
MASTER SCIENCES DE LA MER

Parcours : Océanographie Physique et Biogéochimique

Ibrahima Afoula COLY

**Variations saisonnières et interannuelles des enrichissements
phytoplanctoniques dans le Pacifique sud-ouest**

**Rapport de Stage réalisé au sein du laboratoire : INSTITUT
MÉDITERRANÉEN OCÉANOLOGIE**

Sous la Direction de : Monique MESSIÉ

Année Universitaire : 2018–2019

Remerciements

Je tiens à remercier tout d'abord mon maître de stage Monique Messié. Premièrement pour m'avoir fait confiance et m'avoir pris pour ce stage que j'aime beaucoup dont la thématique est le couplage physique et biologie. Et deuxièmement pour son soutien et d'apport de corrections sur mes phrases en français dès fois tordus.

Je tenais également à remercier Thierry Moutin, Anne Pétrenko, Sophie Bonnet et Andréa Doglioli pour leurs commentaires et suggestions de ma fameuse présentation du mercredi 03 Avril. Après cette présentation, une nouvelle direction a été prise et celle-ci a abouti à ce document de travail.

Un grand merci à Andréa Doglioli pour ses conseils sur la présentation des résultats et aussi sur la partie discussion et aussi à Anne Petrenko pour ses suggestions de mon post master et conseils également à Monique Messié.

Pour finir, je remercie ma famille : mon vieux, Chérif Mamina Coly et ma maman, Saly Dokiadou Sonko. Mes parents sont mes premiers soutiens. Je fais un dédicace à mes sœurs et frères : Aissatou combé COLY, Aminata Adionkoune COLY, Awa assané COLY, Alpha COLY, Aliou Badara COLY et Mouhamet Diouma COLY. Un gros dédicace surtout au cadet de ma famille que j'aime énormément, Mouhamet Diouma Coly avec ses 15 ans cette année à Balingore ou à Dianki présentement, Sénégal. Merci à Kadia Badji pour tes soutiens de mes premiers jours en France et également pour tes sourires et tes petites questions sur comment je me porte et sur comment ça se passe sur mes études.

Table des matières

1. Introduction.....	1
2. Matériels et méthodes.....	4
2.1. Données MODIS (SSChl-a & SST).....	4
2.2. Données GPCP (The Global Precipitation Climatology Project).....	6
2.3. La MLD.....	7
2.4. Méthodologie.....	8
3. Résultats.....	9
3.1. Enrichissement saisonnier phytoplanctonique du Pacifique sud-ouest.....	9
3.2. Enrichissement inter-annuel phytoplanctonique du Pacifique sud-ouest.....	11
3.3. Lien entre la MLD en hiver austral et la SSChl-a.....	13
3.4. Lien entre fortes précipitations et la SSChl-a.....	15
4. Discussion.....	19
4.1. Lien entre la SSChl-a et la MLD en hiver austral.....	19
4.2. Lien entre forte précipitation et la SSChl-a aux alentours des îles.....	21
4.3. Le courant équatorial sud, le SEC.....	23
4.4. Autres Processus.....	24
5. Conclusion et perspectives.....	25
Bibliographie.....	26

1. Introduction

Lors de l'été austral de 2015, une campagne océanographique s'est tenue dans le Pacifique Sud-ouest et cette région a été identifiée comme zone de forte fixation de N₂, "Hot spot of N₂ fixation" (Bonnet *et al.*, 2017) avec des taux de fixations de N₂ > 500 μmol N m⁻² d⁻¹ en moyenne. Il s'agit de la campagne OUTPACE (Oligotrophy to UTRaotrophy PACific Experiment) tenue entre les mois de Février et Mars. À cette époque, la question c'était : qu'est ce qui pourrait expliquer ce succès biologique de fixation de N₂ dans cette région ?

Cette région océanique va de l'Australie dans l'ouest au bord ouest du gyre subtropical du Pacifique Sud (plus tard nommé OGY, Ouest du GYre) dans l'est (Fig. 1). Sur sa partie Ouest, se trouvent les archipels de Mélanésie (Nouvelle Calédonie, Vanuatu et Fiji) et aussi la fosse de Tonga, zone de forte d'activité volcanique (Guieu *et al.*, 2018) (plus tard nommé MT, Mélanésie et Tonga). Cette région océanique est oligotrophe et fait partie des 60 % de l'océan superficiel oligotrophe (Baines *et al.*, 1994; Wassmann, 1990). La circulation de surface est gouvernée par le SEC (South Equatorial Current) qui amène des eaux de OGY vers l'ouest, MT.

La fixation de N₂ est effectuée par les organismes communément appelés diazotrophes. Ces organismes réduisent le N₂ dissous dans l'eau de mer à une forme utilisable pour eux, i.e. NH₃. Ce processus biologique est catalysé par un enzymatique, la nitrogénase. Cette dernière est composée essentiellement du fer (Raven, 1988). Ainsi, ceci suggère que le manque de fer dans l'eau de mer pourrait être le premier facteur limitant de la fixation de N₂. De plus, Luo *et al.* (2014) ont montré que la température en surface de l'eau de mer (Sea Surface Temperature, SST) est un excellent prédicteur pour expliquer la distribution spatiale de la fixation de N₂ sur l'océan de surface. Calil *et al.* (2011) sont allés plus loin en concluant que les diazotrophes sont en surface sur les eaux de température ≥ 25° C.

L'état trophique du Pacifique sud-ouest est présenté dans la Figure 2. Les eaux de MT sont riches en fer et pauvres en nitrate et phosphate et celles de OGY, riches en phosphate et pauvres en fer et nitrate. Duce & Tindale (1991); Wagener *et al.* (2008) ont indiqué que les flux de dépôt de fer atmosphérique sont très faibles sur Pacifique sud-ouest. Guieu *et al.* (2018) suggèrent la présence de sources hydrothermales peu profondes en MT qui explique ce gradient de concentration de fer (Fig. 2f). Dans la couche euphotique, le taux de fixation de N₂ est de 631 ± 286 μmol N m⁻² d⁻¹ dans les eaux de MT (Fig. 2e). Ce taux est de 85 ± 79 μmol N m⁻² d⁻¹ dans les eaux OGY.

Les organismes diazotrophes sont de plusieurs catégories (e.g. *Trichodesmium*, cyanobactérie unicellulaire UCYN-A,B,C). Bonnet *et al.* (2018); Stenegren *et al.* (2018) ont montré que le taux de fixation de N₂ est principalement associé au *Trichodesmium* dans les eaux de MT et au

cyanobactérie unicellulaire, UCYN dans les eaux de OGY.

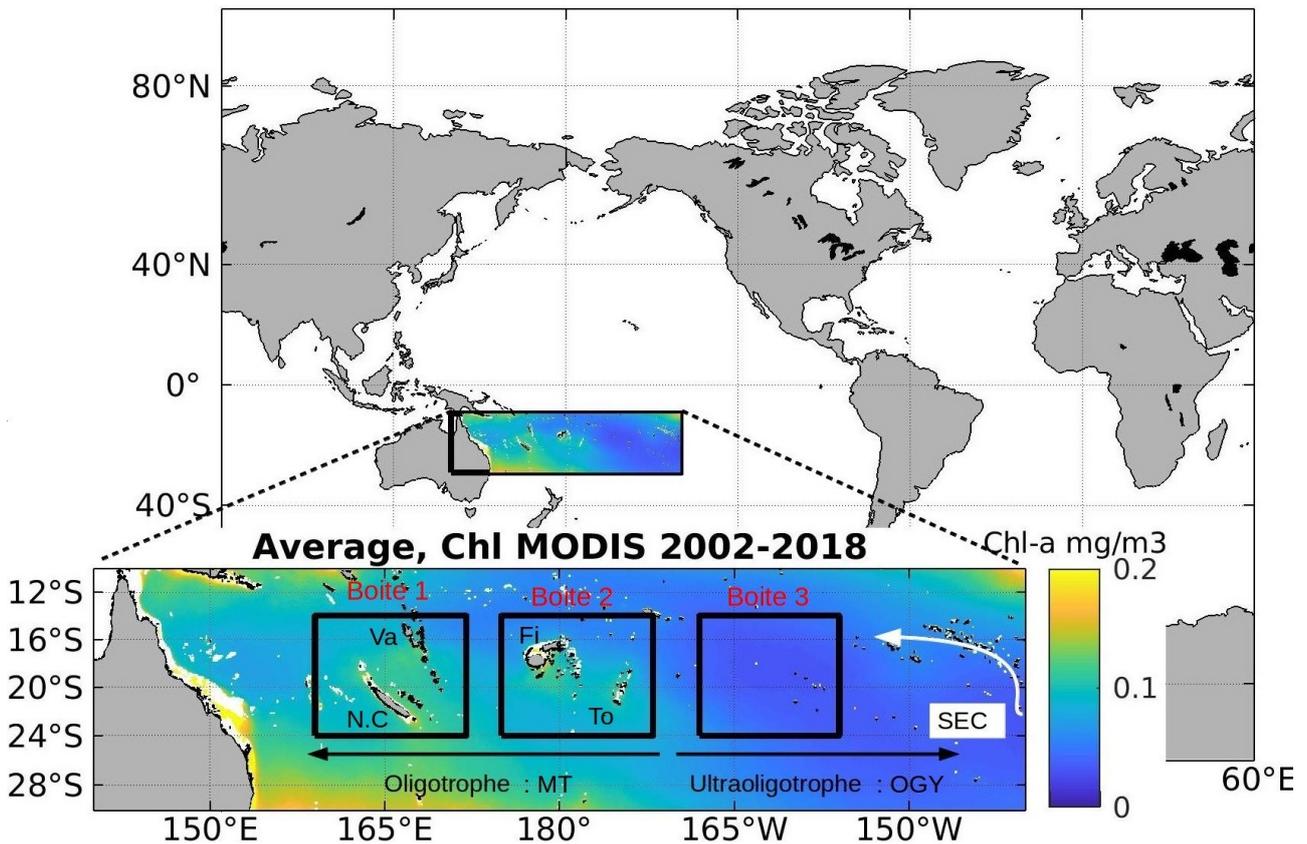


Figure 1. Le Pacifique sud-ouest associé à la chlorophylle-a de surface de l'eau de mer (SSCh-a, Sea Surface Chlorophyll-a) issue du satellite MODIS (Moderate-Resolution Imaging Spectroradiometer). Nous avons effectué la moyenne de nos données MODIS de la SSCh-a allant de Juillet 2002 à Avril 2018. N. C : Nouvelle Calédonie, Va : Vanuatu, Fi : Fiji, To : Tonga, MT : Mélanésie et Tonga, SEC : South Equatorial Current qui amène les eaux OGY (Ouest du Gyre) vers l'Ouest.

Par les données de la campagne OUTPACE, Bonnet *et al.* (2018) ont bien expliqué ce succès biologique de fixation de N_2 et son gradient horizontal décroissant de l'ouest vers l'est (Fig. 2e). En effet, dans les eaux MT plusieurs conditions environnementales ont été réunies : $SST > 25^\circ C$ (Fig. 2a) et la disponibilité en fer et phosphate. Le fer et phosphate abondant à l'Ouest s'explique: (1) phosphate, il peut être livré dans les eaux MT via le courant équatorial sud du Pacifique (SEC, South Equatorial Current) amenant les eaux OGY riche en phosphate vers l'ouest (Bonnet *et al.*, 2018) et/ou un mélange local diapycnal hivernal (Moutin *et al.*, 2018), et (2) le fer pourrait être apporté dans les eaux de MT via les effets d'îles lors des ruissellements en fortes pluies (Shiozaki *et*

al., 2014) et/ou par un apport en bas d'une source hydrothermale peu profonde (Guieu *et al.*, 2018, Fig. 2f). Ceci illustre donc la dépendance de l'enrichissement phytoplanctonique du Pacifique sud-ouest en SST, au SEC, en mélange hivernal, en pluie via le ruissellement et en sources hydrothermales. La question qu'on se pose est : quelle est la variable qui contrôle l'enrichissement phytoplanctonique du Pacifique Sud-Ouest et dans quelle saison de l'année ? Dans ce stage, nous nous focaliserons sur le mélange diapycnal hivernal, les précipitations et la SST.

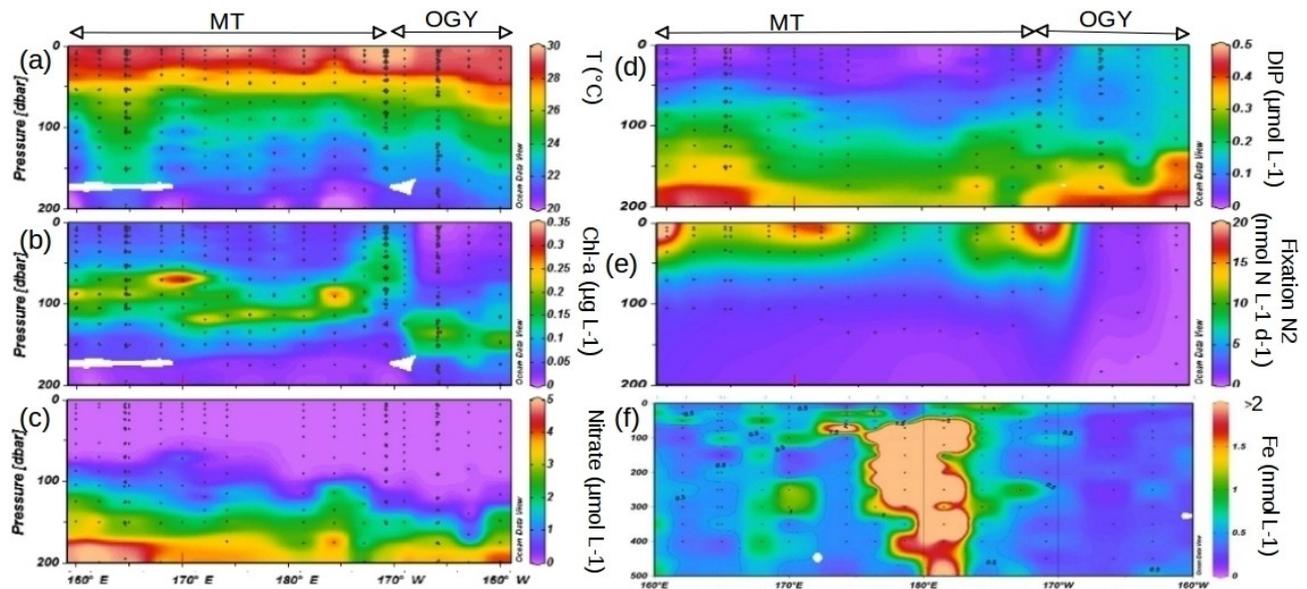


Figure 2. Bonnet *et al.* (2018) : La distribution horizontale et verticale (a) Température de l'eau de mer ($^{\circ}$ C), (b) Chlorophylle-a ($\mu\text{g L}^{-1}$), (c) Nitrate ($\mu\text{mol L}^{-1}$), (d) Phosphate inorganique dissous, DIP ($\mu\text{mol L}^{-1}$), (e) Taux de fixation de N₂ ($\text{nmol N L}^{-1} \text{d}^{-1}$) du Pacifique sud-ouest. Guieu *et al.* (2018): (f) La distribution horizontale et verticale du fer dissous du Pacifique sud-ouest.

La manipulation des données de longues périodes nous semble nécessaire pour répondre à cette question. On se sert de celles satellitaires (télé-détection). L'étude de l'enrichissement phytoplanctonique se base sur la chlorophylle-a (SSCh-a, Sea surface Chlorophyll-a) du satellite MODIS sur la période 2002 à 2018. Dans un premier temps, nous caractériserons l'enrichissement phytoplanctonique saisonnier et inter-annuel du Pacifique sud-ouest par la SSChl-a MODIS. Et en second temps nous testerons les hypothèses suivantes : (1) lors d'une forte pluie, la SSChl-a augmente et (2) les masses d'eaux de surface de SSChl-a élevée proviennent du mélange.

La donnée de précipitation et celle de la profondeur de la couche de mélange (MLD, Mixed Layer Depth) vont nous aider respectivement à tester l'hypothèse 1 et l'hypothèse 2. La section 2 de

ce rapport va présenter nos données et celle 3 présentera l'enrichissement phytoplanctonique et les variables pouvant la faire varier (e.g. Précipitations, SST et MLD). La section 4 sera consacrée à la discussion en détails pour confirmer ou infirmer nos hypothèses et aussi à l'explication de nos résultats.

2. Matériels et méthodes

2.1. Données MODIS (SSChl-a & SST)

La chlorophylle-a est un pigment du phytoplancton qui peut influencer la couleur de l'eau océanique. Ce pigment absorbe le bleu et le rouge et réfléchit le vert (justifiant ainsi sa couleur). Par détection satellitaire de la couleur de l'eau océanique, la concentration de la chlorophylle-a peut être déterminée. Quel est le principe du calcul de sa concentration par satellite ? L'idée est de déterminer la réflectance (Eq. 1) sortante à la surface de l'eau de mer par satellite puis de cette valeur faire une modélisation inverse pour déterminer la quantité de l'élément chimique trouvant dans l'eau responsable de cette réflectance. La méthode doit tenir compte des propriétés optiques de la Chlorophylle-a (i.e. absorption dans le rouge et bleu et réflexion dans le vert). Ceci revient à déterminer les propriétés optiques inhérentes, IOP^1 (e.g. absorption, rétrodiffusion) de la chlorophylle-a. Ces propriétés sont incluses dans (Eq. 1) via la luminance qui sort de l'eau de mer. Ici, nous utilisons les données optiques de la couleur de l'eau issue du satellite MODIS. Ce satellite nous a fourni la SSChl-a de Juillet 2002 à Avril 2018 détectée par l'algorithme ci-après (Eq. 2).

$$\text{Remote-sensing reflectance : } R_{rs} = \frac{L_w}{E_d} \text{ (sr}^{-1}\text{)} \quad (\text{Eq. 1})$$

Avec L_w en $\text{Js}^{-1}\text{sr}^{-1}\text{m}^{-2}\text{nm}^{-1}$, la luminance qui sort de l'eau de mer et E_d en $\text{Js}^{-1}\text{sr}^{-1}\text{m}^{-2}\text{nm}^{-1}$, l'éclairement ou irradiance descendant.

$$\text{(O'Reilly et al., 2000)} \quad [\text{Chl-a}] = 10^y ; y = a_0 + a_1X + a_2X^2 + a_3X^3 + a_4X^4 \quad (\text{Eq. 2})$$

$$X = \log_{10}(R) \text{ et } R = \max(R_{rs}(443,490,510)) / R_{rs}(555); a_0 = 0,366; a_1 = -3,067; a_2 = 1,93; a_3 = -0,649; a_4 = -1,532$$

L'algorithme précédent (Eq. 2) est "officiel" proposé par la NASA pour les eaux du large, eaux du type "cas 1" (voir Morel & Prieur, 1977; pour les détails sur le caractère des eaux du type cas 1).

¹ Inherent Optical Properties

Différents traitements sont faits pour enlever les biais atmosphériques sur ces données. Ici dans notre cas on utilise les données MODIS de chlorophylle-a de surface de niveau L3 de correction. Elles nous parviennent avec des corrections atmosphériques et la terre masquée.

Le satellite MODIS nous a fourni également la SST. Ces données sont mensuelles allant de Juillet 2002 à Juin 2018. Quel est le principe de mesure par satellite de la SST ?

L'idée première est de faire une récupération par satellite des ondes infrarouges émises à la surface de l'océan. Ces ondes infrarouges seront corrigées de l'absorption atmosphérique. Et la seconde idée, c'est de considérer que la surface de l'océan comme un corps noir et du coup par la loi de Planck de déduire la SST. MODIS utilise la résolution de 4km. Nos données de la SSChl-a et SST sont en lignes ici :

<https://coastwatch.pfeg.noaa.gov/erddap/info/index.html?page=1&itemsPerPage=3000>

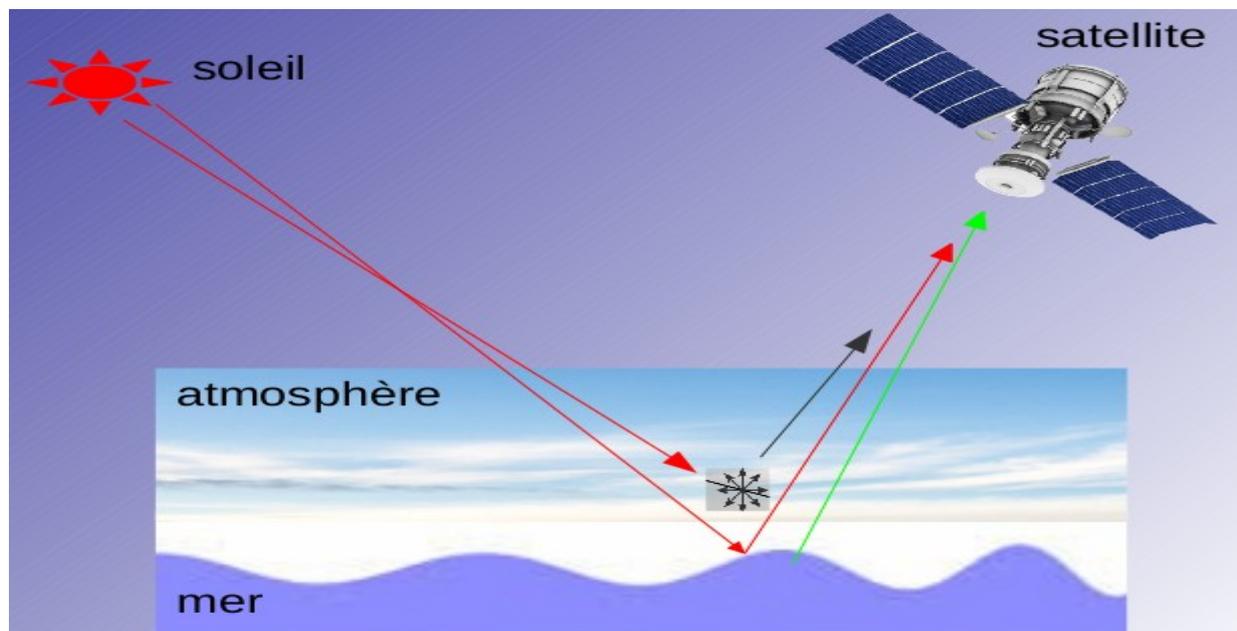


Figure 3. Principe de mesure de la Chlorophylle-a par satellite. Le soleil émet ses rayonnements (les deux rayons rouges). Le satellite récupère les rayonnements sortants à la surface de la mer se trouvant dans sa direction : le rayonnement issue des communautés vivant dans l'eau en verte, le rayonnement réfléchi de la surface de la mer en rouge et le rayonnement issue de la diffusion de Rayleigh en noir des aérosols. La diffusion de Rayleigh est illustrée par le point où sortent les rayons noirs. Cette diffusion est supposée symétrique sur un axe.

2.2. Données GPCP (The Global Precipitation Climatology Project)

Nos données de précipitations vont de Juillet 2002 à Septembre 2018. Elles sont issues de GPCP. Ce dernier est un programme qui regroupe des chercheurs et les scientifiques opérationnels. Les données de télédétection de GPCP sont issues des satellites géostationnaires (GOES² - US, Meteosat³ - Europe, GMS⁴ - Japan) ou des satellites d'orbites polaires (NOAA⁵ - US). Tous ces programmes donnent les données de GPCP une référence internationale. Quel est le principe de mesure de la précipitation par satellite ?

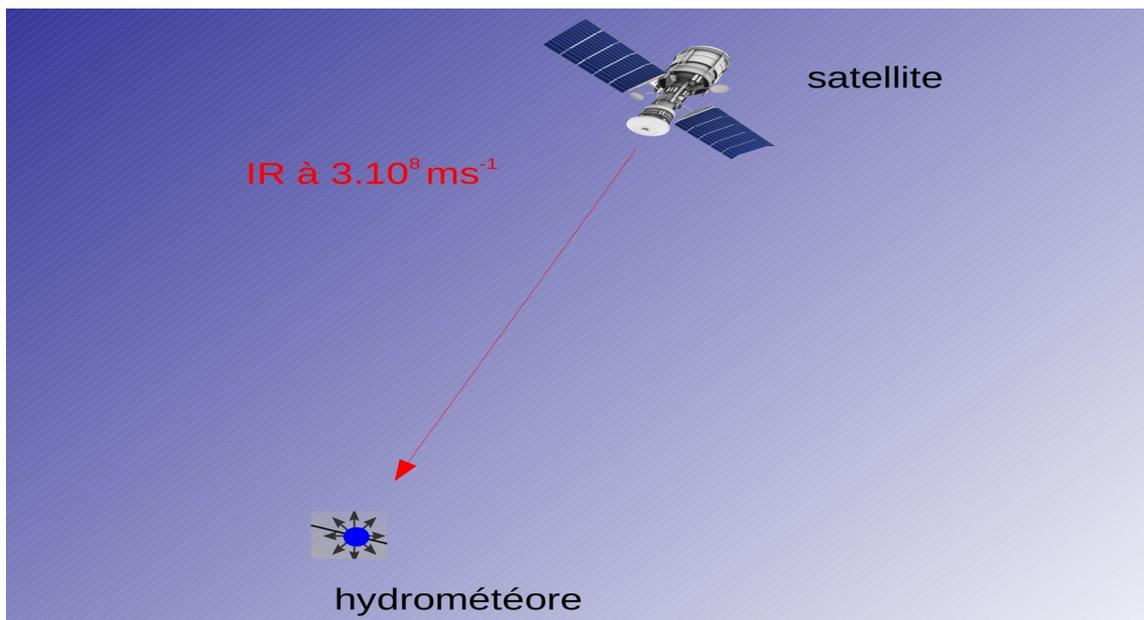


Figure 4. Principe de mesure de la précipitation par satellite. Le satellite émet d'abord un rayonnement Infrarouge (IR) de célérité 3.10^8 m/s dans le vide. Ensuite l'hydrométéore (point en bleu) va rétrodiffuser cette énergie. L'énergie rétrodiffusée sera reçue par le satellite. Ainsi le satellite sera la distance où se trouve l'hydrométéore puis suivre son déplacement vers la terre (précipitation). La rétrodiffusion de hydrométéore est supposée être celle de Rayleigh symétrique sur un axe. L'hydrométéore c'est par exemple eau, neige, grène dans l'atmosphère.

Tous les satellites listés précédemment procèdent par infrarouge à l'estimation la précipitation.

-
- 2 Geostationary Operational Environmental Satellite
 - 3 Meteorological Satellite
 - 4 Geostationary Meteorological Satellite
 - 5 National Oceanic and Atmospheric Administration

L'idée se base sur l'émission et réception d'une onde électromagnétique (Fig. 4). En effet, le satellite émet d'abord une onde infrarouge. Ensuite une partie de l'énergie de cette onde sera absorbée et rétrodiffusée par l'hydrométéore (e.g. eau, neige, grène dans l'atmosphère). L'énergie rétrodiffusée par l'hydrométéore sera à nouveau captée par le satellite. Le décalage existant entre l'instant d'émission et l'instant de réception donne la distance à laquelle se trouve l'hydrométéore. Ainsi le satellite peut suivre l'hydrométéore et calculer la précipitation. Nos données sont téléchargeables ici: http://eagle1.umd.edu/GPCP_CDR/Daily_Data/ avec une résolution de 1° x 1° de grille ainsi une précipitation journalière: c'est 1DD (One-Degree Daily) (Huffman *et al.*, 2001).

2.3. La MLD

La donnée MLD est climatologique mensuelle de base calculée entre Janvier 2000 et Avril 2017 par Holte *et al.* (2017) avec environ 1,250,000 profils ARGO (Fig. 5). La MLD est calculée par la méthode hybride proposé par Holte & Talley (2009). Cette méthode utilise les profils des températures, salinités et la densité potentielle pour déduire la MLD. Elle améliore des méthodes déjà présentes basée sur les gradients et seuil de température. Donnée disponible en ligne sur ce lien: <http://mixedlayer.ucsd.edu/>.

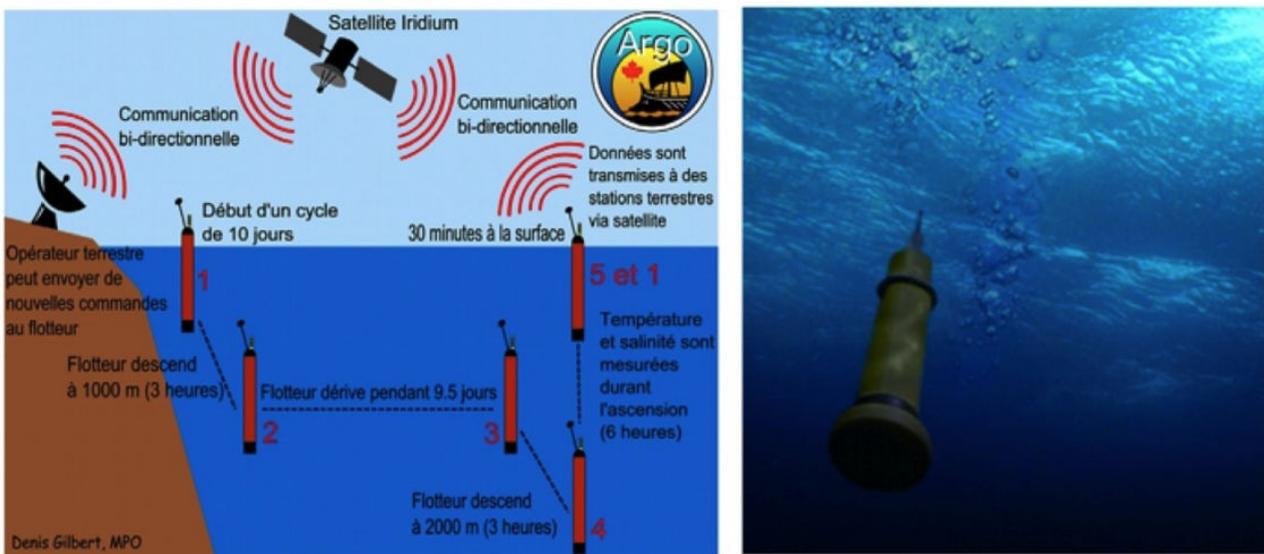


Figure 5. Flotteur ARGO. Il calcule la température, salinité et déduit la densité par TEOS-10⁶. (Source : <http://www.seaview.bzh/page3/styled-9/> ; dernière visite 20/03/2019).

⁶ Thermodynamic Equation Of Sea water 2010

2.4. Méthodologie

Nous avons scindé en trois le Pacifique sud-ouest (Fig. 1) dans l'optique de caractériser la variable qui contrôle l'enrichissement phytoplanctonique. On s'est inspiré de Skiozaki *et al.* (2014) en voulant étudier l'enrichissement phytoplanctonique du Pacifique sud-ouest à scinder cette zone en plusieurs boîtes. Nos boîtes sont prises de telle sorte que nous prenons en compte les processus aux voisinages des îles et au large et également ceux sur les eaux OGY. Ainsi, deux boîtes centrées sur les îles dans la zone oligotrophe ont été prises et une dans les eaux ultra-oligotrophes (OGY).

Nous procéderons d'abord à une présentation de la climatologie de la SSChl-a. Puis de celle-ci, on y ajoutera celles de la précipitation, de la SST et de la MLD (cf Fig. 6). Ainsi, nous procéderons par analyses statistiques à la recherche de lien entre ces trois dernières variables et la SSChl-a.

La moyenne de la chlorophylle-a a été calculée sur chaque boîte chaque mois de Juillet 2002 à Avril 2018. Cela a permis d'avoir la chlorophylle d'une boîte en fonction du temps, série temporelle. Ainsi, la moyenne de la chlorophylle pour un mois donné de Juillet 2002 à Avril 2018 d'une boîte a été calculée et cela a permis l'obtention la climatologie mensuelle de chaque boîte (Fig. 6). Pour ce qui concerne les anomalies, on a créé (1) une série temporelle dont chaque valeur correspond à la valeur mensuelle climatologique de Juillet 2002 à Avril 2018, et (2) on a fait la différence entre la série temporelle et la série temporelle climatologique qui vient être créée. L'idée c'est de percevoir la différence entre la valeur de la chlorophylle d'un mois et celle moyenne de l'année.

La méthode de Gove *et al.* (2016) a été appliquée sur la donnée de la SSChl-a. Elle consiste de masquer les données de la chlorophylle sur les zones ayant des profondeurs moins de 30 m. L'idée c'est d'éviter la contamination de la SSChl-a par le fond océanique. Ceci fausserait les interprétations de la floraison phytoplanctonique en surface aux alentours des îles.

La SST et précipitation ont été aussi calculées sur chaque boîte en climatologie mensuelle de 2002 à 2018 comme la SSChl-a et les données représentées sur la Figure 6. Nous avons effectué les moyennes de la SSChl-a, SST et précipitation en utilisant l'option "omitnan" de Matlab qui ignore les données manquantes ("NaN"). De plus, le calcul de pourcentage de NaN appelé ici le % des nuages a été fait. L'utilisation de l'option de "omitnan" est important surtout pour les données satellitaires fortement dépendant de l'état du ciel (dégagé ou pas). Nous avons pris lorsque le % de nuage ≥ 50 % la moyenne de la valeur du pixel entre 2002 et 2018 est NaN. Autrement dit, lorsqu'il y a plus de 50 % de nuages dans un pixel de 2002 à 2018, on considère que la valeur du pixel est manquante.

Nous avons effectué un regrillage de la donnée de la SSChl-a, SST et précipitation. Le but est de mettre ces données sur la même grille pour pouvoir effectuer un lien entre précipitation ou SST sur la SSChl-a plus tard. Tel ne serait pas possible car la SSChl-a et la SST sont grillées sur 4 km de résolution et la précipitation sur 1° de résolution (cf sect. 2.1 & 2.2 respectivement).

3. Résultats

3.1. Enrichissement saisonnier phytoplanctonique du Pacifique sud-ouest

On a des valeurs de la SSChl-a plus fortes dans la boîte 1, plus faibles dans la boîte 3 et intermédiaires dans la boîte 2 (Fig. 6a). Ceci illustre donc un gradient spatial de la SSChl-a. Ce même gradient est aussi montré par la Figure 1, il diminue de l'ouest à l'est et aussi montré par Moutin *et al.* (2018) par les données de la campagne OUTPACE et par leur produit MODIS.

De façon intéressante, la Figure 6a montre un pic de la SSChl-a synchrone sur les trois boîtes observé au mois de juillet et il semble être lié aux moments où la colonne d'eau est très mélangée, en hiver austral (Fig. 6d). Autrement dit, ceci suggère un lien synchrone entre la SSChl-a au mois de juillet et la MLD sur ce même mois. Sur la boîte 1, le pic de la SSChl-a est plus de 2 fois celui de la boîte 3 et supérieur à celui de la boîte 2. Enfin sur la boîte 2, il est plus de 1.5 fois celui de la boîte 3.

Les périodes d'augmentation des précipitations ; Novembre - Mars sur la boîte 1, Novembre - Février sur la boîte 2 et Novembre - Janvier sur la boîte 3 (Fig. 6b) semblent engendrer une augmentation de la SSChl-a (Fig. 6a). Ces périodes correspondent à une colonne d'eau très stratifiée (MLD aux alentours de 30 m, Fig. 6d) et une SST > à 26° C (Fig. 6c).

Faisons maintenant la moyenne de la SSChl-a de 2002 à 2018 sur les périodes de fortes précipitations (Janvier, Février & Mars ; Fig. 6a) et celle sur la période hivernale (Juin, Juillet & Août ; Fig. 6d); deux régimes de la SSChl-a se présentent : (1) un régime d'augmentation de la chlorophylle aux alentours des îles lors des périodes de fortes précipitations et (2) régime d'augmentation de la chlorophylle dans toute la zone lors du mélange important de la colonne d'eau en hiver austral (Fig. 7). Ceci suggère un lien entre forte précipitation et l'augmentation de la SSChl-a aux alentours des îles et le lien entre la MLD en hiver austral et l'augmentation de la SSChl-a dans toute la zone. Dans la suite de ce travail, nous allons essayer de prouver ces liens.

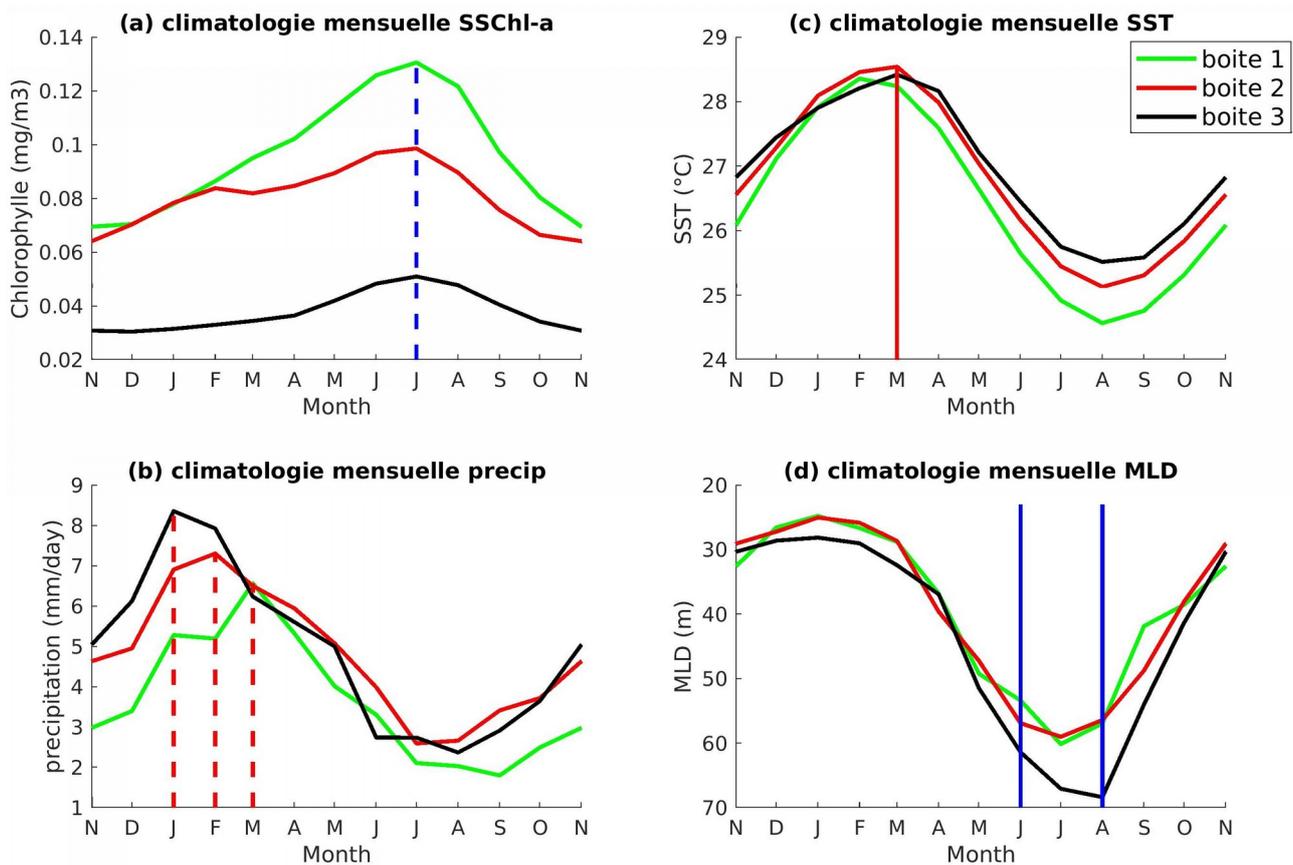


Figure 6. La climatologie mensuelle : (a) de la chlorophylle-a de la surface de l'eau de mer (SSChl-a), (b) de la précipitation, (c) de la température de surface de l'eau de mer (SST) et (d) de la profondeur de la couche de mélange (MLD). Boite 1 en vert, boite 2 en rouge et boite 3 en noir. Les données SSChl-a, précipitation et SST couvrent la période 2002 à 2018. La MLD est climatologique de base issue du papier de Holte *et al.* (2017). La ligne bleu en pointillés indique le pic synchrone de la SSChl-a au mois de juillet. Les trois lignes rouges en pointillés indiquent les périodes maximum de précipitations sur chaque boite : Janvier, Février et Mars sur la boite 3, 2 et 1 respectivement. La ligne pleine en rouge indique la période de Novembre à Mars qui correspond à celle d'augmentation des précipitations. Les deux lignes pleines bleues indiquent la période d'hiver austral (Juin, Juillet et Août).

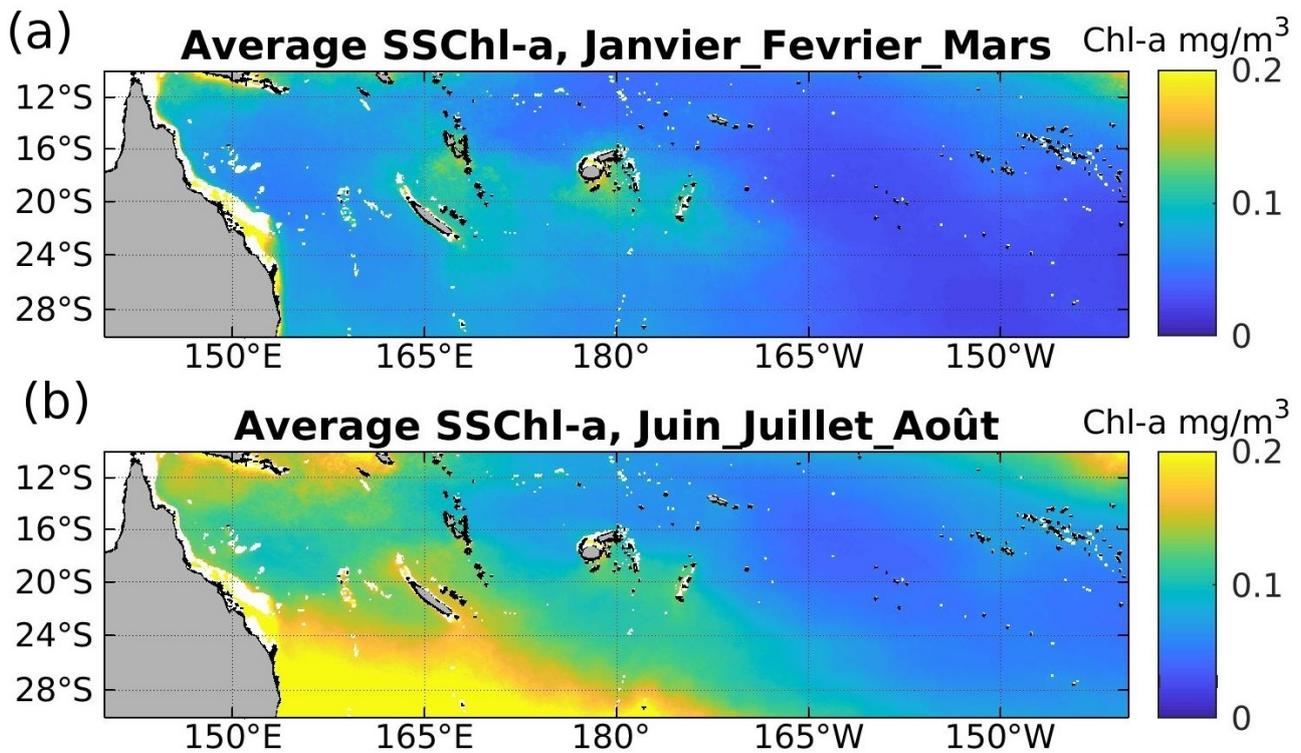


Figure 7. La climatologie de la chlorophylle-a de la surface de l'eau de mer (SSChl-a) moyennée de 2002 à 2018 : (a) sur le mois de Janvier, Février et Mars, (b) sur le mois de Juin, Juillet et Août. Les mois Janvier, Février et Mars correspondent aux moments de fortes précipitations sur la boîte 3, 2 et 1 respectivement (Fig. 6b) et les mois Juin, Juillet et Août correspondent aux moments de forts mélange de la colonne d'eau, MLD élevée (Fig. 6d). La barre des couleurs indique les valeurs de la chlorophylle-a en mg/m³.

3.2. Enrichissement inter-annuel phytoplanctonique du Pacifique sud-ouest

La Figure 8 ci-après est obtenue en faisant la différence entre la série temporelle d'une boîte et celle temporelle climatologique (Fig. 6a) dupliquée sur les années de la période 2002 à 2018. Les anomalies positives veulent dire que les valeurs de la série temporelle sont supérieures à celles climatologique, négatives que les valeurs de la série temporelle sont inférieures à celles climatologique et nulles que les valeurs de la série temporelle et celles climatologique sont égales.

Les anomalies de la SSChl-a de la boîte 3 sont au voisinage de zéro. En revanche celles de la boîte 1 et 2 évoluent dans les gammes plus larges, -0.026 à 0.046 mgChl-a m⁻³ et -0.022 à 0.030 mgChl-a m⁻³ respectivement.

Les coefficients de corrélations entre la SST ou la précipitation et la SSChl-a ont été calculés et les valeurs présentées dans le Tableau I. Le but du calcul de ces coefficients est de chercher s'il

existe un lien ou pas entre la série temporelle des anomalies de la SST ou de la précipitation et celle des anomalies de la SSChl-a de 2002 à 2018. Dans ce contexte, les valeurs de ces coefficients (Tab. I) illustrent qu'il existe une corrélation entre la SST et la SSChl-a ($p < 0.05$) mais faible dans toutes les trois boîtes. En revanche, ces valeurs de coefficients démontrent qu'il n'existe pas de corrélation entre la précipitation et la SSChl-a ($p > 0.05$). Ceci suggère de revenir sur l'idée qui pourrait exister un lien entre la SST ou la précipitation ou MLD sur la SSChl-a en regardant les saisons (i.e. les

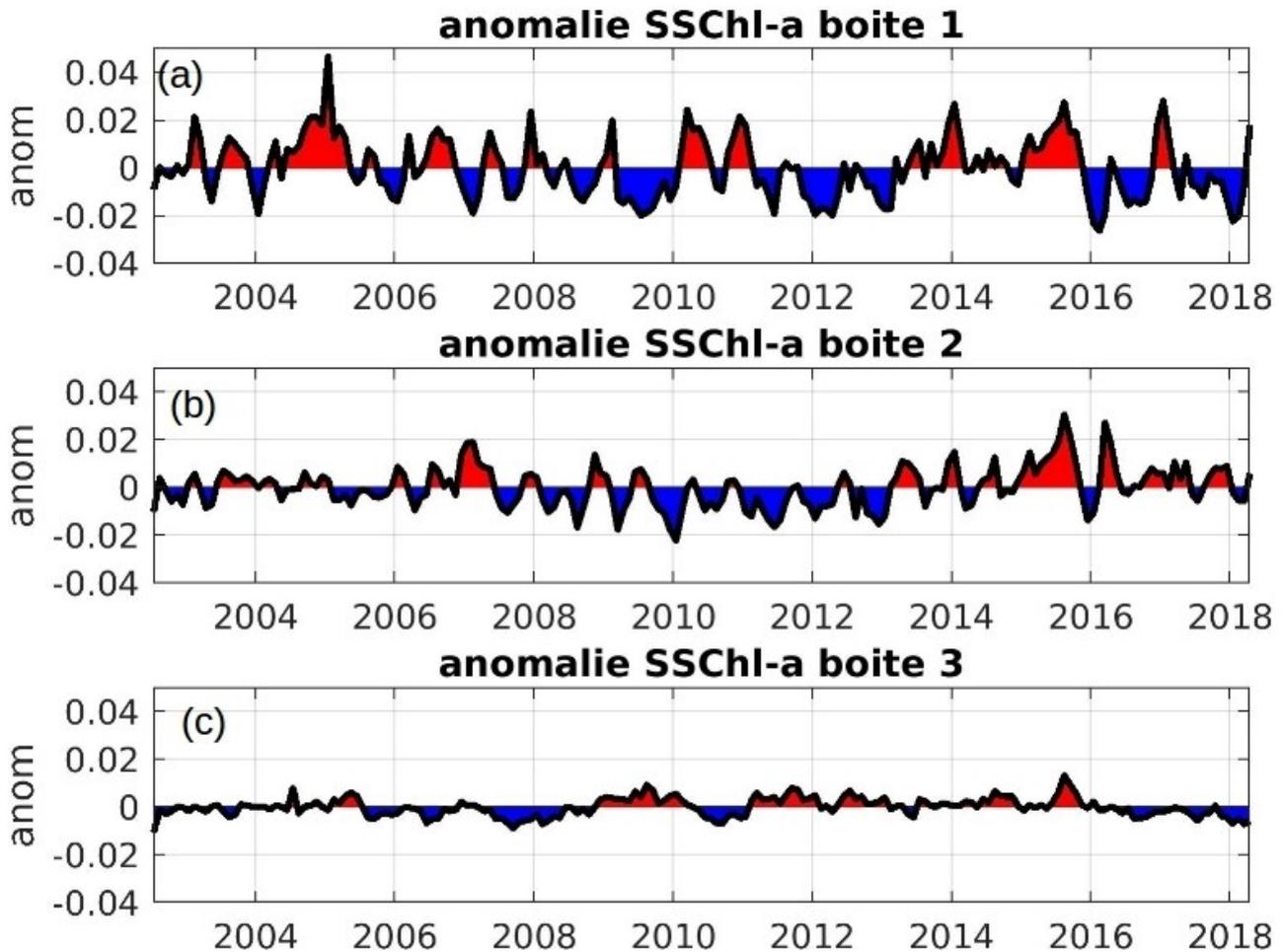


Figure 8. Anomalies de la chlorophylle-a de surface de l'eau de mer (SSChl-a) en mg/m^3 : (a) boîte 1, (b) boîte 2 et (c) boîte 3 de 2002 à 2018. Ces anomalies sont obtenues en faisant la différence entre la série temporelle d'une boîte et celle climatologique mensuelle (cf. Sect. 2 pour le calcul des anomalies). Les anomalies positives sont en rouge et celles négatives en bleu et elles veulent dire les valeurs de la SSChl-a sont supérieures ou inférieures à celles climatologiques respectivement. mois) (Fig. 6 & 7).

Tableau I. Les coefficients de corrélations entre les anomalies de la série temporelle de la SST ou la précipitation et la SSChl-a de 2002 à 2018. Les flèches noires trouvant dans le tableau c'est pour indiquer le sens du lien, c'est de la la SST ou la précipitation vers la SSChl-a. Le "p" c'est le p_value. Il permet de juger si une relation est significative ou pas, $p < 0.05$ relation significative et dans le sens contraire, relation non significative. Une explication sera proposée de quoi il s'agit p_value plus tard (cf sect. 3.3).

Donnée		N° Boite		
		1	2	3
↑ ↑ ↑	SSChl-a			
	precip	0.03 ($p > 0.05$)	-0.01 ($p > 0.05$)	-0.06 ($p > 0.05$)
	SST	-0.21 ($p < 0.05$)	-0.17 ($p < 0.05$)	-0.24 ($p < 0.05$)

3.3. Lien entre la MLD en hiver austral et la SSChl-a

Notre donnée MLD présentée sur la Figure 6d est climatologique à la base utilisée dans le papier de Holte *et al.* (2017). Ceci a été rappelé dans la section 2 de ce rapport (cf sect. 2.3). Donc la caractérisation du lien entre la MLD en hiver austral et la SSChl-a ne semble pas possible dans ce contexte. Une alternative utilisée ici est l'utilisation de la SST. On peut le constater sur les Figure 6c & 6d une évolution inverse entre la SST et la MLD. Cette évolution inverse se traduit par lorsque la SST est faible, on a la MLD élevée et lorsque la SST est élevée, la MLD est faible. Et donc, on peut s'informer de la MLD en connaissant la SST. De plus une augmentation du mélange vertical diminue la SST puisque les profondes sont froides. Ceci justifie l'utilisation de la SST ici comme proxy de la MLD.

Le lien entre la SST et la SSChl-a pour chaque mois est illustré sur la Figure 9. Dans cette Figure, on peut voir les coefficients de corrélations négatifs sur ces trois boites en hiver austral (Juin, Juillet et Août). Ceci implique une évolution en sens inverse entre la SST et la SSChl-a. C'est à dire lorsque la SST augmente ou diminue, la SSChl-a diminue ou augmente respectivement. Autrement dit, lorsque la MLD augmente ou diminue, la SSChl-a augmente ou diminue respectivement.

La question naturelle qu'on se pose est : pour quelle valeur de coefficient corrélation y a t-il lien entre deux variables statistiques ? Ceci permet d'introduire la notion de significativité d'une relation. Maintenant, ces coefficients sur la Figure 9 sont t-il significatifs pour dire qu'il y a une relation entre la MLD et la SSChl-a ? Nous avons pris comme dans le standard "p_value" < 0.05 , le coefficient de corrélation est significatif et dans le sens contraire, il n'y est pas. Ainsi, nous avons

représentés sur la Figure 9 une barre des couleurs de la significativité des coefficients de corrélations.

Il y a relation entre la MLD en hiver (juin, Juillet et Août) et la SSChl-a sur la boite 2 mais pas tous ces trois mois sur la boite 1 & 3. Le mois de juillet qui correspondait au pic synchrone de la SSChl-a (Fig. 6a) correspond à des coefficients de corrélations pas tous significatifs sur les trois boites (Fig. 9). Notre hypothèse (Fig. 6a) comme quoi le pic synchrone de la SSChl-a au mois de juillet est lié à la MLD en ce mois, ne semble pas vérifiée. Peut être on n'a pas assez de données pour que le lien entre la MLD et la SSChl-a au mois de juillet soit significatif partout sur les trois boites.

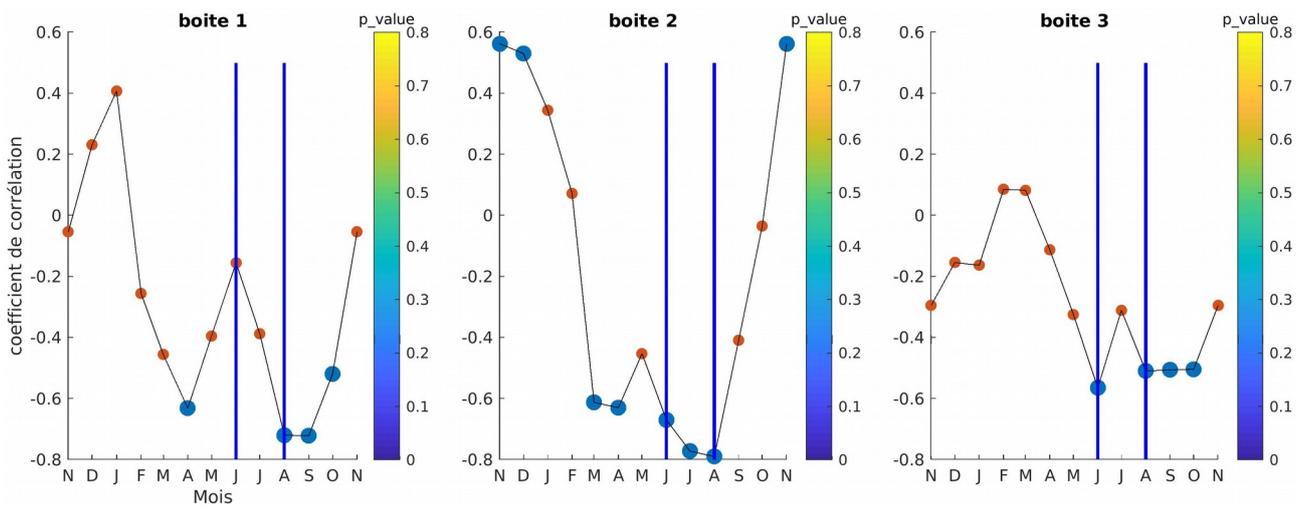


Figure 9. Coefficients de corrélations entre la température de surface de l'eau de mer (SST) et la chlorophylle-a de surface (SSChl-a) pour chaque mois. La SST est considérée ici comme proxy de la MLD et donc ce graphe illustre le lien entre la MLD et la SSChl-a. Les deux lignes bleues verticales sur chaque Figure de chaque boite indiquent la période hivernale australe (Juin, Juillet et Août). La barre des couleurs illustre la significativité des coefficients de corrélation. Les points bleus sont significatifs ($p < 0.05$) et les autres points en couleurs rouges ne sont pas significatifs ($p \geq 0.05$).

Faisons maintenant un "plot" entre la SST et la SSChl-a au mois d'août ($p < 0.05$, Fig. 9). Ce "plot" est illustré sur la Figure 10. Cette figure montre une diminution de la SSChl-a lorsque la SST augmente. Du fait que la SST est prise comme proxy de la MLD, la relation précédente peut se traduire comme suit : la SSChl-a diminue lorsque la MLD diminue. Autrement dit lorsque la MLD augmente, la SSChl-a augmente aussi. Donc en hiver austral, il y a augmentation de la SSChl-a

dans toute la zone car la MLD augmente. Ceci confirme l'hypothèse de la Figure 7b, qu'en hiver austral il y a augmentation globale de la SSChl-a dans la région.

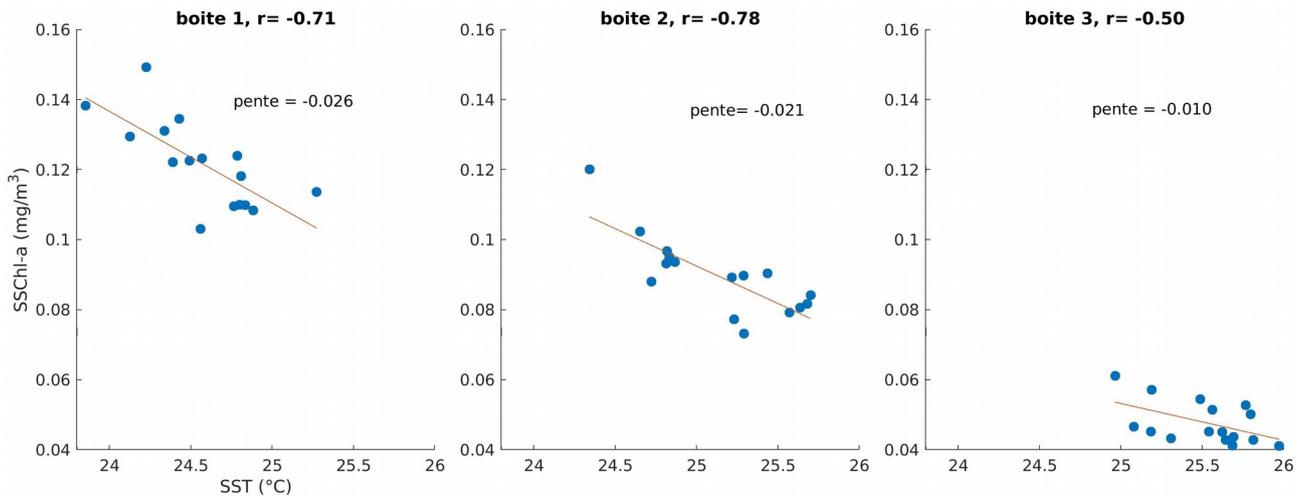


Figure 10. Lien entre la MLD et la SSChl-a au mois d'Août en utilisant la SST comme proxy de la MLD. Le coefficient de corrélation entre la SST et la SSChl-a sur la boite 1 est -0.71 à gauche, -0.78 sur la boite 2 au milieu et -0.50 sur la boite 3 à droite. Les droites dans ces figures illustrent la régression des deux variables, SST et SSChl-a avec leur pente indiquée.

3.4. Lien entre fortes précipitations et la SSChl-a

Les valeurs mensuelles de maximum de précipitations de chaque l'année ont été collectées et affichées avec celles de la SSChl-a correspondantes (Fig. 11). L'idée est de déceler une relation si elle existe entre forte précipitation et la SSChl-a. Les trois figures (Fig. 11) ne montrent pas une corrélation entre ces deux variables, données de fortes précipitations et la SSChl-a correspondantes.

Nous avons regardé aussi les valeurs maximums mensuelles de la précipitation de chaque année et la SSChl-a avancée d'un mois. L'idée ici, il est possible que l'augmentation de la chlorophylle-a soit décalée dans le temps après fortes précipitations. Cependant, la même analyse avec un décalage d'un mois entre la SSChl-a et précipitation n'améliore pas les relations (boite 1 : $r = 0.33$; boite 2 : $r = 0.06$ et boite 3 : $r = -0.22$).

La relation non décelée entre forte précipitation et la SSChl-a sur les trois boites est peut être due à la température de surface, la SST. Parce que en supposant que lors d'une forte pluie la diazotrophie peut avoir lieu près des îles parce que la pluie peut amener des nutriments via le

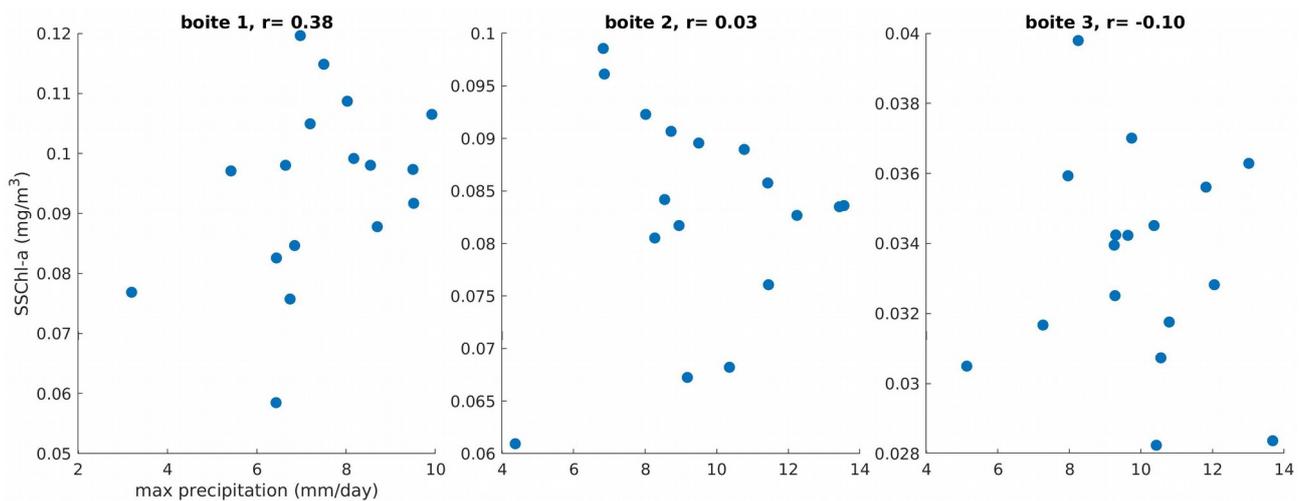


Figure 11. Valeurs de forte précipitation mensuelles annuelles sur la période de 2002 à 2018 avec celles de la chlorophylle-a de surface de l'eau de mer (SSChl-a) correspondantes. r signifie le coefficient de corrélation entre la forte précipitation et la SSChl-a sur les trois boîtes. Boite 1 à gauche, boite 2 au milieu et boite 3 à droite.

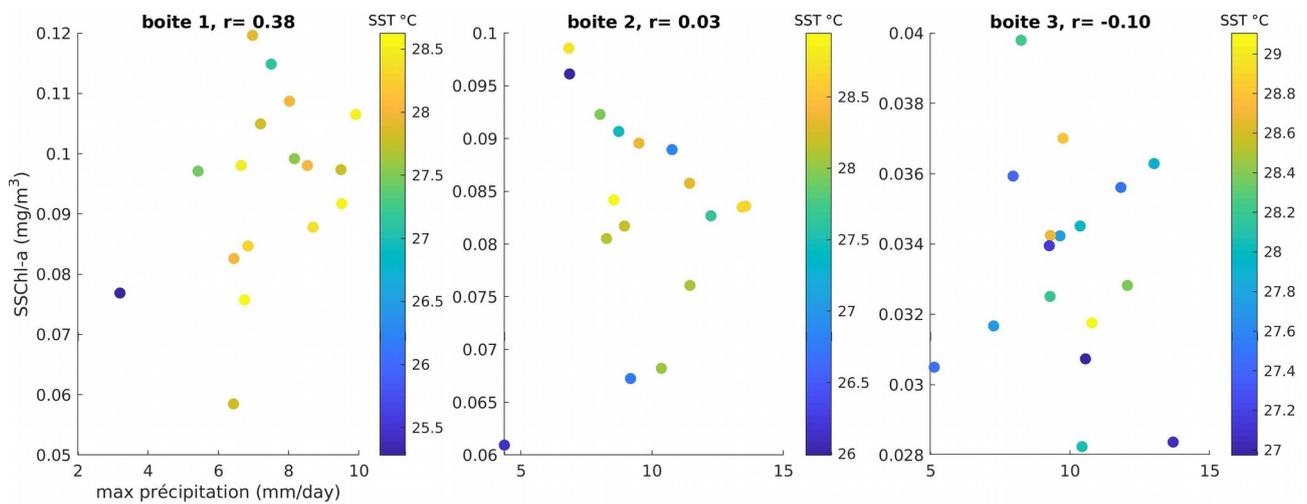


Figure 12. Valeurs de forte précipitation mensuelles annuelles sur la période de 2002 à 2018 avec celles de la chlorophylle-a de surface de l'eau de mer (SSChl-a) correspondantes. Chaque point on n'indique sa température sur la barre en couleur en °C. r signifie le coefficient de corrélation entre la forte précipitation et la SSChl-a sur les trois boîtes. Boite 1 à gauche, boite 2 au milieu et boite 3 à droite.

ruissellement (comme l'ont prouvé Shiozaki *et al.*, 2014). Dans ce contexte, la SST joue un rôle essentiel sur l'activité de la diazotrophie. De plus, Calil *et al.* (2011) ont prouvé que les diazotrophes sont en surface sur les eaux de température $\geq 25^{\circ}\text{C}$ (cf sect. 1).

Ainsi, nous avons tracé forte précipitation et la SSChl-a correspondante en y ajoutant la température (Fig. 12). L'idée ici est de voir si à chaque mois de forte pluie si la SST d'une boîte est favorable au développement des diazotrophes i.e. $\text{SST} \geq 25^{\circ}\text{C}$ ou pas. La Figure 12 montre que la température de surface est favorable au développement des diazotrophes. Malgré tout cela, il n'y a toujours pas de lien entre forte précipitation et la chlorophylle-a de surface correspondante. Qu'est ce qui pourrait l'expliquer ?

La relation non décelée entre forte précipitation et la SSChl-a sur les trois boîtes est peut être due au fait que celle-ci est regardée dans les boîtes. On sait que l'effet d'île est un processus local aux alentours des îles. Donc, le fait de regarder les précipitations sur les boîtes c'est peut être une mauvaise idée. Parce que la chlorophylle aux alentours des îles peut avoir du mal à être vue lorsqu'on fait la somme de la chlorophylle par boîte. Ceci suggère donc de regarder le lien entre forte forte précipitation et la SSChl-a pour chaque pixel.

Pour chercher ce lien, nous avons utilisé les données de la précipitation et SSChl-a regrillées sur la même grille (cf sect. 2.4). On a calculé les coefficients de corrélations entre les précipitations fortes mensuelles de chaque année et la SSChl-a correspondante pour chaque pixel (Fig. 13). Cette figure illustre bien des corrélations positives et élevées ($r > 0.5$) aux alentours des îles en particulier Fiji ($17^{\circ}\text{S} - 180^{\circ}$) et aussi dans l'est, OGY.

Naturellement, on s'attendait lorsqu'il y a forte pluie (probable fort ruissellement) que la SSChl-a via la diazotrophie augmente partout aux alentours des îles. Mais tel n'est pas le cas en Nouvelle Calédonie et aussi au sud de Fiji. Rappelons que beaucoup d'auteurs ont montré que les moments de fortes pluies sont favorables aux développements des cyanobactéries (e.g. Shiozaki *et al.* 2014, via augmentation des ruissellements en période de fortes pluies). C'est dans ce contexte que nous supposons l'existence de la diazotrophie lors d'une forte pluie. On reviendra plus tard dans la section 4 pour discuter de l'existence ou pas de la diazotrophie lors des événements de fortes pluies.

Maintenant, est ce la SST qui pourrait expliquer la distribution des coefficients de corrélations entre forte pluie et la SSChl-a comme suggèrent Luo *et al.* (2014) (cf sect. 1) sur la Figure 13 ? Nous avons utilisé la SST regrillée (cf sect. 2.4) pour calculer la moyenne de la SST de 2002 à 2018 pour chaque pixel lors d'un événement de forte pluie (Fig. 14). Cette figure montre des valeurs de SST favorables au développement de la diazotrophie ($\text{SST} \geq 25^{\circ}\text{C}$). Ce même travail a été fait pour la précipitation et on en déduit que la nouvelle Calédonie il pleut peu par rapport à Fiji (Fig.

15). Et donc coefficients de corrélations sont faibles entre forte précipitation et la SSChl-a sur cet île comparé à Fiji.

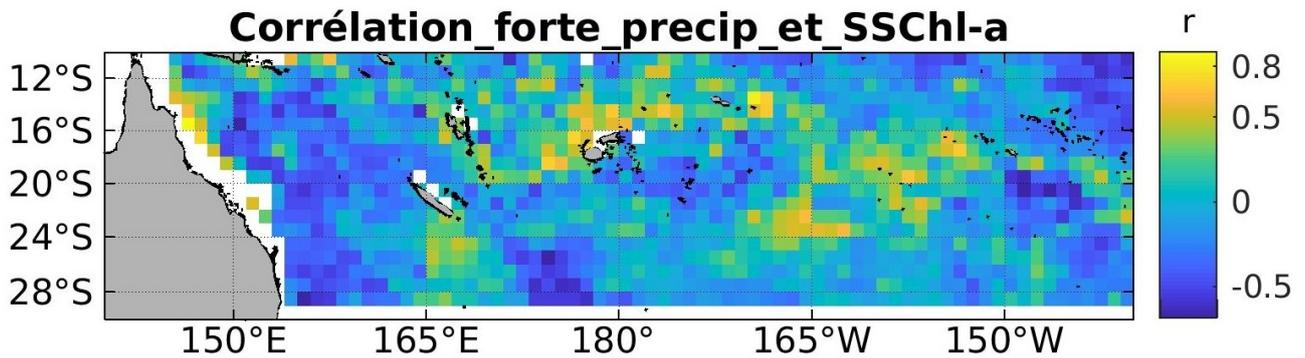


Figure 13. Les coefficients de corrélations entre forte précipitation mensuelle de chaque année de 2002 à 2018 et la SSChl-a correspondante pour chaque pixel du Pacifique sud-ouest. La barre des couleurs c'est la barre des coefficients de corrélation, r .

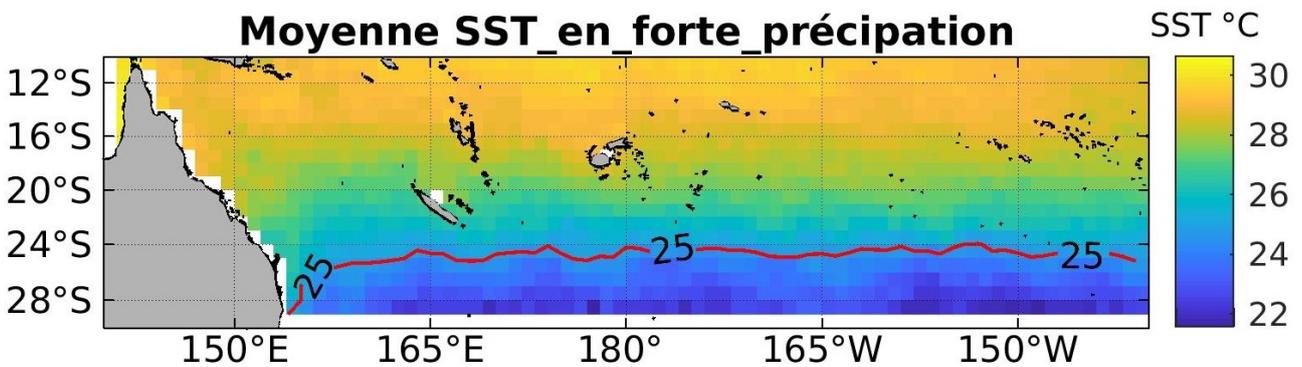


Figure 14. La SST moyenne sur chaque pixel lors d'une forte précipitation. Cette figure a été obtenue en faisant la moyenne de la SST sur chaque pixel de 2002 à 2018 sur les mois de forte précipitation maximale chaque année. La ligne rouge illustre isotherme de 25° C et la barre des couleurs les valeurs de la SST.

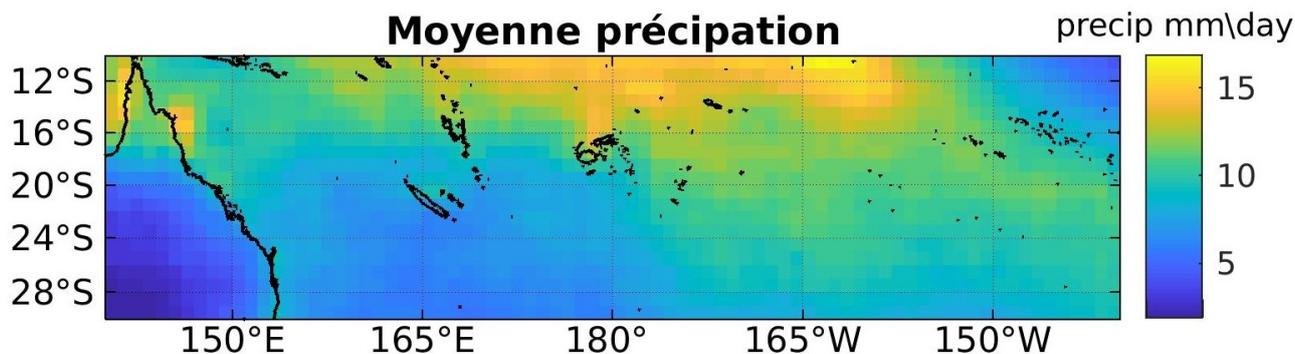


Figure 15. La précipitation moyenne sur chaque pixel lors d'une forte précipitation. Cette figure a été obtenue en faisant la moyenne de la précipitation sur chaque pixel de 2002 à 2018 sur les mois de forte précipitation maximale chaque année. La barre des couleurs indique les valeurs de la précipitation.

4. Discussion

Dans la section précédente nous avons montré : (1) un pic synchrone de la SSChl-a au mois de Juillet et qui semble correspondre à la période de MLD élevée (cf Fig. 6), (2) l'augmentation de la SSChl-a partout dans le Pacifique sud-ouest en hiver austral (cf Fig. 7b & 10) et (3) augmentation de la SSChl-a aux alentours des îles lors des fortes précipitations (cf Fig. 7a & 13). Le but de cette section est de comparer nos résultats avec ceux des papiers scientifiques, de les expliquer et aussi discuter sur la validation ou pas de nos hypothèses énoncées dans l'introduction : (1) lors d'une forte pluie, la SSChl-a augmente et (2) les eaux de surface de SSChl-a élevée proviennent du mélange.

4.1. Lien entre la SSChl-a et la MLD en hiver austral

Nous avons montré par la Figure 6a, un pic synchrone de la SSChl-a au mois de juillet et qui semble être lié à la période de fort mélange de la colonne d'eau, hiver austral (Fig. 6d). Ce même pic a été montré aussi par Moutin *et al.* (2018) par leurs données MODIS (voir leur Fig. 2 pour savoir plus). De plus, par les mesures in situ de la Chl-a à 70 m, ces auteurs ont montré une forte comparaison entre la Chl-a à 70 m et la SSChl-a au mois de juillet. Ainsi, ils suggèrent un lien entre la SSChl-a au mois de juillet et la MLD en hiver austral. Cela revient à suggérer une remontée de la DCM (Deep Chlorophyll Maximum) qui expliquerait la SSChl-a au mois de Juillet.

Dans ce stage, nous avons montré l'existence du lien entre la MLD en hiver austral et la SSChl-a (Fig. 9). Mais, on n'a pas tout temps sur les trois boîtes les mois de Juin, Juillet et Août des coefficients de corrélations significatifs ($p < 0.05$) entre la MLD et la SSChl-a. Pour le mois de

juillet qui correspondait à un pic de SSChl-a (Fig. 6a), il y a un lien entre la MLD et la SSChl-a sur la boîte 2 et pas sur la boîte 1 & 3 (cf Fig. 9; boîte 1 & 3). Pour le mois d’Août, le lien entre la MLD et la SSChl-a est synchrone sur les trois boîtes ($p < 0.05$, cf Fig. 9). Ce lien se traduit par plus la MLD augmente, plus la SSChl-a augmente aussi. Le pic synchrone de la SSChl-a au mois de juillet et son probable lien avec la MLD en hiver revient à dire : la SSChl-a au mois de Juillet est liée à la MLD au mois de Juillet aussi. Et donc il devrait avoir un lien synchrone sur les trois boîtes entre la SSChl-a et la MLD au mois de Juillet qui expliquerait le pic synchrone de la SSChl-a. Mais ceci n'a pas été montré par notre Figure 9. Comme explication, nous n'avons pas probablement assez de données pour que les coefficients (Fig. 9) soient significatifs ($p < 0.05$) au mois de Juillet. En se basant de cette idée, on peut se permettre de dire qu'il y a lien entre la SSChl-a et la MLD sur toutes les boîtes. De plus, nous avons montré un lien entre la SSChl-a et la MLD au mois de juillet sur la boîte 2. Et donc l'hypothèse de la manque de donnée pour qu'il y est lien synchrone en juillet peut être très probable.

Au mois d’Août (Fig. 9), nous avons montré un lien synchrone entre la MLD et la SSChl-a. Ceci prouve d'avantage sur le lien entre la MLD et la SSChl-a en hiver. Par conséquent, nous considérons ici les coefficients de corrélations entre la MLD et la SSChl-a au mois de Juin et Juillet doivent être significatifs synchrone sur les trois boîtes comme le mois d’août. Nous savons que sur ces trois mois l'océan est homogénéisé de même manière. Ainsi, par les mesures faites par Moutin *et al.* (2018) sur la Chl-a à 70 m nous permettent de conclure que la SSChl-a au mois de Juillet (moment de pic synchrone) est du à la remontée de la DCM. On peut bien le constater sur la Figure 2b, une DCM qui peut atteindre les 70 m.

L'utilisation de la SST comme proxy de la MLD et se servir d'elle pour illustrer le lien entre la MLD et la SSChl-a peut être un problème. Parce qu'on n'a pas tout temps des coefficients de corrélations significatifs entre la SST et la SSChl-a en hiver malgré le fait que le mélange est très profond (Fig. 9 & 6d respectivement). De plus, on sait que la MLD est une variable qui tient en compte le profil de la température (de Boyer Montegut *et al.*, 2004 ; Holte & Talley, 2009) et non seulement de la température de surface (la SST). Mais le fait que nous n'avons pas de données interannuelles de MLD et de plus on a remarquée une évolution inverse entre la SST et la MLD (Fig. 6c & d) ; cela justifie l'utilisation de la SST comme proxy de MLD. Il est souhaitable pour l'étude du lien entre la MLD en hiver et la SSChl-a, d'avoir des données interannuelles de MLD.

Discutons maintenant sur la validation ou pas de notre hypothèse 2 : les masses d'eaux de surface de SSChl-a élevée proviennent du mélange. Cette hypothèse semble être vérifiée car nous avons montré que la MLD contrôle la SSChl-a en hiver. On sait qu'en hiver qu'il y a la SSChl-a la

plus élevée (cf Fig. 6a & d). Et donc les masses d'eaux en juillet (moment de pic de la SSChl-a), proviennent du mélange diapycnal hivernal.

4.2. Lien entre forte précipitation et la SSChl-a aux alentours des îles

Une augmentation de la SSChl-a aux alentours des îles lors d'une forte pluie a été montrée par les Figures 7a et 13. La question qu'on se pose est : qu'est ce qui pourrait expliquer cette augmentation de chlorophylle aux alentours des îles ?

La SSChl-a est prise ici comme un proxy de PP⁷ et de biomasse. Autrement dit, lorsque la SSChl est importante ou faible cela veut dire la PP et la biomasse le sont également et vice versa. Donc plus la PP augmente, plus le phytoplancton peut se diviser et ainsi la SSChl-a peut augmenter. Du coup, la question précédente revient à : qu'est ce qui pourrait expliquer l'augmentation de la PP aux alentours des îles lors des fortes pluies ?

Lors des fortes pluies (Fig. 7a ; périodes Janvier, Février et Mars, Fig. 6b), on a la SST qui est > 25° C (Fig. 6c) et la MLD est peu profonde (Fig. 6d). Plus la couche de mélange est profonde plus les nutriments sont susceptibles d'être entraînés en surface. Considérons maintenant la période de forte pluie, Janvier à Mars (Fig. 6b) une structure verticale similaire à celle de la campagne OUTPACE (Fig. 2). On a la nitracline entre 75 à 100 m et ~ 115 m respectivement dans les eaux MT et OGY (Fig. 2c). Vu que la couche de mélange est entre 25 à 35 m sur nos données sur cette période, il y a aucune chance d'entrée de nitrate par mélange dans la couche euphotique. De plus, Shiozaki *et al.* (2014) ont montré que les eaux de ruissellements n'apportent pas le nitrate. Ainsi, cette augmentation de la SSChl-a aux alentours des îles (Fig. 7a) entre Janvier et Mars lors des fortes pluies n'est pas soutenue à une PP contrôlée par organismes assimilateurs de nitrate. Donc qu'est ce qui pourrait être les organismes qui soutiennent l'augmentation de la PP qui implique celle de la SSChl-a en période de forte pluie ? Il n'en reste que la fixation de N₂ qui pourrait augmenter la PP en absence de nitrate. Donc, l'augmentation de la SSChl-a aux alentours des îles lors des fortes pluies serait due à la diazotrophie. Mais est ce que les conditions de diazotrophies sont t-elles réunies lors des fortes pluies ? i.e. Disponibilité dans les eaux de surface du phosphate, du fer et la SST ≥ 25° C.

Dans notre Figure 14, nous avons montré que la SST est > 25° C aux alentours des îles lors des fortes pluies. Et donc, la SST ne peut pas inhiber l'activité de la nitrogénase lors des fortes pluies. De plus, Bonnet *et al.* (2018) ont montré aussi que la SST dans le Pacifique sud-ouest n'inhibe pas l'activité de la diazotrophie. Ce qui peut inhiber la diazotrophie reste le phosphate et le fer leur

7 Production Primaire

disponibilité dans les eaux de surface.

Dans la Figure 13, nous avons montré un lien entre forte pluie et l'augmentation de la SSChl-a aux alentours des îles. Et donc cette augmentation de SSChl-a aux alentours des îles est soutenue par le ruissellement. Ce dernier amène donc le fer et phosphate pour faire augmenter la SSChl-a aux alentours des îles par diazotrophie. Ceci rejoint les études de Shiozaki *et al.* (2014). En effet dans leurs papiers, ces auteurs par leurs données in situ lors des fortes pluies ont montré que les eaux de ruissellement sont riches en P et Fe. En outre, Moutin *et al.* (2005) ont montré que la stabilité de la colonne d'eau favorise le développement du *Trichodesmium*. Or naturellement la colonne d'eau devient plus stable lors d'apport d'eau douce par précipitation. Autrement dit, les périodes de fortes pluies sont favorables à la floraison des fixateurs de N₂. Maintenant est-ce le *Trichodesmium* responsable de l'augmentation de la chlorophylle aux alentours des îles lors des fortes pluies (Fig. 7a & 13) ?

Bonnet *et al.* (2018); Stenegren *et al.* (2018) ont montré que le taux de fixation de N₂ est principalement associé au *Trichodesmium* dans les eaux de MT et au cyanobactérie unicellulaire, UCYN dans les eaux de OGY. Moutin *et al.* (2005) ayant conclu que la stabilité de la colonne d'eau favorise le développement du *Trichodesmium*, la question qu'on se pose est : quel état de stratification de la colonne d'eau est favorable au développement du *Trichodesmium* ? Cela revient à se poser la question suivante : quelle MLD va bien donc favoriser le *Trichodesmium* ? Walsby (1978, 1992) ont montré que les *Trichodesmiums* sont capables de réguler leur flottabilité laquelle leur permet de retourner plus rapidement en surface après un événement de mélange de la colonne d'eau. Ceci suggère que plus la MLD est petite plus le *Trichodesmium* va revenir plus rapidement en surface pour faire la diazotrophie. Ces conditions sont observables en général en été. Ainsi sur nos périodes de fortes pluies (Janvier, Février et Mars), il est probable que la diazotrophie aux alentours des îles soit essentiellement l'œuvre des *Trichodesmiums*. De plus Moutin *et al.* (2005 ; sur leur Fig. 3) ont montré l'accumulation des *Trichodesmiums* aussi sur le mois de Janvier et Février.

L'augmentation de la PP qui entraînera celle de la SSChl-a sur la période Janvier à Mars (période de fortes pluies, Fig. 7a) va favoriser le développement d'autres phytoplanctons non fixateurs de N₂. Ceci est un transfert de N des fixateurs de N₂ vers les non fixateurs de N₂ (Nelson *et al.*, 1995 ; Berthelot *et al.*, 2016; Bonnet *et al.*, 2016). Donc, ce processus peut favoriser le développement des *Synechococcus* et *Prochlorococcus* qui sont souvent présents dans les eaux oligotrophes. Ainsi, l'augmentation de la SSChl-a aux alentours des îles lors des fortes pluies peut être soutenue à la fois par les fixateurs de N₂ et aussi aux non fixateurs de N₂.

Discutons maintenant de notre hypothèse lors d'une forte pluie la SSChl-a augmente. Son

examen a été fait sur la Figure 11 & 13. Sur la Figure 11, aucune de ces trois boites n'a montré une augmentation de la pluie qui implique une augmentation de la SSChl-a. Cela s'explique dû au fait qu'en faisant la somme de la SSChl-a par boite, la SSChl-a près îles aura du mal à être perçue. Ainsi nous avons tester l'hypothèse pour chaque pixel. Et par conséquent, la Figure 13 montre bien une augmentation de la SSChl-a lors des fortes mais aux alentours des îles.

4.3. Le courant équatorial sud, le SEC

Au sud de Fiji il pleut peu par rapport à ses autres zones (e.g. au nord de Fiji, Fig. 15); donc il devrait avoir peu de ruissellements. Mais il nous semble contre intuitif qu'elle soit la zone d'enrichissement phytoplanctonique la plus élevé lors de forte pluie (Fig. 7a). Est ce les fortes pluies dans Fiji (Fig. 16, boite rouge) peuvent expliquer la concentration de la chlorophylle très élevée au sud de Fiji ?

Dans l'optique de répondre à cette question, nous avons fait d'abord une collecte de données mensuelles de fortes pluies de 2002 à 2018 dans la boite rouge (Fig. 16). Ensuite, à chaque mois de forte pluie de chaque année, on récupère la SSChl-a de chaque pixel de toute la région. Enfin, on calcule la corrélation entre forte pluie dans la boite rouge (Fig. 16) et la SSChl-a de chaque pixel. Les résultats sont illustrés sur la Figure 16. Cette dernière montre un lien vers l'ouest et non vers le sud de Fiji ($r > 0.5$). Et donc les précipitations dans Fiji via le ruissellement influencent la chlorophylle au large vers l'ouest et non vers le sud. Ceci rejoint l'idée de (Shiozaki *et al.*, 2014) sur large impact d'effet d'îles. L'influence vers l'ouest des fortes pluies dans Fiji serait due à un déplacement des ruissellements causés par les fortes pluies vers l'ouest. Et le déplacement vers l'ouest est causé probablement par les courants de surface (e.g. le SEC).

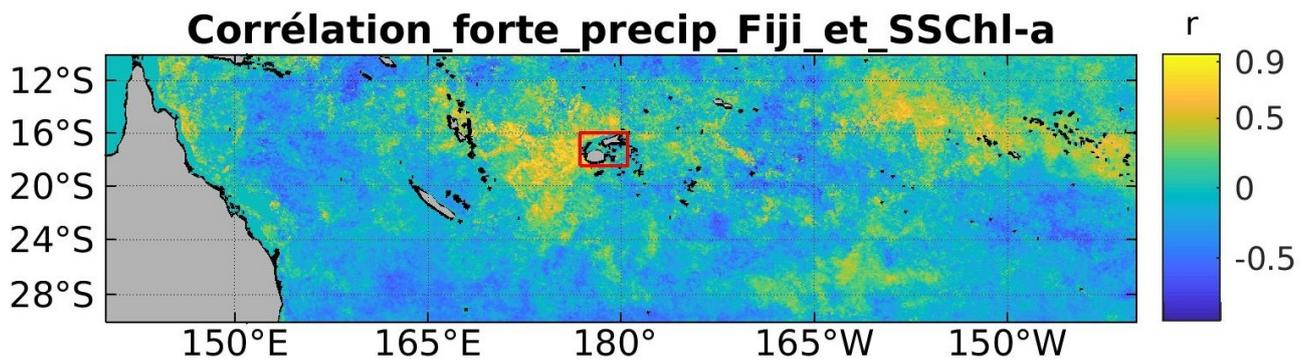


Figure 16. Corrélations entre forte précipitation dans Fiji (boite rouge) et la chlorophylle-a de surface de chaque pixel de 2002 à 2018. Nous avons récupéré forte précipitation mensuelle de chaque année de 2002 à 2018 dans la boite rouge et puis on a corrélié ces valeurs à la chlorophylle-a de chaque pixel au moment de forte pluies. La barre des couleurs indiquent les valeurs des coefficients de corrélation, r .

4.4. Autres Processus

Dans cette section, nous allons discuter les limites de considérer la SSChl-a comme proxy de la PP et de biomasse comme on l'a fait sur la section 4.2. Autrement dit, dans la section 4.2 on avait considéré l'augmentation de la SSChl-a comme étant de l'augmentation de la PP et la biomasse.

Notez la SSChl-a qui nous parvient par satellite il n'y a pas d'information sur la PP ni la biomasse. Autrement dit la SSChl-a qui augmente ou diminue ça ne vaut pas dire forcément que la PP ou la biomasse a augmenté ou diminué. Parce que il y a d'autres processus qui peuvent la faire varier. Parmi ces processus on a le broutage phytoplanctonique, le rapport chlorophylle/C, la migration verticale du phytoplancton et la remonté de la DCM par mélange (cf sect. 4.1).

Dans le milieu marin, le réseau trophique est structuré de tel sort que les plus "petits" seront mangés par les plus "grands". La principale source de mortalité du phytoplancton dans les océans est le broutage par le microzooplancton (Calbet & Landry, 2004). Ainsi, plus qu'il y a du broutage du phytoplancton par le microzooplancton moins de phytoplancton sur la surface. Par conséquent, ceci engendrera moins de SSChl-a. Autrement dit, la chute de la population du microzooplancton implique l'abondance du phytoplancton dans les eaux. Dans ce dernier cas, il est évident que le signal de la chlorophylle du satellite augmente sur une zone de moins de broutage phytoplanctonique. Donc, une zone océanique dont le broutage phytoplanctonique par le microzooplancton est élevé à moins de chlorophylle que celle qui n'y est pas ou moins. Et donc,

ceci illustre l'augmentation de la SSChl-a qui n'est pas due à une augmentation de la PP.

Le rapport chlorophylle/C peut aussi causer l'augmentation de la SSChl-a sans pour au temps qu'il ait augmentation de la PP ni la biomasse. Différents taxons de phytoplanctons peuvent avoir des pigment chlorophyllien différents. Donc la SSChl-a différente d'une zone à une autre pourrait être liée du fait que le phytoplancton de cette zone a des cellules chlorophylliennes élevée comparer à une autre zone.

Les diatomées (e.g. *Rhizosolenia*) peuvent changer leur flottabilité pour descendre jusqu'à la nitracline et prendre du nitrate et retourner à la surface pour faire de la photosynthèse (Richardson et al., 1996; Villareal *et al.*, 1993, 1996, 1999). Donc le retour massif des diatomée en surface après migration de fond peut impliquer à l'augmentation de SSChl-a. Par contre cette hypothèse de migration de diatomées dans le Pacifique sud-ouest ne peut pas se réaliser car cette région est oligotrophe et il y a peu de diatomée (e.g. Leblanc *et al.* 2018 ; lors de la campagne OUTPACE ont recensé quelque diatomées).

5. Conclusion et perspectives

Nous avons utilisé dans ce stage les données interannuelles pour confirmer des hypothèses émises à l'échelle saisonnière. Ceci a permis de caractériser la variable qui contrôle l'enrichissement phytoplanctonique du Pacifique sud-ouest. Deux régimes d'enrichissements phytoplanctonique ont été montrés : (1) régime d'augmentation globale de la chlorophylle-a de surface en hiver austral et (2) régime l'augmentation de la chlorophylle-a aux alentours des îles en été austral. Le premier régime est contrôlé par le mélange hivernal. Ce dernier peut aller jusqu'à la DCM (Deep Chlorophyll Maximum). Ainsi, l'augmentation de la SSChl-a en hiver est due à la remonté de la DCM. Ce qui concerne le deuxième régime, il est contrôlé par les périodes de fortes pluies. Nous avons montré que durant la période de forte pluie, l'augmentation de la SSChl-a aux alentours des îles ne peut pas être soutenue par les assimilateurs de nitrate. En effet, cette augmentation de la chlorophylle-a est soutenue par les assimilateurs de N₂ dissous. La SST est favorable au développement des fixateurs de N₂. Le P et Fe devraient être amené par ruissellement lors des fortes pluies pour soutenir la diazotrophie.

Le phosphate peut être dans les eaux de surface via le SEC qui pilote les eaux OGY vers l'ouest. Il est souhaitable de faire une étude de suivi des masses d'eaux de l'est vers l'ouest pour savoir si l'augmentation de la SSChl-a aux alentours des îles lors des fortes pluies est due aussi à la présence des masses d'eaux riches en P de l'est. Autrement dit, ceci suggère de chercher l'origine des masses d'eaux aux alentours des îles lors des fortes pluies par une modélisation "backward"

lagrangienne.

Le lien entre la SSChl-a en hiver et la MLD a été examiné en prenant la SST comme proxy de MLD. Il est souhaitable d'avoir une donnée de MLD inter-annuelle pour examiner ce lien. Peut être en faisant ça, nous aurons un lien synchrone entre la SSChl-a au mois de juillet et la MLD sur ce même mois.

Bibliographie

- Baines, S. B., Pace, M. L., & Karl, D. M. (1994). Why does the relationship between sinking flux and planktonic primary production differ between lakes and oceans?. *Limnology and Oceanography*, **39**(2), 213-226.
- Berthelot, H., Bonnet, S., Grosso, O., Cornet, V., & Barani, A. (2016). Transfer of diazotroph-derived nitrogen towards non-diazotrophic planktonic communities: a comparative study between *Trichodesmium erythraeum*, *Crocospaera watsonii* and *Cyanothece* sp. *Biogeosciences*, **13**(13), 4005-4021.
- Bonnet, S., Berthelot, H., Turk Kubo, K., Cornet Barthaux, V., Fawcett, S., Berman Frank, I., ... & Capone, D. G. (2016). Diazotroph derived nitrogen supports diatom growth in the South West Pacific: A quantitative study using nanoSIMS. *Limnology and Oceanography*, **61**(5), 1549-1562.
- Bonnet, S., Caffin, M., Berthelot, H., & Moutin, T. (2017). Hot spot of N₂ fixation in the western tropical South Pacific pleads for a spatial decoupling between N₂ fixation and denitrification. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, **114**(14), E2800-E2801.
- Bonnet, S., Caffin, M., Berthelot, H., Grosso, O., Benavides, M., Helias-Nunige, S., ... & Foster, R. A. (2018). In-depth characterization of diazotroph activity across the western tropical South Pacific hotspot of N₂ fixation (OUTPACE cruise). *Biogeosciences*, **15**(13), 4215-4232.
- Caffin, M., Moutin, T., Foster, R. A., Bouruet-Aubertot, P., Doglioli, A. M., Berthelot, H., ... & Gimenez, A. (2017). N₂ fixation as a dominant new N source in the western tropical South Pacific Ocean (OUTPACE cruise). *Biogeosciences*, **15**(8), 2565-2585.
- Calbet, A., & Landry, M. R. (2004). Phytoplankton growth, microzooplankton grazing, and carbon cycling in marine systems. *Limnology and Oceanography*, **49**(1), 51-57.
- Calil, P. H., Doney, S. C., Yumimoto, K., Eguchi, K., & Takemura, T. (2011). Episodic upwelling

- and dust deposition as bloom triggers in low nutrient, low chlorophyll regions. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, **116**(C6).
- de Boyer Montégut, C., Madec, G., Fischer, A. S., Lazar, A., & Iudicone, D. (2004). Mixed layer depth over the global ocean: An examination of profile data and a profile based climatology. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, **109**(C12).
- Duce, R. A., & Tindale, N. W. (1991). Atmospheric transport of iron and its deposition in the ocean. *Limnology and Oceanography*, **36**(8), 1715-1726.
- Gove, J. M., McManus, M. A., Neuheimer, A. B., Polovina, J. J., Drazen, J. C., Smith, C. R., ... & Dillon, A. K. (2016). Near-island biological hotspots in barren ocean basins. *Nature communications*, **7**, 10581.
- Guieu, C., Bonnet, S., Petrenko, A., Menkes, C., Chavagnac, V., Desboeufs, K., ... & Moutin, T. (2018). Iron from a submarine source impacts the productive layer of the Western Tropical South Pacific (WTSP). *Scientific reports*, **8**(1), 9075.
- Holte, J., & Talley, L. (2009). A new algorithm for finding mixed layer depths with applications to Argo data and Subantarctic Mode Water formation. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, **26**(9), 1920-1939.
- Holte, J., Talley, L. D., Gilson, J., & Roemmich, D. (2017). An Argo mixed layer climatology and database. *Geophysical Research Letters*, **44**(11), 5618-5626.
- Leblanc, K., Cornet, V., Rimmelin-Maury, P., Grosso, O., Helias-Nunige, S., Brunet, C., ... & Quéguiner, B. (2017). Silicon cycle in the tropical South Pacific: contribution to the global Si cycle and evidence for an active pico-sized siliceous plankton. *Biogeosciences*, **15**(18), 5595-5620.
- Luo, Y. W., Lima, I. D., Karl, D. M., Deutsch, C. A., & Doney, S. C. (2014). Data-based assessment of environmental controls on global marine nitrogen fixation. *Biogeosciences*, **11**(3), 691-708.
- Morel, A., Huot, Y., Gentili, B., Werdell, P. J., Hooker, S. B., & Franz, B. A. (2007). Examining the consistency of products derived from various ocean color sensors in open ocean (Case 1) waters in the perspective of a multi-sensor approach. *Remote Sensing of Environment*, **111**(1), 69-88.
- Moutin, T., Van Den Broeck, N., Beker, B., Dupouy, C., Rimmelin, P., & Le Bouteiller, A. (2005). Phosphate availability controls *Trichodesmium* spp. biomass in the SW Pacific Ocean. *Marine Ecology Progress Series*, **297**, 15-21.
- Moutin, T., Wagener, T., Caffin, M., Fumenia, A., Gimenez, A., Baklouti, M., ... & Nunige, S. H.

- (2018). Nutrient availability and the ultimate control of the biological carbon pump in the western tropical South Pacific Ocean. *Biogeosciences*, **15**(9).
- Nelson, D. M., Tréguer, P., Brzezinski, M. A., Leynaert, A., & Quéguiner, B. (1995). Production and dissolution of biogenic silica in the ocean: revised global estimates, comparison with regional data and relationship to biogenic sedimentation. *Global Biogeochemical Cycles*, **9**(3), 359-372.
- O'Reilly, J. E., Maritorena, S., Siegel, D. A., O'Brien, M. C., Toole, D., Mitchell, B. G., ... & Hooker, S. B. (2000). Ocean color chlorophyll a algorithms for SeaWiFS, OC2, and OC4: Version 4. *SeaWiFS postlaunch calibration and validation analyses, Part, 3*, 9-23.
- Raven, J. A. (1988). The iron and molybdenum use efficiencies of plant growth with different energy, carbon and nitrogen sources. *New Phytologist*, **109**(3), 279-287.
- Richardson, T. L., ciotti, á. m., cullen, j. j., & villareal, t. a. (1996). physiological and optical properties of rhizosolenia formosa (bacillariophyceae) in the context of open ocean vertical migration 1. *journal of phycology*, **32**(5), 741-757.
- Shiozaki, T., Kodama, T., & Furuya, K. (2014). Large scale impact of the island mass effect through nitrogen fixation in the western South Pacific Ocean. *Geophysical Research Letters*, **41**(8), 2907-2913.
- Stenegren, M., Caputo, A., Berg, C., Bonnet, S., & Foster, R. A. (2018). Distribution and drivers of symbiotic and free-living diazotrophic cyanobacteria in the western tropical South Pacific. *Biogeosciences*, **15**(5), 1559-1578.
- Villareal, T. A., Altabet, M. A., & Culver-Rymsza, K. (1993). Nitrogen transport by vertically migrating diatom mats in the North Pacific Ocean. *Nature*, **363**(6431), 709.
- Wagener, T., Guieu, C., Losno, R., Bonnet, S., & Mahowald, N. (2008). Revisiting atmospheric dust export to the Southern Hemisphere ocean: Biogeochemical implications. *Global Biogeochemical Cycles*, **22**(2).
- Walsby, A. E. (1978). The properties and buoyancy-providing role of gas vacuoles in *Trichodesmium* Ehrenberg. *British Phycological Journal*, **13**(2), 103-116.
- Walsby, A. E. (1992). The gas vesicles and buoyancy of *Trichodesmium*. In *Marine pelagic cyanobacteria: Trichodesmium and other diazotrophs* (pp. 141-161). Springer, Dordrecht.
- Wassmann, P. (1990). Relationship between primary and export production in the boreal coastal zone of the North Atlantic. *Limnology and Oceanography*, **35**(2), 464-471.
- Villareal, T. A., Pilskaln, C., Brzezinski, M., Lipschultz, F., Dennett, M., & Gardner, G. B. (1999). Upward transport of oceanic nitrate by migrating diatom mats. *Nature*, **397**(6718), 423.

Villareal, T. A., Woods, S., Moore, J. K., & CulverRymsza, K. (1996). Vertical migration of Rhizosolenia mats and their significance to NO₃⁻ fluxes in the central North Pacific gyre. *Journal of Plankton Research*, **18**(7), 1103-1121.

Résumé

Le Pacifique sud-ouest est une région océanique allant de l'est de l'Australie à l'ouest du gyre subtropical. Des études précédentes ont montré des liens entre l'enrichissement phytoplanctonique et le courant sud équatorial, la pluie via le ruissellement, le mélange et la température de surface (SST). Dans ce stage, nous nous sommes focalisés sur le mélange, la pluie et la SST. L'objectif était de tester leur lien avec l'augmentation de la Chlorophylle-a de surface (SSChl-a) à partir de données satellites. Dans cette optique, nous avons scindé le Pacifique sud-ouest en trois boîtes. On a calculé les climatologies de chaque boîte en SSChl-a, précipitation, profondeur de la couche mélangée et SST. Ceci a permis d'émettre des hypothèses de lien entre la SSChl-a et les précipitations en été austral aux alentours des îles, et avec la profondeur de la couche mélangée en hiver austral. Ces hypothèses ont été vérifiées à l'aide de données interannuelles sur la période 2002-2018. Nous avons montré que l'enrichissement phytoplanctonique est contrôlé en été via la diazotrophie lors des fortes pluies et en hiver par le mélange via la remonté du maximum profond de chlorophylle.

Abstract

The western South Pacific is an oceanic region extending from eastern Australia to the west of the subtropical gyre. Previous studies have shown links between phytoplankton enrichments and the southern equatorial current, rain via runoff, mixing and sea surface temperature (SST). In this internship, we focused on mixing, rain and SST. The objective was to test their link with the surface chlorophyll-a (SSChl-a) increase from satellite data. To do this, we split the western South Pacific into three boxes. We computed the climatologies of each box in SSChl-a, precipitation, mixed layer depth and SST. This allowed us to emit hypotheses of links between SSChl-a and precipitation in austral summer around the islands, and with the depth of the mixed layer in austral winter. These hypotheses were verified using interannual data for the period 2002-2018. We show that SSChl-a are controlled in summer by diazotrophy during heavy rains and in winter by mixing down to the deep chlorophyll maximum.