, 2004; McClanahan *et al.*, 2007; Weeks *et al.*, 2008; van Hooidonk & Huber, 2009; Teneva *et al.*, 2012). Thus, even with larger data sets, there is still a large uncertainty when trying to relate mortality events with environmental conditions, and our study necessarily suffers from the same limitations.

We did not try to estimate risks calculated directly from IPCC climate models given the poor performances of several of these models in the tropical Pacific region (Brown *et al.*, 2013) and the precision required in model data to reach the identified thresholds. Rather, we believe that our methodology, based on multi-model anomaly downscaling using a state-of-the-art regional model closely related to observations, allows us to bypass the poor performances of the IPCC climate models in the South Pacific. It is worth noting, however, that these models show relatively good agreement on projected SST patterns for 2100 under the SRESA2 (CMIP3) or RCP8.5 (CMIP5) scenarios (e.g. Power *et al.*, 2013). To check the robustness of our results using CMIP3 models with CMIP5 models, we recalculated the risk maps with the same thresholds as stated earlier but replacing in the modelled risk calculation the CMIP3 (SRESA2-20c3 m) 15-model ensemble SST anomalies by SST anomalies from a 9-model CMIP5 ensemble (RCP8.5-historical, from bcc-csm1-1, CanE SM2, CNRM-CM5, Inmcm4, IPSL-CM5A-MR, IPSL-CM5B-LR, MPI-ESM-LR, MRI-CGCM3 and NorESM1-M.). Using this different suite of models, the relative evolution of risk between present and future was very similar to the one found with CMIP3 models (see

Fig. 5c). The largest risk increase is similarly located at the margin of the warm water tongue that extends from the equatorial western Pacific to French Polynesia. This is largely driven by the SST increase in these regions.

Despite their low statistical robustness due to limited documented case studies, the results presented here elucidate a number of mechanisms and minimum conditions that can trigger mass mortalities in poorly flushed lagoons. Both in French Polynesia and Cook Islands, managers take these events seriously, because they have recently impacted local black pearl farmers, who provide a significant fraction of these countries' income (Andréfouët *et al.*, 2013). Hoping to solve the issue, inhabitants are eager to dig channels between the lagoon and the ocean to enhance water renewals in calm periods. Authorities may authorize this, but the ecological and hydrodynamic consequences of such modifications are unknown. They could be counterproductive for the lagoonal ecosystems in the long term, if the water residence time is modified. We believe additional knowledge is necessary. Capturing the dynamics of mortality events should be a priority. Indeed, the main gap we identified is the lack of *in situ* biological and physical data in the critical summer period, before the event has reached its climax of mass mortalities. Without these data, mechanisms and precise thresholds cannot be identified, and remediation, if any, cannot be suggested.

Since 2012, three atolls identified here (Tatakoto, Takaroa and Manihiki) have been equipped with pressure and temperature sensors that are locally managed. This is a beginning, but still a modest effort. Other *in situ* data are critical, including at least, but not limited to, chlorophyll and oxygen at various locations and depth. Furthermore, other satellite and model data not considered in the present study may potentially be useful to better characterize and discriminate the events. These data include satellite chlorophyll, rainfall, cloud cover and surface current (Maina *et al.*, 2008). Some may covary with SST, SWH and wind stress (Lo-Yat *et al.*, 2011) but can be helpful to characterize how a specific event unfolds. Here, considering the limited temporal coverage of satellite Chl-a data (starting end of 1997 for SeaWiFS and in 1999 for Modis) and high-resolution rainfall data (starting in 1998 from the TRMM mission), we did not re-analyse the eight 1998–2012 events using five parameters (SST, SWH, Wind, Chl-a and rain). The large number of entry parameters combined with a low number of mortality events over the period when all datasets were available would likely lead to an overdetermined mathematical problem. It will be obviously a serious commitment for Pacific Ocean countries and for scientists to run an observatory for remote lagoons at risk. While countries have developed networks of observations (French

Polynesia) and automated sensors (in Manihiki, Cook Island), these initiatives were not maintained long enough to provide the cues needed today to fully characterize the risks and help sustain unique local livelihoods.

Acknowledgements

This study is a result of the CITADEL project, funded by the Grand Observatoire du Pacifique Sud. Two anonymous reviewers contributed to clarify several aspects of the study.

References

- Adessi L (2001) Giant clam bleaching in the lagoon of Takapoto atoll (French Polynesia). *Coral Reefs*, **19**, 220.
- Adjeroud M, Andréfouët S, Payri C (2001) Mass mortality of macrobenthic communities in the lagoon of Hikueru atoll (French Polynesia). *Coral Reefs*, **19**, 287–291.
- Andréfouët S, Claereboudt M, Matsakis P *et al.* (2001a) Typology of atolls rims in Tuamotu archipelago (French Polynesia) at landscape scale using SPOT-HRV images. *International Journal of Remote Sensing*, **22**, 987–1004.
- Andréfouët S, Pages J, Tartinville B (2001b) Water renewal time for classification of atoll lagoons in the Tuamotu Archipelago (French Polynesia). *Coral Reefs*, **20**, 399–408.
- Andréfouët S, Muller-Karger FE, Robinson JA *et al.* (2006) Global assessment of modern coral reef extent and diversity for regional science and management applications: a view from space. In: *10th International Coral Reef Symposium*, vol. 2 (eds Suzuki Y, Nakamori T, Hidaka M *et al.*), pp. 1732–1745. Japanese Coral Reef Society, Okinawa, Japan.
- Andréfouët S, Chagnaud N, Chauvin C *et al.* (2008) *Atlas des Récifs Coralliens de France Outre-Mer*. Centre IRD de Nouméa, Nouméa, Nouvelle-Calédonie. 153 p.
- Andréfouët S, Ardhuin F, Queffeuilou P *et al.* (2012) Island shadow effects and the wave climate of the Western Tuamotu Archipelago (French Polynesia) inferred from altimetry and numerical model data. *Marine Pollution Bulletin*, **65**, 415–424.
- Andréfouët S, Van Wynsberge S, Gaertner-Mazouni N *et al.* (2013) Climate variability and massive mortalities challenge giant clam conservation and management efforts in French Polynesia atolls. *Biological Conservation*, **160**, 190–199.
- Atkinson M, Smith SV, Stroup ED (1981) Circulation in Enewetak atoll lagoon. *Limnology and Oceanography*, **26**, 1074–1083.
- Baker AC, Glynn PW, Riegl B (2008) Climate change and coral reef bleaching: an ecological assessment of long-term impacts, recovery trends and future outlook. *Estuarine Coastal and Shelf Science*, **80**, 435–471.
- Bell JD, Galzin R (1984) Influence of live coral cover on coral-reef fish communities. *Marine Ecology Progress Series*, **15**, 265–274.
- Bell JD, Johnson J, Hobday A (2011) *Vulnerability of Tropical Pacific Fisheries and Aquaculture to Climate Change*. Secretariat of the Pacific Community, Nouméa.
- Berkelmans R, De'ath G, Kinimorth S *et al.* (2004) A comparison of the 1998 and the 2002 coral bleaching events on the Great Barrier Reef: spatial correlation, patterns and predictions. *Coral Reefs*, **23**, 74–83.
- Brown J, Moise A, Colman R (2013) The South Pacific convergence zone in CMIP5 simulations of historical and future climate. *Climate Dynamics*, **41**, 2179–2197.
- Cai W, Lengaigne M, Borlace S *et al.* (2012) More extreme swings of the South Pacific convergence zone due to greenhouse warming. *Nature*, **488**, 365–369.
- Callaghan DP, Nielsen P, Gourlay MR *et al.* (2006) Atoll lagoon flushing forced by waves. *Coastal Engineering*, **53**, 691–704.
- Charpy L, Rodier M, Fournier J *et al.* (2012) Physical and chemical control of the phytoplankton of Ahe lagoon, French Polynesia. *Marine Pollution Bulletin*, **65**, 471–477.
- Collins M, An S-I, Cai W *et al.* (2010) The impact of global warming on the tropical Pacific Ocean and El Niño. *Nature Geoscience*, **3**, 391–397.
- Dufour P, Andréfouët S, Charpy L *et al.* (2001) Atolls morphometry control nutrient regime in their lagoons. *Limnology Oceanography*, **46**, 456–461.
- Dumas F, Le Gendre R, Thomas Y *et al.* (2012) Tidal flushing and wind driven circulation of Ahe atoll lagoon (Tuamotu Archipelago, French Polynesia) from *in situ* observations and numerical modelling. *Marine Pollution Bulletin*, **65**, 425–440.
- Garrabou J, Coma R, Bensoussan N *et al.* (2009) Mass mortality in Northwestern Mediterranean rocky benthic communities: effects of the 2003 heat wave. *Global Change Biology*, **15**, 1090–1103.
- Gilbert A, Andréfouët S, Yan L, Remoissenet G (2006) The giant clam *Tridacna maxima* communities of three French Polynesia islands: comparison of their population sizes and structures at early stages of their exploitation. *Ices Journal of Marine Science*, **63**, 1573–1589.
- Harris P, Fichez R (1995) *Observations et mécanismes de la crise dystrophique de 1994 dans le lagon de l'atoll d'Hikueru (Archipel des Tuamotu, Polynésie Française)*. ORSTOM, Notes et Documents Océanographie, Tahiti. vol 45.
- Hatcher BG (1997) Coral reef ecosystems: how much greater is the whole than the sum of the parts? *Coral Reefs*, **16**, S77–S91.
- Hemer MA, Fan Y, Mori N *et al.* (2013) Projected changes in wave climate from a multi-model ensemble. *Nature Climate Change*, **3**, 471–476.
- Hobbs JPA (2012) Unusual weather and trapped coral spawn lead to fish kill at a remote coral atoll. *Coral Reefs*, **31**, 961.
- Hoegh-Guldberg O, Andréfouët S, Fabricius KE *et al.* (2011) Vulnerability of coral reef ecosystems in the tropical Pacific to climate change. In: *Vulnerability of Tropical Pacific Fisheries and Aquaculture to Climate Change* (eds Bell JD, Johnson JE, Hobday AJ), pp. 251–296. Secretariat of the Pacific Community, Noumea, New Caledonia.
- van Hooidonk R, Huber M (2009) Quantifying the quality of coral bleaching predictions. *Coral Reefs*, **28**, 579–587.
- Jourdain N, Marchesiello P, Menkes C, Lefevre J, Vincent E, Lengaigne M, Chauvin F (2011) Mesoscale simulation of tropical cyclones in the South Pacific: climatology and interannual variability. *Journal of Climate*, **24**, 3–25.
- Jullien S, Menkes CE, Marchesiello P *et al.* (2012) Impact of tropical cyclones on the heat budget of the South Pacific Ocean. *Journal of Physical Oceanography*, **42**, 1882–1906.
- Kanamitsu M, Ebisuzaki W, Woollen J *et al.* (2002) NCEP-DOE AMIP-II reanalysis (R-2). *Bulletin of the American Meteorological Society*, **83**, 1631–1643.
- Knutson TR, Sirutis JJ, Garner ST *et al.* (2008) Simulated reduction in Atlantic hurricane frequency under twenty-first-century warming conditions. *Nature Geoscience*, **1**, 359–364.
- Kraines S, Susuki A, Yanagi T *et al.* (1999) Rapid water exchange between the lagoon and the open ocean at Majuro Atoll due to wind, waves, and tide. *Journal of Geophysical Research-Oceans*, **104**, 15635–15654.
- Lough JM (2012) Small change, big difference: sea surface temperature distributions for tropical coral reef ecosystems, 1950–2011. *Journal of Geophysical Research-Oceans*, **117**, C09018.
- Lo-Yat A, Simpson SD, Meekan M *et al.* (2011) Extreme climatic events reduce ocean productivity and larval supply in a tropical reef ecosystem. *Global Change Biology*, **17**, 1695–1702.
- Maina J, Venus V, Mcclanahan MR, Ateweberhan M (2008) Modelling susceptibility of coral reefs to environmental stress using remote sensing data and GIS models. *Ecological Modelling*, **212**, 180–199.
- McClanahan TR, Ateweberhan M, Sebastian CR *et al.* (2007) Predictability of coral bleaching from synoptic satellite and *in situ* temperature observations. *Coral Reefs*, **26**, 695–701.
- Micheli F, Saenz-Aroyo A, Greenley A, Vazquez L, Montes J, Rossetto M, De Leo G (2012) Evidence that marine reserves enhance resilience to climatic impacts. *PLoS ONE*, **7**, e40832.
- Obura D, Mangubhai S (2011) Coral mortality associated with thermal fluctuations in the Phoenix Islands, 2002–2005. *Coral Reefs*, **30**, 607–619.
- Oliver JK, Berkelmans R, Eakin CM (2009) Coral Bleaching in Space and Time. In: *Coral Bleaching* (eds Oppen MJH, Lough JM), pp. 21–39. Springer, Heidelberg, Berlin.
- Pairaud I, Bensoussan N, Garreau P, Faure V, Garrabou J (2014) Impacts of climate change on coastal benthic ecosystems: assessing the current risk of mortality outbreaks associated with thermal stress in NW Mediterranean coastal areas. *Ocean Dynamics*, **64**, 103–115.
- Perkins SE, Irving DB, Brown JR *et al.* (2012) CMIP3 ensemble climate projections over the western tropical Pacific based on model skill. *Climate Research*, **51**, 35–58.
- Pernet F, Lagarde F, Jeanne N *et al.* (2014) Spatial and temporal dynamics of mass mortalities in oysters is influenced by energetic reserves and food quality. *PLoS ONE*, **9**, e88469.
- Power S, Delage F, Chung C *et al.* (2013) Robust twenty-first-century projections of El-Niño and related precipitation variability. *Nature*, **502**, 541–545.
- Rasle N, Ardhuin F (2013) A global wave parameter database for geophysical applications. Part 2: model validation with improved source term parameterization. *Ocean Modelling*, **70**, 174–188.
- Teneva L, Karnauskas M, Logan C *et al.* (2012) Predicting coral bleaching hotspots: the role of regional variability in thermal stress and potential adaptation rates. *Coral Reefs*, **31**, 1–12.
- Weeks SJ, Anthony KRN, Bakun A *et al.* (2008) Improved predictions of coral bleaching using seasonal baselines and higher spatial resolution. *Limnology and Oceanography*, **53**, 1369–1375.

Supporting Information

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

Figure S1. Location map of Pacific Ocean atolls named in the text.

Figure S2. Example of mass giant clam mortality in Tatakoto atoll.

Figure S3. Semiclosed atolls and their geomorphology viewed using satellite images.

Figure S4. Diagram showing the time period covered by observational and model data sets.

A.3 Whales in warming water : assessing breeding habitat diversity and adaptability in Oceania's changing climate

Whales in warming water: assessing breeding habitat diversity and adaptability in Oceania's changing climate

Whales in Oceania warming waters

Solène Derville^{1,2,3,4*}, Leigh G. Torres³, Renee Albertson^{3,15}, Olive Andrews^{5,15}, C. Scott Baker^{3,15}, Pamela Carzon⁶, Rochelle Constantine^{7,15}, Michael Donoghue^{8,9,15}, Cyril Dutheil^{2,10}, Alexandre Gannier¹¹, Marc Oremus^{12,15}, M. Michael Poole^{13,15}, Jooke Robbins^{14,15}, Claire Garrigue^{1,4,15}

¹ UMR ENTROPIE (IRD, Université de La Réunion, CNRS), 101 promenade Roger Laroque, BPA5, 98848 Nouméa Cedex, Nouvelle-Calédonie.

² Sorbonne Université, Collège Doctoral, ED129, F-75005 Paris, France.

³ Marine Mammal Institute, Department of Fisheries and Wildlife, Oregon State University, Newport, HMSC, 2030 SE Marine Science Drive, OR 97365, USA.

⁴ Operation Cétacés, BP12827, 98802 Nouméa, New Caledonia.

⁵ Conservation International (New Zealand & Pacific Islands), University of Auckland, Private Bag 92019, Auckland, New Zealand.

⁶ Groupe d'Etude des Mammifères Marins, BP116 Tiputa, 98776 Rangiroa, Polynésie Française.

⁷ School of Biological Sciences, University of Auckland, Private Bag 92019, Auckland, New Zealand.

⁸ Secretariat of the Pacific Regional Environment Programme (SPREP), PO Box 240, Apia, Samoa.

⁹ Waiwhenua Consultants, 124 Colville Road, Coromandel 3584, New Zealand.

¹⁰ LOCEAN laboratory, Institut de Recherche pour le Développement, 101 promenade Roger Laroque, BPA5, 98848 Nouméa Cedex, Nouvelle-Calédonie.

¹¹ Groupe de Recherche sur les Cétacés, 306 avenue Mozart, 06600 Antibes, France

¹² WWF-France, Parc Forestier Marc Corbasson, BP 692, 98845 Nouméa Cedex, New Caledonia.

¹³ Marine Mammal Research Program, BP 698, 98728 Maharepa, Moorea, French Polynesia.

¹⁴ Center for Coastal Studies, 5 Holway Avenue, Provincetown, MA 02657, USA.

¹⁵ South Pacific Whale Research Consortium, PO Box 3069, Avarua, Rarotonga, Cook Islands.

* Corresponding author: solene.derville@ird.fr, +687912299

Keywords: humpback whales, climate change, habitat modelling, species distribution, prediction, seamounts, sea surface temperature, Oceania

Primary Research Article

43 Abstract

44 In the context of a changing climate, understanding the environmental drivers of marine
45 megafauna distribution is important for conservation success. Humpback whales undertake
46 some of the longest distance seasonal migrations of any mammalian species, yet the full
47 extent of their migratory range and breeding habitats is not known. We used more than 20
48 years of dedicated survey data from 7 countries and territories of Oceania (1,376 survey
49 days), to investigate humpback whale breeding habitat diversity and adaptability to climate
50 change. At a fine scale, seabed topography was identified as an important influence on
51 humpback whale distribution. The shallowest waters close to shore or in lagoons were
52 favoured by all social group types, although humpback whales also showed flexible habitat
53 use patterns with respect to shallow offshore features such as seamounts. Humpback whale
54 breeding habitats in Oceania spanned a thermal range of 23.1 to 27.8 °C in August, with inter-
55 annual variation up to 2.3 °C. The most detailed dataset was available from New Caledonia
56 (774 survey days, 1996-2017), where encounter rates showed a negative relationship to SST,
57 but were not related to the El Niño Southern Oscillation and the Antarctic Oscillation from
58 previous summer. Most breeding sites that are currently occupied are predicted to become
59 potentially unsuitably warm for this species (> 28 °C) by the end of the 21st century. Based on
60 modelled ecological relationships, there are suitable habitats for relocation in archipelagos
61 and seamounts of southern Oceania. Although distribution shifts might be restrained by
62 philopatry, the apparent plasticity of humpback whale habitat use patterns and the extent of
63 suitable habitats support an adaptive capacity to ocean warming in Oceania.

64

65 INTRODUCTION

66 In recent decades, evidence for global climate change has encouraged ecologists and
67 conservationists to increase research efforts to better understand species-climate relationships.
68 In marine ecosystems, changes in average temperatures around the world are affecting species
69 throughout all trophic levels (Doney et al., 2012; Hoegh-Guldberg & Bruno, 2010;
70 Poloczanska et al., 2013; Sydeman, Poloczanska, Reed, & Thompson, 2015), yet much
71 remains unknown about the mechanisms driving these organismal responses, and whether
72 they influence phenology, demography or distribution. In particular, the impact of climate
73 change on marine megafauna, including cetaceans, is considered a “big unknown” (Clapham,
74 2016; Thomas, Reeves, & Brownell, 2015). Distribution shifts are expected to occur at
75 various geographic scales (Hazen et al., 2013; Kaschner, Watson, Trites, & Pauly, 2006;
76 MacLeod, 2009) and resulting population impacts are expected to vary across species,
77 depending notably on the vulnerability and extent of their critical habitats (MacLeod, 2009;
78 Simmonds & Elliott, 2009; Sydeman et al., 2015). Cetacean distribution shifts have already
79 been recorded in response to climate-related changes (Benson, Croll, Marinovic, Chavez, &
80 Harvey, 2002; Clapham, 2016; Henderson et al., 2014; Pardo et al., 2015; Sprogis,
81 Christiansen, Wandres, & Bejder, 2017; Zerbini et al., 2015) or simply in response to seasonal
82 environmental variations (Di Tullio, Gandra, Zerbini, & Secchi, 2016; Gilles et al., 2016;
83 Tynan et al., 2005). Yet, current knowledge remains insufficient to estimate the adaptive
84 plasticity of most species to thermal changes, which is one of the key elements needed to
85 predict the impact of climate change on marine ecosystems at large (MacLeod, 2009; Silber et
86 al., 2017; Sydeman et al., 2015). In recent years, Species Distribution Models (SDMs) have
87 become a popular tool to predict distribution changes in response to climate change (Hazen et
88 al., 2013; Legrand et al., 2016; Morán-Ordóñez, Lahoz-Monfort, Elith, & Wintle, 2017;

89 Torres et al., 2013), but limited long-term empirical evidence exist to validate these
90 predictions in long-lived marine species such as cetaceans (Silber et al., 2017).

91 Humpback whales (*Megaptera novaeangliae*) undertake some of the longest distance seasonal
92 migrations of any mammalian species (Robbins et al., 2011). They may be impacted by global
93 ocean warming in both polar and tropical ecosystems, as they spend summers feeding in polar
94 areas and seasonally migrate toward tropical breeding grounds where they fast during winter
95 (Chittleborough, 1958). The reasons for such extensive migrations are still debated but could
96 be linked to increased calf fitness in warmer waters of the tropical and subtropical breeding
97 grounds (Clapham, 2000). Although this hypothesis suggests a direct link between humpback
98 whale life history and water temperature, it remains unclear how sea surface temperature
99 (SST) drives distributions within breeding latitudes, as studies have shown both strong
100 relationships (Brazil: Bortolotto, Danilewicz, Hammond, Thomas, & Zerbini, 2017; Central
101 America: Guidino, Llapapasca, Silva, Alcorta, & Pacheco, 2014; Rasmussen et al., 2007;
102 Great Barrier Reef: Smith et al., 2012) and weak or no effects (Madagascar: Trudelle et al.,
103 2016; Reunion Island: Dulau et al., 2017) of this variable. While local anomalies exist, SST
104 generally follows a latitudinal gradient that inevitably produces spatial collinearity likely to
105 affect SDMs. Moreover, SST displays complex dynamic changes through time as it fluctuates
106 on multiple temporal scales (monthly, seasonally, annually) and follows patterns that may be
107 stochastic, cyclic (e.g., El Niño Southern Oscillation, Pacific Decadal Oscillation, Antarctic
108 Oscillation) or continuous (climate change). These variations need to be cautiously considered
109 when studying the effect of temperature on species' distribution (Fernandez, Yesson, Gannier,
110 Miller, & Azevedo, 2017; Mannocci, Boustany, et al., 2017; Scales et al., 2017). Hence,
111 datasets collected over large temporal and spatial scales are necessary to understand the effect
112 of SST on the distribution of migratory and long-lived species such as humpback whales.

113 Industrial whaling of humpback whales took its greatest toll on Southern Hemisphere stocks,
114 with more than 215,000 humpbacks killed during the 20th century (Rocha, Jr., Clapham, &
115 Ivashchenko, 2015). Following the enactment of the moratorium on commercial whaling in
116 1986, humpback whales have shown encouraging signs of recovery leading to the
117 reclassification of most populations by the IUCN from “vulnerable” to a species of “least
118 concern” at a global scale. However, some populations are lagging behind in recovery. In the
119 Pacific, the Oceania humpback whale population is still classified as “endangered”
120 (Childerhouse et al., 2009) because of its small size and slow recovery rate (Constantine et al.,
121 2012; Jackson et al., 2015). Compared to other breeding regions of the world, Oceania
122 encompasses a remarkably large extent of suitable breeding habitat (Valsecchi, Corkeron,
123 Galli, Sherwin, & Bertorelle, 2010). It covers thousands of islands and reefs that offer the
124 conditions usually regarded as preferred for humpback whale breeding and nursing behaviour
125 (e.g., Bortolotto et al., 2017; Derville, Torres, Iovan, & Garrigue, 2018; Lindsay et al., 2016;
126 Trudelle et al., 2016): sheltered, shallow and warm waters (21 to 28°C, Rasmussen et al.,
127 2007).

128 At the scale of this ocean basin, humpback whales are structured into geographically
129 separated sub-populations (Childerhouse et al., 2009; Garland et al., 2015; Olavarría et al.,
130 2007), that show varying degrees of connectivity (Garland et al., 2011; Garrigue et al., 2011;
131 Steel et al., 2017). The International Whaling Commission (IWC) recognizes several breeding
132 stocks and sub-stocks including BSE2 (New Caledonia), BSE3 (Tonga), and BSF (French
133 Polynesia) (IWC, 2005; Jackson et al., 2015). Samoa and American Samoa lie on the
134 geographic boundary of BSE3 and BSF, and individuals exhibit exchange to both breeding
135 stocks (Garland et al., 2015; Garrigue et al., 2011; Steel et al., 2017), as well as BSE2 (Steel et
136 al., 2017). Recent data also demonstrates connectivity between humpback whales visiting the
137 Chesterfield archipelago and the New Caledonia sub-stock (Garrigue, Derville, & Bonneville,

138 2018). Photo-identified and genotyped individuals in Vanuatu (Garrigue, Dodemont, Steel, &
139 Baker, 2004) and Niue (South Pacific Whale Research Consortium pers. com.) have also been
140 resighted in New Caledonia or Tonga. Across this vast area, the sizes of humpback whale
141 subpopulations are not at equilibrium and their distributions have evolved through time.
142 Social aggregation (Clapham & Zerbini, 2015) or rapid recovery of relic populations
143 (Olavarría et al., 2007) are proposed hypotheses to explain the rapid increase of some
144 breeding populations over others, but the effect of environmental drivers on distribution has
145 never been explored at a basin scale.

146 Using a compilation of humpback whale survey data spanning 7,600 km from west to east
147 across the South Pacific, this study aims to describe the environmental drivers of humpback
148 whale distribution and the influence of SST variation on breeding ground habitat use.
149 Topographic and oceanographic conditions are hypothesized to influence humpback whale
150 prevalence at multiple scales, within and between breeding regions, and in conjunction with
151 social factors. Variation in habitat use through time and space are estimated from encounter
152 rates and sampling of used versus available habitats. Patterns of habitat use are compared with
153 SST at multiple scales to assess the implications of global ocean warming predicted in
154 Oceania for the end of the 21st century. This study contributes to broad efforts to understand
155 the temporal and spatial scales at which marine migratory species respond to climate change.

156 **MATERIALS AND METHODS**

157 **Study areas and data collection**

158 A database was compiled from dedicated surveys for cetaceans conducted throughout Oceania
159 by several research teams (Table 1). Surveys were conducted in austral winter and shoulder
160 seasons months (May-December) between 1999 and 2017, at New Caledonia (including the
161 main island, Loyalty Islands and Chesterfield archipelago), Vanuatu, Tonga, Niue, Samoa,

162 American Samoa and French Polynesia (including the main archipelagos: Austral, Gambier,
163 Tuamotu, Society and Marquesas Islands; Fig. 1). The breeding grounds in this study were
164 grouped based on their geographic location and affiliation to IWC definitions (Fig. 1): the
165 “western region” (Chesterfield, New Caledonia, Vanuatu), the “central region” (Tonga, Niue,
166 Samoa, American Samoa), and the “eastern region” (French Polynesia). This grouping was
167 specifically chosen to reflect genetically differentiated stocks or management units, while still
168 producing relatively homogeneous samples in terms of survey effort and latitudinal SST
169 gradients.

170 Non-systematic surveys were conducted in a closing-mode (cetaceans were approached after
171 detection), as the primary objective for most research teams was to locate humpback whales
172 for the purposes of photo-identification and/or genetic sampling. Though field protocols and
173 equipment varied among surveys (e.g., vessel type, number of observers), a series of variables
174 was consistently recorded by all teams: 1) whale observations, 2) duration of survey effort,
175 and 3) spatial extent of survey effort. At each whale observation, group size, time of day, GPS
176 position (WGS84 latitude-longitude), and social group types (Singleton, Pair, Mother-calf,
177 Mother-calf-escort, Competitive group, Mother-calf-competitive group) were recorded.

178 In most surveys, the spatial extent of search effort was precisely recorded with a GPS
179 trackline at a sampling frequency varying from 1 position.hour⁻¹ and 2 position.min⁻¹ (84%
180 survey days). In the remaining 16% of survey days, search effort was concentrated in small
181 and well-defined areas that could be spatially bounded in georeferenced polygons drawn by
182 the data suppliers (Appendix S1). Four polygons were manually produced in a QGIS
183 graphical interface around the study areas of Hao (Gambier Islands), Huahine and Moorea
184 (Society Islands), and Niue (covering 362 to 2360 km²). Finally, for 93% of the survey days,
185 the time at the beginning and end of the effort was recorded, enabling a daily time on effort to
186 be deduced. When this information was lacking, the time on effort was deduced from the

187 distance travelled along the boat GPS trackline and the average speed calculated over all
188 surveys (estimated at 12.8 km.h⁻¹).

189 Data processing and statistical analysis were performed with R (version 3.4.4, R Core Team,
190 2016) and QGIS (version 2.18.3, QGIS Development Team, 2016).

191 **Environmental variables**

192 Topographic environmental variables were retrieved in order to describe the habitats visited
193 by humpback whales within each region at the finest scale possible. Bathymetric charts at 1
194 km resolution (*'DEPTH'*, in meters) were obtained from the General Bathymetric Chart of the
195 Oceans (GEBCO). Seabed slope (*'SLOPE'*, in degrees) was calculated from bathymetry using
196 the *raster* R package (version 2.6-7). Coastlines were obtained from the OpenStreetMap
197 dataset (<http://openstreetmapdata.com/data/coastlines>) and coral reef contours were obtained
198 from the UNEP World Conservation Monitoring Centre (UNEP-WCMC, WorldFish-Centre,
199 WRI, & TNC, 2010). A raster of the distance to the closest shallow reef (emerging at low tide)
200 or coastline (*'DISSURF'*, in km) was calculated.

201 Pacific Ocean conditions change in relation to periodic climatic fluctuations such as the El
202 Niño Southern Oscillation phenomenon (ENSO, McPhaden, Zebiak, & Glantz, 2006), the
203 strength of which is measured by the Southern Oscillation Index (SOI). The Antarctic
204 Oscillation (AAO) affects the Southern Ocean ecosystems and is measured by the Southern
205 Annular Mode (SAM) index. In order to assess the effect of the conditions in the feeding
206 grounds and migratory corridors on breeding ground use, SAM was obtained from the British
207 Antarctic Survey (<http://www.nercbas.ac.uk/icd/gjma/sam.html>) and SOI was obtained from
208 the National Oceanographic and Atmospheric Administration (NOAA,
209 <https://www.ncdc.noaa.gov/teleconnections/enso/indicators/soi/>). SAM and SOI monthly

210 indexes were averaged between November and April each year to reflect the summer feeding
211 conditions of humpback whales prior to the following breeding season in Oceania.

212 SST was considered at two temporal scales: (1) as climatological data (SST_{CLIM} , 2003 to
213 2014 daily averages) to account for persistent austral winter conditions independent of inter-
214 annual variability ; and (2) as instantaneous data (SST_{INST} daily estimates) to account for the
215 potential of inter-annual phenomena, such as ENSO, to impact whale presence in breeding
216 latitudes. SST_{CLIM} was obtained from a climatology averaging SST from 2003 to 2014 at a
217 daily scale based on the Multi-scale Ultra-high Resolution SST (MURSST) with a spatial
218 resolution of 1 km (<https://podaac.jpl.nasa.gov/dataset/MUR-JPL-L4-GLOB-v4.1>). SST_{INST}
219 was obtained at daily intervals from the Reynolds NCEP Level 4 Optimally Interpolated SST
220 with a spatial resolution of 0.25° of latitude-longitude (about 28 km resolution,
221 <https://www.ncdc.noaa.gov/oisst>). The average SST_{INST} from 1999 to 2017 was calculated for
222 each study site during the month of August to reflect SST at the peak of the breeding season
223 (Garrigue, Greaves, & Chambellant, 2001) and as August was previously used as a reference
224 point for the Southern Hemisphere in a global review of breeding ground temperatures
225 (Rasmussen et al., 2007). However, as breeding season is reported later in some breeding sites
226 (American Samoa, Munger, Lammers, Fisher-Pool, & Wong, 2012; French Polynesia, Poole,
227 2002), the average SST_{INST} in October was also estimated (see Appendix S3).

228 Finally, a climatology of SST for the month of August was calculated for the entire Oceania
229 region between 2003 and 2014 using the Polar Operational Environmental Satellites
230 Advanced Very High Resolution Radiometer (POES AVHRR) 1° resolution dataset
231 (https://coastwatch.pfeg.noaa.gov/infog/AG_ssta_las.html). An “anomaly method” was used
232 to assess future SST patterns in the region. This method is commonly used to overcome the
233 biases found in the Coupled Model Intercomparison Project models (CMIP5; Taylor, Stouffer,
234 & Meehl, 2012). Indeed, CMIP5 are found to reproduce poorly the present-day South Pacific

235 climate (Brown, Moise, & Colman, 2013; Grose et al., 2014). However, the SST anomaly
236 between future and present conditions yielded by CMIP5 is robust (Li, Xie, Du, & Luo,
237 2016). Here, 31 global climate models were extracted from CMIP5. For each model, historical
238 simulations and simulations for the 21st century were considered, under the Representative
239 Concentration Pathway 8.5 (RCP8.5) of aerosols and greenhouse gases scenario. The SST
240 change was assessed as the difference between the 2080-2100 period (RCP8.5) and the 1989-
241 2009 period monthly climatologies, following the method described by Knutson, Sirutis,
242 Garner, Vecchi, & Held (2008) and Walsh (2015). The SST multi-model average change was
243 finally computed and added to the present 2003-2014 SST climatology. Isotherms at 21 °C
244 and 28 °C corresponding to the breeding range described in Rasmussen et al., (2007) were
245 estimated from 1) the current observed August SST climatology, and 2) the projected future
246 August SST.

247 **Habitat modelling**

248 **Coarse-scale encounter rate models.** The variations in encounter rates were analysed at
249 different spatio-temporal scales. First, the study area was gridded in 1° cells and total survey
250 time per cell was calculated. The encounter rate per grid cell, in number of whales per hour of
251 survey (whales.h⁻¹) was computed by dividing the total number of whales observed (number
252 of groups multiplied by group size) by the total time on effort per cell. Encounter rates were
253 mapped together with current and predicted future isotherms at the Oceania scale to illustrate
254 the potential effect of climate change on breeding habitat temperature.

255 Second, encounter rates were calculated over each survey day and modelled with a
256 Generalized Additive Model (GAM, Hastie & Tibshirani, 1990) applied with a Gaussian log
257 link as a function of year, day of year and SST_{INST} . Variables were modelled with penalized
258 thin-plate regression splines optimized with a Restricted Maximum Likelihood and basis size
259 limited to 5 to prevent overfitting (Wood, 2017). Two separate GAMs were produced: the

260 first, M_{OC} , estimated the effect of SST on encounter rate through space at the large Oceania
261 scale, and the second, M_{NC} , estimated the local effect of SST through time at a specific study
262 site, the New Caledonia South Lagoon. This site was chosen as a case study as it provides the
263 most consistent and prolonged survey effort in Oceania (1996 - 2017).

264 For the purpose of M_{OC} , SST_{INST} was extracted at the centre of each 1° grid cell in which
265 encounter rates were calculated. In order to account for spatial autocorrelation in this large-
266 scale model across breeding regions, projected geographical coordinates were added as
267 covariates in the M_{OC} model. These terms corresponded with an isotropic smoother of x- and
268 y-coordinates at which the encounter rates were estimated. Smoothing was performed with a
269 Gaussian process model parametrized with a power exponential correlation function of range
270 based on Kamman & Wand (2003) and basis size 50.

271 In M_{NC} , SST_{INST} was extracted at a fixed position, at the centre of the New Caledonia South
272 Lagoon (167°E , 22.5°S) as a representative location for the study area (about 20 km wide).
273 For this model, encounter rates were calculated for study days from 1996 to 2017 (Garrigue et
274 al., 2001, see Appendix S3). In place of using SST_{INST} as a predictor, SOI and SAM were also
275 tested in M_{NC} . The years 2004 and 2008 were removed from the M_{NC} as they only included 6
276 and 2 days of survey, respectively.

277 The performance of models was assessed through the computation of the proportion of
278 deviance explained (Guisan & Zimmermann, 2000). Partial dependence plots were produced
279 to visualize the effect of one variable while all others were held constant at their mean
280 (Friedman, 2001). When predicting fitted responses in the M_{OC} model, latitude and longitude
281 were held constant to a fixed position in the South Lagoon (167°E , 22.5°S) to ensure
282 comparability with the M_{NC} predictions.

283 **Fine-scale habitat model.** Habitat preferences of humpback whales were modelled based on
284 a binomial response variable comparing ‘used’ environmental conditions to ‘available’
285 environmental conditions. Background points were sampled in the vicinity of the GPS survey
286 tracklines and compared to actual presence points where whales were observed (following the
287 method described in (Derville, Torres, Iovan, et al., 2018). Daily survey track strip-width
288 spanning 10 km to each side of the tracklines were generated to reflect areas surveyed and
289 their vicinity, resulting in daily background areas of 125 to 4,460 km². Background points
290 were sampled randomly within these areas, with a minimum distance of 2 km from each other
291 and independently of presence locations. The number of background points was proportional
292 to the number of hours of effort per day (on average 4 points per hour of survey).

293 Environmental variables were extracted at presence and background locations. *DEPTH*,
294 *SLOPE* and *DISSURF* were log-transformed to prevent an inflated influence of outliers as
295 recommended by Wood (2006). *DEPTH* and *DISSURF* showed a medium to strong
296 correlation depending on the region (Spearman coefficient > 0.7) in the presence-background
297 dataset. Collinearity among explanatory variables is known to affect a model’s stability and
298 capacity to assess the relative influence of each variable (Dormann et al., 2013). Sequential
299 regression was used to correct for collinearity (Graham, 2003). A linear regression between
300 *DEPTH* and *DISSURF* at the points of presence and background was developed (Appendix
301 S2). The residuals of this regression (*DISSURF_{RES}*) were subsequently used instead of
302 *DISSURF* as they represent the contribution of *DISSURF* after accounting for *DEPTH*. For
303 instance, high *DISSURF_{RES}* values represent waters ‘abnormally’ shallow considering how far
304 they are from land or reef (e.g. an offshore shallow seamount).

305 GAMs were used to model the presence-background response as a function of *DEPTH*,
306 *SLOPE*, *DISSURF_{RES}*, *SST_{CLIM}*, day of year, and year. The smoothed effect of each of these
307 variables, except for year, was assessed as an interaction with the region (i.e., western, central,

308 or eastern Oceania, Fig. 1) in order to capture potentially contrasting habitat selection patterns
309 across regions. Variables were modelled with penalized thin-plate regression splines
310 optimized with a Restricted Maximum Likelihood and basis size limited to 5 to prevent
311 overfitting (Wood, 2017). Finally, coarse scale differences in humpback whale prevalence
312 were accounted for by including an isotropic Gaussian process smoother on projected latitude
313 and longitude coordinates similar to that used in M_{OC} .

314 Partial dependence plots were produced for each environmental predictor/region combination.
315 Fitted responses for each region were estimated while holding the latitude and longitude to a
316 fixed location central to the main study site per region, namely: the New Caledonia South
317 Lagoon for the western region, American Samoa for the central region and the Society Islands
318 for the eastern region. Finally, humpback whale habitat suitability with respect to $DEPTH$,
319 $SLOPE$, $DISSURF_{RES}$ and SST_{CLIM} was predicted over 1 km resolution maps. Day of year was
320 fixed its mean per region dataset, and year was fixed to 2017. Areas where environmental
321 conditions strayed outside the model training ranges by region were dashed out on the final
322 predicted maps relative to each region respectively, as they should be considered with caution
323 (Mannocci, Roberts, Miller, & Halpin, 2017).

324 In order to assess the effect of habitat-associated sampling bias between regions, a predicted
325 map of habitat suitability was also produced for eastern Oceania using the western fitted
326 habitat use trends. To ensure model transferability, SST_{CLIM} for the eastern region was fixed to
327 22°C (the preferred SST for humpback whales in the western region) so that predictions
328 would only reflect seabed topography preferences. Areas where environmental conditions
329 strayed outside the training range observed in the western region were removed from the
330 predicted map.

331 **RESULTS**

332

333 A total of 1,379 days of survey were compiled over years from 1999 to 2017 (for years of
334 survey per country see Table 1). The majority of surveys were conducted in August (36%),
335 September (33%), October (16%) and July (12%). Over these surveys, 2,872 singletons or
336 groups of humpback whales were observed (Table 1), with a cumulative total of 6,454 whales.

337 **Encounter rate and SST**

338

339 The mean encounter rate per day of survey at the Oceania scale was 0.69 whales.h⁻¹ (sd ±
340 0.90). Averaged in 1° grid cells, the highest encounter rates were recorded southwest of New
341 Caledonia, over the Antigonias seamount (2.4 whales.h⁻¹ ± SD 1.6) and Orne bank (2.0
342 whales.h⁻¹ ± SD 0.9), followed by Tutuila (American Samoa, 1.5 whales.h⁻¹ ± SD 1.1), Vava'u
343 (Tonga, 1.3 whales.h⁻¹ ± SD 0.9) and Rurutu (Austral Islands, French Polynesia, 1.3 whales.h⁻¹
344 ± SD 3.1; Fig. 2). Antigonias showed significantly higher encounter rates than the other four
345 top sites (Kruskal-Wallis test: $X^2 = 13.4$, $p < 0.001$). The lowest encounter rates were recorded
346 in pelagic offshore waters (e.g., French Polynesia, Fig. 2) and in nearshore waters of the
347 Marquesas, Samoas, northwestern New Caledonia, and some of the Tuamotus.

348 Based on current average isotherms for the month of August (2003-2014), all study sites were
349 within the 21-28 °C range previously established for humpback whale breeding habitats
350 (Rasmussen et al., 2007). SST_{INST} measured in each study area in August ($n = 12$, Appendix
351 S3) from 1999 to 2017 varied from 23.1 to 27.8 °C and fluctuated by 0.9 to 2.3 °C between
352 years at a given site. SST_{INST} measured in October was warmer at all sites (Appendix S3),
353 even those with a breeding season peak reported later in the year (e.g., American Samoa:
354 mean SST_{INST} Aug = 27.62 °C vs mean SST_{INST} Oct = 28.18 °C). Following the climate change
355 predictions for the end of the 21st century, an average SST above 28 °C is expected at Tonga,

356 Niue, Samoa, American Samoa and the northern part of French Polynesia (Society, Tuamotu
357 and Marquesas Islands; Fig. 2).

358 At the Oceania scale between 1999 and 2017, in the M_{OC} model, 1,376 daily encounter rates
359 were recorded and showed a significant increase with year, particularly between 2002 and
360 2012 (Fig. 3a). The day of year also affected encounter rates, which followed a bell-shaped
361 trend with a peak around the end of August. After accounting for spatial autocorrelation using
362 an interaction covariate between latitude and longitude (edf = 22.8, $F = 10.6$, p -value <
363 0.001), encounter rate was found to decrease with SST_{INST} , but the relationship was not
364 significant ($F = 0.6$, $p = 0.06$, Fig. 3a). The deviance explained by the model reached 41.4%.

365 Similar trends were found in the New Caledonia South Lagoon M_{NC} model of encounter rates
366 between 1996 and 2017 ($n = 774$ days of survey, Fig. 3B). Encounter rate increased with year
367 and reached a peak in 2012-2013. The seasonal peak was estimated to occur around the end of
368 August. Cooler SST_{INST} (min = 20.5 °C) was correlated with higher encounter rates. The
369 deviance explained by the model reached 25.4%, including 1.1% that could be attributed to
370 SST_{INST} . The alternative models of M_{NC} that replaced SST_{INST} with the SOI or SAM from the
371 previous summer led to slightly lower deviance explained (24.7% and 24.5% respectively,
372 Appendix S4), and both variables had no significant effect on encounter rate in the New
373 Caledonia South Lagoon ($F = 0.5$, p -value = 0.08; $F = 0.0$, p -value = 0.86 respectively).

374 **Habitat model**

375

376 Fine-scale humpback habitat preferences were modelled with a presence-background
377 approach in a binomial GAM. The model explained 21.6 % of the deviance in the presence-
378 background dataset counting 47,620 data points (including 2,872 presences). All predictors
379 had a significant effect on humpback whale probability of presence (Table 2).

380 The relationship between humpback whale presence and depth was similar between the three
381 regions (Fig. 4), though favouring deeper waters in eastern (mean depth at whale presence
382 positions = 360 m \pm SD 480) and central Oceania (mean = 198 m \pm SD 296), compared to
383 western Oceania (mean = 43 m \pm SD 89; Anova: $F_{(2, 2869)} = 523$, $p < 0.001$). In contrast, the
384 relationship with $DISSURF_{RES}$ differed between regions. The trend was positive in western
385 Oceania, indicating a preference for shallow waters away from surfacing reefs or coasts (e.g.,
386 offshore seamounts and banks). This trend was reflected in predicted habitat suitability maps
387 for the region, where the seamounts of the Norfolk and Loyalty Ridges were particularly
388 suitable (Fig. 5). On the contrary, in both central and eastern Oceania, the trend between
389 humpback whale presence and $DISSURF_{RES}$ was negative, indicating that whales were found
390 in waters closest to coasts or reefs but relatively deep. Again, this trend manifested in the
391 predicted habitat suitability maps, which emphasized the importance of the external slope of
392 fringing/barrier reefs and coastal waters of high islands such as Niue, Tahiti or Tutuila (Fig.
393 5).

394 The western region showed the highest amount of offshore survey effort. Hence, transferring
395 the western fitted trends to eastern Oceania revealed potentially suitable habitats in offshore
396 seamounts located south of the Society archipelago and in the southeastern part of the Austral
397 archipelago (Fig. 6). Based on these predictions, when comparing the areas of highest habitat
398 suitability (values > 0.9 quantile) in the French Polynesian EEZ with current and predicted
399 future 21°C and 28°C isotherms, it appeared that 92.8 % of the EEZ suitable habitats are
400 currently included in this preferred SST range, against 46.4 % by the end of 21st century.

401 SST_{CLIM} ranges were different from one region to the other (Fig. 4): the western region
402 displayed the coldest temperatures and the central region the warmest. In central Oceania,
403 humpback whale presence was positively correlated to SST_{CLIM} . Despite barely overlapping
404 SST_{CLIM} ranges, humpback whale presence showed similar trends in eastern and western

405 Oceania with respect to SST_{CLIM} . Cooler waters were related to higher probability of presence,
406 and the warmest areas such as the Marquesas Islands were least suitable (Fig. 5).

407 **DISCUSSION**

408

409 This study describes the habitat use of humpback whales on the breeding grounds of Oceania,
410 using a large-scale dedicated survey dataset collected over almost two decades. Humpback
411 whales were observed on breeding grounds averaging 23.0 to 27.8 °C with up to 2.3 °C inter-
412 annual fluctuations in August. Locally, in the South Lagoon of New Caledonia, SST
413 influenced humpback whale presence, and encounter rates were higher in cooler conditions (<
414 22°C). At a fine scale, topography was an important driver of humpback whale distribution,
415 although here again, their habitat use patterns demonstrated flexibility. The shallowest waters
416 were favoured, but humpback whales showed varying habitat use patterns with respect to
417 islands, reefs, and seamounts depending on the local context.

418 The effects of shallow depth and proximity to coastlines are well supported by the existing
419 literature (e.g., Bortolotto, Danilewicz, Hammond, Thomas, & Zerbini, 2017; Cartwright et
420 al., 2012; Lindsay et al., 2016; Smith et al., 2012; Trudelle et al., 2016). These features
421 provide sheltered areas that are thought to be important habitats for females with an
422 accompanying calf (Bortolotto et al., 2017). A preference for shallow waters appears to be the
423 strongest influence (Derville, Torres, & Garrigue, 2018; Garrigue, Clapham, Geyer, Kennedy,
424 & Zerbini, 2015), as the extent of available shallow areas off coastlines often limits how far
425 offshore mother-calf pairs may be observed (Cartwright et al., 2012). In areas where slopes
426 are steep and shallow shelves are narrow, whales remain closer to shore (e.g., Osa Peninsula:
427 Oviedo & Solís, 2008; Maui: Currie, Stack, & Kaufman, 2017), whereas where slopes are
428 gradual and shallow shelves are extensive, whales may be found farther from shore (e.g.,
429 Abrolhos Bank, Brazil Martins et al., 2001). However, given that depth and distance to

430 surfacing reefs or coast are often collinear, studying the effect of both variables within the
431 same model should be done with caution (Dormann et al., 2013).

432 In this study, serial correlation was used to account for this collinearity, hence revealing
433 flexible patterns of distribution relative to proximity to seamounts. In western Oceania,
434 offshore shallow banks and seamounts have been surveyed, and have revealed the highest
435 encounter rates of Oceania (Antigonia seamount > 2 whales.h⁻¹). Distance to the coast
436 therefore appeared as a by-product of the preference for shallow waters rather than a direct
437 driver of humpback whale distribution, hence nuancing the “shelter hypothesis” of humpback
438 whale breeding habitat preferences (Derville, Torres, & Garrigue, 2018). In central and
439 eastern Oceania, humpback whales were mainly observed in waters closest to islands or on
440 the external slope of fringing and barrier reefs (see also Gannier, 2004; Poole, Albertson, &
441 Oremus, 2014). However, the surveys in these regions have focused on waters surrounding
442 islands, with occasional transits through offshore deep waters separating archipelagos. Hence,
443 presence on offshore shallow seamounts could have gone undetected. Transferred predictions
444 using the ecological relationships fitted in western Oceania support the potential for suitable
445 seamount habitats in French Polynesia. These predictions are sustained by anecdotal
446 observations from a survey conducted in July 1999 on a platform of opportunity: three groups
447 of humpback whales were sighted in the offshore shallow areas of the President Thiers Bank
448 (19 m), Arago seamount (28 m), and Neilson Reef (3 m) in the southeastern Austral Islands
449 (Gannier, Bourreau, & Casacci, 2000). Further research into offshore shallow habitats is
450 warranted in central and eastern Oceania, in order to build a more comprehensive assessment
451 of humpback whale distribution at basin scale.

452 Studying the effect of dynamic variables such as SST on migratory species also presents
453 challenges. When considering habitat selection across Oceania and over almost two decades,
454 SST patterns are likely to be affected by many oceanographic processes acting at multiple

455 spatio-temporal scales. However, the heterogeneity of sampling effort in this study was a
456 limiting factor. The effect of ENSO and the Antarctic Oscillation (represented by the SOI or
457 the SAM) could only be investigated in New Caledonia, where survey effort was most
458 consistent over a long time period. These climatic fluctuations are known to interact and
459 affect sea-ice concentration in the Antarctic (Curran, van Ommen, Morgan, Phillips, &
460 Palmer, 2003; Meehl, Arblaster, Bitz, Chung, & Teng, 2016), which in turn impacts biological
461 productivity (Zhang et al., 2014) and humpback whale foraging success. The exact migratory
462 destinations of whales moving south from Oceania breeding grounds are not fully understood,
463 but recent satellite telemetry (Riekkola et al., 2018), genotype matching and photo-
464 identification (Constantine et al., 2014; Robbins et al., 2011; Steel et al., 2017), and mixed-
465 stock analyses (Albertson et al., 2018) have confirmed the wide range of their feeding areas,
466 from the Balleny Islands west of the Ross Sea, to the Antarctic Peninsula. The extent to which
467 prey availability over this vast area may affect the migration of humpback whales to their
468 breeding grounds is unknown. Bengtson Nash et al., (2018) reported ENSO-related changes in
469 the lipid reserves of humpback whales migrating along the East Australian coast. Changes in
470 migratory departure dates and destination can also be hypothesized as a result of foraging
471 success and/or distribution shifts in the Southern Ocean. Changes in migration length, timing
472 or path could impact humpback whale encounter rates measured at the breeding grounds. Yet,
473 at New Caledonia no relationship was found between the encounter rate and the ENSO or the
474 Antarctic Oscillation from the previous summer. Although varying feeding conditions in the
475 Antarctic are likely to influence northbound migration, this study also suggests that SST
476 conditions on the breeding grounds could locally affect humpback whale encounter rates.

477 All of the study sites in Oceania exhibited SST values within the 21.1-28.3°C range that has
478 previously been established for humpback whale breeding grounds (Rasmussen et al., 2007).
479 However, this study provides the first analysis of SST in relation to whale density within

480 established breeding grounds at a large scale. The sites with the highest encounter rates in
481 Oceania exhibited some of the lowest and the highest average SST values for the region. The
482 highest density site (New Caledonia) was at the lower end (23°C) and long-term observations
483 suggested slightly greater encounter rates when water temperatures were cooler (< 22°C).
484 American Samoa was also a preferred site in Oceania and yet was at the high end of the
485 known acceptable breeding ground temperature range (28°C). Overall, our results suggest
486 considerable tolerance to SST within the relatively narrow temperature range that has
487 previously been established. However, there may also be temperature preferences both within
488 and among breeding ground sites. The specific importance of SST for breeding is not well
489 understood but may benefit calf thermoregulation, as these younger and smaller individuals
490 are more susceptible to heat loss (Clapham, 2000; Corkeron & Connor, 1999). Within the
491 suitable environmental space occupied by the species, social factors and culture likely play a
492 large role in humpback whale distribution (Clapham & Zerbini, 2015; Rendell & Whitehead,
493 2001), specifically through natal philopatry (Baker et al., 2013; Herman, 2017). It therefore
494 remains to be seen whether subpopulations lying on the “thermal edge” will keep visiting
495 their historical breeding grounds in the future, even if the temperature rises above what is
496 optimal.

497 Distribution shifts are considered the most likely response of large mobile cetaceans to
498 climate change (Silber et al., 2017; Sydeman et al., 2015). History has shown that humpback
499 whale distribution can change at the scale of a few decades, particularly in cases of over-
500 exploitation and local extirpation. For instance, humpback whales historically visited Fijian
501 waters in great numbers but relatively few currently do so (Dawbin, 1959; Gibbs,
502 Childerhouse, Paton, & Clapham, 2006; Miller, Batibasiga, Sharma-Gounder, & Solomona,
503 2015; Paton & Clapham, 2002). By contrast, whales seem to have appeared rather recently in
504 other breeding grounds such as Hawaii (Herman, 1979) and French Polynesia (Olavarría et

505 al., 2007; Poole, 2002). Redistribution was also observed in the south eastern Caribbean
506 (Clapham, Aguilar, & Hatch, 2008; Reeves, Swartz, Wetmore, & Clapham, 2001). Whales
507 were hunted to local extinction in the Lesser Antilles and Venezuela until 1926, but today they
508 are instead found in large numbers in the northern West Indies (Mattila, Clapham, Vásquez, &
509 Bowman, 1994; Winn, Edel, & Taruski, 1975). Social aggregation is thought to be a key
510 factor influencing humpback whale breeding ground use of otherwise suitable habitats
511 (Clapham & Zerbini, 2015). Male songs may play a role in attracting conspecifics towards
512 breeding spots as they form (Clapham et al., 2008; Herman, 1979). Although the range of
513 humpback whale songs is likely limited to a few kilometres (~20 km; Garland et al., 2015),
514 there is potential for larger scale attraction to be exerted in cascade (Clapham & Zerbini,
515 2015). However, humpback whales might not disperse to areas with suitable environmental
516 conditions that may have been erased from the cultural memory of individuals that survived
517 the whaling era (Clapham et al., 2008) or that may be too remote. For instance, the Marquesas
518 Islands include suitable habitat, in terms of seabed topography and temperatures (mean
519 $SST_{INST\ Aug} = 27.2\ ^\circ\text{C}$), but do not currently constitute a humpback whale breeding ground
520 (Gannier, 2002; Poole, 2006). Indeed, during 33 days of survey included in this study that
521 covered the Marquesas Islands, no humpback whales were sighted and no songs were heard
522 (Gannier, 2004). Information regarding the historical presence of species appears essential to
523 understanding the mechanisms underlying their distribution.

524 To be successful, distribution shifts require the availability of suitable habitats in proximity to
525 the previously occupied ranges. In Oceania, climate change scenarios suggest a shift of the
526 28°C surface isotherm by several degrees of latitude south by the end of the 21st century
527 (scenario RCP8.5). To follow this shift and remain in a 21-28 $^\circ\text{C}$ range, humpback whales
528 would have to relocate their breeding and nursing activities, either to shallow waters currently
529 considered as part of the migratory corridors, such as the Kermadec Islands (Riekkola et al.,

530 2018), Cook Islands (Hauser, Peckham, & Clapham, 2000; Hauser, Zerbini, Geyer, Heide-
531 Jørgensen, & Clapham, 2010), Norfolk Island (Constantine, Russell, Gibbs, Childerhouse, &
532 Baker, 2007), Pitcairn Island (Horswill & Jackson, 2012), or to already existing breeding
533 grounds such as New Caledonia, Vanuatu, or the Austral Islands. Considering that these
534 subpopulations are still well below their pre-exploitation numbers (< 50 % recovered, Jackson
535 et al., 2015), there may be no capacity limit on the southernmost breeding grounds if
536 populations were to relocate there in response to climate change. In fact, survey effort biased
537 towards nearshore waters has likely underestimated the extent of suitable breeding and
538 nursing habitat in these regions. For instance, potential offshore seamounts and banks of
539 interest were identified in the Austral archipelago, which will remain below 28 °C by the end
540 of the 21st century.

541 If humpback whales are not able to shift their distribution or to find suitable breeding habitat
542 in response to SST changes, deleterious effects could be expected on their reproductive
543 success. Breeding and birth rates have been shown to echo environmental fluctuations
544 associated with ENSO in marine mammals (sperm whales, *Physeter microcephalus*,
545 Whitehead, 1997; southern right whales, *Eubalaena australis*, Leaper et al., 2006; dugongs,
546 *Dugong dugon*, Fuentes et al., 2016) and migratory seabird species (Laysan and black-footed
547 albatrosses, *Phoebastria immutabilis* & *P. nigripes*, Thorne et al., 2016). Correspondingly,
548 similar effects are postulated to occur in the long term response to climate change (Sydeman
549 et al., 2015). Hormone analysis (Pallin et al., 2018; Riekkola et al., 2018), stable isotopes
550 (Bengtson Nash et al., 2018), and aerial photogrammetry (Burnett et al., In Press;
551 Christiansen, Dujon, Sprogis, Arnould, & Bejder, 2016) provide promising perspectives to
552 monitor the effect of environmental changes on the reproductive success and health of large
553 whales.

554 This study suggests that most of the currently occupied breeding sites in Oceania might
555 become unsuitably warm for humpback whales by the end of the 21st century. The thermal
556 tolerance displayed by humpback whales in Oceania, combined with flexible patterns of
557 habitat use at a fine scale and the great extent of available suitable habitats, suggest an
558 adaptive capacity of these subpopulations on their breeding grounds. Locally, sensitive
559 breeding habitats at the northern limit of the Oceania range should be the focus of future
560 monitoring to clarify the acceptable temperature range of breeding humpback whales, and
561 their organismal response to climate change. Finally, with growing anthropogenic pressure on
562 both coastal and offshore habitats in Oceania and worldwide, whales are potentially facing
563 cumulative risks (Avila, Kaschner, & Dormann, 2018; Schaffar, Madon, Garrigue, &
564 Constantine, 2013) in addition to climate change. In response to global warming, humpbacks
565 risk relocating their breeding and nursing activities to areas where other threats are greater,
566 e.g., vessel traffic, ocean noise, tourism, pollution or entanglement. In this context,
567 understanding and predicting the distribution of suitable habitats for whales is an important
568 step to support the implementation of appropriate conservation measures.

569 **Acknowledgments**

570

571 This research benefited from collaboration and data-sharing agreements among members of
572 the South Pacific Whale Research Consortium (SPWRC), the Groupe d'Etude des
573 Mammifères Marins (Rangiroa) and the Groupe de Recherche sur les Cétacés (Antibes).
574 Funding for the SPWRC was provided by the International Fund for Animal Welfare, the
575 Fond Pacifique, the US National Marine Mammal Laboratory, the Australian Department of
576 Water, Heritage and Arts RNHP Fund, and the International Whaling Commission Scientific
577 Committee. Financial support for data analysis was provided by the French Ministry for
578 Europe and Foreign Affairs (Fond Pacifique grant), under collaboration with the Secretariat of

579 the Pacific Regional Environment Programme (SPREP). For work at American Samoa, the
580 authors thank David Mattila, Alden Tagarino, Adam Miles, the American Samoa Department
581 of Marine and Wildlife Resources, the National Marine Sanctuary of American Samoa, and
582 the US National Park Service. In French Polynesia, part of the surveys were funded by the
583 National Oceaniac Society, IFAW (through SPWRC), the French Polynesia's Ministry of the
584 Environment, Air Tahiti, and Dolphin & Whale Watching Expeditions. In New Caledonia,
585 funding was provided by the New Caledonian provinces, the New Caledonian Government,
586 the Ministère de la Transition Ecologique et Solidaire, Vale S.A., and Fondation d'Entreprise
587 Total. The authors thank all Opération Cétacés members. In Niue, funding assistance was
588 provided by Oma Tafua', Whales Alive and Tofia Niue and the authors thank Niue Whale
589 Research Project volunteers. Work in Tonga was conducted under the permit issued by the late
590 Tāufa'āhau Tupou IV, king of Tonga and a protocol approved by the University of Auckland
591 Animal Ethics Committee. The authors thank Rebecca Lindsay for data processing. We thank
592 all our collaborators and volunteers who have participated in and out of the field throughout
593 the region. Fieldwork was conducted following the marine mammal treatment guidelines of
594 the Society of Marine Mammalogy and under research permits delivered by local
595 governments.

596

597

598

599 **Literature cited**

600

601 Albertson, G. R., Friedlaender, A. S., Steel, D. J., Aguayo-Lobo, A., Bonatto, S. L., Caballero,
602 S., ... Baker, C. S. (2018). Temporal stability and mixed-stock analyses of humpback
603 whales (*Megaptera novaeangliae*) in the nearshore waters of the Western Antarctic

- 604 Peninsula. *Polar Biology*, 41(2), 323–340. <https://doi.org/10.1007/s00300-017-2193-1>
- 605 Avila, I. C., Kaschner, K., & Dormann, C. F. (2018). Current global risks to marine mammals:
606 Taking stock of the threats. *Biological Conservation*, 221(February), 44–58.
607 <https://doi.org/10.1016/j.biocon.2018.02.021>
- 608 Baker, C. S., Hamner, R. M., Cooke, J., Heimeier, D., Vant, M., Steel, D., & Constantine, R.
609 (2013). Low abundance and probable decline of the critically endangered Maui’s dolphin
610 estimated by genotype capture-recapture. *Animal Conservation*, 16(C1), 224–233.
611 <https://doi.org/10.1111/j.1469-1795.2012.00590.x>
- 612 Bengtson Nash, S. M., Castrillon, J., Eisenmann, P., Fry, B., Shuker, J. D., Cropp, R. A., ...
613 Mclagan, D. (2018). Signals from the south; humpback whales carry messages of
614 Antarctic sea-ice ecosystem variability. *Global Change Biology*, 24(4), 1500–1510.
615 <https://doi.org/10.1111/gcb.14035>
- 616 Benson, S. R., Croll, D. A., Marinovic, B. B., Chavez, F. P., & Harvey, J. T. (2002). Changes
617 in the cetacean assemblage of a coastal upwelling ecosystem during El Nino 1997-98 and
618 La Nina 1999. *Progress in Oceanography*, 54(1–4), 279–291.
619 [https://doi.org/10.1016/S0079-6611\(02\)00054-X](https://doi.org/10.1016/S0079-6611(02)00054-X)
- 620 Bortolotto, G. A., Danilewicz, D., Hammond, P. S., Thomas, L., & Zerbini, A. N. (2017).
621 Whale distribution in a breeding area: Spatial models of habitat use and abundance of
622 western South Atlantic humpback whales. *Marine Ecology Progress Series*,
623 585(December), 213–227. <https://doi.org/10.3354/meps12393>
- 624 Brown, J. R., Moise, A. F., & Colman, R. A. (2013). The South Pacific Convergence Zone in
625 CMIP5 simulations of historical and future climate. *Climate Dynamics*, 41, 2179–2197.
- 626 Burnett, J. D., Lemos, L., Barlow, D. R., Wing, M. G., Chandler, T. E., & Torres, L. G. (n.d.).
627 Estimating Morphometric Attributes of Baleen Whales with Photogrammetry from Small
628 UAS: A Case Study with Blue and Gray Whales. *Marine Mammal Science*.

- 629 Cartwright, R., Gillespie, B., Labonte, K., Mangold, T., Venema, A., Eden, K., & Sullivan, M.
630 (2012). Between a Rock and a Hard Place : Habitat Selection in Female-Calf Humpback
631 Whale (*Megaptera novaeangliae*) Pairs on the Hawaiian Breeding Grounds. *PLoS One*,
632 7(5), e38004. <https://doi.org/10.1371/journal.pone.0038004>
- 633 Childerhouse, S., Jackson, J., Baker, C. S., Gales, N., Clapham, P. J., & Brownell, R. J.
634 (2009). *Megaptera novaeangliae* (Oceania subpopulation) In: IUCN 2009 IUCN Red List
635 of Threatened Species Version 2009 2. Retrieved from www.iucnredlist.org
- 636 Chittleborough, R. G. (1958). The breeding cycle of the female humpback whale, *Megaptera*
637 *nodosa* (Bonnaterre). *Marine and Freshwater Research*, 9(1), 1–18.
- 638 Christiansen, F., Dujon, A. M., Sprogis, K. R., Arnould, J. P. Y., & Bejder, L. (2016). Non-
639 invasive unmanned aerial vehicle provides estimates of the energetic cost of reproduction
640 in humpback whales. *Ecosphere*, XX(October), XX–XX.
641 <https://doi.org/10.1002/ECS2.1468>
- 642 Clapham, P. J. (2000). Why do Baleen whales migrate? A response to Corkeron and Connor.
643 *Marine Mammal Science*, 17(2), 432–436. <https://doi.org/10.1006/rwos.2001.0429>
- 644 Clapham, P. J. (2016). Managing leviathan: Conservation challenges for the great whales in a
645 post-whaling world. *Oceanography*, 29(3).
646 <https://doi.org/http://dx.doi.org/10.5670/oceanog.2016.70>
- 647 Clapham, P. J., Aguilar, A., & Hatch, L. T. (2008). Determining spatial and temporal scales for
648 management: Lessons from whaling. *Marine Mammal Science*, 24(1), 183–201.
649 <https://doi.org/10.1111/j.1748-7692.2007.00175.x>
- 650 Clapham, P. J., & Zerbini, A. N. (2015). Are social aggregation and temporary immigration
651 driving high rates of increase in some Southern Hemisphere humpback whale
652 populations? *Marine Biology*, 162(3), 625–634. [https://doi.org/10.1007/s00227-015-](https://doi.org/10.1007/s00227-015-2610-3)
653 2610-3

- 654 Constantine, R., Jackson, J. A., Steel, D., Baker, C. S., Brooks, L., Burns, D., ... Garrigue, C.
655 (2012). Abundance of humpback whales in Oceania using photo-identification and
656 microsatellite genotyping. *Marine Ecology Progress Series*, 453, 249–261.
657 <https://doi.org/10.3354/meps09613>
- 658 Constantine, R., Russell, K., Gibbs, N., Childerhouse, S., & Baker, C. S. (2007). Photo-
659 identification of humpback whales (*Megaptera novaeangliae*) in New Zealand waters and
660 their migratory connections to breeding grounds of Oceania. *Marine Mammal Science*,
661 23(3), 715–720. <https://doi.org/10.1111/j.1748-7692.2007.00124.x>
- 662 Constantine, R., Steel, D., Allen, J., Anderson, M., Andrews, O., Baker, C. S., ... Ward, J.
663 (2014). Remote Antarctic feeding ground important for east Australian humpback
664 whales. *Marine Biology*, 161, 1087–1093. <https://doi.org/10.1007/s00227-014-2401-2>
- 665 Corkeron, P. J., & Connor, R. C. (1999). Why do baleen whales migrate? *Marine Mammal*
666 *Science*, 15(4), 1228–1245. <https://doi.org/10.1111/j.1748-7692.1999.tb00887.x>
- 667 Curran, M. A. J., van Ommen, T. D., Morgan, V. I., Phillips, K. L., & Palmer, A. S. (2003). Ice
668 core evidence for Antarctic sea ice decline since the 1950s. *Science*, 302(5648), 1203–
669 1206. <https://doi.org/https://doi.org/10.1126/science.1087888>
- 670 Currie, J. J., Stack, S. H., & Kaufman, G. D. (2017). Modeling whale-vessel encounters: the
671 role of speed in mitigating collisions with humpback whales (*Megaptera novaeangliae*).
672 *Journal of Cetacean Research and Management*, 17, 57–63.
- 673 Dawbin, W. H. (1959). New Zealand and South Pacific Whale marking and recoveries to the
674 end of 1958. *Norsk Hvalfangsttid*, 5, 214–238.
- 675 Derville, S., Torres, L. G., Iovan, C., & Garrigue, C. (2018). Finding the right fit: Comparative
676 cetacean distribution models using multiple data sources and statistical approaches.
677 *Diversity and Distribution*.
- 678 Derville, S., Torres, L., & Garrigue, C. (2018). Social segregation of humpback whales in

- 679 contrasted coastal and oceanic breeding habitats. *Journal of Mammalogy*, 99(1), 41–54.
680 <https://doi.org/10.1093/jmammal/gyx185>
- 681 Di Tullio, J. C., Gandra, T. B. R., Zerbini, A. N., & Secchi, E. R. (2016). Diversity and
682 distribution patterns of cetaceans in the subtropical Southwestern Atlantic outer
683 continental shelf and slope. *PLoS ONE*, 11(5), 1–24.
684 <https://doi.org/10.1371/journal.pone.0155841>
- 685 Doney, S. C., Ruckelshaus, M., Duffy, E. J., Barry, J. P., Chan, F., English, C. A., ... Talley, L.
686 D. (2012). Climate Change Impacts on Marine Ecosystems. *Annual Review of Marine*
687 *Science*, 4, 11–37. <https://doi.org/10.1146/annurev-marine-041911-111611>
- 688 Dormann, C. F., Elith, J., Bacher, S., Buchmann, C., Carl, G., Carré, G., ... Lautenbach, S.
689 (2013). Collinearity: A review of methods to deal with it and a simulation study
690 evaluating their performance. *Ecography*, 36(1), 027–046. [https://doi.org/10.1111/j.1600-](https://doi.org/10.1111/j.1600-0587.2012.07348.x)
691 [0587.2012.07348.x](https://doi.org/10.1111/j.1600-0587.2012.07348.x)
- 692 Dulau, V., Pinet, P., Geyer, Y., Fayan, J., Mongin, P., Cottarel, G., ... Cerchio, S. (2017).
693 Continuous movement behavior of humpback whales during the breeding season in the
694 southwest Indian Ocean: on the road again! *Movement Ecology*, 5(1), 11.
695 <https://doi.org/10.1186/s40462-017-0101-5>
- 696 Fernandez, M., Yesson, C., Gannier, A., Miller, P. I., & Azevedo, J. M. (2017). The
697 importance of temporal resolution for niche modelling in dynamic marine environments.
698 *Journal of Biogeography*, 1–12. <https://doi.org/10.1111/jbi.13080>
- 699 Fuentes, M. M. P. B., Delean, S., Grayson, J., Lavender, S., Logan, M., & Marsh, H. (2016).
700 Spatial and Temporal Variation in the Effects of Climatic Variables on Dugong Calf
701 Production. *Plos One*, 11(6), e0155675. <https://doi.org/10.1371/journal.pone.0155675>
- 702 Gannier, A. (2002). Cetaceans of the Marquesas Islands (French Polynesia): distribution and
703 relative abundance as obtained from a small boat dedicated survey. *Aquatic Mammals*,

- 704 28(2), 198–210.
- 705 Gannier, A. (2004). The large-scale distribution of humpback whales (*Megaptera*
706 *novaeangliae*) wintering in French Polynesia during 1997-2002. *Aquatic Mammals*,
707 30(2), 227–236. <https://doi.org/10.1578/AM.30.2.2004.227>
- 708 Gannier, A., Bourreau, S., & Casacci, C. (2000). Preliminary results on the distribution of
709 wintering humpback whales (*Megaptera novaeangliae*) in French Polynesia 1997-1999.
710 *International Whaling Commission (IWC) Scientific Reports, SC/52/1A*.
- 711 Garland, E. C., Goldizen, A. W., Lilley, M. S., Rekdahl, M. L., Garrigue, C., Constantine, R.,
712 ... Noad, M. J. (2015). Population structure of humpback whales in the western and
713 central South Pacific Ocean as determined by vocal exchange among populations.
714 *Conservation Biology*, 00(0), n/a-n/a. <https://doi.org/10.1111/cobi.12492>
- 715 Garland, E. C., Goldizen, A. W., Rekdahl, M. L., Constantine, R., Garrigue, C., Hauser, N. D.,
716 ... Noad, M. J. (2011). Dynamic horizontal cultural transmission of humpback whale
717 song at the ocean basin scale. *Current Biology*, 21, 687–691.
718 <https://doi.org/10.1016/j.cub.2011.03.019>
- 719 Garrigue, C., Clapham, P. J., Geyer, Y., Kennedy, A. S., & Zerbini, A. N. (2015). Satellite
720 tracking reveals novel migratory patterns and the importance of seamounts for
721 endangered South Pacific humpback whales. *Royal Society Open Science*, 2(11), 150489.
722 <https://doi.org/10.1098/rsos.150489>
- 723 Garrigue, C., Constantine, R., Poole, M., Hauser, N., Clapham, P. J., Donoghue, M., ... Baker,
724 C. S. (2011). Movement of individual humpback whales between wintering grounds of
725 Oceania (South Pacific), 1999 to 2004. *Journal of Cetacean Research and*
726 *Management*, 3, 275–281.
- 727 Garrigue, C., Derville, S., & Bonneville, C. (2018). Searching for humpback whales two
728 centuries post-whaling: what is left in the Chesterfield-Bellona archipelago?

- 729 *International Whaling Commission (IWC) Scientific Reports, SC/67B/SH1.*
- 730 Garrigue, C., Dodemont, R., Steel, D., & Baker, C. S. (2004). Organismal and “gametic”
731 capture-recapture using microsatellite genotyping confirm low abundance and
732 reproductive autonomy of humpback whales on the wintering grounds of New
733 Caledonia. *Marine Ecology Progress Series, 274*, 251–262.
734 <https://doi.org/10.3354/meps274251>
- 735 Garrigue, C., Greaves, J., & Chambellant, M. (2001). Characteristics of the New Caledonian
736 Humpback whale population. *Memoirs of the Queensland Museum, 47*(2), ISSN 0079-
737 8835.
- 738 Gibbs, N., Childerhouse, S., Paton, D., & Clapham, P. J. (2006). Assessment of the current
739 abundance of humpback whales in the Lomaiviti Island group of Fiji and a comparison
740 with historical data. *International Whaling Commission (IWC) Scientific Reports,*
741 *SC/A06/H34.*
- 742 Gilles, A., Viquerat, S., Becker, E. A., Forney, K. A., Geelhoed, S. C. V., Haelters, J., ... Aarts,
743 G. (2016). Seasonal habitat-based density models for a marine top predator, the harbour
744 porpoise, in a dynamic environment. *Ecosphere, 7*(6), e01367.
745 <https://doi.org/10.13748/j.cnki.issn1007-7693.2014.04.012>
- 746 Graham, M. (2003). Confronting multicollinearity in ecological multiple regression. *Ecology,*
747 *84*(11), 2809–2815. [https://doi.org/10.1890/0012-9658\(2006\)87\[3021:WDAEOR\]2.0.CO;2](https://doi.org/10.1890/0012-9658(2006)87[3021:WDAEOR]2.0.CO;2)
- 749 Grose, M. R., Brown, J. N., Narsey, S., Brown, J., Murphy, B. F., Langlais, C., ... Irving, D.
750 B. (2014). Assessment of the CMIP5 global climate model simulations of the western
751 tropical Pacific climate system and comparison to CMIP3: assesment of CMIP5 climate
752 models for the western tropical pacific. *International Journal of Climatology, 34*, 3382–
753 3399.

- 754 Guidino, C., Llapasasca, M. A., Silva, S., Alcorta, B., & Pacheco, A. S. (2014). Patterns of
755 spatial and temporal distribution of humpback whales at the southern limit of the
756 Southeast Pacific breeding area. *PLoS One*, 9(11), e112627.
757 <https://doi.org/10.1371/journal.pone.0112627>
- 758 Guisan, A., & Zimmermann, N. E. (2000). Predictive habitat distribution models in ecology.
759 *Ecological Modelling*, 135, 147–186. [https://doi.org/10.1016/S0304-3800\(00\)00354-9](https://doi.org/10.1016/S0304-3800(00)00354-9)
- 760 Hastie, T. J., & Tibshirani, R. J. (1990). Generalized Additive Models. In *Monographs on*
761 *statistics and Applied Probability* (p. 352). London: Chapman and Hall/CRC. Retrieved
762 from <http://books.google.com/books?hl=fr&lr=&id=qa29r1Ze1coC&pgis=1>
- 763 Hauser, N., Peckham, H., & Clapham, P. (2000). Humpback whales in the southern Cook
764 islands, South Pacific. *Journal of Cetacean Research and Management*, 2(3), 159–164.
- 765 Hauser, N., Zerbini, A. N., Geyer, Y., Heide-Jørgensen, M.-P., & Clapham, P. J. (2010).
766 Movements of satellite-monitored humpback whales, *Megaptera novaeangliae*, from the
767 Cook Islands. *Marine Mammal Science*, (Iwc 1998), 1–7. [https://doi.org/10.1111/j.1748-](https://doi.org/10.1111/j.1748-7692.2009.00363.x)
768 [7692.2009.00363.x](https://doi.org/10.1111/j.1748-7692.2009.00363.x)
- 769 Hazen, E. L., Jørgensen, S., Rykaczewski, R. R., Bograd, S. J., Foley, D. G., Jonsen, I. D., ...
770 Block, B. A. (2013). Predicted habitat shifts of Pacific top predators in a changing
771 climate. *Nature Climate Change*, 3(3), 234–238. <https://doi.org/10.1038/nclimate1686>
- 772 Henderson, E. E., Forney, K. A., Barlow, J. P., Hildebrand, J. A., Douglas, A. B.,
773 Calambokidis, J., & Sydeman, W. J. (2014). Effects of fluctuations in sea-surface
774 temperature on the occurrence of small cetaceans off Southern California. *Fishery*
775 *Bulletin*, 112(2–3), 159–177. <https://doi.org/10.7755/FB.112.2-3.5>
- 776 Herman, L. M. (1979). Humpback whales in Hawaiian waters: A study in historical ecology.
777 *Pacific Science*, 33(1), 1–15.
- 778 Herman, L. M. (2017). The multiple functions of male song within the humpback whale

- 779 (Megaptera novaeangliae) mating system: Review, evaluation, and synthesis. *Biological*
780 *Reviews*, 92(3), 1795–1818. <https://doi.org/10.1111/brv.12309>
- 781 Hoegh-Guldberg, O., & Bruno, J. (2010). The Impact of Climate Change on the World's
782 Marine Ecosystems. *Science*, 328(5985), 1523–1528.
783 <https://doi.org/10.1126/science.1189930>
- 784 Horswill, C., & Jackson, J. A. (2012). Humpback whales wintering at Pitcairn Island, South
785 Pacific. *Marine Biodiversity Records*, 5, 1–5.
786 <https://doi.org/10.1017/S1755267212000693>
- 787 IWC. (2005). Report of the sub-committee on other Southern Hemisphere whale stocks. J.
788 Cetacean Res. Manage. (Suppl .) 7 :235-244. *Journal of Cetacean Research &*
789 *Management*, 7, 235–244.
- 790 Jackson, J. A., Ross-Gillespie, A., Butterworth, D., Findlay, K., Holloway, S., Robbins, J., ...
791 Zerbini, A. (2015). Southern Hemisphere Humpback Whale Comprehensive Assessment
792 – A synthesis and summary: 2005-2015. *International Whaling Commission (IWC)*
793 *Scientific Reports*, SC/66a/SH/3.
- 794 Kamman, E. E., & Wand, M. P. (2003). Geoadditive models. *Journal of the Royal Statistical*
795 *Society: Series C (Applied Statistics)*, 52(1), 1–18.
- 796 Kaschner, K., Watson, R., Trites, A. W., & Pauly, D. (2006). Mapping world-wide
797 distributions of marine mammal species using a relative environmental suitability (RES)
798 model. *Marine Ecology Progress Series*, 316, 285–310.
- 799 Knutson, T. R., Sirutis, J. J., Garner, S. T., Vecchi, G. A., & Held, I. M. (2008). Simulated
800 reduction in Atlantic hurricane frequency under twenty-first-century warming conditions.
801 *Nature Geoscience*, 1(6), 359–364. <https://doi.org/10.1038/ngeo202>
- 802 Leaper, R., Cooke, J., Trathan, P., Reid, K., Rowntree, V., & Payne, R. (2006). Global climate
803 drives southern right whale (*Eubalaena australis*) population dynamics. *Biology Letters*,

- 804 2(2), 289–292. <https://doi.org/10.1098/rsbl.2005.0431>
- 805 Legrand, D., Cote, J., Fronhofer, E. A., Holt, R. D., Ronce, O., Schtickzelle, N., ... Clobert, J.
806 (2016). Accepted Article Accepted Article. *Ecography*.
807 <https://doi.org/10.1111/ecog.02537>
- 808 Li, G., Xie, S. P., Du, Y., & Luo, Y. (2016). Effects of excessive equatorial cold tongue bias on
809 the projections of tropical Pacific climate change. Part I: the warming pattern in CMIP5
810 multi-model ensemble. *Climate Dynamics*, 47, 3817–3831.
- 811 Lindsay, R., Constantine, R., Robbins, J., Mattila, D. K., Tagarino, A., & Dennis, T. (2016).
812 Characterising essential breeding habitat for whales informs the development of large-
813 scale Marine Protected Areas in the South Pacific. *Marine Ecology Progress Series*, 548,
814 263–275. <https://doi.org/10.3354/meps11663>
- 815 MacLeod, C. D. (2009). Global climate change, range changes and potential implications for
816 the conservation of marine cetaceans: A review and synthesis. *Endangered Species*
817 *Research*, 7(2), 125–136. <https://doi.org/10.3354/esr00197>
- 818 Mannocci, L., Boustany, A. M., Roberts, J. J., Palacios, D. M., Dunn, D. C., Halpin, P. N., ...
819 Winship, A. J. (2017). Temporal resolutions in species distribution models of highly
820 mobile marine animals: Recommendations for ecologists and managers. *Diversity and*
821 *Distributions*, 23(10), 1098–1109. <https://doi.org/10.1111/ddi.12609>
- 822 Mannocci, L., Roberts, J. J., Miller, D. L., & Halpin, P. N. (2017). Extrapolating cetacean
823 densities to quantitatively assess human impacts on populations in the high seas.
824 *Conservation Biology*, 31(3), 601–614. <https://doi.org/10.1111/cobi.12856>.This
- 825 Martins, C. C. a, Morete, M. E., Engel, M. H., Freitas, a. C., Secchi, E. R., & Kinas, P. G.
826 (2001). Aspects of habitat use patterns of humpback whales in the Abrolhos Bank,
827 Brazil, breeding ground. *Memoirs of the Queensland Museum*, 47(2), 563–570.
- 828 Mattila, D. K., Clapham, P. J., Vásquez, O., & Bowman, R. S. (1994). Occurrence, population

- 829 composition, and habitat use of humpback whales in Samana Bay, Dominican Republic.
830 *Canadian Journal of Zoology*, 72(11), 1898–1907.
- 831 McPhaden, M. J., Zebiak, S. E., & Glantz, M. H. (2006). ENSO as an integrating concept in
832 earth science. *Science*, 314(5806), 1740–1745. Retrieved from
833 <http://www.pmel.noaa.gov/pubs/outstand/mcph2969/mcph2969.shtml>
- 834 Meehl, G. A., Arblaster, J. M., Bitz, C. M., Chung, C. T. Y., & Teng, H. (2016). Antarctic sea-
835 ice expansion between 2000 and 2014 driven by tropical Pacific decadal climate
836 variability. *Nature Geoscience*, 9(8), 590–595. <https://doi.org/10.1038/ngeo2751>
- 837 Miller, C., Batibasiga, A., Sharma-Gounder, S., & Solomona, P. (2015). Very Low Numbers
838 of Endangered Oceania Humpback Whales Seen in Fijian Waters. *The South Pacific*
839 *Journal of Natural and Applied Sciences*, 33, 39–45. <https://doi.org/10.1071/SP15006>
- 840 Morán-Ordóñez, A., Lahoz-Monfort, J. J., Elith, J., & Wintle, B. A. (2017). Evaluating 318
841 continental-scale species distribution models over a 60-year prediction horizon: what
842 factors influence the reliability of predictions? *Global Ecology and Biogeography*, 26(3),
843 371–384. <https://doi.org/10.1111/geb.12545>
- 844 Munger, L. M., Lammers, M. O., Fisher-Pool, P., & Wong, K. (2012). Humpback whale
845 (*Megaptera novaeangliae*) song occurrence at American Samoa in long-term passive
846 acoustic recordings, 2008-2009. *Journal of the Acoustical Society of America*, 132(4),
847 2265–2272.
- 848 Olavarría, C., Baker, C. S., Garrigue, C., Poole, M., Hauser, N., Caballero, S., ... Russell, K.
849 (2007). Population structure of South Pacific humpback whales and the origin of the
850 eastern Polynesian breeding grounds. *Marine Ecology Progress Series*, 330, 257–268.
851 <https://doi.org/10.3354/meps330257>
- 852 Oviedo, L., & Solís, M. (2008). Underwater topography determines critical breeding habitat
853 for humpback whales near Osa Peninsula, Costa Rica: implications for Marine

- 854 Protected Areas. *Rev. Bio. Trop.*, *56*, 591–602.
- 855 Pallin, L. J., Baker, C. S., Steel, D., Kellar, N. M., Robbins, J., David, W., ... Friedlaender, A.
856 S. (2018). High pregnancy rates in humpback whales (*Megaptera novaeangliae*) around
857 the Western Antarctic Peninsula, evidence of a rapidly growing population. *Royal Society*
858 *Open Science*, *5*, 180017. <https://doi.org/http://dx.doi.org/10.1098/rsos.180017>
- 859 Pardo, M. A., Gerrodette, T., Beier, E., Gendron, D., Forney, K. A., Chivers, S. J., ... Palacios,
860 D. M. (2015). Inferring cetacean population densities from the absolute dynamic
861 topography of the ocean in a hierarchical bayesian framework. *PLoS ONE*, *10*(3), 1–23.
862 <https://doi.org/10.1371/journal.pone.0120727>
- 863 Paton, D., & Clapham, P. J. (2002). Preliminary analysis of humpback whale sighting survey
864 data collected in Fiji, 1956–1958. *International Whaling Commission (IWC) Scientific*
865 *Reports*, *SC/54/H7*.
- 866 Poloczanska, E., Brown, C. J., Sydeman, W. J., Kiessling, W., Schoeman, D. S., Moore, P. J.,
867 ... Richardson, A. J. (2013). Global imprint of climate change on marine life. *Nature*
868 *Climate Change*, *3*(August), 919–925. <https://doi.org/Doi 10.1038/Nclimate1958>
- 869 Poole, M. M. (2002). Occurrence Of Humpback Whales (*Megaptera novaeangliae*) in French
870 Polynesia 1988-2001. *International Whaling Commission (IWC) Scientific Reports*,
871 *SC/54/H14*.
- 872 Poole, M. M. (2006). An update on the occurrence of humpback whales in French Polynesia.
873 *International Whaling Commission (IWC) Scientific Reports*, *SC/A06/HW6*, 1–12.
- 874 Poole, M. M., Albertson, G. R., & Oremus, M. (2014). Expedition Austral Islands : Photo-
875 identification, song recording, and biopsy sampling of humpback whales (*Megaptera*
876 *novaeangliae*) in southern French Polynesia. *International Whaling Commission (IWC)*
877 *Scientific Reports*, 1–8.
- 878 QGIS Development Team. (2016). QGIS Geographic Information System. Open Source

- 879 Geospatial Foundation Project., *Version Es*. Retrieved from <http://qgis.osgeo.org>
- 880 R Core Team. (2016). *R: A language and environment for statistical computing*. R Foundation
881 for Statistical Computing, Vienna, Austria. Retrieved from <http://www.r-project.org/>.
- 882 Rasmussen, K., Palacios, D. M., Calambokidis, J., Saborío, M. T., Dalla Rosa, L., Secchi, E.
883 R., ... Stone, G. S. (2007). Southern Hemisphere humpback whales wintering off Central
884 America: insights from water temperature into the longest mammalian migration.
885 *Biology Letters*, 3(3), 302–305. <https://doi.org/10.1098/rsbl.2007.0067>
- 886 Reeves, R. R., Swartz, S. L., Wetmore, S. E., & Clapham, P. J. (2001). Historical occurrence
887 and distribution of humpback whales in the eastern and southern Caribbean Sea, based
888 on data from American whaling logbooks. *Journal of Cetacean Research and*
889 *Management*, 3(2), 117–130.
- 890 Rendell, L., & Whitehead, H. (2001). Culture in Whales and Dolphins. *Behavioral and Brain*
891 *Sciences*, 24, 309–382. <https://doi.org/10.1016/B978-0-12-373553-9.00068-7>
- 892 Riekkola, L., Zerbini, A. N., Andrews, O., Andrews-Goff, V., Baker, C. S., Chandler, D., ...
893 Constantine, R. (2018). Application of a multi-disciplinary approach to reveal population
894 structure and Southern Ocean feeding grounds of humpback whales. *Ecological*
895 *Indicators*, 89(December 2017), 455–465. <https://doi.org/10.1016/j.ecolind.2018.02.030>
- 896 Robbins, J., Rosa, L. D., Allen, J. M., Mattila, D. K., Secchi, E. R., Friedlaender, A. S., ...
897 Steel, D. (2011). Return movement of a humpback whale between the Antarctic
898 Peninsula and American Samoa: A seasonal migration record. *Endangered Species*
899 *Research*, 13(2), 117–121. <https://doi.org/10.3354/esr00328>
- 900 Rocha, Jr., R. C., Clapham, P. J., & Ivashchenko, Y. (2015). Emptying the Oceans: A
901 Summary of Industrial Whaling Catches in the 20th Century. *Marine Fisheries Review*,
902 76(4), 37–48. <https://doi.org/10.7755/MFR.76.4.3>
- 903 Scales, K. L., Hazen, E. L., Jacox, M. G., Edwards, C. A., Boustany, A. M., Oliver, M. J., &

- 904 Bograd, S. J. (2017). Scale of inference: on the sensitivity of habitat models for wide-
905 ranging marine predators to the resolution of environmental data. *Ecography*, *40*(1),
906 210–220. <https://doi.org/10.1111/ecog.02272>
- 907 Schaffar, A., Madon, B., Garrigue, C., & Constantine, R. (2013). Behavioural effects of whale
908 watching activities on an endangered population of humpback whales wintering in New
909 Caledonia. *Endangered Species Research*, *19*, 245–254. <https://doi.org/10.3354/esr00466>
- 910 Silber, G. K., Lettrich, M. D., Thomas, P. O., Baker, J. D., Baumgartner, M., Becker, E. A., ...
911 Waples, R. S. (2017). Projecting Marine Mammal Distribution in a Changing Climate.
912 *Frontiers in Marine Science*, *4*(December). <https://doi.org/10.3389/fmars.2017.00413>
- 913 Simmonds, M. P., & Elliott, W. J. (2009). Climate change and cetaceans: concerns and recent
914 developments. *Journal of the Marine Biological Association of the United Kingdom*,
915 *89*(01), 203–210. <https://doi.org/10.1017/S0025315408003196>
- 916 Smith, J., Grantham, H., Gales, N., Double, M., Noad, M., & Paton, D. (2012). Identification
917 of humpback whale breeding and calving habitat in the Great Barrier Reef. *Marine
918 Ecology Progress Series*, *447*(Harwood 2001), 259–272.
919 <https://doi.org/10.3354/meps09462>
- 920 Sprogis, K. R., Christiansen, F., Wandres, M., & Bejder, L. (2017). El Niño Southern
921 Oscillation influences the abundance and movements of a marine top predator in coastal
922 waters. *Global Change Biology*, (August), 1–12. <https://doi.org/10.1111/gcb.13892>
- 923 Steel, D., Anderson, M., Garrigue, C., Olavarría, C., Caballero, S., Childerhouse, S., ... Baker,
924 C. S. (2017). Migratory interchange of humpback whales (*Megaptera novaeangliae*)
925 among breeding grounds of Oceania and connections to Antarctic feeding areas based on
926 genotype matching. *Polar Biology*, *3*(0123456789). [https://doi.org/10.1007/s00300-017-
2226-9](https://doi.org/10.1007/s00300-017-
927 2226-9)
- 928 Sydeman, W. J., Poloczanska, E. S., Reed, T. E., & Thompson, S. A. (2015). Climate change

- 929 and marine vertebrates. *Science*, 350(6262), 171–193.
- 930 Taylor, K. E., Stouffer, R. J., & Meehl, G. A. (2012). An overview of CMIP5 and the
931 experiment design. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 93(4), 485–498.
932 <https://doi.org/10.1175/BAMS-D-11-00094.1>
- 933 Thomas, P. O., Reeves, R. R., & Brownell, R. L. (2015). Status of the world's baleen whales.
934 *Marine Mammal Science*, 32(2), 682–734. <https://doi.org/10.1111/mms.12281>
- 935 Thorne, L. H., Conners, M. G., Hazen, E. L., Bograd, S. J., Antolos, M., Costa, D. P., &
936 Shaffer, S. A. (2016). Effects of El Niño-driven changes in wind patterns on North
937 Pacific albatrosses. *J. R. Soc. Interface*, 13(20160196).
938 <https://doi.org/10.1098/rsif.2016.0196>
- 939 Torres, L. G., Smith, T. D., Sutton, P., MacDiarmid, A., Bannister, J., & Miyashita, T. (2013).
940 From exploitation to conservation: habitat models using whaling data predict distribution
941 patterns and threat exposure of an endangered whale. *Diversity and Distribution*, 19,
942 1138–1152. <https://doi.org/10.1111/ddi.12069>
- 943 Trudelle, L., Cerchio, S., Zerbini, A. N., Geyer, Y., Mayer, F., Jung, J., ... Adam, O. (2016).
944 Influence of environmental parameters on movements and habitat utilization of
945 humpback whales in the Madagascar breeding ground Subject Category : Subject Areas :
946 *Royal Society Open Science*, 3: 160616.
- 947 Tynan, C. T., Ainley, D. G., Barth, J. A., Cowles, T. J., Pierce, S. D., & Spear, L. B. (2005).
948 Cetacean distributions relative to ocean processes in the northern California Current
949 System. *Deep-Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography*, 52(1–2 SPEC.
950 ISS.), 145–167. <https://doi.org/10.1016/j.dsr2.2004.09.024>
- 951 UNEP-WCMC, WorldFish-Centre, WRI, & TNC. (2010). Global distribution of warm-water
952 coral reefs, compiled from multiple sources including the Millennium Coral Reef
953 Mapping Project. Version 2.0. Includes contributions from IMaRS-USF and IRD (2005),

- 954 IMaRS-USF (2005) and Spalding et al. (2001). *Cambridge (UK): UN Environment*
955 *World Conservation Monitoring*. Retrieved from <http://data.unep-wcmc.org/datasets/1>
- 956 Valsecchi, E., Corkeron, P., Galli, P., Sherwin, W., & Bertorelle, G. (2010). Genetic evidence
957 for sex-specific migratory behaviour in western South Pacific humpback whales. *Marine*
958 *Ecology Progress Series*, 398, 275–286. <https://doi.org/10.3354/meps08280>
- 959 Walsh, K. (2015). Fine resolution simulations of the effect of climate change on tropical
960 cyclones in the South Pacific. *Climate Dynamics*, 45(9–10), 2619–2631.
961 <https://doi.org/10.1007/s00382-015-2497-1>
- 962 Whitehead, H. (1997). Sea surface temperature and the abundance of sperm whale calves off
963 the Galapagos Islands: Implications for the effects of global warming. *Report of the*
964 *International Whaling Commission*, 0(47), 941–944.
- 965 Winn, H. E., Edel, R. K., & Taruski, A. G. (1975). Population Estimate of the Humpback
966 Whale (*Megaptera novaeangliae*) in the West Indies by Visual and Acoustic Techniques.
967 *Journal of the Fisheries Research Board of Canada*, 32(4), 499–506.
968 <https://doi.org/10.1139/f75-061>
- 969 Wood, S. (2006). *Generalized Additive Models: An Introduction with R*. Chapman and
970 Hall/CRC.
- 971 Wood, S. N. (2017). *Generalized additive models: an introduction with R* (second edi). CRC
972 press.
- 973 Zerbini, A. N., Baumgartner, M., Kennedy, A., Rone, B., Wade, P., & Clapham, P. J. (2015).
974 Space use patterns of the endangered North Pacific right whale *Eubalaena japonica* in the
975 Bering Sea. *Marine Ecology Progress Series*, 532, 269–281.
976 <https://doi.org/10.3354/meps11366>
- 977 Zhang, H. S., Han, Z. B., Zhao, J., Yu, P. S., Hu, C. Y., Sun, W. P., ... Vetter, W. (2014).
978 Phytoplankton and chlorophyll a relationships with ENSO in Prydz Bay, East Antarctica.

979 *Science China Earth Sciences*, 57(12), 3073–3083. <https://doi.org/10.1007/s11430-014->

980 4939-8

981

982

983

984

985

986

987

988

989

990

991

992

993

994

995

996

997

998

999

1000

For Review Only

1001 **Tables**

1002

1003 Table 1: Survey effort and observations of humpback whales in Oceania between 1999 and
 1004 2017 that were used for this study.

Region	Country	Survey years^a	Effort (days)	Effort (hours)	# groups
western Oceania	New Caledonia	2003-2017 ^b	702	5145	1589
	Vanuatu	2003	8	56	10
central Oceania	Tonga	2000, 2001, 2003-2005	88	453	274
	Niue	2010, 2011, 2014, 2016	44	259	54
	American Samoa	2003-2011, 2014-2017	113	745	495
	Samoa	2012	8	77	3
eastern Oceania	French Polynesia	1999-2002, 2007, 2008, 2010-2014	413	2432	447

1005 ^a These numbers are not an exhaustive estimate of research in the region, but only represent the surveys that
 1006 could be included in this study.

1007 ^b additional data from 1996 to 2002 was used in the MNC model of encounter rate but could not be used in the
 1008 entire analysis because it lacked boat GPS tracks

1009

1010

1011

1012

1013

1014

1015

1016

1017

1018

1019 Table 2: Approximate significance of smooth terms in GAM model of humpback whale
 1020 habitat use in Oceania. Significance is reported for all smooth terms in interaction with region
 1021 (western, central or eastern Oceania) and for smooth terms with no interaction (year and
 1022 longitude*latitude in projected coordinates). Edf = estimated degrees of freedom.

	Western			Central			Eastern		
	edf	Chi ²	P-value	edf	Chi ²	P-value	edf	Chi ²	P-value
DEPTH	3.5	257	<0.001	3.8	419	<0.001	3.8	59	<0.001
DISSURFres	3.6	124	<0.001	1.5	14	<0.001	3.6	148	<0.001
SLOPE	3.0	30	<0.001	1.6	8	0.004	2.8	45	<0.001
SSTclim	2.9	112	<0.001	2.1	50	<0.001	1.3	4	0.047
day of year	1.9	15	<0.001	3.9	45	<0.001	2	8	0.010
year	Edf = 1.9. Chi ² = 22. p-value <0.001								
X * Y	Edf = 39.1. Chi ² = 811. p-value <0.001								

1023

1024

1025

1026

1027

1028

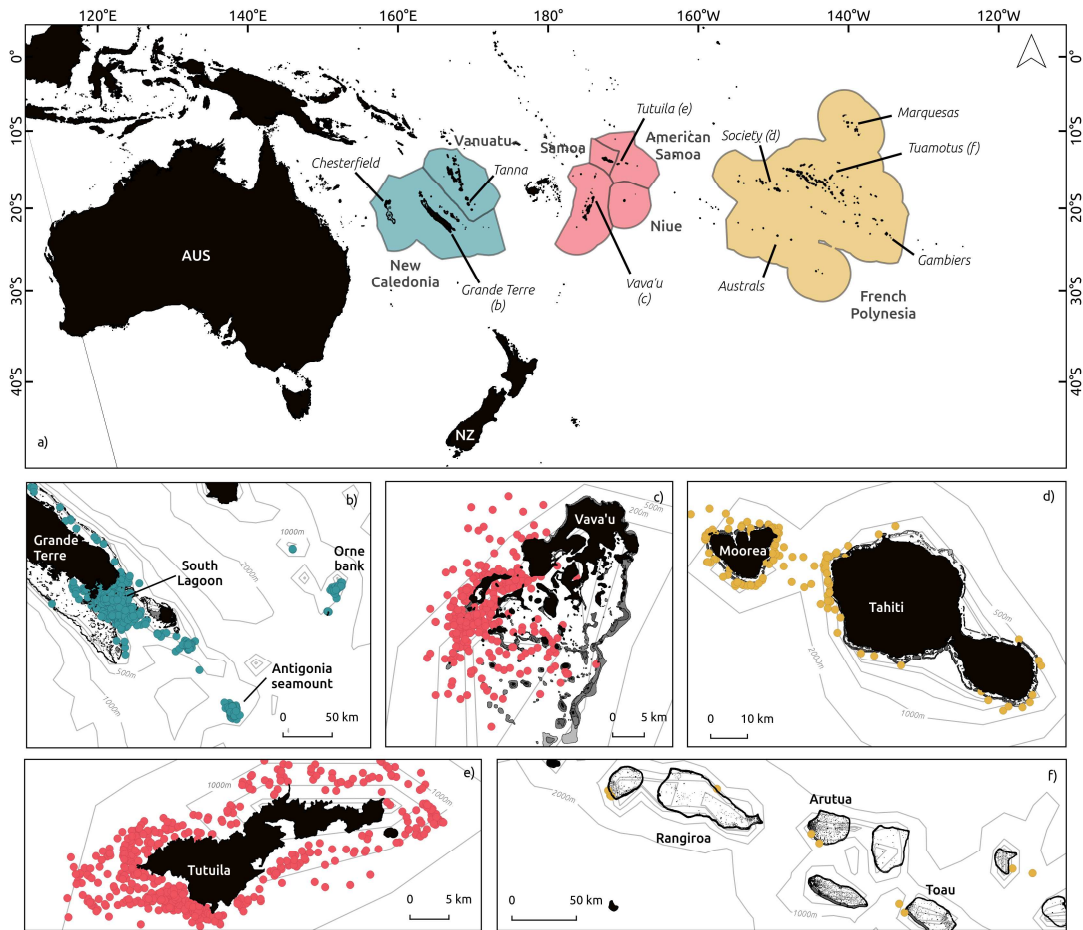
1029

1030

1031

1032

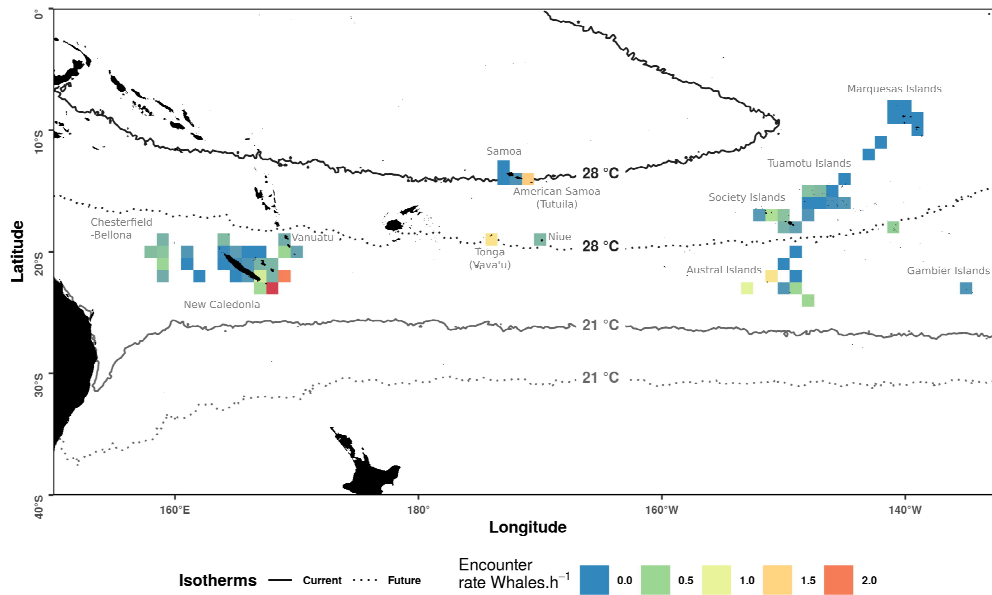
1033

1034 **Figures**

1035

1036 Figure 1: Humpback whale breeding grounds and study areas of Oceania. a) Overview of
 1037 Oceania with Economic Exclusive Zones included in the study represented by coloured
 1038 polygons (from left to right: western, central and eastern regions). Country names are shown
 1039 in bold, localities are shown in italics. Other panels zoom in on specific study areas, with land
 1040 in black, reefs in grey and presence locations in colour: b) the southern New Caledonia area;
 1041 c) Vava'u archipelago in Tonga; d) Tahiti and Moorea Islands in the Society archipelago of
 1042 French Polynesia; e) Tutuila island in American Samoa; f) Rangiroa atoll in the Tuamotu
 1043 archipelago of French Polynesia. Isobaths are represented with grey lines.

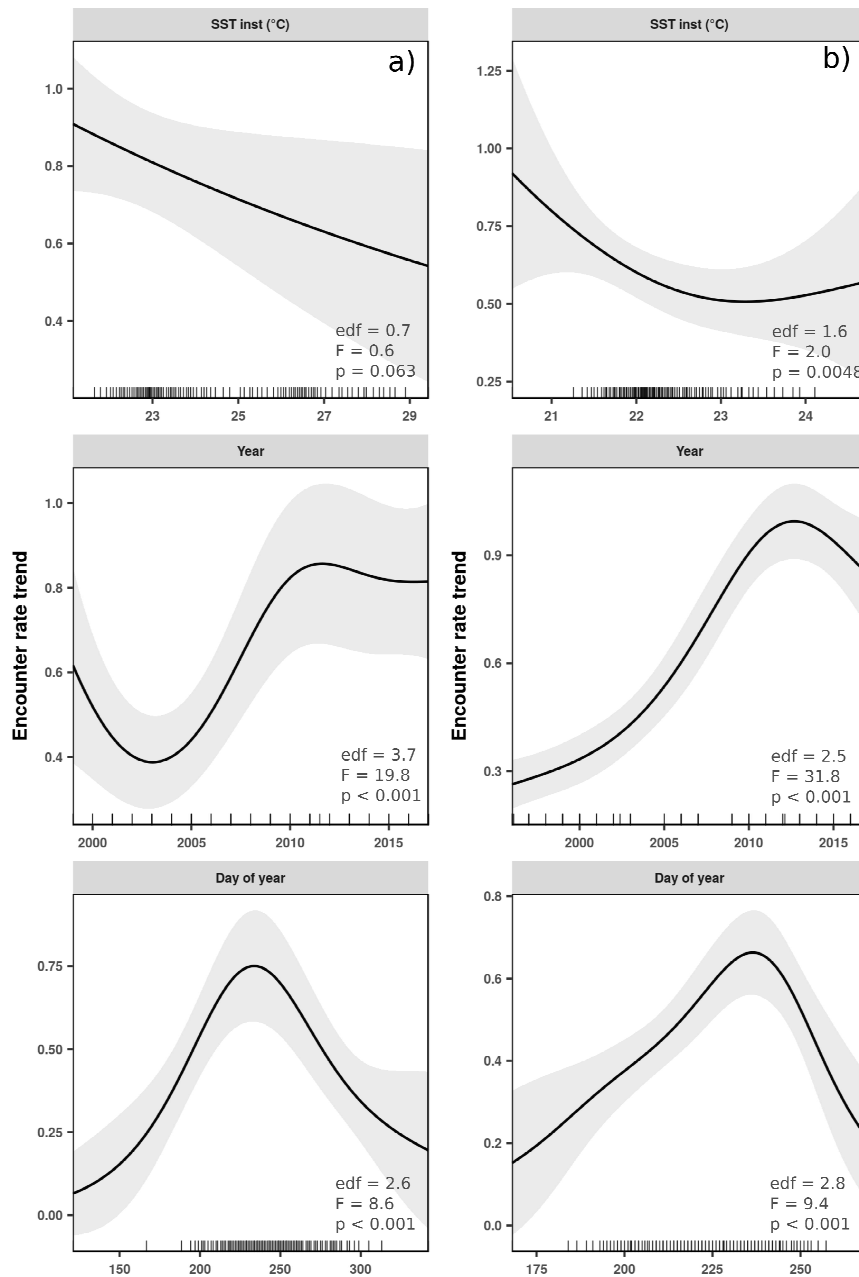
1044



1045

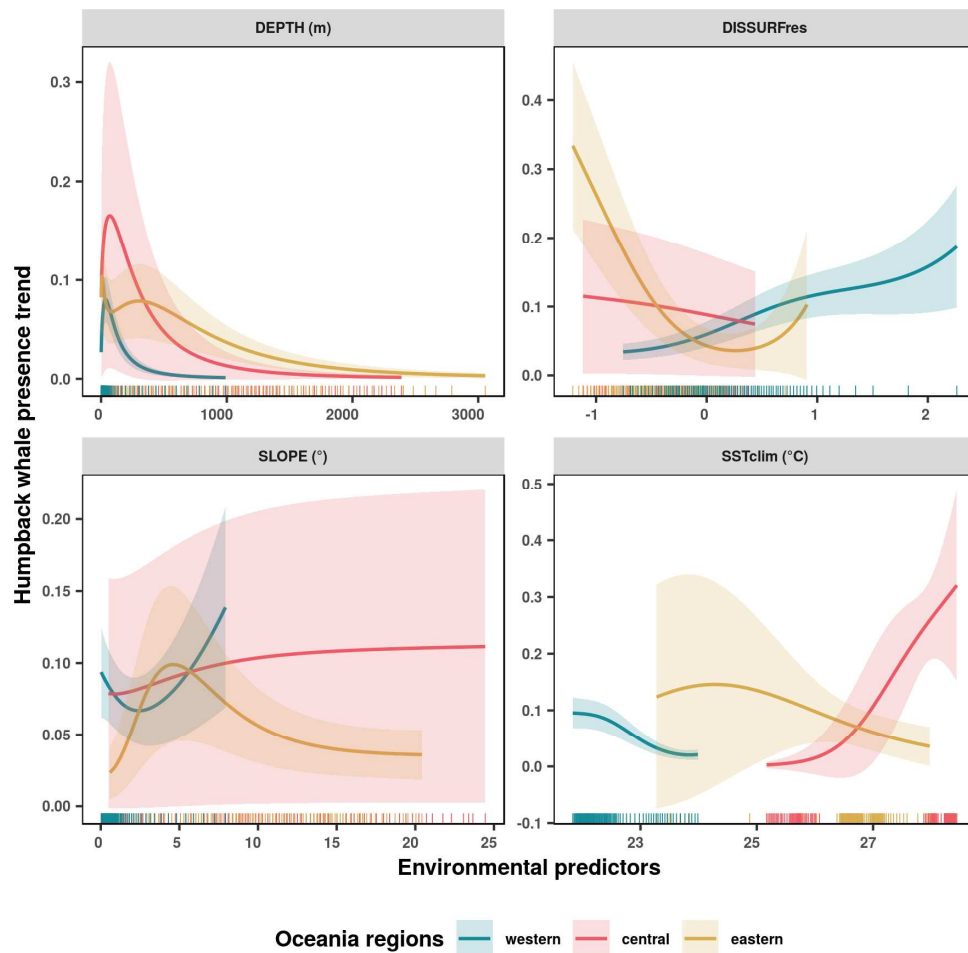
1046 Figure 2: Gridded encounter rate of humpback whales (whales.h⁻¹) at 1° resolution in Oceania
 1047 between 1999 and 2017 (n = 1,376 days of survey). The map is overlaid with average August
 1048 SST isotherms at 28 °C and 21 °C in the current (solid line: monthly SST POES AVHRR,
 1049 between 2003 and 2014) and future period (dashed line: 2080-2100, prediction with anomaly
 1050 from Taylor et al., 2012). Lands and islands are represented in black.

1051



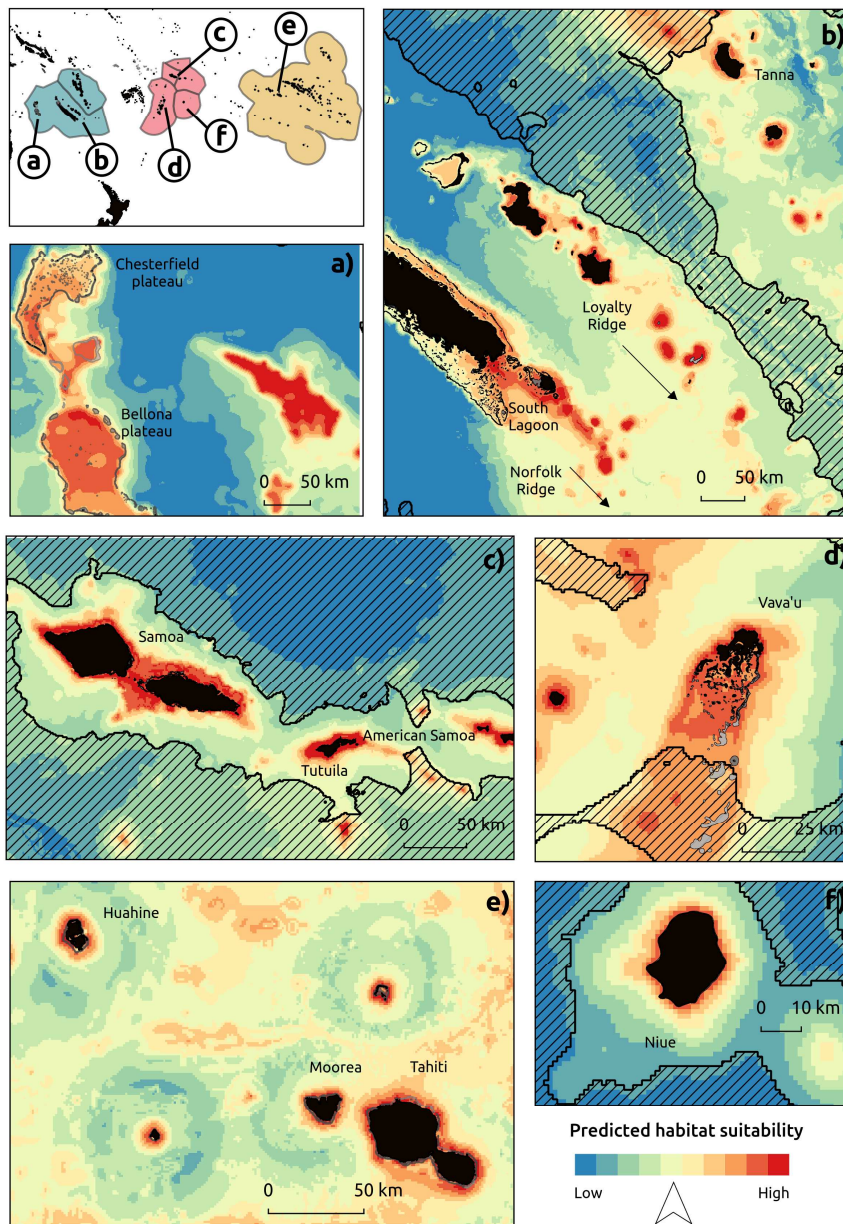
1052

1053 Figure 3: Humpback whale encounter rate trends from a GAM estimated at Oceania scale
 1054 between 1999 and 2017 ($n = 1,376$, model M_{OC} : a), and in the New Caledonia South Lagoon
 1055 between 1996 and 2017 ($n = 774$, model M_{NC} : b). Solid lines represent the marginal effect of
 1056 each variable relative to encounter rate. Rug plots show the distribution of values for each
 1057 predictor. Shaded areas represent approximate 95% confidence intervals.



1058

1059 Figure 4: Humpback whale habitat suitability trends from a GAM relative to environmental
 1060 predictors: seabed depth in meters (*DEPTH*), residual distance to coast/reef accounting for
 1061 depth (*DISSURF_{RES}*: larger values indicate regions that are shallower than what would be
 1062 expected considering their distance to closest coast/reef, no unit), seabed slope in ° (*SLOPE*),
 1063 and climatology SST in °C (*SST_{CLIM}*). Predictors relative to time and space (year, day of year
 1064 and spatial covariates) were held constant during predictions and are not represented.
 1065 Regional smooth estimates are shown with different colours. Solid lines represent the
 1066 marginal effect of each variable relative to humpback whale presence. Rug plots show the
 1067 distribution of values per region for each predictor. Shaded areas represent approximate 95%
 1068 confidence intervals.



1069

1070

1071 Figure 5: Maps of humpback whale habitat suitability predicted from a presence-background
 1072 GAM based on surveys conducted in Oceania from 1999 to 2017. Habitat suitability is shown
 1073 on a coloured log-scale. Dash areas represent where the model extrapolated at least one
 1074 environmental variable beyond the range observed in the training datasets of that region. Land
 1075 is represented in black and reefs in grey.

A.4 Modelling N₂ fixation related to *Trichodesmium* sp. : driving processes and impacts on primary production in the tropical Pacific Ocean



Modelling N₂ fixation related to *Trichodesmium* sp.: driving processes and impacts on primary production in the tropical Pacific Ocean

Cyril Dutheil^{1,2}, Olivier Aumont², Thomas Gorguès³, Anne Lorrain⁴, Sophie Bonnet⁵, Martine Rodier⁶, Cécile Dupouy^{1,5}, Takuhei Shiozaki⁷, and Christophe Menkes^{1,2}

¹Centre IRD, Nouméa, New Caledonia

²LOCEAN Laboratory, IPSL, Sorbonne Universités (UPMC, Univ Paris 06)-CNRS-IRD-MNHN, Paris, France

³Laboratoire d’Océanographie Physique et Spatiale (LOPS), Univ. Brest-CNRS-Ifremer-IRD, Plouzané, France

⁴LEMAR, UMR 6539, UBO-CNRS-Ifremer-IRD, IUEM, Plouzané, France

⁵Aix Marseille Université, CNRS/INSU, Université de Toulon, IRD, Mediterranean Institute of Oceanography (MIO) UM 110, 13288, Marseille, France

⁶Environnement Insulaire Océanien (EIO), UMR 241 (Univ. de Polynésie Française, IRD, ILM, IFREMER), Tahiti, French Polynesia

⁷Research and Development Center for Global Change, Japan Agency for Marine-Earth Science and Technology, Yokosuka, Japan

Correspondence: Cyril Dutheil (cyril.dutheil@ird.fr)

Received: 24 December 2017 – Discussion started: 15 January 2018

Revised: 29 May 2018 – Accepted: 3 July 2018 – Published: 18 July 2018

Abstract. Dinitrogen fixation is now recognized as one of the major sources of bio-available nitrogen in the ocean. Thus, N₂ fixation sustains a significant part of the global primary production by supplying the most common limiting nutrient for phytoplankton growth. The “Oligotrophy to UITra-oligotrophy PACific Experiment” (OUTPACE) improved the data coverage of the western tropical South Pacific, an area recently recognized as a hotspot of N₂ fixation. This new development leads us to develop and test an explicit N₂ fixation formulation based on the *Trichodesmium* physiology (the most studied nitrogen fixer) within a 3-D coupled dynamical–biogeochemical model (ROMS-PISCES). We performed a climatological numerical simulation that is able to reproduce the main physical (e.g. sea surface temperature) and biogeochemical patterns (nutrient and chlorophyll concentrations, as well as N₂ fixation) in the tropical Pacific. This simulation displayed a *Trichodesmium* regional distribution that extends from 150° E to 120° W in the south tropical Pacific, and from 120° E to 140° W in the north tropical Pacific. The local simulated maxima were found around islands (Hawaii, Fiji, Samoa, New Caledonia, Vanuatu). We assessed that 15 % of the total primary produc-

tion may be due to *Trichodesmium* in the low-nutrient low-chlorophyll regions (LNLC) of the tropical Pacific. Comparison between our explicit and the often used (in biogeochemical models) implicit parameterization of N₂ fixation showed that the latter leads to an underestimation of N₂ fixation rates by about 25 % in LNLC regions. Finally, we established that iron fluxes from island sediments control the spatial distribution of *Trichodesmium* biomasses in the western tropical South Pacific. Note, this last result does not take into account the iron supply from rivers and hydrothermal sources, which may well be of importance in a region known for its strong precipitation rates and volcanic activity.

1 Introduction

Nitrogen is known to be the most common limiting nutrient for phytoplankton growth in the modern world ocean (Moore et al., 2013), especially in the low-nutrient low-chlorophyll (LNLC) ecosystems (Arrigo, 2005; Gruber, 2005). Characterizing the processes governing nitrogen sources and sinks

to and from the ocean is therefore central to understanding oceanic production, organic matter export, and food-web structure. Atmospheric dinitrogen (N₂) dissolved in seawater is by far the dominant form of N present in the ocean, i.e. the N₂ : NO₃⁻ ratio typically exceeds 100 in surface waters. However, most phytoplankton species cannot assimilate N₂, and only grow using reactive forms of nitrogen such as nitrate, ammonium, and dissolved organic compounds. Some planktonic prokaryotic microorganisms, called “diazotrophs”, use an enzyme, the nitrogenase, to fix N₂ and convert it into ammonia (NH₃) and ultimately ammonium (NH₄⁺). At the global scale, they provide the major external source of reactive nitrogen to the ocean (Gruber, 2008), and support up to 50 % of new production in tropical and subtropical (LNLC) regions (Bonnet et al., 2009; Capone, 1997; Deutsch et al., 2007; Karl et al., 1997; Moutin et al., 2008; Raimbault and Garcia, 2008). These organisms are physiologically and taxonomically diverse including cyanobacteria, bacteria, and archaea (Zehr and Bombar, 2015; Delmont et al., 2018).

Autotrophic diazotrophs have been far more intensively studied than heterotrophic diazotrophs, whose contribution to global N₂ fixation remains unclear (Turk-Kubo et al., 2014; Bombar et al., 2016; Moisander et al., 2017). Autotrophic diazotrophs have been characterized both in the field and through laboratory experiments and their physiology is consequently better known (Bergman et al., 2013; Küpper et al., 2008; Mulholland and Capone, 2001, 2000; Ohki et al., 1992; Ramamurthy and Krishnamurthy, 1967; Rubin et al., 2011). Cyanobacterial (autotrophic) diazotrophs are composed of three main groups: (1) the filamentous diazotrophs including the colonial, non-heterocyst-forming *Trichodesmium*, (2) the heterocyst-forming symbionts associated with diatoms (diatom–diazotroph associations; DDAs), and (3) the unicellular cyanobacterial diazotrophs (UCYN, phylogenetically divided into three groups: UCYN-A, -B, and -C). It has been established that autotrophic diazotroph growth rates are typically 1 order of magnitude lower than those of non-diazotrophs (Breitbarth et al., 2008; Falcón et al., 2005; Goebel et al., 2008; LaRoche and Breitbarth, 2005). This can be related to the high energetic demand (Postgate, 1982) required to convert N₂ to NH₃ as compared to that necessary to assimilate nitrate or ammonia. This low growth rate (compared to other phytoplankton species) mainly constrains their ecological niches to nitrate-poor regions, where they can be competitive. Moreover, their geographical distribution is constrained by nutrient availability in the photic layer (mainly iron and phosphate; Berman-Frank, 2001; Bonnet et al., 2009; Mills et al., 2004; Moutin et al., 2005, 2008; Rubin et al., 2011; Rueter, 1988) and temperature (Staal et al., 2003). *Trichodesmium* sp. are present only in water where the temperature is above 20 °C (Capone, 1997; LaRoche and Breitbarth, 2005; Montoya et al., 2004), while some UCYN can be found in colder and deeper waters (Bonnet et al., 2015; Church et al., 2005; Moisander et al., 2010).

The spatial distribution and rates of N₂ fixation have been inferred at the global scale using several tools. Deutsch et al. (2007) have introduced the tracer P* which represents the excess of P relative to the standard N quota. A decrease in this tracer is then interpreted as N₂ fixation, since N₂ fixation extracts PO₄ alone. More recently, Luo et al. (2014) developed a multiple linear regression that relates N₂ fixation from the MAREDAT database (Luo et al., 2012) to environmental conditions (nutrients; sea surface temperature, SST; irradiance; mixed layer depth (MLD), etc.) in order to build a statistical model for global N₂ fixation distribution.

Numerical models have also been used as they allow us to overcome the scarcity of observations that may limit the implementation of the two previous approaches (Aumont et al., 2015; Bissett et al., 1999; Dutkiewicz et al., 2012; Krishnamurthy et al., 2009; Monteiro et al., 2011; Moore et al., 2006, 2013; Tagliabue et al., 2008). They can notably be used to investigate the spatial and temporal variability in dinitrogen fixation and to study its controlling environmental factors. In these models, N₂ fixation has been implemented in various ways. Some models use implicit parameterizations (Bissett et al., 1999; Maier-Reimer et al., 2005; Assmann et al., 2010; Aumont et al., 2015) to derive N₂ fixation from environmental conditions (mainly nitrate, phosphate, and iron concentrations; temperature; and light) without explicitly simulating any nitrogen fixing organisms. Alternatively, other models rely on the explicit descriptions of diazotrophs (Moore et al., 2004; Dunne et al., 2013) that have mainly been developed from the knowledge derived from laboratory experiments focused on *Trichodesmium* sp. (Fennel et al., 2001; Hood et al., 2001; Moore et al., 2001). Noticeably, several modelling studies have been especially focused on the role of iron in controlling the distribution of diazotrophs and N₂ fixation (Krishnamurthy et al., 2009; Moore et al., 2004, 2006; Tagliabue et al., 2008). Indeed, a realistic representation of marine iron concentrations has been stressed as a key factor to adequately simulate the habitat of diazotrophs (Monteiro et al., 2011; Dutkiewicz et al., 2012).

Moreover, among the full set of studies focusing on the spatial distribution of N₂ fixation, some studies (Berthelot et al., 2017; Bonnet et al., 2009, 2015; Garcia et al., 2007; Shiozaki et al., 2014) based on oceanographic campaigns have reported high N₂ fixation rates in the western tropical South Pacific (WTSP), which has been recently identified as a globally important hotspot of N₂ fixation with rates > 600 μmol N m⁻² d⁻¹ (Bonnet et al., 2017). Very high abundances of *Trichodesmium* have been historically reported in this region (Dupouy et al., 2000, 2011; Moisander et al., 2008; Neveux et al., 2006; Shiozaki et al., 2014; Stenegren et al., 2018) and have recently been identified as the major contributor to N₂ fixation in this region (Berthelot et al., 2017; Bonnet et al., 2018). However, the reasons for such an ecological success of diazotrophs in this region are still poorly understood.

In this study, we aim at bringing new insights into this known, but poorly understood, “N₂ fixation hotspot”. This study aims to understand the spatial and temporal distribution (i.e. seasonal variability) of *Trichodesmium* and to evaluate the potential impact of *Trichodesmium* fixers on the biogeochemical conditions of the WTSP. We will specifically address the following overarching questions: (i) what are the mechanisms that structure the *Trichodesmium* distribution in the WTSP, particularly around the southwest Pacific islands, and (ii) what is the biogeochemical impact of N₂ fixation in this region? Note, this study also takes advantage of the sampling done during the “Oligotrophy to UITra-oligotrophy Pacific Experiment” (OUTPACE), which nicely complements the data coverage in the southwest Pacific, and allows a better characterization of the processes responsible for the spatial and seasonal variability in N₂ fixation.

To fulfill our objectives, we have implemented an explicit representation of the nitrogen fixers, based on the *Trichodesmium* physiology, in a biogeochemical model. The first section of this study describes the experimental design and the observations used in our study, while the second part of the paper provides a validation of our reference simulation with an analysis of the *Trichodesmium* compartment and its impacts on the biogeochemical conditions of the tropical Pacific. In the discussion, the impact of iron from island sediment on dinitrogen fixation is considered as well as the added value of an explicit dinitrogen fixer compartment rather than a simpler implicit representation of N₂ fixation. Finally, implications for and limits of our modelling exercise are detailed in the conclusion.

2 Methods

2.1 Coupled dynamical–biogeochemical model (ROMS-PISCES)

2.1.1 ROMS

In this study, we used a coupled dynamical–biogeochemical framework based on the regional ocean dynamical model ROMS (Regional Oceanic Modeling System, (Shchepetkin and McWilliams, 2005) and a new version of biogeochemical model PISCES (Pelagic Interactions Scheme for Carbon and Ecosystem Studies). The ocean model configuration is based on the ROMS-AGRIF (Penven et al., 2006) computer code and covers the tropical Pacific region (33° S–33° N, 110° E–90° W). It has 41 terrain-following vertical levels with 2–5 m vertical resolution in the top 50 m of the water column, then 10–20 m resolution in the thermocline and 200–1000 m resolution in the deep ocean. The horizontal resolution is 1°. The turbulent vertical mixing parameterization is based on the non-local K profile parameterization (KPP) of Large et al. (1994). Open boundary conditions are treated using a mixed active/passive scheme (Marchesiello

et al., 2001). This scheme is used to force our regional configuration with monthly climatological large-scale boundary conditions from a 0.5° ORCA global ocean simulation (details available in Kessler and Gourdeau, 2007), while allowing anomalies to radiate out of the domain. The use of similar ROMS configurations (e.g. vertical resolution, mixed active/passive scheme, turbulent vertical mixing parameterization) in the WTSP is largely validated through studies demonstrating skills in simulating both the surface (Jullien et al., 2012, 2014; Marchesiello et al., 2010) and subsurface ocean circulation (Couvelard et al., 2008).

To compute the momentum and fresh water and/or heat fluxes, we also use a climatological forcing strategy. Indeed, documenting the interannual to decadal variability is beyond the scope of our study, which justifies using climatological forcing fields. A monthly climatology of the momentum forcing is computed from the 1993–2013 period of the ERS1-2 scatterometer stress (<http://cersat.ifremer.fr/oceanography-from-space/our-domains-of-research/air-sea-interaction/ers-ami-wind>, last access: 12 July 2018). Indeed, the ERS-derived forcing has been shown to produce adequate simulations of the Pacific Ocean dynamics (e.g. Cravatte et al., 2007). A monthly climatology at 0.5° resolution computed from the Comprehensive Ocean–Atmosphere Data Set (COADS; Da Silva et al., 1994) is used for heat and fresh water forcing. In our set-up, ROMS also forces on line a biogeochemical model using a WENO5 advection scheme (i.e. five order weighted essentially non-oscillatory scheme; Shchepetkin and McWilliams, 1998). After a 1-year spin-up, we stored 1-day averaged outputs for analysis.

2.1.2 PISCES

In this study, we use a quota version of the standard PISCES model (Aumont and Bopp, 2006; Aumont et al., 2015), which simulates the marine biological productivity and the biogeochemical cycles of carbon and the main nutrients (P, N, Si, Fe). This modified model, called PISCES-QUOTA, is extensively described in Kwiatkowski et al. (2018). Our version is essentially identical to Kwiatkowski’s version that included an added picophytoplankton group, except that this latter group has been removed and replaced by a *Trichodesmium* compartment. Here we only highlight the main characteristics of the model and the specifics of our model version. Our version of PISCES-QUOTA has 39 prognostic compartments. As in the standard PISCES version, phytoplankton growth is limited by the availability of five nutrients: nitrate as well as ammonium, phosphate, silicate, and iron. Five living compartments are represented: three phytoplankton groups corresponding to nanophytoplankton, diatoms, and *Trichodesmium* and two zooplankton size classes that are microzooplankton and mesozooplankton. The elemental composition of phytoplankton and non-living organic matter is variable and is prognostically predicted by

the model. On the other hand, zooplankton are assumed to be strictly homeostatic, i.e. their stoichiometry is kept constant (e.g. Meunier et al., 2014; Sterner and Elsemer, 2002). Nutrient uptake and assimilation as well as limitation of growth rate are modelled according to the chain model of Pahlow and Oeschlies (2009). The P quota limits N assimilation which in turns limits phytoplankton growth. The phosphorus to nitrogen ratios of phytoplankton are described based on the potential allocation between P-rich biosynthesis machinery, N-rich light harvesting apparatus, a nutrient uptake component, the carbon stores, and the remainder (Daines et al., 2014; Klausmeier et al., 2004). This allocation depends on the cell size and on the environmental conditions.

Nutrients are delivered to the ocean through dust deposition, river runoff, and mobilization from the sediment. The atmospheric deposition of iron is derived from a climatological dust simulation (Tegen and Fung, 1995). The iron from sediment is recognized as a significant source (Johnson et al., 1999; Moore et al., 2004). This iron source is indeed parameterized in PISCES as, basically, a time-constant flux of dissolved iron ($2 \mu\text{mol m}^{-2} \text{d}^{-1}$) applied over the whole sediment surface and modulated depending only on depth. A detailed description of this sedimentary source is presented in Aumont et al. (2015). The initial conditions and biogeochemical fluxes (iron, phosphorus, nitrate, etc.) at the boundaries of our domain are extracted from the World Ocean Atlas 2009 (<https://www.nodc.noaa.gov/OC5/WOA09/woa09data.html>, last access: 12 July 2018).

2.1.3 *Trichodesmium* compartment

For the purpose of this study, we implemented an explicit representation of *Trichodesmium* in our PISCES-QUOTA version. Therefore, as already stated, five living compartments are modelled with three phytoplankton groups (nanophytoplankton, diatoms, and *Trichodesmium*) and two zooplankton groups (microzooplankton and mesozooplankton). Similarly to nanophytoplankton, the equation of *Trichodesmium* evolution is computed as follows:

$$\begin{aligned} \frac{\partial \text{TriC}}{\partial t} = & (1 - \delta^{\text{Tri}}) \mu^{\text{Tri}} \text{Tri} - \zeta_{\text{NO}_3}^{\text{Tri}} V_{\text{NO}_3}^{\text{Tri}} - \zeta_{\text{NH}_4}^{\text{Tri}} V_{\text{NH}_4}^{\text{Tri}} \\ & - m^{\text{Tri}} \frac{\text{TriC}}{K_m + \text{TriC}} \text{TriC} - sh \times \omega^{\text{Tri}} P^2 \\ & - g^Z(\text{Tri})Z - g^M(\text{Tri})M. \end{aligned} \quad (1)$$

In this equation, TriC is the carbon *Trichodesmium* biomass, and the seven terms on the right-hand side represent, respectively, growth, biosynthesis costs based on nitrate and ammonium, mortality, aggregation, and grazing by micro- and mesozooplankton.

In our configuration, the photosynthesis growth rate of *Trichodesmium* is limited by light, temperature, phosphorus, and iron availability. Photosynthesis growth rate of *Tri-*

chodesmium μ^{Tri} is computed as follows:

$$\mu^{\text{Tri}} = \mu_{\text{FixN}_2} + \mu_{\text{NO}_3}^{\text{Tri}} + \mu_{\text{NH}_4}^{\text{Tri}}, \quad (2)$$

where μ_{FixN_2} denotes growth due to dinitrogen fixation, $\mu_{\text{NO}_3}^{\text{Tri}}$ and $\mu_{\text{NH}_4}^{\text{Tri}}$ represent growth sustained by NO_3^- and NH_4^+ uptake, respectively. Moreover, a fraction of fixed nitrogen is released back to seawater, mainly as ammonia and dissolved organic nitrogen, by the simulated *Trichodesmium* compartment. Berthelot et al. (2015a) estimated this fraction to be less than 10 % when considering all diazotrophs. We set this fraction at 5 % of the total amount of fixed nitrogen. For the other nutrients (i.e. iron and phosphorus), the same fraction is also released.

Dinitrogen fixation is limited by the availability of phosphate, iron, and light and is modulated by temperature. Loss processes are natural mortality and grazing by zooplankton. Natural mortality is considered to be similar to the other modelled phytoplankton species. Grazing on *Trichodesmium* is rarely described, but it is admitted that *Trichodesmium* represents a poor source of food for zooplankton (O'Neil and Romane, 1992) especially because they contain toxins (Hawser et al., 1992). On the other hand, many species of copepods have been shown to be able to graze on *Trichodesmium* despite the strong concentrations of toxins (O'Neil and Romane, 1992). For these reasons we applied two different coefficients for the grazing preference by mesozooplankton and microzooplankton (Table 1). For microzooplankton, grazing preference is halved to account for *Trichodesmium* toxicity, and for mesozooplankton the grazing preference is similar to that of the other phytoplankton species. The complete set of equations of *Trichodesmium* is detailed in Appendix A. Table 1 presents the parameters that differ between nanophytoplankton and *Trichodesmium*.

This set-up reproduces dinitrogen fixation through an explicit representation of the *Trichodesmium* biomass (to be compared with the often used implicit parameterizations (Assmann et al., 2010; Aumont et al., 2015; Dunne et al., 2013; Maier-Reimer et al., 2005; Zahariev et al., 2008) that directly link environmental parameters to nitrogen fixation without requiring the *Trichodesmium* biomass to be simulated).

2.2 Experimental set-up

Below the set of experiments that have been performed in this study is summarized (Table 2). All climatological simulations have been run for 20 years from the same restart and only the last 19 years are considered in our diagnostics. We chose the above-described simulation explicitly modelling the *Trichodesmium* to be our reference experiment (hereafter referred to as "TRI"). In a second experiment called "TRI_NoFeSed", the model set-up is identical to the reference experiment, except that iron input from the sediments is turned off between 156° E and 120° W. In a third experiment "TRI_imp", the explicit dinitrogen fixation module is

Table 1. Models parameters for *Trichodesmium* (Tricho.) and nanophytoplakton (Nano.).

Parameters	Symbol	Units	Value	Reference
Maximum growth rate for Tricho.	μ_{\max}^{Tri}	d ⁻¹	0.25	Breitbarth et al. (2007)
Maximum growth rate for Nano.	μ_{\max}^{Nano}	d ⁻¹	1.0	
Initial slope P-I Tricho.	αI	(W m ⁻²) ⁻¹ d ⁻¹	0.072	Breitbarth et al. (2008) and Hood et al. (2001)
Initial slope P-I Nano.	αI	(W m ⁻²) ⁻¹ d ⁻¹	2.0	
Microzoo preference for Tricho.	p_{Tri}^I	–	0.5	
Microzoo preference for Nano.	p_{Nano}^I	–	1.0	
Maximum Fe / C in Tricho.	$\theta_{\max, \text{Tri}}^{\text{Fe}}$	mol Fe (mol C) ⁻¹	1 × 10 ⁻⁴	Kustka et al. (2003)
Maximum Fe / C in Nano.	$\theta_{\max, \text{Nano}}^{\text{Fe}}$	mol Fe (mol C) ⁻¹	4 × 10 ⁻⁵	
Maintenance iron	m	mol Fe (mol C) ⁻¹	1.4 × 10 ⁻⁵	Kustka et al. (2003)
Maintenance use efficiency	β	mol C (mol Fe) ⁻¹ d ⁻¹	1.4 × 10 ⁻⁴	Kustka et al. (2003)

Table 2. List and description of the different experiments.

Name	N ₂ fixation	Iron from sediment
TRI	explicit	yes
TRI_NoFeSed	explicit	no
TRI_imp	implicit	yes
Wo_N2	no	yes

replaced by the implicit parameterization described in Aumont et al. (2015), where fixation depends directly on water temperature, nitrogen, phosphorus, and iron concentrations and light (no nitrogen fixers are simulated). Finally, a fourth experiment “Wo_N2” corresponds to a model set-up in which no explicit nor implicit description of dinitrogen fixation is activated.

Comparison between TRI and TRI_NoFeSed experiments enables us to estimate the impact of iron input from island sediments on the dinitrogen fixation, while the impact of dinitrogen fixation on the biogeochemical conditions in the Pacific Ocean can be investigated by comparing TRI and Wo_N2. Finally, the TRI and TRI_imp experiments are used to evaluate the added value of an explicit description of dinitrogen fixation relative to an implicit inexpensive parameterization.

2.3 Observational datasets

Several different databases have been used to evaluate the model skills. For nitrate and phosphate, the 0.5° global CSIRO Atlas of Regional Seas (CARS; <http://www.marine.csiro.au/~dunn/cars2009/>, last access: 12 July 2018) has been used. Iron has been evaluated with the global database from Tagliabue et al. (2012) complemented with the dissolved iron data from the OUTPACE cruise (Guieu et al., 2018). This database is a compilation of 13 125 dissolved iron observations covering the global ocean and encompassing the period

1978–2008. The global MARine Ecosystem DATA (MARE-DAT; <https://doi.pangaea.de/10.1594/PANGAEA.793246>) database of N₂ fixation has been expanded with data from recent cruises performed in the WTSP: MOORSPICE (Berthelot et al., 2017), DIAPALIS (Garcia et al., 2007), NECTALIS (<http://www.spc.int/oceanfish/en/ofpsection/ema/biological-research/nectalis>, last access: 12 July 2018), PANDORA (Bonnet et al., 2015), OUTPACE (Bonnet et al., 2018), and Mirai (Shiozaki et al., 2014). This database contains 3079 data points at the global ocean scale, of which ~ 1300 are located in our simulated region (Luo et al., 2012). Finally, we have used surface chlorophyll concentrations from the GLOBCOLOUR project (<http://hermes.acri.fr>, last access: 12 July 2018) which spans the 1998–2013 time period.

3 Results

3.1 Model validation

In this subsection, we aim at validating our reference simulation “TRI” with the data previously presented. In the Pacific, phosphate and nitrate concentrations show maxima in the upwelling regions, i.e. along the western American coast, and in the equatorial upwelling (Fig. 1a, c), and minima in the subtropical gyres. First, phosphate patterns show modelled values and structures in qualitatively good agreement with observations, despite an underestimation in the areas of high concentrations as within the Costa Rica dome and along the Equator. In contrast, the nitrate structure shows larger biases. We observe concentrations higher than 1 μmol L⁻¹ all along the Equator in CARS, while the model nitrate concentrations are lower than this value west of 170° W. More generally the model tends to underestimate nitrate concentrations.

The regions most favourable for *Trichodesmium* can be defined by temperatures within 25–29 °C (Breitbarth et al., 2007). The model reproduces relatively well the spatial distribution of this temperature preferendum. This distribution

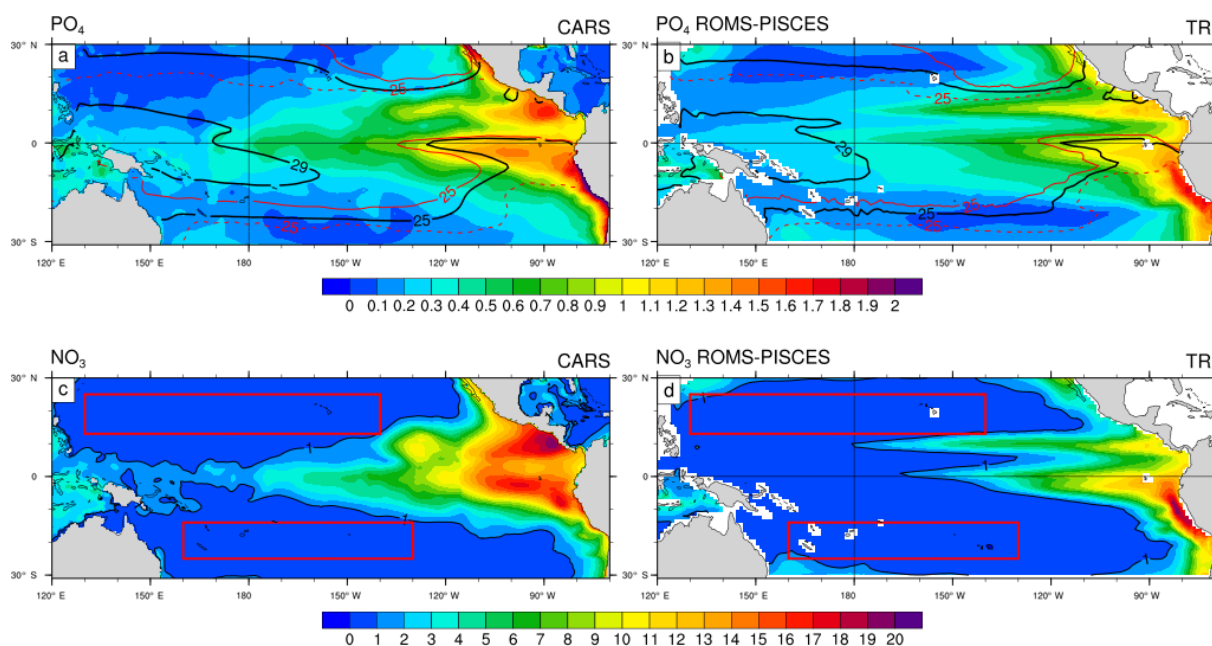


Figure 1. Annual mean concentrations in $\mu\text{mol L}^{-1}$: (a) PO_4 data from CARS (b) PO_4 simulated by the ROMS-PISCES model (c) NO_3 data from CARS (d) NO_3 simulated by the ROMS-PISCES model. On panels (a) and (b), the black contours show the annual mean patterns of the temperature preferendum from observations (a) and the model (b). The red contours display the 25°C isoline in austral winter (plain) and in austral summer (dash). On panels (c) and (d) the red boxes represent the LNL regions (defined as region where $[\text{NO}_3^-] < 1 \mu\text{mol L}^{-1}$ and $[\text{Chl}] < 0.1 \text{ mg Chl m}^{-3}$).

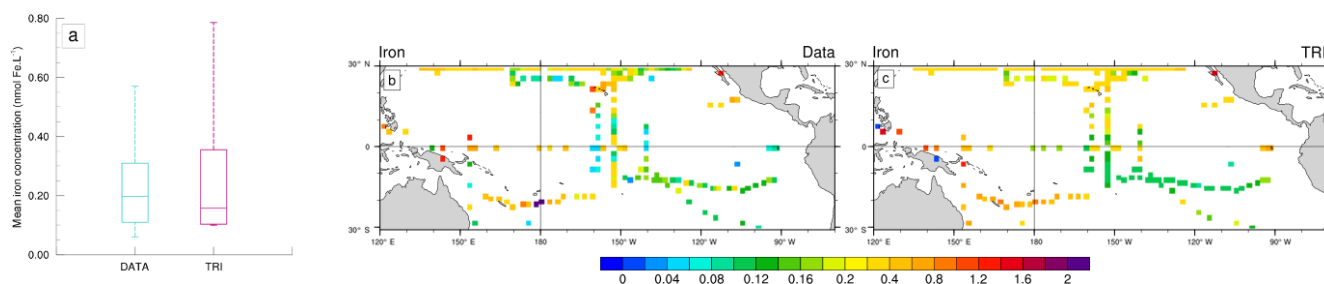


Figure 2. (a) Box plots of the 0–150 m averaged Iron (nmol Fe L^{-1}) data (blue) and the equivalent for the model (red) co-localized with the observations in space and time. The coloured box represents the 25–75 % quartile of the distribution, the whiskers the 10–90 % percentile distribution. The line inside the coloured box is the median. (b, c) Iron concentrations (nmol Fe L^{-1}) as observed (b) and as simulated by the model (c). Iron concentrations have been averaged over the top 150 m of the ocean. Model values have been sampled at the same location, the same month, and the same depth as the data.

exhibits a significant seasonal variability, mainly as a result of the variability of the 25°C isotherm. The latter moves by $\sim 7^\circ$ latitudinally between summer and winter in the WTSP, and by $\sim 15^\circ$ in the western tropical North Pacific (WTNP; Fig. 1a). This displacement is well reproduced in the TRI simulation (Fig. 1b). By contrast, along the Equator the mean position of the 25°C isotherm is shifted eastward in the TRI simulation (120°W) compared to the observations (125°W ; Fig. 1a vs. b), but its seasonal displacements are well reproduced except in the southeastern Pacific. Overall, this temporal variability is well reproduced by the model (Fig. 1b),

despite this bias. In contrast, nitrate and phosphate seasonal variability remains low (not shown).

Another important feature that needs to be properly reproduced by the model is the iron distribution in the upper ocean. We have sampled the modelled values at the same time and same location as the data. The median value, as well as the dispersion of the iron surface concentrations over the tropical Pacific, are displayed for both the data and the model in Fig. 2a. The Mann–Whitney test reveals that these two normalized distributions are not significantly different (p value = 0.26). Figure 2b, c display the observed iron field and the modelled values, respectively. The best sampled area

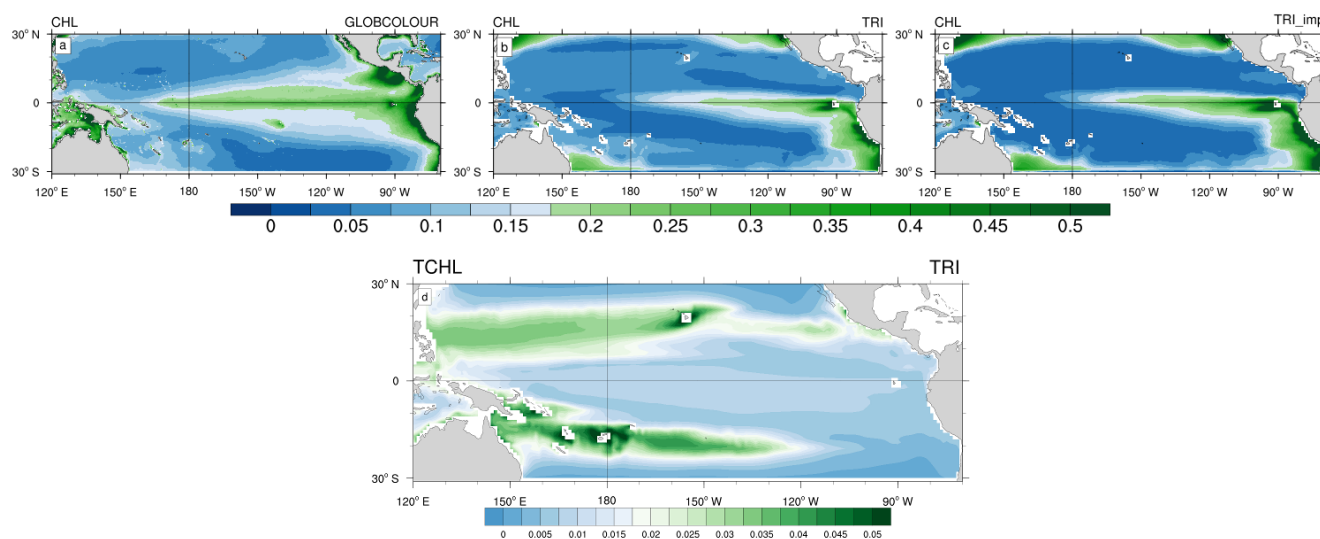


Figure 3. (a, b, c) Annual mean surface chlorophyll concentrations (in mg Chl m^{-3}) from (a) GLOBCOLOUR data (b) TRI simulation and (c) TRI_imp simulation. Panel (d) shows the annual mean surface chlorophyll concentrations of *Trichodesmium* in the TRI simulation.

is the central Pacific Ocean where simulated iron concentrations are low (0.1 to $0.3 \text{ nmol Fe L}^{-1}$, Fig. 2c), which is consistent with the observations (Fig. 2b). The southwest Pacific is characterized by relatively high surface iron concentrations, between 0.4 and $0.8 \text{ nmol Fe L}^{-1}$, both in the data and in the model. Large scale patterns are thus well represented by the model. Nevertheless, the model tends to overestimate iron levels in the South Pacific Gyre, between 180 and 140° W at about 20° S .

Figure 3 displays a comparison between surface chlorophyll (Chl) concentrations from GLOBCOLOUR data (a), from TRI (b), and TRI_imp (c) simulations. High chlorophyll concentrations are found in the eastern equatorial Pacific upwelling and along Peru in both the observations and our two simulations, with mean values higher than $0.3 \text{ mg Chl m}^{-3}$. However, the equatorial chlorophyll maximum simulated by the model (Fig. 3b, c) is too narrow compared to the observations, especially in the Northern Hemisphere. Similarly, the model is unable to simulate the elevated chlorophyll levels around the Costa Rica dome and the localized enhanced chlorophyll off Papua New Guinea. In TRI (Fig. 3b), chlorophyll values in the southwest Pacific region vary between 0.1 and $0.2 \text{ mg Chl m}^{-3}$, with maxima located in the vicinity of the Fiji and Vanuatu islands. These values are within the range of the data, even if the data tend to be slightly higher (up to $0.3 \text{ mg Chl m}^{-3}$ near the coasts). The spatial structure is well represented, with maxima simulated around the islands. In the subtropical gyres, the simulation predicts chlorophyll concentrations of $\sim 0.05 \text{ mg Chl m}^{-3}$ which are higher than in the observations ($< 0.025 \text{ mg Chl m}^{-3}$). In contrast to TRI_imp (Fig. 3c), chlorophyll values in the southwest Pacific and in the Northern Hemisphere are too low in comparison with the ocean colour data (Fig. 3a).

Part of the surface chlorophyll in Fig. 3b is associated with *Trichodesmium*. Figure 3d shows the annual mean spatial distribution of surface *Trichodesmium* chlorophyll in the TRI simulation. This distribution displays two zonal tongues in the tropics, one in each hemisphere. Maximum values are located in the southwest Pacific (around Vanuatu archipelago, New Caledonia, Fiji, and Papua New Guinea) and around Hawaii, where they reach $0.06 \text{ mg Chl m}^{-3}$. In the South Pacific, high chlorophyll biomass extends eastward until 130° W . Further east, concentrations drop to below $0.02 \text{ mg Chl m}^{-3}$. It is important to note that, in the observations, *Trichodesmium* have never been observed eastward of 170° W . This bias in the model could be explained by the overestimated iron concentrations in the South Pacific Gyre. In the Northern Hemisphere, between the coasts of the Philippines (120° E) and Hawaii (140° W), *Trichodesmium* chlorophyll concentrations are greater than $0.03 \text{ mg Chl m}^{-3}$. In the northeast Pacific, *Trichodesmium* chlorophyll is lower, yet significant ($< 0.03 \text{ mg Chl m}^{-3}$). Otherwise the equatorial Pacific and southeast Pacific oceans are overall poor in *Trichodesmium*.

In Fig. 4, the dinitrogen fixation rates predicted by the model in TRI are compared to the observations from the MAREDAT expanded database. Evaluation of the model behaviour remains quite challenging because of the scarcity of the observations. Some large areas are not properly sampled such as the northwest tropical Pacific and the eastern Pacific. In addition, some areas are sampled only in the surface layer (0 – 30 m), while others have been sampled deeper. This non-homogeneous sampling may alter the distribution of the N₂ fixation rates and undermine the comparison with model outputs. To overcome this sampling bias we compared the observations with N₂ fixation rates simulated and integrated

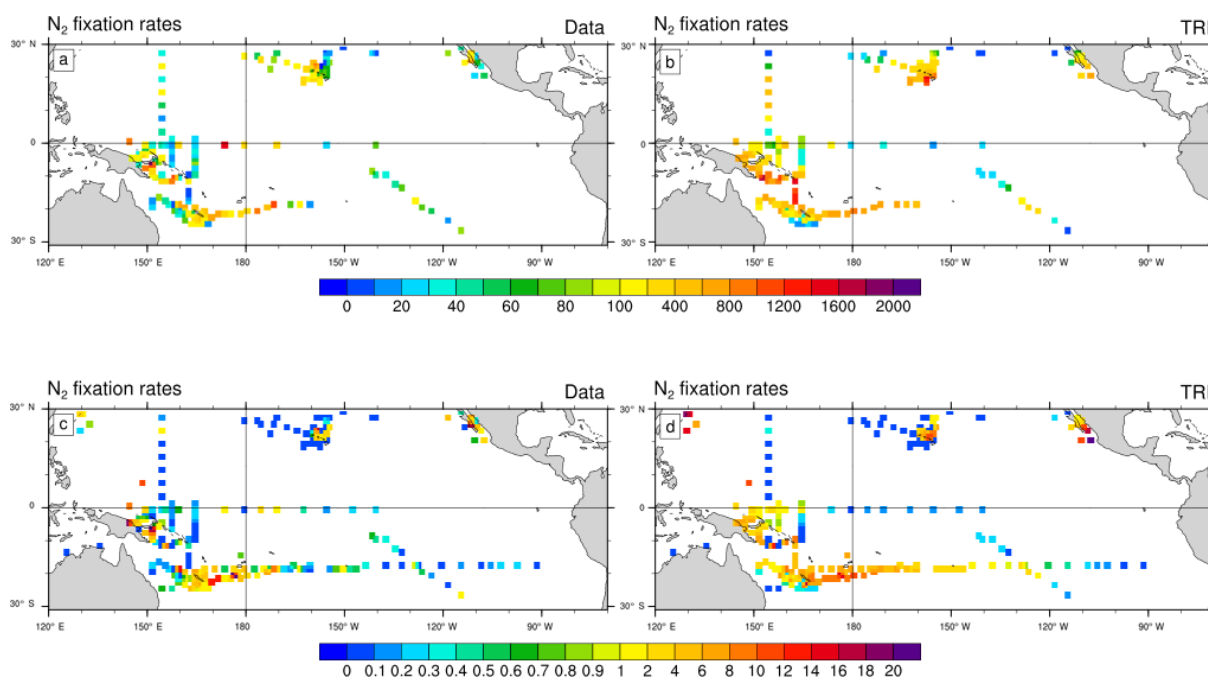


Figure 4. N₂ fixation rates ($\mu\text{mol N m}^{-2} \text{d}^{-1}$) as observed (a, c) and as simulated by TRI simulation (b, d). In panels (a) and (b), N₂ fixation rates have been integrated over the top 150 m of the ocean. In panels (c) and (d), the vertical integration has been restricted to the top 30 m of the ocean. Model values have been sampled at the same location, the same month (climatological month vs. real month), and the same depth as the data.

over two different layers (0–30 and 0–150 m). Despite their scarcity, some regional patterns emerge from the observations. Maximum fixation rates (600 to $1600 \mu\text{mol N m}^{-2} \text{d}^{-1}$; Fig. 4a) are observed around the southwest Pacific islands, in the Solomon Sea, around the Melanesian archipelagos, and around Hawaii, four well-known “hotspots” of N₂ fixation (Berthelot et al., 2015b, 2017; Bonnet et al., 2009, 2017; Böttjer et al., 2017). The modelled regional patterns of strong fixation are coherent with the observations (Fig. 4b), showing values in the same range. In the South Pacific, the TRI simulation is able to reproduce the strong east–west increasing gradient of N₂ fixation (Shiozaki et al., 2014; Bonnet et al., 2018; Fig. 4c, d). In the equatorial central Pacific, modelled values of mean fixation are negligible ($< 0.5 \mu\text{mol N m}^{-2} \text{d}^{-1}$) in contrast to the observations which suggest low but non-negligible fixation rates (between 1 and $2 \mu\text{mol N m}^{-2} \text{d}^{-1}$) (Bonnet et al., 2009; Halm et al., 2012). On the whole modelled domain, and for both integration layers, dinitrogen fixation rates are overestimated by 70 % in TRI compared to the data. Some recent studies have shown that the ¹⁵N₂ tracer addition method (Montoya et al., 2004) used in most studies reported in the MAREDAT database may underestimate N₂ fixation rates due to an incomplete equilibration of the ¹⁵N₂ tracer in the incubation bottles. Thus, this overestimation may be an artifact arising from methodological issues (Großkopf et al., 2012; Mohr et al., 2010). However, some other studies performed in the South

Pacific (Bonnet et al., 2016b; Shiozaki et al., 2015) compared the two methods, and did not find any significant differences.

3.2 *Trichodesmium* primary production

We evaluated the direct relative contribution of *Trichodesmium* to primary production (PP; Fig. 5). The spatial distribution of this contribution is very similar to the spatial distribution of *Trichodesmium* chlorophyll, with two distinct tongues located on each side of the Equator in the tropical domain. In the Northern Hemisphere, the tongue extends from the coast of the Philippines (120°E) to Hawaii (140°W) longitudinally and between 10 and 25°N latitudinally. The maximum contribution (35 %) is reached near Hawaii while in the rest of the tongue, values are close to 20 %. In the Southern Hemisphere, the region of elevated contribution extends from PNG (140°E) to about the centre of the South Pacific subtropical gyre at 130°W , and between 5 and 25°S latitudinally. Maximum values are predicted in the vicinity of Vanuatu and Fiji Islands, where they can reach 35 %. Part of this elevated contribution is explained by the very low PP rates simulated in this region for both nanophytoplankton and diatoms (less than $0.03 \text{ mol C m}^{-3} \text{ yr}^{-1}$). Furthermore, the island effect seems to represent an important factor for explaining the spatial distribution of *Trichodesmium* growth rates. Indeed, maximum *Trichodesmium* chlorophyll concentrations and the largest contribution of *Trichodesmium* to PP are achieved near the islands. Finally, in LNLC regions (red

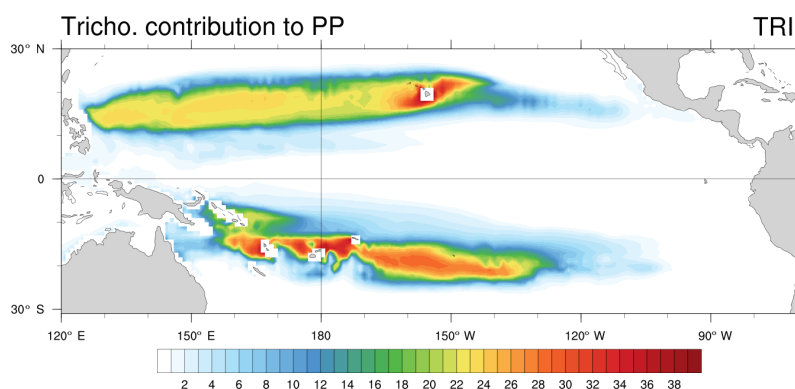


Figure 5. Relative contribution (in percentage) of *Trichodesmium* to total primary production.

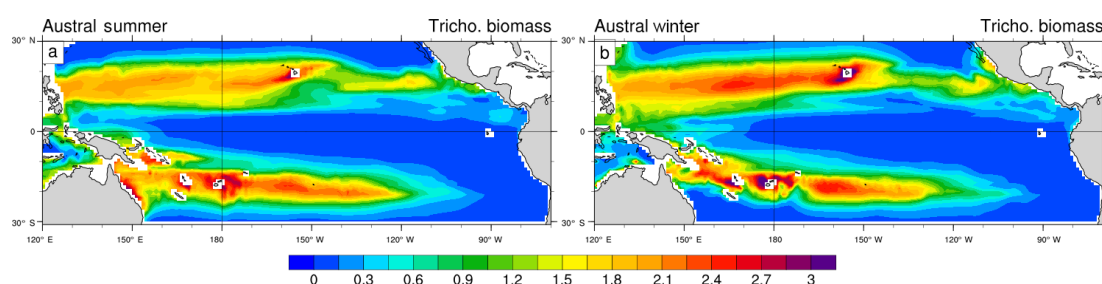


Figure 6. *Trichodesmium* biomass (mmol C m^{-2}) in (a) austral summer and (b) austral winter, integrated over the top 100 m of the ocean.

boxes; Fig. 1c, d), we assess that *Trichodesmium* contribute to 15 % of total PP, which is in accordance with biogeochemical studies performed in these areas (Bonnet et al., 2015; Berthelot et al., 2017; Caffin et al., 2018).

3.3 Seasonal variability in *Trichodesmium* biomass

Trichodesmium biomass (Fig. 6) and simulated dinitrogen fixation rates (Fig. 7) display a seasonal variability that is driven by the seasonal variability of the environmental conditions (light, temperature, currents, nutrients). The regional maxima of *Trichodesmium* biomass (exceeding 3 mmol C m^{-2} ; integrated over the top 100 m of the ocean) are found in both hemispheres during the summer season (Fig. 6a, b) even if locally, maxima can be attained during other periods of the year than summer. In the South Pacific, the area of elevated *Trichodesmium* biomass moves by 3° southward from austral winter to austral summer. Along Australia and in the Coral Sea, *Trichodesmium* biomass exhibits a large seasonal variability with a very low winter biomass that contrasts with elevated values in summer. A similar important variability, which is shifted by 6 months, is simulated in the Northern Hemisphere in the Micronesia region and in the Philippine Sea.

Unfortunately, due to the scarcity of N₂ fixation data, this seasonal cycle cannot be properly assessed at the scale of the tropical Pacific Ocean. This is only feasible at the time series station ALOHA located in the North Pacific Gyre at $22^\circ 45' \text{N}$,

158°W , where seasonal data of dinitrogen fixation are available from 2005 to 2012 (Böttjer et al., 2017). They proved that vertically integrated dinitrogen fixation rates are statistically significantly (one-way ANOVA, $p < 0.01$) lower from November to March (less than $200 \mu\text{mol N m}^{-2} \text{d}^{-1}$) than from April to October (about $263 \pm 147 \mu\text{mol N m}^{-2} \text{d}^{-1}$) as highlighted in Fig. 7a (blue dots). In the model (red dots; Fig. 7a), the maximum amplitude of the seasonal cycle appears to be underestimated relative to the observations (i.e. respectively ~ 170 and $\sim 250 \mu\text{mol N m}^{-2} \text{d}^{-1}$). Dinitrogen fixation peaks 1 month earlier in the model than in the data (August for the model and September for the data). Indeed, the simulated dinitrogen fixation rates are minimum between December and May (averaging $\sim 241 \pm 27 \mu\text{mol N m}^{-2} \text{d}^{-1}$) and maximum the rest of the year (averaging $\sim 347 \pm 52 \mu\text{mol N m}^{-2} \text{d}^{-1}$). These values are comparable to the data even if they are slightly higher.

In order to assess the seasonal cycle of N₂ fixation rates in the South Pacific (red box Fig. 1c; $160\text{--}230^\circ \text{E}$, $25\text{--}14^\circ \text{S}$), we have extracted the available data for each month from our database (blue dots; Fig. 7b), and the corresponding model values in TRI (red dots; Fig. 7b). In July no observations are available and in January, April, and August only one data point is available for the entire region. The predicted seasonal cycle is broadly consistent with the observations. Minimum dinitrogen fixation rates ($239 \pm 205 \mu\text{mol N m}^{-2} \text{d}^{-1}$) occur during austral winter and autumn. Maximum rates are reached in February and March, where they exceed

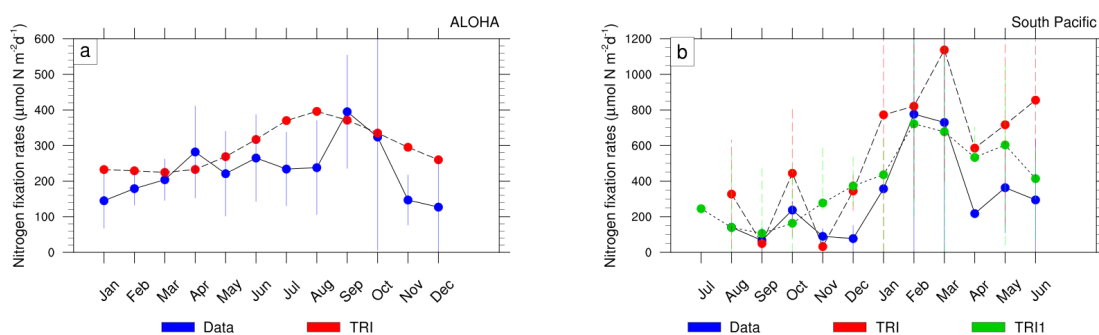


Figure 7. (a) Depth-integrated (0 to 125 m) rates of N₂ fixation (μmol N m⁻² d⁻¹) at ALOHA for the data (blue) and TRI simulation (red). (b) Depth-integrated (from 0 to 150 m) rates of N₂ fixation (μmol N m⁻² d⁻¹) in the South Pacific (red box, Fig. 1c) in the data (blue) and in the TRI simulation (red). The blue curve is the average of all the model points inside the South Pacific zone (red box, Fig. 1c), whereas the green curve corresponds to the average of the model points where data are available.

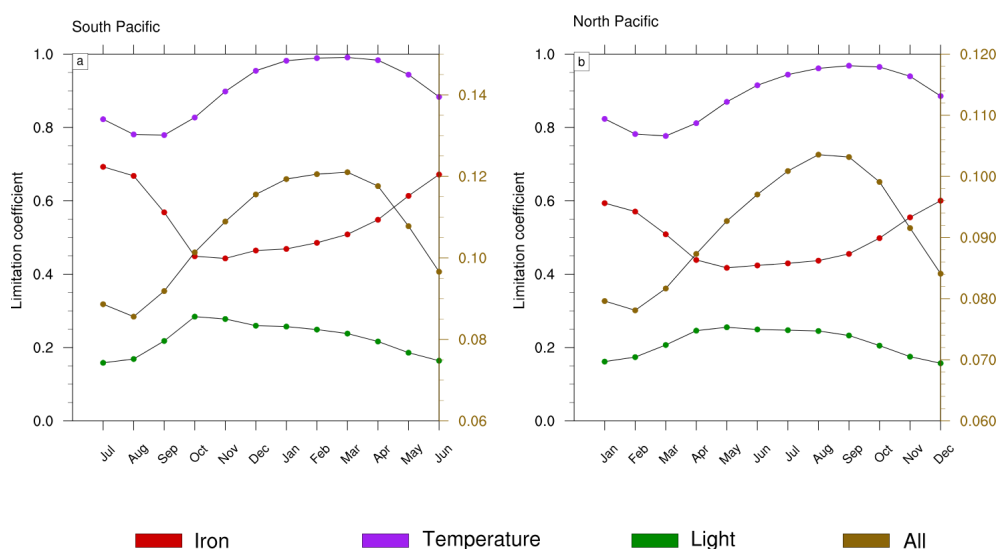


Figure 8. Seasonal cycle of the limitation terms of *Trichodesmium* production in (a) the South Pacific and (b) the North Pacific. The right scale (in brown) represents the total limitation.

600 μmol N m⁻² d⁻¹ in the observations. The increase in dinitrogen fixation rates occurs 1 month earlier than in the observations, in December instead of January, and remains 2 to 3 fold higher from April to June. It is important to note here that the sampling spatial and temporal distribution may distort the seasonal cycle. Using the model, it is possible to evaluate how well the seasonal cycle is captured by the sampling (red dots compared to green dots; Fig. 7b). The general structure of the seasonal cycle remains relatively unaltered. However, the amplitude is significantly impacted since it reaches 1100 μmol N m⁻² d⁻¹ if sampled at the observed stations, whereas it is about twice as low at 600 μmol N m⁻² d⁻¹ if all the model data points are considered. We can conclude that the TRI simulation reproduces well the seasonal cycle of N₂ fixation rates at the Pacific scale, even though more data are needed to improve the evaluation of the model skills.

To further investigate the mechanisms that drive the seasonal variability in *Trichodesmium* in the Pacific, we examined the factors that control *Trichodesmium* abundance in the TRI simulation (not shown). This decomposition shows that the physical terms (advection and mixing) are negligible compared to biological terms. In addition, the seasonal cycles of grazing and mortality are in phase with the production terms but their sign is opposite. In conclusion, this analysis indicates that this seasonal variability is mainly controlled by the levels of PP, the other terms of tracer evolution dampen its amplitude but do not change its shape. Hence we further examine the limitation terms of PP (Fig. 8) in two representative regions characterized by elevated levels of N₂ fixation rates (red boxes; Fig. 1c). A detailed description of these limitation terms is given in Appendix A. A limitation term reaching 1 means that growth is not limited, whereas a limitation term equal to 0 means that growth ceases.

Trichodesmium growth sustained by nitrate and ammonia is very slow in LNLC regions due to their very low availability and is therefore not considered further. Thus, our analysis is restricted to dinitrogen fixation. *Trichodesmium* growth can be limited by iron and phosphate and is inhibited when reactive nitrogen (nitrate and ammonia) is available. In the WTSP, the model suggests that iron is the sole nutrient that modulates *Trichodesmium* growth (red curve; Fig. 8a, b). The other limiting factors of *Trichodesmium* growth are light (green curve; Fig. 8a, b) and temperature (purple curve; Fig. 8a, b). The product of these three limiting factors gives the limiting coefficient of dinitrogen fixation (brown curve; Fig. 8a, b). The limiting factors vary according to the season and the hemisphere. In the South (North) Pacific, temperature and light are less limiting during the austral summer (winter) than during the austral winter (summer). The limiting factor associated with temperature varies from 0.8 to 1, and the light limiting factor varies from 0.15 to 0.3. Unlike light and temperature, iron is less (more) limiting in the South (North) Pacific during winter (summer) than during the austral summer (winter) with values varying between 0.4 and 0.7. Finally, *Trichodesmium* growth is more limited during austral winter (summer) in the South (North) Pacific. The seasonal variability is forced by light and temperature, and iron mitigates its amplitude. Indeed, nutrients and iron inputs brought to the euphotic zone by the seasonally enhanced vertical mixing are counterbalanced by the related inputs (e.g. temperature) of these water masses.

4 Discussion

4.1 Impact of iron from island sediments

Monteiro et al. (2011) performed a sensitivity study and found that a 5-fold increase in the solubility of aeolian iron improves the biogeographical distribution of N₂ fixation in the southwest Pacific. In the meantime, a recent study has challenged this view by showing no increase in N₂ fixation in response to increased dust deposition (Luo et al., 2014). In any cases, the sedimentary and hydrothermal sources were not taken into account in those studies, although they are likely significant sources (Bennett et al., 2008; Johnson et al., 1999; Moore et al., 2004; Tagliabue et al., 2010; Toner et al., 2009). In parallel, Dutkiewicz et al. (2012) evaluated the sensitivity of the biogeographical distribution of N₂ fixation to the aeolian source of iron in a model which takes into account the iron sediment supplies, and conclude for minor changes in the southwest Pacific, while in the North Pacific the change was larger. Indeed, there are many islands with a marked orography that could deliver significant amounts of iron to the ocean (Radic et al., 2011) in the southwest Pacific.

To assess the impact of the sediment source of iron on the *Trichodesmium* production, we used the “TRI_NoFeSed” experiment in which this specific source of iron has been

turned off for the islands between 156° E and 120° W (Table 2). In this simulation, iron and *Trichodesmium* chlorophyll decrease by 58 and 51 %, respectively (Fig. 9a, b), in the WTSP (red box Fig. 1c). Figure 9c displays the iron distribution simulated in TRI_NoFeSed, and shows that the maxima around the islands disappear. Furthermore, in the South Pacific, iron decreases due to the reduction of the zonal advection of iron downstream of the islands. The iron flux from the sediments around the islands also affects the spatial structure of *Trichodesmium* chlorophyll (Fig. 9e, f), most noticeably in the South Pacific, with maxima shifted from the South Pacific islands region (e.g. Fiji, New Caledonia, Vanuatu) in the TRI simulation to the coastal regions near Australia and Papua New Guinea in the TRI_NoFeSed simulation. In the Northern Hemisphere, the effects of the sediment flux of iron are less important with a shift of the *Trichodesmium* chlorophyll maxima towards the Philippine Sea and a localized effect near Hawaii. This sensitivity test demonstrates that *Trichodesmium* are highly sensitive to the iron distribution in our model and hence that the spatial patterns of *Trichodesmium* chlorophyll in the southwest Pacific are tightly controlled by the release of iron from the coastal sediments of the Pacific islands.

4.2 *Trichodesmium* impacts on biogeochemistry

One of the questions we want to address is the quantification of the *Trichodesmium* impact on PP, at the Pacific scale with a focus on the WTSP region. In the oligotrophic waters of the South Pacific, dinitrogen fixation can be an important source of bio-available nitrogen in the water column through *Trichodesmium* recycling which can feed other phytoplankton. To evaluate that impact, we calculated the relative increase in PP between the TRI simulation and the Wo_N2 simulation in which no N₂ fixation is considered (Fig. 10a). As expected, the spatial structure of the PP differences between both simulations matches the N₂ fixation spatial distribution in the TRI simulation (two tongues, one in each hemisphere). In the North Pacific the maximum increase in the PP due to the N₂ fixation is located around Hawaii, where it exceeds 120 %. In the remaining part of the Northern Hemisphere tongue, PP increases by 50 to 100 %. In the Southern Hemisphere, values are more homogeneous in the tongue (from 80 to 100 %), even though there is a local maximum around Fiji and Vanuatu (up to 120 %). Out of these northern and southern tongues, the increase in PP is less than 20 %. In average on our domain, the increase in PP is 19 %, and in LNLC regions it reaches approximately 50 %.

From total PP only, it is not possible to disentangle the increase in PP directly due to *Trichodesmium* themselves and the indirect increase due to the impact of N₂ fixation on the other phytoplankton groups (nanophytoplankton and diatoms). Indeed, as mentioned in the Methods section, *Trichodesmium* also releases a fraction of the recently fixed N₂ as bio-available nitrogen (in our model *Trichodesmium* re-

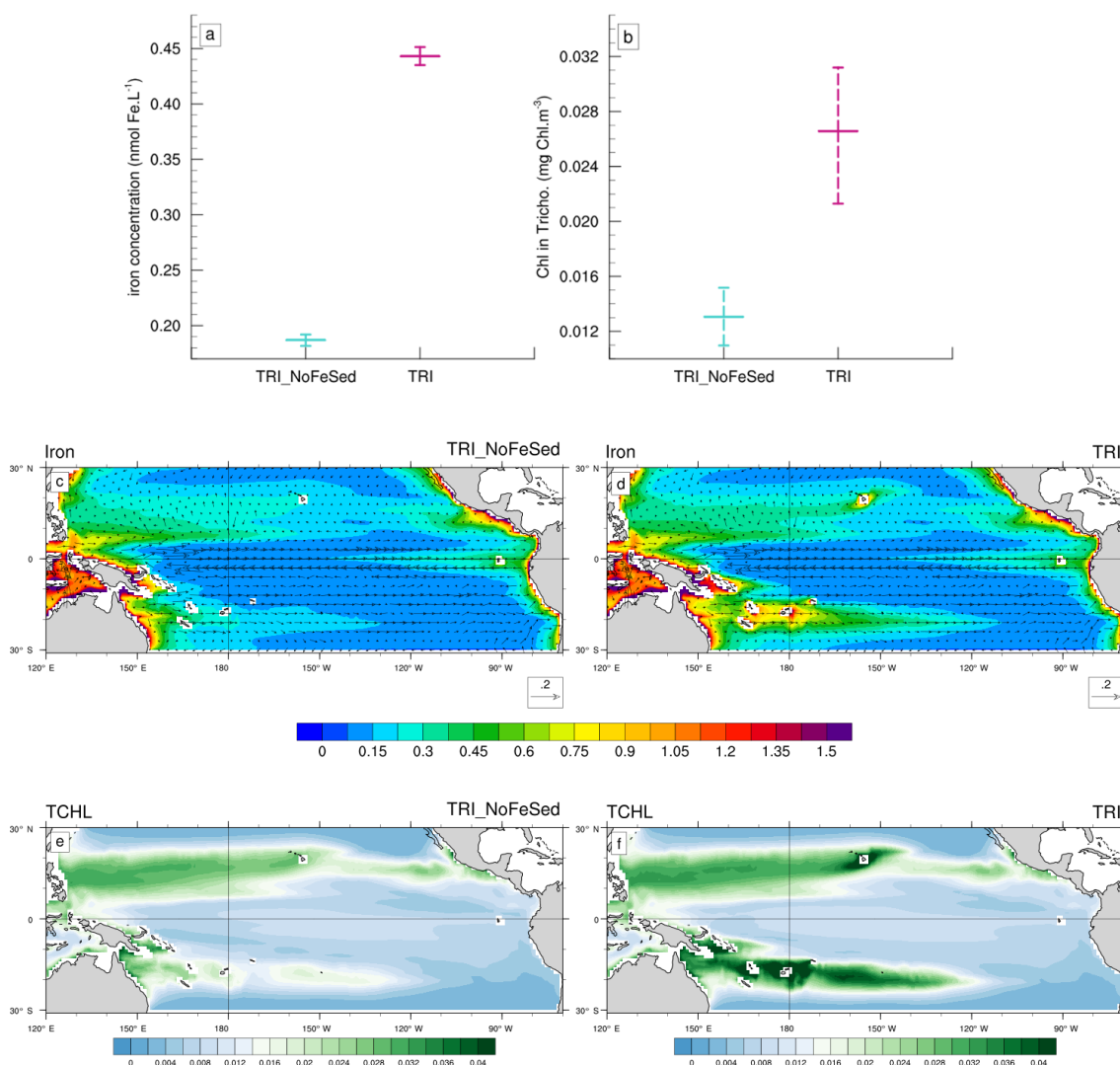


Figure 9. (a, b) Minimum, mean and maximum in the South box (Fig. 1c) of (a) the iron concentrations (in nmol Fe L^{-1}), and (b) of the chlorophyll concentrations of *Trichodesmium* (in mg Chl m^{-3}). (c, d, e, f) Annual mean iron concentrations (shading; in nmol Fe L^{-1}) and current velocities (vectors; in m s^{-1}) for (c) the TRI_NoFeSed simulation and (d) the TRI simulation. Annual mean chlorophyll concentrations of *Trichodesmium* (mg Chl m^{-3}) for (e) the TRI_NoFeSed simulation and (f) the TRI simulation. The concentrations have been averaged over the top 100 m of the ocean. The current velocities are identical on the panels (a) and (b).

leases ammonia and dissolved organic nitrogen, but only ammonia is directly bio-available). Figure 10b displays the difference in PP due to diatoms and nanophytoplankton only. The main large-scale patterns constituted of the northern and southern tongues persist, but the intensity of the differences contrasts with those found when considering total PP (Fig. 10a). Indeed, the increase in total PP (Fig. 10a) in those two tongues is twice as high as when the direct effect of *Trichodesmium* is excluded. This analysis stresses the importance of the bio-available nitrogen released by diazotrophs as we attribute about half of the total production increase to this release. Indeed, recent isotopic studies tracing the passage of diazotroph-derived nitrogen into the planktonic food web reveal that part of the recently fixed nitrogen is released to the

dissolved pool and quickly taken up (24–48 %) by surrounding planktonic communities (Berthelot et al., 2016; Bonnet et al., 2016b, a).

With the simulation TRI_imp, we aim at comparing an implicit N_2 fixation formulation to the explicit formulation used in TRI. Figure 10c displays the relative change of total PP between the TRI and the TRI_imp simulations (see Table 2). The implicit formulation displays a similar spatial distribution to that of the explicit distribution but it is predicting a lower total PP, especially in the southern Pacific where explicit formulation leads to an increase of about 45 % in total PP compared to the one related to the implicit formulation. On average across our domain, total PP is about 9 % higher

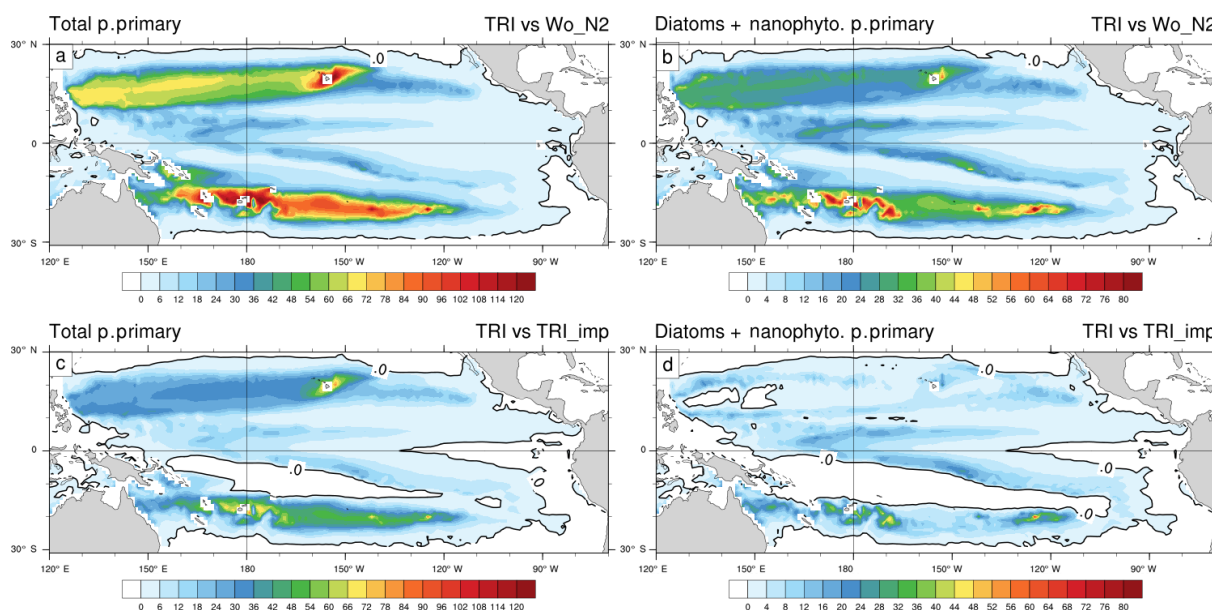


Figure 10. Percentage increase in primary production between the TRI simulation and the Wo_N₂ simulation (**a, b**) and the TRI_imp simulation (**c, d**); panels (**a**) and (**c**) show total primary production including the contribution of *Trichodesmium* whereas in panels (**b**) and (**d**), primary production only includes the contribution of diatoms and nanophytoplankton.

when nitrogen fixation is explicitly modelled relative to an implicit formulation.

This difference becomes even weaker (2%) if only PP by nanophytoplankton and diatoms is considered, with noticeable differences restricted to the areas of maximum N₂ fixation in the Southern Hemisphere (around the islands). PP sustained by the release of bio-available nitrogen is thus similar in the TRI and TRI_imp simulations, but an explicit representation of N₂ fixation allows for a better description of N₂ fixation patterns. Indeed, the areas of intense N₂ fixation rates cannot be properly simulated in the vicinity of the islands, especially in the Southern Hemisphere, by the tested implicit parameterization. We also assessed the carbon export (under the euphotic layer, mmol C s⁻² d⁻¹; Fig. S1 in the Supplement) and the N₂ fixation rate (integrated over the top to 150 m; Fig. S2: panel (a) in μmol N m⁻² d⁻¹ and panel (b) in percentage) difference between TRI and TRI_imp simulations. We observe a carbon export greater in the TRI simulation, the average across the Pacific of this difference is 0.1 mmol C m⁻² d⁻¹ or 4%, and in LNLC regions the increase varies between 6 and 10%. The N₂ fixation rates are greater in TRI simulation except in the warm pool, in the equatorial upwelling, and in the Peruvian upwelling.

4.3 Limitations of the present study

In this study, we simulate N₂ fixation through the explicit representation of only one type of diazotrophs, the *Trichodesmium* sp. This choice has been motivated by evidences that it represents one of the main nitrogen fixers in the western tropical Pacific (Bonnet et al., 2015; Dupouy et al., 2011;

Shiozaki et al., 2014) and by the relatively good knowledge (compared to other dinitrogen fixers) we have about its physiology (Ramamurthy and Krishnamurthy, 1967; Ohki et al., 1992; Mulholland and Capone, 2000; Mulholland et al., 2001; Küpper et al., 2008; Rubin et al., 2011; Bergman et al., 2013). However, our model remains simple and some of the mechanisms that drive the behaviour of *Trichodesmium* have not been implemented in our model. As an example, the ability of *Trichodesmium* to group in colonies and to vertically migrate (Kromkamp and Walsby, 1992; Villareal and Carpenter, 2003; Bergman et al., 2013) is well documented. The reason for these mechanisms remains unclear, but several hypotheses have been put forward such as avoiding nitrogenase exposition to di-oxygen (Carpenter, 1972; Gallon, 1992; Paerl et al., 1989), or maximizing light (on the surface) and nutrient (at depth) acquisition (Letelier and Karl, 1998; Villareal and Carpenter, 1990; White et al., 2006), or even increasing the efficiency of the uptake of atmospheric iron (Rubin et al., 2011). Our model does not represent those processes nor does it model the resulting vertical migration of *Trichodesmium*. Moreover, the release of fixed dinitrogen as reactive nitrogen bioavailable to other phytoplanktonic organisms has been set to a constant value of 5%. This percentage is known to be highly variable and therefore this value is in the lowest range of the observations. An increase in this value would increase the PP due to nanophytoplankton and diatoms in the TRI simulation, and thus decrease the relative contribution of *Trichodesmium* to total PP, which would be closer to the last observations (Berthelot et al., 2017; Bonnet et al., 2017).

Some studies, mostly based on extrapolated in situ data, aimed at assessing the potential of N₂ fixation at global or regional scale (Codispoti et al., 2001; Deutsch et al., 2001; Galloway et al., 2004). In the south western tropical Pacific, Bonnet et al. (2017) have estimated total N₂ fixation at 15 to 19 Tg N yr⁻¹. For the same region, N₂ fixation is predicted to amount to ~ 7 Tg N yr⁻¹ in the TRI simulation. As already mentioned, this rather low predicted estimate might be explained by the sole representation of *Trichodesmium* as nitrogen fixing organisms, which dominate in the western tropical South Pacific (Dupouy et al., 2011; Stenegren et al., 2018). It has to be noted that other diazotroph groups such UCYN-B and DDAs are abundant in the WTSP, representing 10–20 % of the overall diazotroph community (Stenegren et al., 2018). Moreover, the contribution of heterotrophic diazotrophic organisms is poorly studied and may account for a significant fraction of N₂ fixation (Moisander et al., 2017). Our model estimation has also been computed from monthly averages and is thus not taking into account the high-frequency variability that may explain at least some of the very high rates of N₂ fixation found in the study by Bonnet et al. (2017). Our assessment based on a model could thus be seen as a lower limit for N₂ fixation in the western tropical Pacific. Moreover, our model also shows a good qualitative agreement with the studies based on observations that focus on the impact of N₂ fixation in tropical oligotrophic waters (Raimbault and Garcia, 2008; Shiozaki et al., 2013). Indeed, in agreement with those studies, our reference simulation predicts that diazotrophs support a significant part of total PP (15 %) in LNLC regions.

5 Conclusion

This study describes the spatial and temporal distribution of *Trichodesmium* at the scale of the tropical Pacific Ocean, and investigates the impact of a major diazotroph species (e.g. *Trichodesmium* sp.) on the biogeochemistry of this region. Towards this end, we performed a first 20-year simulation with the coupled 3-D dynamical–biogeochemical model ROMS-PISCES in which we embedded an explicit representation of N₂ fixation based on *Trichodesmium* physiology. This simulation was shown to be able to reproduce the main physical (SST) and biogeochemical (nutrient) conditions of the tropical Pacific Ocean. This includes the spatial distribution of surface chlorophyll and N₂ fixation.

The validation of this simulation allows us to confidently assess the *Trichodesmium* distribution. The model predicts that areas favourable to *Trichodesmium* growth extend from 150° E to 120° W in the South Pacific, and from 120° E to 140° W in the North Pacific, with local optimal conditions around the islands (i.e. Hawaii, Fiji, Samoa, New Caledonia, Vanuatu). This broadly corresponds to the LNLC regions where *Trichodesmium* are predicted to be responsible for 15 % of total primary production (PP). The seasonal variability of the *Trichodesmium* habitat is dominantly controlled by SST and light, while iron availability modulates the amplitude of the seasonal cycle.

In our study we also assess the role played by iron released from the island sediments, and show that this iron source partly controls the spatial structure and the abundance of *Trichodesmium* in the western tropical South Pacific. However, this region is in the centre of the South Pacific Convergence Zone, which is the largest convective area of the Southern Hemisphere, with rainfall exceeding 6 mm d⁻¹, hence it would be interesting to assess the impact of river iron supply on the diazotroph activity. In addition, the Vanuatu archipelago and Tonga are located on the ring of fire, hence hydrothermal sources could have a strong impact on N₂ fixation. These two iron sources are not yet implemented in our configuration but may improve simulations of N₂ fixation in the southwestern tropical Pacific region. Finally, our explicit simulation of N₂ fixation has proven to be higher by 25 % (while still in the lower end of estimations from observations) than the more commonly used implicit parameterization.

Data availability. Data are available upon request.

Appendix A

Trichodesmium preferentially fixes N₂ at temperatures between 20–34 °C (Breitbarth et al., 2007). The temperature effect on the growth rate is modelled using a 4th order polynomial function (Ye et al., 2012):

$$L_T^{\text{Tri}} = (2.32 \times 10^{-5} \times T^4 - 2.52 \times 10^{-3} \times T^3 + 9.75 \times 10^{-2} \times T^2 - 1.58 \times T + 9.12) / 0.25, \quad (\text{A1})$$

where 0.25 d⁻¹ is the maximum observed growth rate (Breitbarth et al., 2007). Hence, at 17 °C the growth rate is zero and maximum growth rate is reached at 27 °C. The *Trichodesmium* light limitation is similar to nanophytoplankton (Aumont et al., 2015).

From Eq. (2), we distinguish two cases for the growth rate due to N₂ fixation.

If phosphorus is limiting, Eq. (2) becomes

$$\mu_{\text{FixN}_2} = \mu_{\text{max}}^{\text{Tri}} \cdot L_I^{\text{Tri}} \cdot L_P^{\text{Tri}} - (\mu_{\text{NO}_3}^{\text{Tri}} + \mu_{\text{NH}_4}^{\text{Tri}}) \quad \text{with} \quad (\text{A2a})$$

$$L_P^{\text{Tri}} = \min \left(1, \max \left(0, \frac{(\theta^{\text{P}} - \theta_{\text{min}}^{\text{P}}) \times \theta_{\text{max}}^{\text{P}}}{(\theta_{\text{max}}^{\text{P}} - \theta_{\text{min}}^{\text{P}}) \times \theta^{\text{P}}} \right) \right). \quad (\text{A2b})$$

If iron is limiting,

$$\mu_{\text{FixN}_2} = \mu_{\text{max}}^{\text{Tri}} \cdot L_I^{\text{Tri}} \cdot L_{\text{Fe}}^{\text{Tri}} - (\mu_{\text{NO}_3}^{\text{Tri}} + \mu_{\text{NH}_4}^{\text{Tri}}) \quad \text{with} \quad (\text{A3a})$$

$$L_{\text{Fe}}^{\text{Tri}} = \min \left(1, \max \left(0, \frac{(\theta^{\text{Fe}} - \theta_1^{\text{Fe}}) \times \theta_{\text{opt}}^{\text{Fe}}}{(\theta_{\text{opt}}^{\text{Fe}} - \theta_0^{\text{Fe}}) \times \theta^{\text{Fe}}} \right) \right). \quad (\text{A3b})$$

In Eq. (A3b), θ_1^{Fe} and θ_0^{Fe} are computed as follows :

$$\theta_1^{\text{Fe}} = \theta_0^{\text{Fe}} + \alpha \cdot \mu_{\text{FixN}_2}, \quad (\text{A4a})$$

$$\theta_0^{\text{Fe}} = \theta_{\text{min}}^{\text{Fe}} + m, \quad (\text{A4b})$$

$$\alpha = \frac{1}{\beta}, \quad (\text{A4c})$$

where $\theta^{\text{Nutrients}}$ represents the nutrient quota for iron and phosphorus (i.e. the ratio between iron and carbon concentrations in *Trichodesmium*, for instance). $\theta_{\text{min}}^{\text{P}}$ and $\theta_{\text{opt}}^{\text{Fe}}$ are constants, whereas $\theta^{\text{Nutrients}}$ varies with time. The minimum between $L_{\text{Fe}}^{\text{Tri}}$ and L_P^{Tri} defines the limiting nutrient. L_I^{Tri} is the limiting function by temperature and light. m is the difference between the maintenance iron (i.e. the intracellular Fe:C present in the cell at zero growth rate) for a diazotrophic growth and a growth on ammonium (Kustka et al., 2003). β is the marginal use efficiency and equals the moles of additional carbon fixed per additional mole of intracellular iron per day (Raven, 1988; Sunda and Huntsman, 1997). The demands for iron in phytoplankton are for photosynthesis, respiration, and nitrate/nitrite reduction. Following Flynn et al. (1997), we assume that the rate of synthesis of new components requiring iron by the cell is given by the difference between the iron quota and the sum of the iron required by these three sources of demand, which we defined as the actual minimum iron quota:

$$\theta_{\text{min}}^{\text{Fe}} = \frac{0.0016}{55.85} \theta_{\text{Tri}}^{\text{Chl}} + \frac{1, 21.10^{-5} \times 14}{55.85 \times 7.625} L_{\text{N}}^{\text{Tri}} \times 1.5 + \frac{1.15 \times 10^{-4} \times 14}{55.85 \times 7.625} L_{\text{NO}_3}^{\text{Tri}}. \quad (\text{A5})$$

In this equation, the first right-hand side term corresponds to photosynthesis, the second term corresponds to respiration, and the third term estimates nitrate and nitrite reduction. The parameters used in this equation are directly taken from Flynn and Hipkin (1999).

The Supplement related to this article is available online at <https://doi.org/10.5194/bg-15-4333-2018-supplement>.

Competing interests. The authors declare that they have no conflict of interest.

Special issue statement. This article is part of the special issue “Interactions between planktonic organisms and biogeochemical cycles across trophic and N₂ fixation gradients in the western tropical South Pacific Ocean: a multidisciplinary approach (OUTPACE experiment)”. It is not associated with a conference.

Acknowledgements. We thank the ship captains, the scientists, and funding agencies of all the projects (OUTPACE, BIOSOPE, MOORSPICE, DIAPALIS, NECTALIS, PANDORA, Mirai) that allowed data collection without which we could not validate our model. The authors thank the Institute of Research for Development for supporting all authors. Cyril Dutheil is funded by European project INTEGRÉ.

Edited by: Thierry Moutin

Reviewed by: Andreas Oschlies and one anonymous referee

References

- Arrigo, K. R.: Marine microorganisms and global nutrient cycles, *Nature*, 437, 349–355, <https://doi.org/10.1038/nature04159>, 2005.
- Assmann, K. M., Bentsen, M., Segschneider, J., and Heinze, C.: An isopycnic ocean carbon cycle model, *Geosci. Model Dev.*, 3, 143–167, <https://doi.org/10.5194/gmd-3-143-2010>, 2010.
- Aumont, O. and Bopp, L.: Globalizing results from ocean in situ iron fertilization studies: GLOBALIZING IRON FERTILIZATION, *Global Biogeochem. Cy.*, 20, GB2017, <https://doi.org/10.1029/2005GB002591>, 2006.
- Aumont, O., Ethé, C., Tagliabue, A., Bopp, L., and Gehlen, M.: PISCES-v2: an ocean biogeochemical model for carbon and ecosystem studies, *Geosci. Model Dev.*, 8, 2465–2513, <https://doi.org/10.5194/gmd-8-2465-2015>, 2015.
- Bennett, S. A., Achterberg, E. P., Connelly, D. P., Statham, P. J., Fones, G. R., and German, C. R.: The distribution and stabilisation of dissolved Fe in deep-sea hydrothermal plumes, *Earth Planet. Sc. Lett.*, 270, 157–167, <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2008.01.048>, 2008.
- Bergman, B., Sandh, G., Lin, S., Larsson, J., and Carpenter, E. J.: *Trichodesmium* – a widespread marine cyanobacterium with unusual nitrogen fixation properties, *FEMS Microbiol. Rev.*, 37, 286–302, <https://doi.org/10.1111/j.1574-6976.2012.00352.x>, 2013.
- Berman-Frank, I.: Segregation of Nitrogen Fixation and Oxygenic Photosynthesis in the Marine Cyanobacterium *Trichodesmium*, *Science*, 294, 1534–1537, <https://doi.org/10.1126/science.1064082>, 2001.
- Berthelot, H., Bonnet, S., Camps, M., Grosso, O., and Moutin, T.: Assessment of the dinitrogen released as ammonium and dissolved organic nitrogen by unicellular and filamentous marine diazotrophic cyanobacteria grown in culture, *Frontiers in Marine Science*, 2, 80, <https://doi.org/10.3389/fmars.2015.00080>, 2015a.
- Berthelot, H., Moutin, T., L’Helguen, S., Leblanc, K., Hélias, S., Grosso, O., Leblond, N., Charrière, B., and Bonnet, S.: Dinitrogen fixation and dissolved organic nitrogen fueled primary production and particulate export during the VAHINE mesocosm experiment (New Caledonia lagoon), *Biogeosciences*, 12, 4099–4112, <https://doi.org/10.5194/bg-12-4099-2015>, 2015b.
- Berthelot, H., Bonnet, S., Grosso, O., Cornet, V., and Barani, A.: Transfer of diazotroph-derived nitrogen towards non-diazotrophic planktonic communities: a comparative study between *Trichodesmium erythraeum*, *Crocospaera watsonii* and *Cyanothece* sp., *Biogeosciences*, 13, 4005–4021, <https://doi.org/10.5194/bg-13-4005-2016>, 2016.
- Berthelot, H., Benavides, M., Moisaner, P. H., Grosso, O., and Bonnet, S.: High-nitrogen fixation rates in the particulate and dissolved pools in the Western Tropical Pacific (Solomon and Bismarck Seas): N₂ Fixation in the Western Pacific, *Geophys. Res. Lett.*, 44, 8414–8423, <https://doi.org/10.1002/2017GL073856>, 2017.
- Bissett, W., Walsh, J., Dieterle, D., and Carder, K.: Carbon cycling in the upper waters of the Sargasso Sea: I. Numerical simulation of differential carbon and nitrogen fluxes, *Deep-Sea Res. Pt. I*, 46, 205–269, [https://doi.org/10.1016/S0967-0637\(98\)00062-4](https://doi.org/10.1016/S0967-0637(98)00062-4), 1999.
- Bombar, D., Paerl, R. W., and Riemann, L.: Marine Non-Cyanobacterial Diazotrophs: Moving beyond Molecular Detection, *Trends Microbiol.*, 24, 916–927, <https://doi.org/10.1016/j.tim.2016.07.002>, 2016.
- Bonnet, S., Biegala, I. C., Dutrieux, P., Slemmons, L. O., and Capone, D. G.: Nitrogen fixation in the western equatorial Pacific: Rates, diazotrophic cyanobacterial size class distribution, and biogeochemical significance: N₂ fixation in the equatorial Pacific, *Global Biogeochem. Cy.*, 23, GB3012, <https://doi.org/10.1029/2008GB003439>, 2009.
- Bonnet, S., Rodier, M., Turk-Kubo, K. A., Germineaud, C., Menkes, C., Ganachaud, A., Cravatte, S., Raimbault, P., Campbell, E., Quéroué, F., Sarthou, G., Desnues, A., Maes, C., and Eldin, G.: Contrasted geographical distribution of N₂ fixation rates and *nifH* phylotypes in the Coral and Solomon Seas (southwestern Pacific) during austral winter conditions: N₂ fixation and diversity in the Pacific, *Global Biogeochem. Cy.*, 29, 1874–1892, <https://doi.org/10.1002/2015GB005117>, 2015.
- Bonnet, S., Berthelot, H., Turk-Kubo, K., Cornet-Barthaux, V., Fawcett, S., Berman-Frank, I., Barani, A., Grégori, G., Dekazemacker, J., Benavides, M., and Capone, D. G.: Diazotroph derived nitrogen supports diatom growth in the South West Pacific: A quantitative study using nanoSIMS: Transfer of diazotrophic N into plankton, *Limnol. Oceanogr.*, 61, 1549–1562, <https://doi.org/10.1002/lno.10300>, 2016a.
- Bonnet, S., Berthelot, H., Turk-Kubo, K., Fawcett, S., Rahav, E., L’Helguen, S., and Berman-Frank, I.: Dynamics of N₂ fixation and fate of diazotroph-derived nitrogen in a low-nutrient, low-chlorophyll ecosystem: results from the VAHINE mesocosm

- experiment (New Caledonia), *Biogeosciences*, 13, 2653–2673, <https://doi.org/10.5194/bg-13-2653-2016>, 2016b.
- Bonnet, S., Caffin, M., Berthelot, H., and Moutin, T.: Hot spot of N₂ fixation in the western tropical South Pacific pleads for a spatial decoupling between N₂ fixation and denitrification, *P. Natl. Acad. Sci. USA*, 114, E2800–E2801, 2017.
- Bonnet, S., Caffin, M., Berthelot, H., Grosso, O., Benavides, M., Helias-Nunige, S., Guieu, C., Stenegren, M., and Foster, R. A.: In-depth characterization of diazotroph activity across the western tropical South Pacific hotspot of N₂ fixation (OUTPACE cruise), *Biogeosciences*, 15, 4215–4232, <https://doi.org/10.5194/bg-15-4215-2018>, 2018.
- Breitbarth, E., Oschlies, A., and LaRoche, J.: Physiological constraints on the global distribution of *Trichodesmium* – effect of temperature on diazotrophy, *Biogeosciences*, 4, 53–61, <https://doi.org/10.5194/bg-4-53-2007>, 2007.
- Breitbarth, E., Wohlers, J., Kläs, J., LaRoche, J., and Peeken, I.: Nitrogen fixation and growth rates of *Trichodesmium* IMS-101 as a function of light intensity, *Mar. Ecol.-Prog. Ser.*, 359, 25–36, <https://doi.org/10.3354/meps07241>, 2008.
- Böttjer, D., Dore, J. E., Karl, D. M., Letelier, R. M., Mahaffey, C., Wilson, S. T., Zehr, J., and Church, M. J.: Temporal variability of nitrogen fixation and particulate nitrogen export at Station ALOHA: Temporal variability of nitrogen fixation and particulate nitrogen, *Limnol. Oceanogr.*, 62, 200–216, <https://doi.org/10.1002/lno.10386>, 2017.
- Caffin, M., Moutin, T., Foster, R. A., Bourruet-Aubertot, P., Doglioli, A. M., Berthelot, H., Guieu, C., Grosso, O., Helias-Nunige, S., Leblond, N., Gimenez, A., Petrenko, A. A., de Verneil, A., and Bonnet, S.: N₂ fixation as a dominant new N source in the western tropical South Pacific Ocean (OUTPACE cruise), *Biogeosciences*, 15, 2565–2585, <https://doi.org/10.5194/bg-15-2565-2018>, 2018.
- Capone, D. G.: *Trichodesmium*, a Globally Significant Marine Cyanobacterium, *Science*, 276, 1221–1229, <https://doi.org/10.1126/science.276.5316.1221>, 1997.
- Carpenter, E. J.: Nitrogen Fixation by a Blue-Green Epiphyte on Pelagic Sargassum, *Science*, 178, 1207–1209, <https://doi.org/10.1126/science.178.4066.1207>, 1972.
- Church, M. J., Jenkins, B. D., Karl, D. M., and Zehr, J. P.: Vertical distributions of nitrogen-fixing phylotypes at Stn ALOHA in the oligotrophic North Pacific Ocean, *Aquat. Microb. Ecol.*, 38, 3–14, 2005.
- Codispoti, L. A., Brandes, J. A., Christensen, J. P., Devol, A. H., Naqvi, S. A., Paerl, H. W., and Yoshinari, T.: The oceanic fixed nitrogen and nitrous oxide budgets: Moving targets as we enter the anthropocene?, *Sci. Mar.*, 65, 85–105, <https://doi.org/10.3989/scimar.2001.65s285>, 2001.
- Couvelard, X., Marchesiello, P., Gourdeau, L., and Lefèvre, J.: Barotropic Zonal Jets Induced by Islands in the Southwest Pacific, *J. Phys. Oceanogr.*, 38, 2185–2204, <https://doi.org/10.1175/2008JPO3903.1>, 2008.
- Cravatte, S., Madec, G., Izumo, T., Menkes, C., and Bozec, A.: Progress in the 3-D circulation of the eastern equatorial Pacific in a climate ocean model, *Ocean Model.*, 17, 28–48, <https://doi.org/10.1016/j.ocemod.2006.11.003>, 2007.
- Daines, S. J., Clark, J. R., and Lenton, T. M.: Multiple environmental controls on phytoplankton growth strategies determine adaptive responses of the N:P ratio, *Ecol. Lett.*, 17, 414–425, <https://doi.org/10.1111/ele.12239>, 2014.
- Da Silva, A. M., Young, C., and Levitus, S.: Algorithms and Procedures, in: *Atlas of Surface Marine Data*, Vol. 1, p. 83, NOAA Atlas Nesdis Edn., US Department of Commerce, National Oceanographic Data Center, User Services Branch, Washington, D.C., 1994.
- Delmont, T. O., Quince, C., Shaiber, A., Esen, O. C., Lee, S. T. M., Lucker, S., and Eren, A. M.: Nitrogen-fixing populations of Planctomycetes and Proteobacteria are abundant in surface ocean metagenomes, *Nat. Microbiol.*, 3, 804–813, <https://doi.org/10.1038/s41564-018-0176-9>, 2018.
- Deutsch, C., Gruber, N., Key, R. M., Sarmiento, J. L., and Ganachaud, A.: Denitrification and N₂ fixation in the Pacific Ocean, *Global Biogeochem. Cy.*, 15, 483–506, <https://doi.org/10.1029/2000GB001291>, 2001.
- Deutsch, C., Sarmiento, J. L., Sigman, D. M., Gruber, N., and Dunne, J. P.: Spatial coupling of nitrogen inputs and losses in the ocean, *Nature*, 445, 163–167, <https://doi.org/10.1038/nature05392>, 2007.
- Dunne, J. P., John, J. G., Shevliakova, E., Stouffer, R. J., Krasting, J. P., Malyshev, S. L., Milly, P. C. D., Sentman, L. T., Adcroft, A. J., Cooke, W., Dunne, K. A., Griffies, S. M., Hallberg, R. W., Harrison, M. J., Levy, H., Wittenberg, A. T., Phillips, P. J., and Zadeh, N.: GFDL–ESM2 Global Coupled Climate–Carbon Earth System Models. Part II: Carbon System Formulation and Baseline Simulation Characteristics, *J. Climate*, 26, 2247–2267, <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-12-00150.1>, 2013.
- Dupouy, C., Neveux, J., Subramaniam, A., Mulholland, M. R., Montoya, J. P., Campbell, L., Carpenter, E. J., and Capone, D. G.: Satellite captures *trichodesmium* blooms in the southwestern tropical Pacific, *Eos T. Am. Geophys. Un.*, 81, 13–16, <https://doi.org/10.1029/00EO00008>, 2000.
- Dupouy, C., Benielli-Gary, D., Neveux, J., Dandonneau, Y., and Westberry, T. K.: An algorithm for detecting *Trichodesmium* surface blooms in the South Western Tropical Pacific, *Biogeosciences*, 8, 3631–3647, <https://doi.org/10.5194/bg-8-3631-2011>, 2011.
- Dutkiewicz, S., Ward, B. A., Monteiro, F., and Follows, M. J.: Interconnection of nitrogen fixers and iron in the Pacific Ocean: Theory and numerical simulations: marine nitrogen fixers and iron, *Global Biogeochem. Cy.*, 26, GB1012, <https://doi.org/10.1029/2011GB004039>, 2012.
- Falcón, L. I., Pluvinae, S., and Carpenter, E. J.: Growth kinetics of marine unicellular N-fixing cyanobacterial isolates in continuous culture in relation to phosphorus and temperature, *Mar. Ecol.-Prog. Ser.*, 285, 3–9, 2005.
- Fennel, K., Spitz, Y. H., Letelier, R. M., Abbott, M. R., and Karl, D. M.: A deterministic model for N₂ fixation at stn. ALOHA in the subtropical North Pacific Ocean, *Deep-Sea Res. Pt. II*, 49, 149–174, 2001.
- Flynn, K. J. and Hipkin, C. R.: INTERACTIONS BETWEEN IRON, LIGHT, AMMONIUM, AND NITRATE: INSIGHTS FROM THE CONSTRUCTION OF A DYNAMIC MODEL OF ALGAL PHYSIOLOGY, *J. Phycol.*, 35, 1171–1190, <https://doi.org/10.1046/j.1529-8817.1999.3561171.x>, 1999.
- Flynn, K. J., Fasham, M. J., and Hipkin, C. R.: Modelling the interactions between ammonium and nitrate uptake in marine phytoplankton, *Philos. T. Roy. Soc. B*, 352, 1625–1645, 1997.

- Gallon, J. R.: Reconciling the incompatible: N₂ fixation And O₂, *New Phytol.*, 122, 571–609, <https://doi.org/10.1111/j.1469-8137.1992.tb00087.x>, 1992.
- Galloway, J. N., Dentener, F. J., Capone, D. G., Boyer, E. W., Howarth, R. W., Seitzinger, S. P., Asner, G. P., Cleveland, C. C., Green, P. A., Holland, E. A., Karl, D. M., Michaels, A. F., Porter, J. H., Townsend, A. R., and Vörösmarty, C. J.: Nitrogen Cycles: Past, Present, and Future, *Biogeochemistry*, 70, 153–226, <https://doi.org/10.1007/s10533-004-0370-0>, 2004.
- Garcia, N., Raimbault, P., and Sandroni, V.: Seasonal nitrogen fixation and primary production in the Southwest Pacific: nanoplankton diazotrophy and transfer of nitrogen to picoplankton organisms, *Mar. Ecol.-Prog. Ser.*, 343, 25–33, <https://doi.org/10.3354/meps06882>, 2007.
- Goebel, N. L., Edwards, C. A., Carter, B. J., Achilles, K. M., and Zehr, J. P.: Growth and carbon content of three different-sized diazotrophic cyanobacteria observed in the subtropical north pacific, *J. Phycol.*, 44, 1212–1220, <https://doi.org/10.1111/j.1529-8817.2008.00581.x>, 2008.
- Großkopf, T., Mohr, W., Baustian, T., Schunck, H., Gill, D., Kuypers, M. M. M., Lavik, G., Schmitz, R. A., Wallace, D. W. R., and LaRoche, J.: Doubling of marine dinitrogen-fixation rates based on direct measurements, *Nature*, 488, 361–364, <https://doi.org/10.1038/nature11338>, 2012.
- Gruber, N.: Oceanography: A bigger nitrogen fix, *Nature*, 436, 786–787, 2005.
- Gruber, N.: The Marine Nitrogen Cycle: Overview and challenges, in: *Nitrogen in the Marine Environment*, 1–50, Elsevier, <https://doi.org/10.1016/B978-0-12-372522-6.00001-3>, 2008.
- Guieu, C., Bonnet, S., Petrenko, A., Menkes, C., Chavagnac, V., Desboeufs, K., Maes, C., and Moutin, T.: Iron from a submarine source impacts the productive layer of the Western Tropical South Pacific (WTSP), *Sci. Rep.-UK*, 8, 9075, <https://doi.org/10.1038/s41598-018-27407-z>, 2018.
- Halm, H., Lam, P., Ferdelman, T. G., Lavik, G., Dittmar, T., LaRoche, J., D'Hondt, S., and Kuypers, M. M.: Heterotrophic organisms dominate nitrogen fixation in the South Pacific Gyre, *ISME J.*, 6, 1238–1249, <https://doi.org/10.1038/ismej.2011.182>, 2012.
- Hawser, S. P., O'Neil, J. M., Roman, M. R., and Codd, G. A.: Toxicity of blooms of the cyanobacterium *Trichodesmium* to zooplankton, *J. Appl. Phycol.*, 4, 79–86, 1992.
- Hood, R. R., Bates, N. R., Capone, D. G., and Olson, D. B.: Modeling the effect of nitrogen fixation on carbon and nitrogen fluxes at BATS, *Deep-Sea Res. Pt. II*, 48, 1609–1648, [https://doi.org/10.1016/S0967-0645\(00\)00160-0](https://doi.org/10.1016/S0967-0645(00)00160-0), 2001.
- Johnson, K. S., Chavez, F. P., and Friederich, G. E.: Continental-shelf sediment as a primary source of iron for coastal phytoplankton, *Nature*, 398, 697–700, <https://doi.org/10.1038/19511>, 1999.
- Jullien, S., Menkes, C. E., Marchesiello, P., Jourdain, N. C., Lengaigne, M., Koch-Larrouy, A., Lefèvre, J., Vincent, E. M., and Faure, V.: Impact of Tropical Cyclones on the Heat Budget of the South Pacific Ocean, *J. Phys. Oceanogr.*, 42, 1882–1906, <https://doi.org/10.1175/JPO-D-11-0133.1>, 2012.
- Jullien, S., Marchesiello, P., Menkes, C. E., Lefèvre, J., Jourdain, N. C., Samson, G., and Lengaigne, M.: Ocean feedback to tropical cyclones: climatology and processes, *Clim. Dynam.*, 43, 2831–2854, <https://doi.org/10.1007/s00382-014-2096-6>, 2014.
- Karl, D., Letelier, R., Tupas, L., Dore, J., Christian, J., and Hebel, D.: The role of nitrogen fixation in biogeochemical cycling in the subtropical North Pacific Ocean, *Nature*, 388, 533–538, 1997.
- Kessler, W. S. and Gourdeau, L.: The Annual Cycle of Circulation of the Southwest Subtropical Pacific, Analyzed in an Ocean GCM*, *J. Phys. Oceanogr.*, 37, 1610–1627, <https://doi.org/10.1175/JPO3046.1>, 2007.
- Klausmeier, C. A., Litchman, E., Daufresne, T., and Levin, S. A.: Optimal nitrogen-to-phosphorus stoichiometry of phytoplankton, *Nature*, 429, 171–174, <https://doi.org/10.1038/nature02454>, 2004.
- Krishnamurthy, A., Moore, J. K., Mahowald, N., Luo, C., Doney, S. C., Lindsay, K., and Zender, C. S.: Impacts of increasing anthropogenic soluble iron and nitrogen deposition on ocean biogeochemistry: atmospheric Fe and N and ocean biogeochemistry, *Global Biogeochem. Cy.*, 23, GB3016, <https://doi.org/10.1029/2008GB003440>, 2009.
- Kromkamp, J. and Walsby, A. E.: Buoyancy Regulation and Vertical Migration of *Trichodesmium*: a Computer-Model Prediction, in: *Marine Pelagic Cyanobacteria: Trichodesmium and other Diazotrophs*, edited by: Carpenter, E. J., Capone, D. G., and Rueter, J. G., 239–248, Springer Netherlands, Dordrecht, https://doi.org/10.1007/978-94-015-7977-3_15, 1992.
- Kustka, A. B., Sanudo-Wilhelmy, S. A., Carpenter, E. J., Capone, D., Burns, J., and Sunda, W. G.: Iron requirements for dinitrogen- and ammonium-supported growth in cultures of *Trichodesmium* (IMS 101): Comparison with nitrogen fixation rates and iron: carbon ratios of field populations, *Limnol. Oceanogr.*, 48, 1869–1884, 2003.
- Kwiatkowski, L., Aumont, O., Bopp, L., and Ciais, P.: The Impact of Variable Phytoplankton Stoichiometry on Projections of Primary Production, Food Quality, and Carbon Uptake in the Global Ocean, *Global Biogeochem. Cy.*, 32, 516–528, <https://doi.org/10.1002/2017GB005799>, 2018.
- Küpper, H., etlk, I., Seibert, S., Pril, O., Etlikova, E., Strittmatter, M., Levitan, O., Lohscheider, J., Adamska, I., and Berman-Frank, I.: Iron limitation in the marine cyanobacterium *Trichodesmium* reveals new insights into regulation of photosynthesis and nitrogen fixation, *New Phytol.*, 179, 784–798, <https://doi.org/10.1111/j.1469-8137.2008.02497.x>, 2008.
- Large, W. G., McWilliams, J. C., and Doney, S. C.: Oceanic vertical mixing: A review and a model with a nonlocal boundary layer parameterization, *Rev. Geophys.*, 32, 363, <https://doi.org/10.1029/94RG01872>, 1994.
- LaRoche, J. and Breitbarth, E.: Importance of the diazotrophs as a source of new nitrogen in the ocean, *J. Sea Res.*, 53, 67–91, <https://doi.org/10.1016/j.seares.2004.05.005>, 2005.
- Letelier, R. and Karl, D.: *Trichodesmium* spp. physiology and nutrient fluxes in the North Pacific subtropical gyre, *Aquat. Microb. Ecol.*, 15, 265–276, <https://doi.org/10.3354/ame015265>, 1998.
- Luo, Y.-W., Doney, S. C., Anderson, L. A., Benavides, M., Berman-Frank, I., Bode, A., Bonnet, S., Boström, K. H., Böttjer, D., Capone, D. G., Carpenter, E. J., Chen, Y. L., Church, M. J., Dore, J. E., Falcón, L. I., Fernández, A., Foster, R. A., Furuya, K., Gómez, F., Gundersen, K., Hynes, A. M., Karl, D. M., Kitajima, S., Langlois, R. J., LaRoche, J., Letelier, R. M., Marañón, E., McGillicuddy Jr., D. J., Moisander, P. H., Moore, C. M., Mouriño-Carballido, B., Mulholland, M. R., Needoba, J. A., Orcutt, K. M., Poulton, A. J., Rahav, E., Raimbault, P., Rees,

- A. P., Riemann, L., Shiozaki, T., Subramaniam, A., Tyrrell, T., Turk-Kubo, K. A., Varela, M., Villareal, T. A., Webb, E. A., White, A. E., Wu, J., and Zehr, J. P.: Database of diazotrophs in global ocean: abundance, biomass and nitrogen fixation rates, *Earth Syst. Sci. Data*, 4, 47–73, <https://doi.org/10.5194/essd-4-47-2012>, 2012.
- Luo, Y.-W., Lima, I. D., Karl, D. M., Deutsch, C. A., and Doney, S. C.: Data-based assessment of environmental controls on global marine nitrogen fixation, *Biogeosciences*, 11, 691–708, <https://doi.org/10.5194/bg-11-691-2014>, 2014.
- Maier-Reimer, E., Kriest, I., Segschneider, J., and Wetzel, P.: The Hamburg Ocean Carbon Cycle Model HAMOCC5 – Technical Description Release 1.1, Reports on earth system science, 14, available at: http://eprints.uni-kiel.de/14321/1/erdsystem_14.pdf (last access: 12 July 2018), 2005.
- Marchesiello, P., McWilliams, J. C., and Shchepetkin, A.: Open boundary conditions for long-term integration of regional oceanic models, *Ocean Model.*, 3, 1–20, [https://doi.org/10.1016/S1463-5003\(00\)00013-5](https://doi.org/10.1016/S1463-5003(00)00013-5), 2001.
- Marchesiello, P., Lefèvre, J., Vega, A., Couvelard, X., and Menkes, C.: Coastal upwelling, circulation and heat balance around New Caledonia's barrier reef, *Mar. Pollut. Bull.*, 61, 432–448, <https://doi.org/10.1016/j.marpolbul.2010.06.043>, 2010.
- Meunier, C. L., Malzahn, A. M., and Boersma, M.: A New Approach to Homeostatic Regulation: Towards a Unified View of Physiological and Ecological Concepts, *PLoS ONE*, 9, e107737, <https://doi.org/10.1371/journal.pone.0107737>, 2014.
- Mills, M. M., Ridame, C., Davey, M., La Roche, J., and Geider, R. J.: Iron and phosphorus co-limit nitrogen fixation in the eastern tropical North Atlantic, *Nature*, 429, 292–294, 2004.
- Mohr, W., Großkopf, T., Wallace, D. W. R., and LaRoche, J.: Methodological Underestimation of Oceanic Nitrogen Fixation Rates, *PLoS ONE*, 5, e12583, <https://doi.org/10.1371/journal.pone.0012583>, 2010.
- Moisander, P. H., Beinart, R. A., Voss, M., and Zehr, J. P.: Diversity and abundance of diazotrophic microorganisms in the South China Sea during intermonsoon, *ISME J.*, 2, 954–967, 2008.
- Moisander, P. H., Beinart, R. A., Hewson, I., White, A. E., Johnson, K. S., Carlson, C. A., Montoya, J. P., and Zehr, J. P.: Unicellular cyanobacterial distributions broaden the oceanic N₂ fixation domain, *Science*, 327, 1512–1514, 2010.
- Moisander, P. H., Benavides, M., Bonnet, S., Berman-Frank, I., White, A. E., and Riemann, L.: Chasing after Non-cyanobacterial Nitrogen Fixation in Marine Pelagic Environments, *Front. Microbiol.*, 8, 1736, <https://doi.org/10.3389/fmicb.2017.01736>, 2017.
- Monteiro, F. M., Dutkiewicz, S., and Follows, M. J.: Biogeographical controls on the marine nitrogen fixers: controls on marine nitrogen fixers, *Global Biogeochem. Cy.*, 25, GB2003, <https://doi.org/10.1029/2010GB003902>, 2011.
- Montoya, J. P., Holl, C. M., Zehr, J. P., Hansen, A., Villareal, T. A., and Capone, D. G.: High rates of N₂ fixation by unicellular diazotrophs in the oligotrophic Pacific Ocean, *Nature*, 430, 1027–1032, <https://doi.org/10.1038/nature02824>, 2004.
- Moore, C. M., Mills, M. M., Arrigo, K. R., Berman-Frank, I., Bopp, L., Boyd, P. W., Galbraith, E. D., Geider, R. J., Guieu, C., Jaccard, S. L., Jickells, T. D., La Roche, J., Lenton, T. M., Mahowald, N. M., Marañón, E., Marinov, I., Moore, J. K., Nakatsuka, T., Oschlies, A., Saito, M. A., Thingstad, T. F., Tsuda, A., and Ulloa, O.: Processes and patterns of oceanic nutrient limitation, *Nat. Geosci.*, 6, 701–710, <https://doi.org/10.1038/ngeo1765>, 2013.
- Moore, J. K., Doney, S. C., Kleypas, J. A., Glover, D. M., and Fung, I. Y.: An intermediate complexity marine ecosystem model for the global domain, *Deep-Sea Res. Pt. II*, 49, 403–462, 2001.
- Moore, J. K., Doney, S. C., and Lindsay, K.: Upper ocean ecosystem dynamics and iron cycling in a global three-dimensional model: global ecosystem-biogeochemical model, *Global Biogeochem. Cy.*, 18, GB4028, <https://doi.org/10.1029/2004GB002220>, 2004.
- Moore, J. K., Doney, S. C., Lindsay, K., Mahowald, N., and Michaels, A. F.: Nitrogen fixation amplifies the ocean biogeochemical response to decadal timescale variations in mineral dust deposition, *Tellus B*, 58, 560–572, <https://doi.org/10.1111/j.1600-0889.2006.00209.x>, 2006.
- Moutin, T., Van Den Broeck, N., Beker, B., Dupouy, C., Rimmelin, P., and Le Bouteiller, A.: Phosphate availability controls *Trichodesmium* spp. biomass in the SW Pacific Ocean, *Mar. Ecol.-Prog. Ser.*, 297, 15–21, 2005.
- Moutin, T., Karl, D. M., Duhamel, S., Rimmelin, P., Raimbault, P., Van Mooy, B. A. S., and Claustre, H.: Phosphate availability and the ultimate control of new nitrogen input by nitrogen fixation in the tropical Pacific Ocean, *Biogeosciences*, 5, 95–109, <https://doi.org/10.5194/bg-5-95-2008>, 2008.
- Mulholland, M. R. and Capone, D. G.: The nitrogen physiology of the marine N₂-fixing cyanobacteria *Trichodesmium* spp., *Trends Plant Sci.*, 5, 148–153, [https://doi.org/10.1016/S1360-1385\(00\)01576-4](https://doi.org/10.1016/S1360-1385(00)01576-4), 2000.
- Mulholland, M. R. and Capone, D. G.: Stoichiometry of nitrogen and carbon utilization in cultured populations of *Trichodesmium* IMS101: Implications for growth, *Limnol. Oceanogr.*, 46, 436–443, 2001.
- Mulholland, M. R., Ohki, K., and Capone, D. G.: Nutrient controls on nitrogen uptake and metabolism by natural populations and cultures of *Trichodesmium* (cyanobacteria), *J. Phycol.*, 37, 1001–1009, <https://doi.org/10.1046/j.1529-8817.2001.00080.x>, 2001.
- Neveux, J., Tenório, M. M. B., Dupouy, C., and Villareal, T. A.: Spectral diversity of phycoerythrins and diazotroph abundance in tropical waters, *Limnol. Oceanogr.*, 51, 1689–1698, <https://doi.org/10.4319/lo.2006.51.4.1689>, 2006.
- Ohki, K., Zehr, J. P., and Fujita, Y.: Regulation of nitrogenase activity in relation to the light-dark regime in the filamentous non-heterocystous cyanobacterium *Trichodesmium* sp. NIBB 1067, *Microbiology*, 138, 2679–2685, 1992.
- O'Neil, J. and Romane, M.: Grazers and Associated Organisms of *Trichodesmium*, in: *Marine Pelagic Cyanobacteria: Trichodesmium and other Diazotrophs*, Vol. 362, Springer Netherlands, Dordrecht, 1992.
- Paerl, H. W., Priscu, J. C., and Brawner, D. L.: Immunochemical localization of nitrogenase in marine *Trichodesmium* aggregates: Relationship to N₂ fixation potential, *Appl. Environ. Microbiol.*, 55, 2965–2975, 1989.
- Pahlow, M. and Oschlies, A.: Chain model of phytoplankton P, N and light colimitation, *Mar. Ecol.-Prog. Ser.*, 376, 69–83, <https://doi.org/10.3354/meps07748>, 2009.
- Penven, P., Debreu, L., Marchesiello, P., and McWilliams, J. C.: Evaluation and application of the ROMS 1-way embedding procedure to the central California upwelling system, *Ocean Model.*,

- 12, 157–187, <https://doi.org/10.1016/j.ocemod.2005.05.002>, 2006.
- Postgate, J. R.: Biology nitrogen fixation: fundamentals, Philos. T. Roy. Soc. B, 296, 375–385, 1982.
- Radic, A., Lacan, F., and Murray, J. W.: Iron isotopes in the seawater of the equatorial Pacific Ocean: New constraints for the oceanic iron cycle, Earth Planet. Sc. Lett., 306, 1–10, <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2011.03.015>, 2011.
- Raimbault, P. and Garcia, N.: Evidence for efficient regenerated production and dinitrogen fixation in nitrogen-deficient waters of the South Pacific Ocean: impact on new and export production estimates, Biogeosciences, 5, 323–338, <https://doi.org/10.5194/bg-5-323-2008>, 2008.
- Ramamurthy, V. D. and Krishnamurthy, S.: Effects of N:P ratios on the uptake of nitrate and phosphate by laboratory cultures of *Trichodesmium erythraeum* (Ehr.), Proceedings: Plant Sciences, 65, 43–48, 1967.
- Raven, J. A.: The iron and molybdenum use efficiencies of plant growth with different energy, carbon and nitrogen sources, New Phytol., 109, 279–287, <https://doi.org/10.1111/j.1469-8137.1988.tb04196.x>, 1988.
- Rubin, M., Berman-Frank, I., and Shaked, Y.: Dust- and mineral-iron utilization by the marine dinitrogen-fixer *Trichodesmium*, Nat. Geosci., 4, 529–534, <https://doi.org/10.1038/ngeo1181>, 2011.
- Rueter, J. G.: Iron stimulation of photosynthesis and nitrogen fixation in *Anabaena* 7120 and *Trichodesmium* (Cyanophyceae), J. Phycol., 24, 249–254, <https://doi.org/10.1111/j.1529-8817.1988.tb04240.x>, 1988.
- Shchepetkin, A. F. and McWilliams, J. C.: The regional oceanic modeling system (ROMS): a split-explicit, free-surface, topography-following-coordinate oceanic model, Ocean Model., 9, 347–404, <https://doi.org/10.1016/j.ocemod.2004.08.002>, 2005.
- Shiozaki, T., Kodama, T., Kitajima, S., Sato, M., and Furuya, K.: Advective transport of diazotrophs and importance of their nitrogen fixation on new and primary production in the western Pacific warm pool, Limnol. Oceanogr., 58, 49–60, <https://doi.org/10.4319/lo.2013.58.1.0049>, 2013.
- Shiozaki, T., Kodama, T., and Furuya, K.: Large-scale impact of the island mass effect through nitrogen fixation in the western South Pacific Ocean: island mass effect through N₂ fixation, Geophys. Res. Lett., 41, 2907–2913, <https://doi.org/10.1002/2014GL059835>, 2014.
- Shiozaki, T., Nagata, T., Ijichi, M., and Furuya, K.: Nitrogen fixation and the diazotroph community in the temperate coastal region of the northwestern North Pacific, Biogeosciences, 12, 4751–4764, <https://doi.org/10.5194/bg-12-4751-2015>, 2015.
- Staal, M., Meysman, F. J. R., and Stal, L. J.: Temperature excludes N₂-fixing heterocystous cyanobacteria in the tropical oceans, Nature, 425, 501–504, <https://doi.org/10.1038/nature02001>, 2003.
- Stenegren, M., Caputo, A., Berg, C., Bonnet, S., and Foster, R. A.: Distribution and drivers of symbiotic and free-living diazotrophic cyanobacteria in the western tropical South Pacific, Biogeosciences, 15, 1559–1578, <https://doi.org/10.5194/bg-15-1559-2018>, 2018.
- Sterner, R. W. and Elser, J. J.: Ecological Stoichiometry: The Biology of Elements from Molecules to the Biosphere, <https://doi.org/10.1515/9781400885695>, 2002.
- Sunda, W. G. and Huntsman, S. A.: Interrelated influence of iron, light and cell size on marine phytoplankton growth, Nature, 390, 389–392, <https://doi.org/10.1038/37093>, 1997.
- Tagliabue, A., Bopp, L., and Aumont, O.: Ocean biogeochemistry exhibits contrasting responses to a large scale reduction in dust deposition, Biogeosciences, 5, 11–24, <https://doi.org/10.5194/bg-5-11-2008>, 2008.
- Tagliabue, A., Bopp, L., Dutay, J.-C., Bowie, A. R., Chever, F., Jean-Baptiste, P., Bucciarelli, E., Lannuzel, D., Remenyi, T., Sarthou, G., Aumont, O., Gehlen, M., and Jeandel, C.: Hydrothermal contribution to the oceanic dissolved iron inventory, Nat. Geosci., 3, 252–256, <https://doi.org/10.1038/ngeo818>, 2010.
- Tagliabue, A., Mtshali, T., Aumont, O., Bowie, A. R., Klunder, M. B., Roychoudhury, A. N., and Swart, S.: A global compilation of dissolved iron measurements: focus on distributions and processes in the Southern Ocean, Biogeosciences, 9, 2333–2349, <https://doi.org/10.5194/bg-9-2333-2012>, 2012.
- Tegen, I. and Fung, I.: Contribution to the atmospheric mineral aerosol load from land surface modification, J. Geophys. Res., 100, 18707, <https://doi.org/10.1029/95JD02051>, 1995.
- Toner, B. M., Fakra, S. C., Manganini, S. J., Santelli, C. M., Marcus, M. A., Moffett, J. W., Rouxel, O., German, C. R., and Edwards, K. J.: Preservation of iron(II) by carbon-rich matrices in a hydrothermal plume, Nat. Geosci., 2, 197–201, <https://doi.org/10.1038/ngeo433>, 2009.
- Turk-Kubo, K. A., Karamchandani, M., Capone, D. G., and Zehr, J. P.: The paradox of marine heterotrophic nitrogen fixation: abundances of heterotrophic diazotrophs do not account for nitrogen fixation rates in the Eastern Tropical South Pacific: N₂-fixing potential of heterotrophs in the ETSP, Environ. Microbiol., 16, 3095–3114, <https://doi.org/10.1111/1462-2920.12346>, 2014.
- Villareal, T. and Carpenter, E.: Buoyancy Regulation and the Potential for Vertical Migration in the Oceanic Cyanobacterium *Trichodesmium*, Microb. Ecol., 45, 1–10, <https://doi.org/10.1007/s00248-002-1012-5>, 2003.
- Villareal, T. A. and Carpenter, E. J.: Diel buoyancy regulation in the marine diazotrophic cyanobacterium *Trichodesmium thiebautii*, Limnol. Oceanogr., 35, 1832–1837, <https://doi.org/10.4319/lo.1990.35.8.1832>, 1990.
- White, A., Spitz, Y., and Letelier, R.: Modeling carbohydrate ballasting by *Trichodesmium* spp., Mar. Ecol.-Prog. Ser., 323, 35–45, <https://doi.org/10.3354/meps323035>, 2006.
- Ye, Y., Völker, C., Bracher, A., Taylor, B., and Wolf-Gladrow, D. A.: Environmental controls on N₂ fixation by *Trichodesmium* in the tropical eastern North Atlantic Ocean – A model-based study, Deep-Sea Res. Pt. I, 64, 104–117, <https://doi.org/10.1016/j.dsr.2012.01.004>, 2012.
- Zahariev, K., Christian, J. R., and Denman, K. L.: Preindustrial, historical, and fertilization simulations using a global ocean carbon model with new parameterizations of iron limitation, calcification, and N₂ fixation, Prog. Oceanogr., 77, 56–82, <https://doi.org/10.1016/j.pocean.2008.01.007>, 2008.
- Zehr, J. P. and Bombar, D.: Marine Nitrogen Fixation: Organisms, Significance, Enigmas, and Future Directions, in: Biological Nitrogen Fixation, edited by: de Bruijn, F. J., 855–872, John Wiley & Sons, Inc., Hoboken, NJ, USA, <https://doi.org/10.1002/9781119053095.ch84>, 2015.

