

Résumé en français

L'Océan est l'un des principaux moteurs des cycles de l'eau, de la chaleur et du carbone. Il contient 97% de l'eau présente sur la Terre, a une grande capacité thermique et peut absorber le dioxyde de carbone via la dissolution du carbone. À l'interface air-mer, l'océan échange de l'eau, de la chaleur, et des gaz avec l'atmosphère, qui sont ensuite redistribués horizontalement et verticalement par la circulation et le mélange océaniques. Ainsi, les océans sont un acteur clef de la variabilité du système climatique (Abram et al. (2019)).

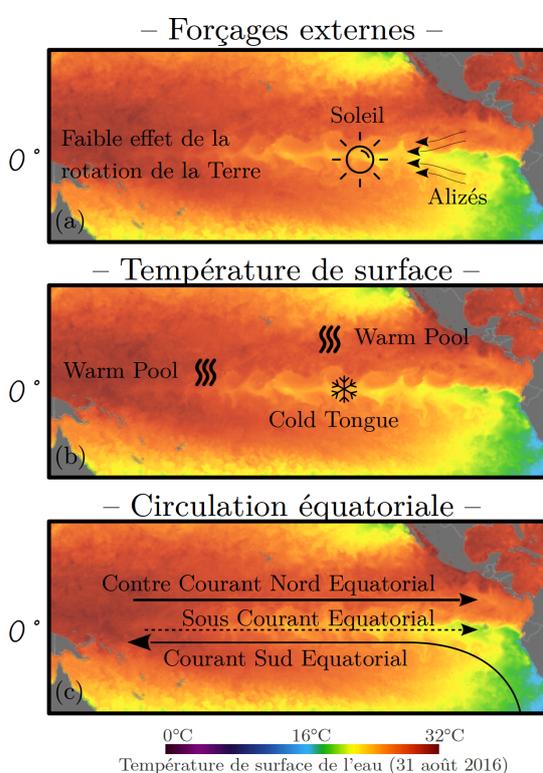


Figure 1: *Illustrations des principales composantes de l'océan Pacifique tropical. Le fond de carte en couleur représente la température de surface de l'eau (31 août 2016) et est issu de State Of The Ocean NASA (radiomètres & observations in situ). (a) Principaux forçages expliquant la thermodynamique de l'océan Pacifique tropical. (b) Répartition de la température de surface. (c) Principaux courants océaniques équatoriaux.*

Ce travail de thèse se concentre sur l'**Océan Pacifique tropical**. Cet océan est soumis à plusieurs forçage externes, tels qu'un faible effet de la force de Coriolis dans sa bande équatoriale, un fort rayonnement solaire, et des vents d'Est appelés Alizés, qui soufflent le long de l'équateur (Fig. 1a). Ce fort rayonnement solaire réchauffe les eaux de surface, et forme des piscines d'eaux chaudes, ou Warm Pools, à l'Ouest et au Nord Est du bassin. Les Alizés quant à eux, poussent ces eaux chaudes vers l'Ouest du bassin, provoquant ainsi la résurgence d'eaux froides à l'Est. Cette résurgence constitue la langue d'eau froide, ou Cold Tongue (Fig. 1b). En profondeur, les eaux chaudes de surface sont séparées des eaux froides des profondeurs par la thermocline. Sous l'effet des Alizés, la thermocline remonte à l'Est du bassin. Ces Alizés et les gradients de pression qu'ils induisent, façonnent alors la circulation océanique équatoriale (Fig. 1c), formée par des courants de surface tels que le Courant Sud Equatorial et le Contre Courant Nord Equatorial, et des courants de sub-surface tels que le Sous Courant Equatorial dont le cœur longe la thermocline et résurge à l'Est du bassin. (Kessler (2006)).

Cet état moyen de température et de circulation de l'océan Pacifique tropical varie temporellement: c'est la **variabilité climatique**.

L'inclinaison de l'axe des pôles combinée à la rotation de la Terre autour du soleil engendrent des **variations saisonnières**. Si l'on regarde l'évolution moyenne de la température de surface dans la région Niño 3.4 au cours de l'année (Fig. 2a), on observe une variation saisonnière claire: les eaux sont chaudes au Printemps boréal et froides en Automne. En science du climat, cette évolution moyenne s'appelle une climatologie.

Bien sûr, toutes les années ne se ressemblent pas (Fig. 2b). Certaines années seront plus chaudes telles que l'année 2015, d'autres seront plus froides telles que l'année 2016. Dans cette région du globe, la **variabilité interannuelle** est régie par un phénomène climatique appelé **Oscillation Australe – El Niño**, ou ENSO de son acronyme anglais.

Qu'est-ce qu'ENSO ? Ce phénomène est caractérisé par une phase chaude, appelée El Niño, et une phase froide La Niña (Fig. 3). Lors d'un évènement El Niño comme celui de 2015, les Alizés sont affaiblis. La résurgence des eaux est donc diminuée, entraînant la présence d'eaux anormalement chaudes dans la cold tongue. En profondeur, la thermocline est anormalement profonde à l'Est du bassin. Cet état est ensuite amplifié par deux mécanismes. Puisque les Alizés sont affaiblis, les eaux chaudes de la warm pool de l'Ouest se répandent vers l'Est du bassin, amplifiant cette anomalie chaude. C'est ce qu'on appelle la rétroaction zonal advective, notée ZAF. De plus, la thermocline s'étant approfondie, les eaux qui remontent des profondeurs sont donc plus chaudes que la normale, amplifiant encore l'anomalie chaude de surface. C'est la rétroaction de la thermocline, notée TCF. Un couplage avec l'atmosphère se met ensuite en place. Les eaux anormalement chaudes provoquent de l'évaporation et donc un climat propice aux précipitations à l'Est du bassin, tandis qu'un climat plus aride est observé à l'Ouest. Lors de la phase froide La Niña, les Alizés sont cette fois renforcés et des eaux anormalement froides sont observées au centre et à l'Est du bassin, provoquant des précipitations à l'Ouest et un climat aride à l'Est.

Ce phénomène climatique ne se limite pas au bassin Pacifique, puisque de nombreux impacts sont observés dans d'autres parties du globe. De plus, il entraîne d'importants impacts

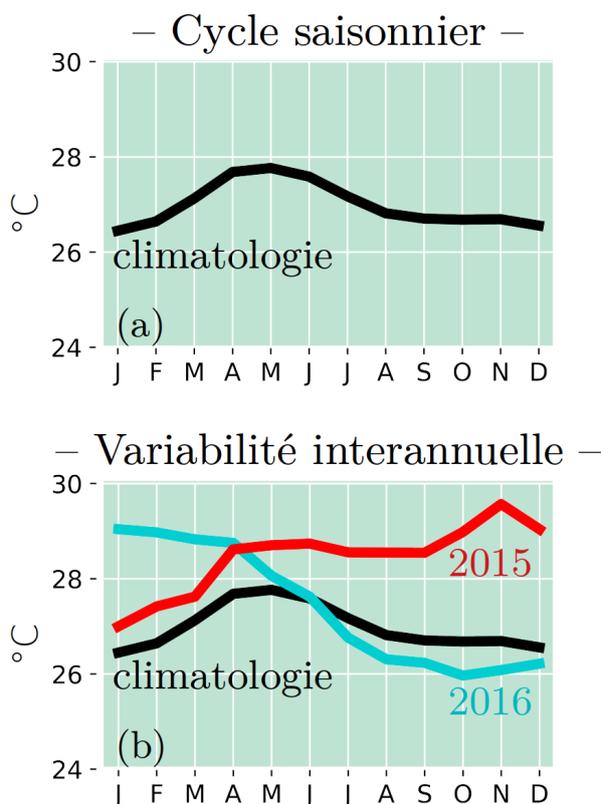


Figure 2: Evolution mensuelle de la température de surface de l'eau moyennée dans la boîte Niño 3.4, obtenue avec les données de l'Optimal Interpolation Sea Surface Temperature (OISST). (a) Climatologie mensuelle obtenue à partir des années 1980 à 2019. (b) Illustration de la variabilité interannuelle avec les courbes des années 2015 et 2016.

Les causes de la complexité d'ENSO sont multiples. Son irrégularité vient par exemple de son interaction avec le cycle saisonnier (Stuecker et al. (2013)), mais également de son interaction avec des phénomènes rapides plus ou moins stochastiques tels que les coups de vent d'Ouest (An et al. (2020)). L'asymétrie d'amplitude entre les phases El Niño et La Niña vient de leurs interactions non-linéaires avec de multiples processus atmosphériques et océaniques. La Figure 5 récapitule les principaux processus en jeu dans cette asymétrie.

Ainsi, pour prévoir au mieux ENSO et prédire son évolution dans un contexte de changement climatique, il est nécessaire de comprendre ces processus et interactions d'échelles. Dans l'océan, les **ondes tropicale d'instabilité (TIWs)** semblent interagir avec ENSO (An (2008)).

Les TIWs (Fig. 6) sont des méandres observés sur les bords de la cold tongue, d'une longueur d'onde de 1000 km et de 30 jours de période, faisant d'eux de la méso-échelle intrasaisonnière. Des tourbillons anticycloniques y sont associés, et le tout se propage vers l'Ouest du bassin. Les TIWs sont observables sur la température de l'eau, la salinité, chlorophylle, le niveau de la mer, les courants, et même les vents de surface. Leur formation dépend de la circulation et la température environnante. Les courants équatoriaux circulent dans des directions parfois opposées, provoquant des cisaillements entre eux. De plus, la différence de température entre les eaux de la cold tongue et celles de la warm pool du Nord Est du bassin provoquent un gradient de température méridien. Ce cisaillement de courants et ce gradient de température sont à l'origine d'instabilités barotropes et baroclines, qui convertissent l'énergie cinétique moyenne en énergie cinétique tourbillonnaire d'une part, et l'énergie potentielle tourbillonnaire en énergie cinétique tourbillonnaire d'autre part. De cette énergie cinétique tourbillonnaire naissent les TIWs.

La circulation et température de l'océan étant soumis à la variabilité climatique saisonnière et interannuelle, l'activité des TIWs varie également à ces échelles de temps. En Hiver et Printemps boréaux, la cold tongue est plus chaude que la normale ce qui diminue l'activité TIWs. A l'inverse, en Eté et Automne boréaux, la cold tongue est plus froide que la normale ce qui amplifie l'activité TIWs. A l'échelle interannuelle, l'activité TIWs est également modulée par ENSO, avec une faible activité pendant les phases chaudes El Niño et une forte activité pendant les phases froides La Niña. Ainsi, les TIWs sont au coeur d'interactions d'échelles (Fig. 7), en étant générées par l'état moyen et modulées par les saisons et par ENSO. Mais quelle est la rétroaction des TIWs sur ces différentes échelles ?

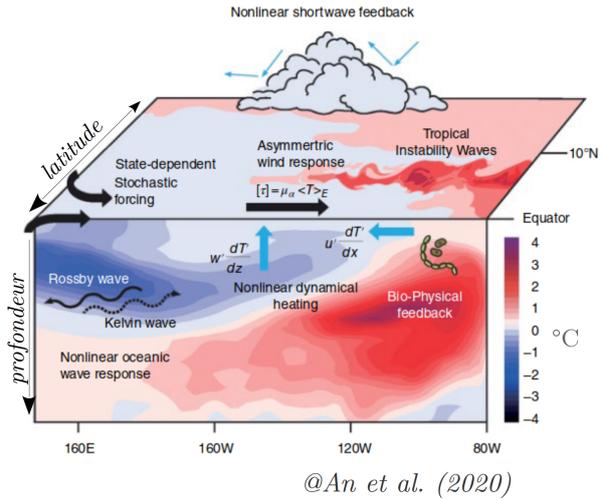


Figure 5: Schéma illustrant les principaux processus en jeu dans l'asymétrie d'amplitude entre la phase chaude El Niño et la phase froide La Niña. Schéma adapté de An et al. (2020).

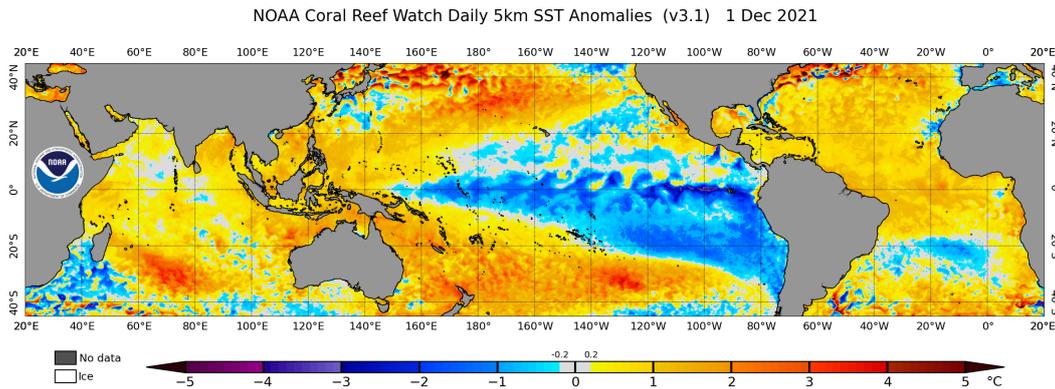


Figure 6: Les ondes tropicales d’instabilité (TIWs) visibles sur cette image de l’anomalie de température de surface (i.e., anomalie vis-à-vis de la moyenne à long terme), du 1er Décembre 2021, obtenue à partir du produit NOAA Coral Reef Watch. Les TIWs sont ces méandres d’eau froide que l’on distingue à la surface de l’océan Pacifique équatorial.

Plusieurs études ont montré que les TIWs impactent la température de la cold tongue en y advectant de la chaleur (Hansen and Paul (1984)), en modifiant le mélange vertical (Moum et al. (2009)), et en modifiant les flux air-mer (Jochum et al. (2007)). Ce faisant, les TIWs ont un impact sur le cycle saisonnier (Kessler et al. (1998)) et sur ENSO (An (2008)), mais ces effets restent peu étudiés et ne prennent pas en compte l’impact que peuvent avoir les TIWs sur la circulation.

L’objectif de cette thèse est d’améliorer notre compréhension des interactions entre l’activité mésoéchelle associée aux TIWs, et la variabilité climatique à plus grande échelle, du Pacifique tropical Est.

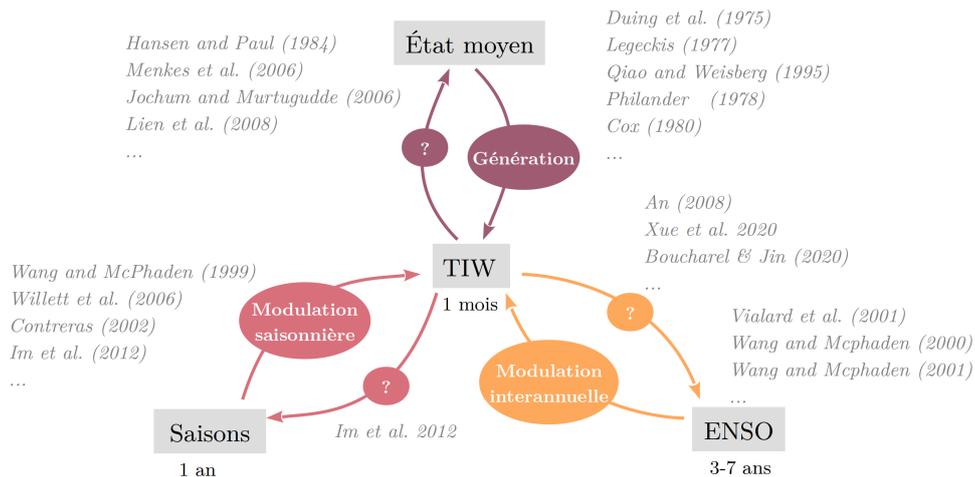


Figure 7: Schéma illustrant les interactions d’échelles abordées dans ces travaux de thèse. Les TIWs sont générées par l’état moyen puis modulées saisonnièrement et interannuellement, et rétroagissent sur ces trois échelles de temps. En gris clair sont données quelques références notables abordant chaque interaction.

Chapitre 2: Méthodes utilisées au cours de la thèse

Modèles et Configurations

J'ai choisi d'utiliser une approche numérique de modélisation océanique régionale du bassin Pacifique tropical Est (Fig. 8). Pour cela, j'ai utilisé le modèle océanique *Coastal and Regional Ocean Community Model* (CROCO, Shchepetkin and McWilliams (2005)) à une résolution horizontale de $1/12^\circ$ ($\sim 9\text{km}$) et 50 niveaux verticaux. Le modèle est forcé par un produit issu de la réanalyse CFSR (Saha et al. (2010, 2011)) à une fréquence d'une heure, et est initialisé et contraint aux frontières par la réanalyse SODA v3.4.2 (Carton et al. (2019)) à une fréquence de 5 jours. Sept années de spinup sont faites pour stabiliser le modèle, puis la simulation est lancée sur la période 1980 – 2019.

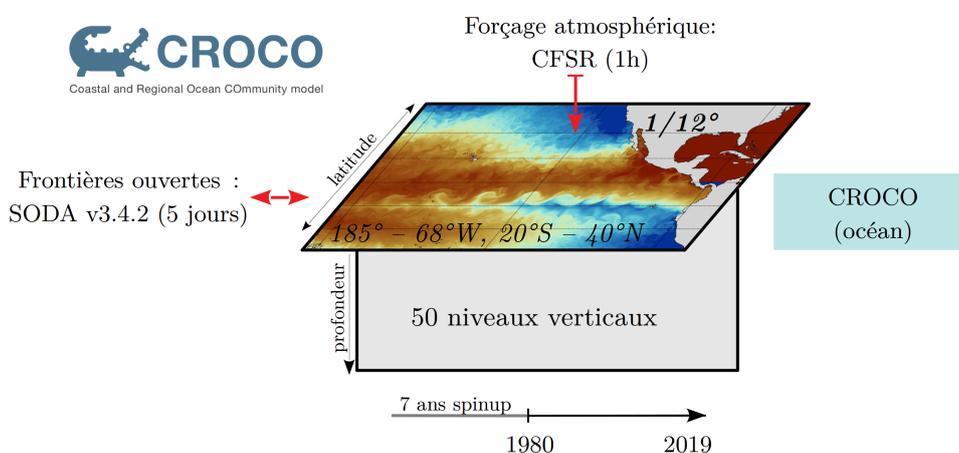


Figure 8: Configuration océanique forcée mise en place à partir du modèle océanique CROCO.

Parvient-on à simuler un état océanique réaliste ? La Figure 9 montre en couleur les cartes de l'état moyen obtenu par notre simulation. On y retrouve bien les principales caractéristiques du bassin: la cold tongue, les warm pools, et les courants de surface Sud et Nord équatoriaux. Les biais du modèle en contours indiquent un biais chaud et des biais de courants à l'Est du bassin, qui semblent provenir d'une sous-estimation de la remontée de la thermocline et d'une surestimation du flux solaire. Malgré ces biais, la représentation de l'état moyen est très proche des observations et la configuration est donc validée.

Parvient-on à simuler les TIWs de façon réaliste ? Pour étudier l'activité TIWs, la variance de l'anomalie intrasaisonnière de la température de surface, notée SST'^2 , est utilisée comme proxy (Fig. 10). L'activité TIWs modélisée est très similaire aux observations, à la fois en terme d'état moyen, de cycle saisonnier et de variabilité interannuelle.

Ainsi, la configuration océanique forcée simule de façon réaliste l'océan Pacifique tropical Est et sa variabilité intrasaisonnière (TIWs), saisonnière et interannuelle. A partir de cette configuration, comment peut-on étudier et quantifier les effets de TIWs sur leur environnement ?

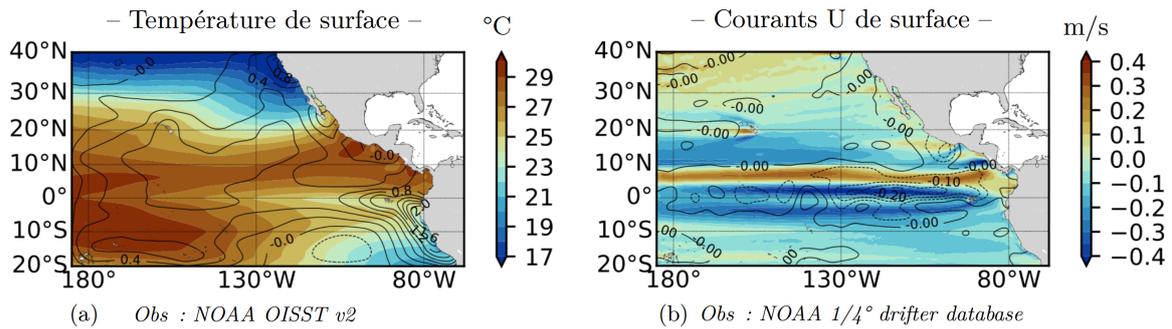


Figure 9: Cartes (a) de la température de surface et (b) des courants zonaux de surface moyennés sur la période 1980-2019. En couleur sont les valeurs obtenues par la simulation océanique forcée. En contours sont indiqués les biais par rapports aux observations.

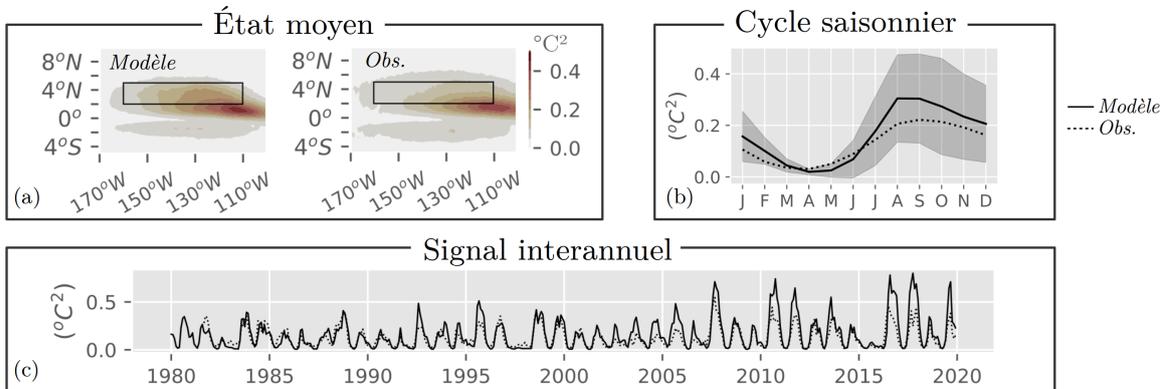


Figure 10: Validation de l'activité de mésoéchelle associée aux TIWs obtenue dans la simulation océanique forcée, face aux observations (OISST). L'activité TIWs est obtenue par la variance de l'anomalie intrasaisonniers de la température de surface de l'eau. (a) État moyen sur les 40 ans de simulation. (b) Cycle saisonnier moyen. La variabilité interannuelle est indiquée par la surface grisée (± 1 déviation standard). (c) Signal interannuel.

Suppression des TIWs dans une simulation océanique

Pour isoler l'effet des TIWs sur leur environnement, j'ai réalisé deux types de simulations: (i) une simulation de type TIW-RUN dans laquelle les ondes d'instabilité se propagent librement; et (ii) une simulation de type NOTIW-RUN dans laquelle les ondes d'instabilité ne peuvent pas se propager et sont donc supprimées. Ainsi, l'effet des TIWs, noté Δx , est obtenu en comparant les deux simulations: $\Delta x = x_{TIW} - x_{NOTIW}$.

Au cours de cette thèse, j'ai testé plusieurs techniques de suppression des TIWs sans altérer la dynamique du bassin. La technique la plus probante est la technique du "nudging", ou rappel du courant méridien: à chaque pas de temps, l'évolution temporelle du courant méridien v dépend de tous les processus classiques qui l'impacte (noté $f(x)$), auxquels s'ajoute un terme de rappel de v vers sa climatologie v_0 à une fréquence de rappel τ de 5 jours. Le

modèle résout donc l'équation suivante:

$$\frac{dv}{dt}(t) = f(v) + \underbrace{\frac{v_0 - v(t)}{\tau}}_{\text{nudging}} \quad (1)$$

Où $f(v)$ inclut les processus classiques impactant v tels que l'advection, la diffusion, le gradient de pression et la force de Coriolis.

Pour illustrer cela, regardons la [Figure 11](#). Au 31 août 2016, le courant méridien présente une alternance de valeurs positives et négatives: c'est la signature des TIWs. Le modèle va ensuite rappeler ce courant vers sa climatologie v_0 qui ne contient pas la signature des TIWs puisqu'elle est moyennée sur 40 ans. Cela permet d'obtenir un nouveau v ne présentant que très peu la signature des TIWs.

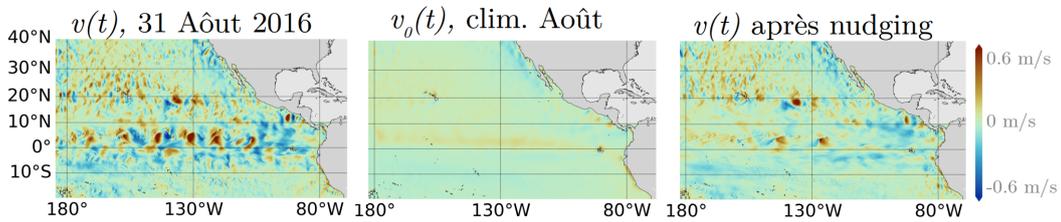


Figure 11: *Cartes des courants méridiens de surface, (Gauche) du 31 Août 2016 dans la simulation TIW-RUN, (Milieu) de la climatologie du mois d'Août dans la simulation TIW-RUN, (Droite) du 31 Août 2016 dans la simulation NOTIW-RUN, c'est-à-dire après nudging.*

Le nudging est fait sur le courant méridien v pour plusieurs raisons: (i) Les TIWs ont une forte signature en v ; (ii) Les ondes de Kelvin, un autre type d'ondes équatoriales importantes pour la génération d'ENSO, n'ont pas de signature en v et ne seront donc pas impactées; (iii) Les autres paramètres tels que les courants zonaux, la température et la salinité s'ajusteront aux changements de v de façon physique.

De nombreux diagnostics ont été réalisés afin de valider cette méthodologie de suppression des TIWs. Les diagrammes de Hovmöller ([Fig. 12](#)) permettent de suivre la propagation des TIWs au cours du temps, et de voir que cette propagation a été fortement réduite dans la simulation NOTIW-RUN. D'autres diagnostics ont été réalisés tels que des fonctions orthogonales empiriques complexes (CEOF), qui décomposent un signal spatio-temporel en modes de variabilité. Tous ces diagnostics aboutissent à la même conclusion: la méthodologie de nudging permet de supprimer la majorité du signal associé aux TIWs (-70%), de façon peu intrusive.

Ainsi, nous avons à notre disposition deux types de simulations. Les simulations de type TIW-RUN réalistes et de résolution océanique suffisante pour simuler avec précision l'activité des TIWs; et les simulations de type NOTIW-RUN dans lesquelles la propagation des TIWs a été bloquée par nudging. En comparant ces deux types de simulations, nous pouvons isoler l'impact des TIWs sur les variables d'intérêt.

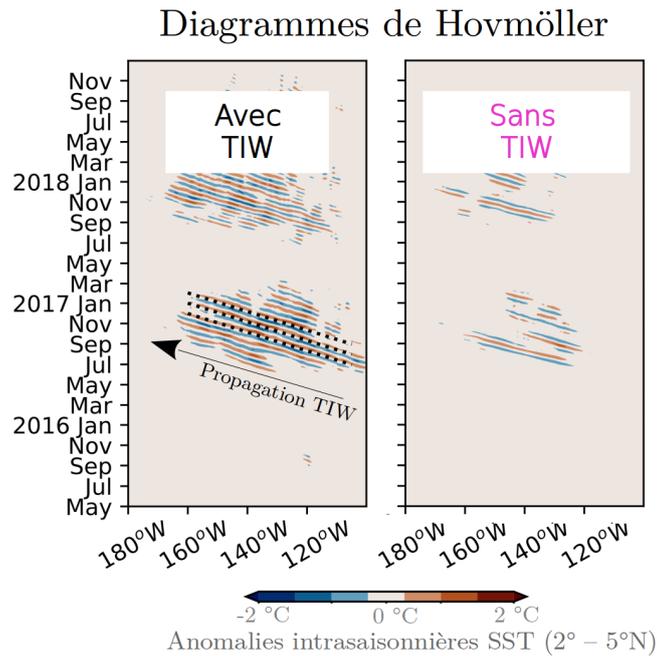


Figure 12: Diagrammes de Hovmöller de l'anomalie intrasaisonnière de température de surface de l'océan moyenné entre $2^{\circ} - 5^{\circ}\text{N}$ dans une simulation océanique forcée, de type (Gauche) TIW-RUN et (Droite) NOTIW-RUN.

Chapitre 3: TIWs et état moyen du Pacifique Tropical Est

Les TIWs sont générées par des instabilités baroclines et barotropes de la circulation moyenne et la température du Pacifique tropical. En retour, les TIWs rétroagissent sur la thermodynamique du bassin. Alors que plusieurs études se sont concentrées sur l'impact des TIWs sur la température (Jochum and Murtugudde (2006); Jochum et al. (2007); Menkes et al. (2006)), peu se sont penchées sur l'impact sur la circulation. De plus, les effets induits par les TIWs sur la grande échelle sont difficiles à quantifier à partir d'observations et de simulations numériques. Dans ce chapitre, publié dans *Journal of Physical Oceanography* (Maillard et al. (2022a)), j'étudie les interactions entre les TIWs et l'état moyen océanique en utilisant la méthodologie numérique de suppression des TIWs implémentée dans la configuration océanique forcée du Pacifique tropical Est sur la période 1980 – 2019.

La Figure 13a montre l'impact des TIWs sur la température moyenne des 50 premiers mètres. Les tons rouges indiquent un réchauffement induit par les TIWs, et les tons bleus indiquent un refroidissement. Les TIWs réchauffent jusqu'à 0.4°C les eaux de la cold tongue. Les refroidissements de part et d'autre de la cold tongue indiquent également que les TIWs élargissent la cold tongue méridionalement. Si l'on s'intéresse à la circulation, la Figure 13b est une section en profondeur des courants zonaux. En contours sont indiqués les principaux courants équatoriaux, en particulier le Sous Courant Equatorial. Les tons bleus, majoritairement présents, indiquent une réduction de la force des courants par les TIWs, avec en particulier un ralentissement jusqu'à 15% du Sous Courant Equatorial, et un approfondisse-

ment de sa partie superficielle. Intéressons nous maintenant aux mécanismes par lesquels

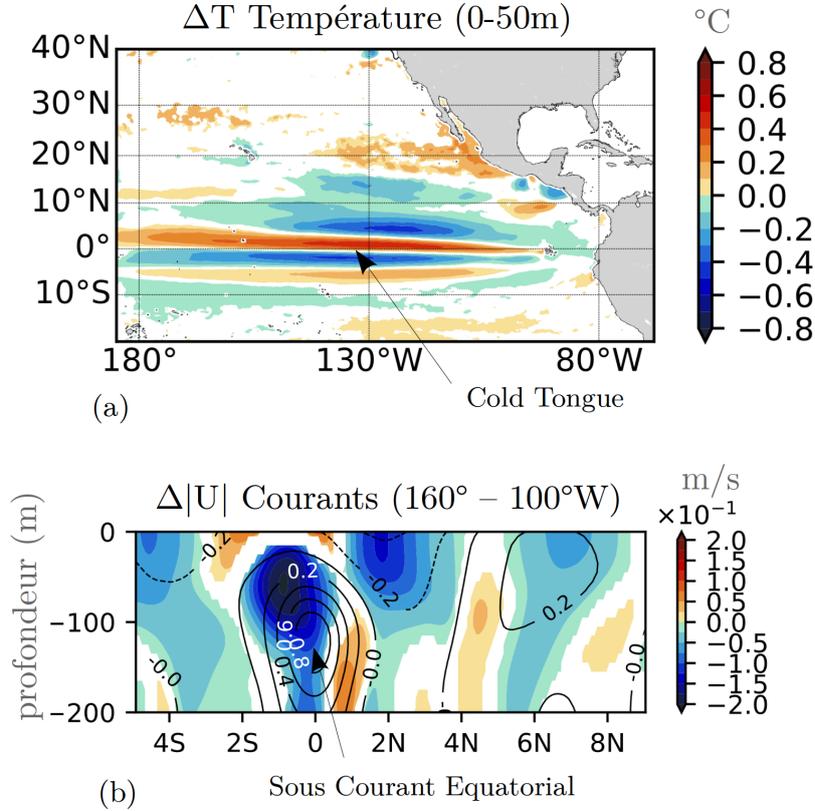


Figure 13: Différences d'état moyen entre les simulations TIW- et NOTIW-RUN pour (a) la température moyenne des 5 premiers mètres et (b) l'amplitude des courants zonaux moyens sur la tranche 160° – 100°W. Les contours indiquent les valeurs de courants zonaux moyens de la simulation TIW-TUN.

les TIWs impactent la température de la cold tongue. Pour cela, un budget de chaleur est calculé, qui permet d'expliquer l'évolution temporelle de température par une combinaison d'effets d'advection de chaleur par les courants, de mélange ou diffusion, et un terme source et puit que représente les flux nets de chaleur:

$$\underbrace{\frac{\partial T}{\partial t}}_{\text{Tendance}} = \underbrace{-\mathbf{u}\nabla T}_{\text{Advection}} + \underbrace{D}_{\text{Mélange}} + \underbrace{I}_{\text{Flux de chaleur nets}} \quad (2)$$

Dans cette étude, nous nous focalisons sur l'advection de chaleur par les courants. Une décomposition de Reynolds est appliquée, permettant de séparer chaque terme x en un terme fluctuant intrasaisonnier x' et un terme moyen x_m , séparés par une moyenne glissante de 30 jours. Lorsque le budget de chaleur est moyenné sur les 40 années de simulations, le terme d'advection ($-\mathbf{u}\nabla T$) se décompose en un terme d'advection fluctuante ($-\mathbf{u}'\nabla T'$) induit par les TIWs elles-mêmes, et un terme d'advection par la grande échelle ($-\mathbf{u}_m\nabla T_m$), par exemple par le Sous Courant Equatorial. En comparant les simulations, TIW- et NOTIW-RUN, l'impact

des TIWs sur chacun de ces termes est ainsi isolé. On obtient donc l'effet des TIWs sur leur propre advection $\Delta(-\mathbf{u}'\nabla T')$, c'est à dire un effet direct, et l'effet des TIW sur l'advection par la grande échelle $\Delta(-\mathbf{u}_m\nabla T_m)$, c'est-à-dire via la changements qu'elles impliquent sur la grande échelle.

Au total, les TIWs augmentent l'advection de chaleur dans la cold tongue de $\Delta(-\mathbf{u}\nabla T) = 0.24^\circ\text{C}/\text{mois}$. Cet effet total s'explique par un effet direct des TIWs qui, en se propageant, advectent de la chaleur dans la cold tongue à un taux de $\Delta(-\mathbf{u}'\nabla T') = 0.34^\circ\text{C}/\text{mois}$ (Menkes et al. (2006); Im et al. (2012); Graham (2014)). Un résultat surprenant, non étudié à ma connaissance, est la compensation partielle de cet effet direct par l'effet indirect des TIWs sur l'advection grande échelle à un taux de $\Delta(-\mathbf{u}_m\nabla T_m) = -0.10^\circ\text{C}/\text{mois}$. En ralentissant le Sous Courant Equatorial (Figure 13b), les TIWs ont réduit l'apport de chaleur de ce courant dans la cold tongue. Ainsi, si l'effet direct des TIWs tend à réchauffer la cold tongue par advection horizontale de chaleur, l'affaiblissement du Sous Courant Equatorial par les TIWs conduit à un refroidissement de la cold tongue.

L'intégralité de ce travail (Maillard et al. (2022a)) a été publié dans la revue *Journal of Physical Oceanography*.

Chapitre 4: TIWs et cycle saisonnier

À partir du même ensemble de simulations océaniques forcées, ce chapitre (Maillard et al. (2022b)), publié dans *Geophysical Research Letters*, évalue les impacts des TIWs sur la variabilité saisonnière du Pacifique tropical Est. Ces impacts ont été peu documentés jusqu'à présent malgré leur lien étroit avec la variabilité climatique à grande échelle telle qu'ENSO.

La Figure 14 montre le cycle saisonnier climatologique de la température de la cold tongue pour la simulation TIW-RUN en gris et NOTIW-RUN en magenta. En accord avec les résultats du chapitre précédent, la température de la cold tongue est plus chaude en présence de TIWs. Cela est principalement vrai en Été et Automne boréaux, tandis que les saisons d'Hiver et Printemps sont très similaires entre les deux simulations. En terme d'amplitude du cycle, c'est-à-dire la différence entre la phase chaude et la phase froide, on observe une diminution de cette amplitude saisonnière de 0.4°C .

Si l'on regarde maintenant l'effet des TIWs sur le cycle saisonnier de la circulation, et en particulier sur celui du Sous Courant Equatorial (Fig. 15), on note bien un ralentissement du courant en présence de TIWs. Cepen-

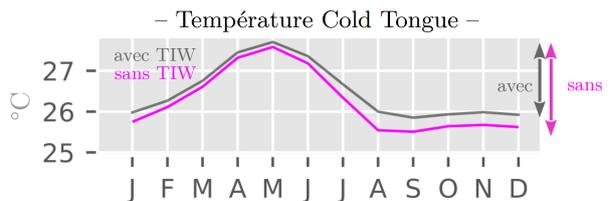


Figure 14: Cycle saisonnier moyen de la température de l'océan des 50 premiers mètres dans la région ($0^\circ - 3^\circ\text{N}$, $150^\circ - 110^\circ\text{W}$), pour la simulation TIW-RUN (gris) et NOTIW-RUN (magenta). Les flèches à droite indiquent l'amplitude du cycle de chaque simulation.

dant, à l'inverse de la température, le ralentissement du courant se produit tout au long de l'année à hauteur de -0.15 m.s^{-1} . Des diagnostics supplémentaires indiquent que ce ralentissement serait dû à une stabilisation du Sous Courant Equatorial tout au long de l'année par conversion d'énergie barotrope. Un autre résultat notable est l'absence de ré-intensification du Sous Courant Equatorial en Automne en présence de TIWs. En effet, on observe une intensification du courant en Avril-Mai lorsque les Alizés sont les plus faibles. Dans la simulation sans TIWs, on observe également une ré-intensification en Automne, qui n'apparaît pas en présence de TIWs. Cette ré-intensification n'est pas non plus observée dans le produit de réanalyse SODA v3.4.2 ni dans les observations, bien que celles-ci soient parcellaires. Cependant, la ré-intensification du courant se retrouve dans certains modèles climatiques de basse résolution qui ne parviennent pas à simuler les TIWs avec précision. Ainsi, les TIWs semblent prévenir de cette ré-intensification probablement irréaliste du courant.

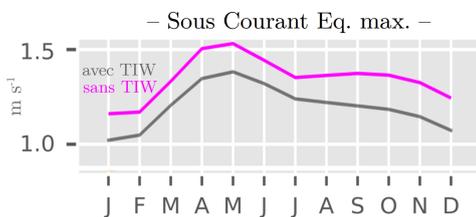


Figure 15: Cycle saisonnier moyen de la valeur maximale du Sous Courant Equatorial dans la région ($140^\circ - 120^\circ\text{W}$), pour la simulation TIW-RUN (gris) et NOTIW-RUN (magenta)

Une simulation similaire à TIW-RUN dans laquelle la résolution horizontale a été dégradée à 1° ne parvient pas à simuler l'advection non-linéaire de chaleur dans la cold tongue, mais parvient cependant à prévenir la ré-intensification du Sous Courant Equatorial en Automne boréal. Ce résultat souligne la complexité des impacts des TIWs sur leur environnement.

L'intégralité de ce travail (Maillard et al. (2022b)) a été publié dans la revue *Geophysical Research Letters*.

Chapitre 5: TIWs et Oscillation Australe - El Niño

Les TIWs sont modulées par ENSO, étant peu actives pendant la phase chaude El Niño et très actives pendant la phase froide La Niña. Quelle est donc leur rétroaction sur ENSO ?

La Figure 16 montre l'évolution temporelle de l'anomalie de gradient de température, noté Niño D (Xue et al. (2021a)). Ce gradient est à la fois un proxy d'ENSO et de l'activité TIWs, puisqu'un gradient faible indique un événement El Niño et une faible activité TIWs, tandis qu'un gradient fort indique un événement La Niña et une forte activité TIWs. Dans la simulation avec TIWs (gris), on observe une asymétrie d'amplitude entre les événements El Niño associés à des Niño D faibles, et les événements La Niña associés à des Niño D modérés. Dans la simulation sans TIWs (magenta) en revanche, les événements El Niño ont toujours un Niño D faible, tandis que les événements La Niña voient leur Niño D augmenter: l'asymétrie d'amplitude entre les deux phases d'ENSO a donc été réduite. Ce résultat indique que les TIWs participent à l'asymétrie d'amplitude d'ENSO, en accord avec les études qui s'y sont intéressés (An (2008); Boucharel and Jin (2020); Xue et al. (2021b)).

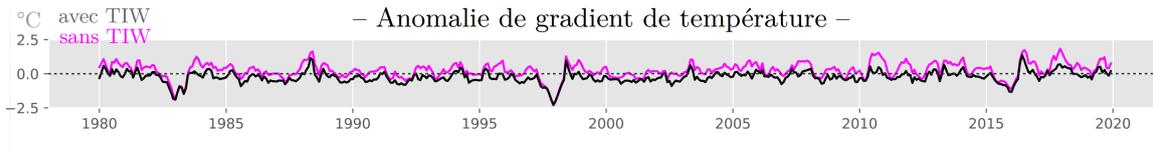


Figure 16: Evolution temporelle de l'indice Niño D (anomalie interannuelle de la différence de température de l'eau entre la région nord-équatoriale (3° - 8°N, 150° - 110°W) et équatoriale (3°S - 3°N, 150° - 110°W)) dans la simulation TIW-RUN (gris) et NOTIW-RUN (magenta)

Cependant, ce résultat est issu de la configuration océanique forcée dans laquelle l'atmosphère est prescrite. Pourtant, ENSO est un phénomène climatique impliquant un couplage entre l'océan et l'atmosphère. Pour plus de réalisme, le système couplé a donc été simulé.

Pour cela (Fig. 17), le modèle de circulation océanique CROCO est configuré à une résolution horizontale de $1/14^\circ$ et 50 niveaux verticaux. Le modèle de circulation atmosphérique *Weather research and forecasting* (WRF, Skamarock et al. (2019)) est configuré à une résolution horizontale de $1/4^\circ$ et 50 niveaux verticaux. Le coupleur OASIS3-MCT (Craig et al. (2017)) couple les deux modèles et permet un échange synchrone d'information toutes les heures entre l'océan et l'atmosphère. L'océan est stabilisé par spinup pendant 11 ans, puis le système couplé est stabilisé pendant un an. Deux types de simulations sont lancées: (i) les simulations de types TIW-RUN composées d'un ensemble de 5 simulations pour s'affranchir de la variabilité interne du modèle; et (ii) une simulation de type NOTIW-RUN dans laquelle les TIWs sont supprimées par la technique de nudging. Les simulations sont lancées sur un cas d'étude d'un cycle ENSO récent de 2015 à 2018.

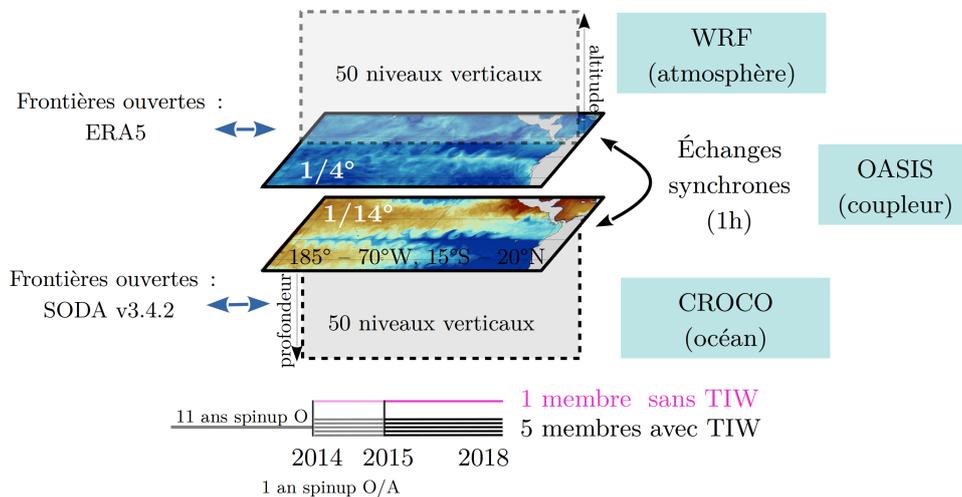


Figure 17: Configuration couplée océan-atmosphère mise en place à partir du modèle de circulation océanique CROCO, du modèle de circulation atmosphérique WRF et du coupleur OASIS3-MCT.

Il faut noter que les résultats de cette étude sont préliminaires et nécessitent des analyses plus poussées. Cependant, ils suggèrent des pistes intéressantes de rétroaction des TIWs sur ENSO.

Comment ce nouveau modèle couplé simule-t-il l'activité TIWs ? La Figure 18 montre que si le modèle reproduit bien la structure spatiale de l'activité TIWs, il produit en revanche un léger décalage temporel et une importante sous-estimation de l'activité de mésoéchelle. Ces biais, expliqués par des biais d'état moyen du modèle, sont à garder en tête pour estimer la fiabilité des résultats.

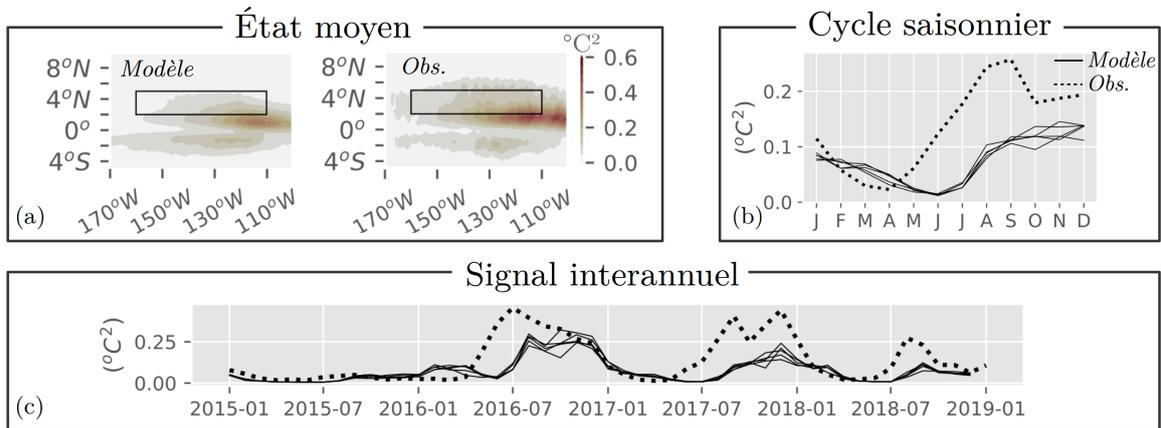


Figure 18: Validation de l'activité de mésoéchelle associée aux TIWs obtenue dans la simulation couplée océan-atmosphère, face aux observations (OISST). L'activité TIWs est obtenue par la variance de l'anomalie intrasaisonnière de la température de surface de l'eau. (a) Etat moyen sur les 4 ans de simulation. (b) Cycle saisonnier moyen. (c) signal interannuel

La Figure 19 montre l'évolution temporelle du Niño D obtenue avec le modèle couplé. La période simulée est constituée d'un événement El Niño, suivi de deux événements La Niña constituant un La Niña pluriannuel. En l'absence de TIWs, le résultat est similaire à celui obtenu par la simulation forcée: l'intensité d'El Niño est identique tandis que l'intensité des événements La Niña est accrue.

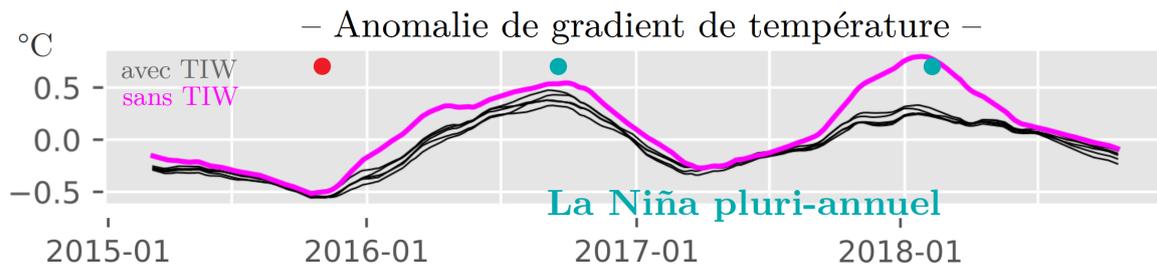


Figure 19: Evolution temporelle de l'indice Niño D issu des simulations couplées TIW-RUN (gris) et NOTIW-RUN (magenta)

Un premier résultat notable est la différence des effets des TIWs sur chacun des deux événements La Niña. Les TIWs diminuent relativement peu l'amplitude du premier épisode La Niña de 2016/17, tandis qu'elles diminuent fortement l'amplitude du deuxième épisode La Niña de 2017/18. Si l'on regarde les processus de génération des TIWs lors de ces deux événements La Niña (Fig. 20), on constate que le processus de formation par conversion barocline (trait plein) induite par le gradient de température est majoritaire pendant l'épisode

La Niña 2016/17. En revanche pendant l'épisode La Niña 2017/18, les TIWs sont générées par une combinaison de conversion barotrope (pointillés) induite par le cisaillement de courants et de conversion barocline.

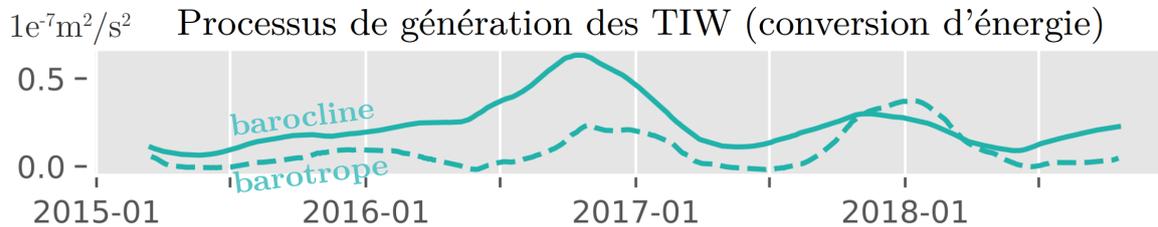


Figure 20: Conversions barocline (trait plein) et barotrope (pointillés) dans la région $(2^{\circ} - 5^{\circ}N, 160^{\circ} - 110^{\circ}W)$, moyennées sur les 5 membres de l'ensemble de simulations TIW-RUN.

Il semble donc que les deux épisodes La Niña sont de natures différentes et génèrent des TIWs de différentes façons. Cela pourrait expliquer la différence de rétroaction des TIWs notée à la Figure 19.

Pour aller plus loin, regardons les deux principaux mécanismes amplificateurs d'ENSO que sont le ZAF et le TCF présentés en introduction (Fig. 21, barres grises). Le ZAF est l'advection zonale de la température moyenne par les anomalies interannuelles de courant. Le TCF est l'advection verticales des anomalies interannuelles de température par les courants verticaux moyens. La contribution de ces deux termes au développement de chacun des épisodes La Niña est négative, ce qui indiquent qu'ils renforcent l'anomalie froide des épisodes La Niña, et sont donc bien des termes amplificateurs.

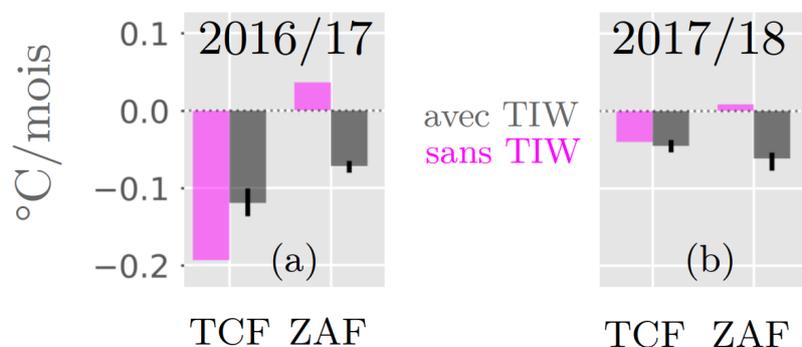


Figure 21: Contribution des termes amplificateurs d'ENSO ZAF (Zonal Advective Feedback) et TCF (Thermocline Feedback) lors de la phase de développement de chaque épisode La Niña. Les barres d'erreur sur les barres grises indiquent l'étalement des 5 membres de l'ensemble de simulations TIW-RUN.

Il est intéressant de noter la différence de contribution de chacun de ces termes au développement des épisodes La Niña, avec notamment un effet de la thermocline (TCF) important lors de l'épisode La Niña 2016/17, et un effet fort des courant zonaux (ZAF) lors de l'épisode La Niña 2017/18.

En comparant les barres grises et magenta, l'effets des TIWs sur ces termes amplificateurs

d'ENSO est obtenu. Lors de l'épisode La Niña 2016/17 les TIWs impactent fortement la contribution du TCF. On note également une inversion du ZAF lors des deux épisodes La Niña, qui pourrait être dû à la modulation des courants zonaux par les TIWs. Finalement, on observe à nouveau un effet différent des TIWs sur chaque épisode de ce La Niña pluriannuel.

Ces résultats donnent des pistes de réflexion sur une implication des TIWs dans les évènements La Niña pluriannuels, et potentiellement sur l'asymétrie temporelle d'ENSO. Des travaux supplémentaires sont nécessaires pour comprendre pleinement la complexité des processus impliqués.

– Conclusions –

Alors que les tropiques sont de plus en plus peuplés et menacés par un climat changeant, il y a un besoin urgent de mieux comprendre les processus complexes qui influencent la variabilité climatique dans ces régions tropicales, en particulier en ce qui concerne l'Oscillation Australe – El Niño (ENSO) qui est le moteur le plus important de la variabilité tropicale interannuelle, et dont les effets touchent à la fois la météo, le climat et nos sociétés. Les ondes tropicales d'instabilité (TIWs) représentent la principale activité océanique de méso-échelle dans les tropiques, et interagissent avec les propriétés thermales et la circulation de l'océan équatorial sur une large gamme d'échelles temporelles, en particulier avec ENSO. Cette thèse se concentre sur l'impact qu'ont les TIWs sur la variabilité océanique de l'océan Pacifique tropical Est, avec apporte un certain nombre de contributions améliorant notre compréhension des interactions entre les TIWs et l'état thermodynamique et la variabilité climatique.

D'abord, à partir du modèle Coastal and Regional Ocean Community (CROCO), j'ai développé un outil permettant d'isoler les effets des TIWs sur l'océan Pacifique tropical Est (Chapitre 2). L'approche consiste à supprimer la variabilité océanique associée aux TIWs dans une simulation de l'océan Pacifique Est (NOTIW-RUN), et à la comparer à une simulation de contrôle (TIW-RUN) dans laquelle les TIWs se développent librement. Dans NOTIW-RUN, la suppression des TIWs est faite en ligne, c'est-à-dire au cours de la simulation numérique, en rappelant la vitesse méridienne v vers la climatologie mensuelle de v calculée à partir du TIW-RUN. En raison de la nature transitoire et aléatoire des TIWs, TIW-RUN doit être exécuté sur une période suffisamment longue pour permettre l'estimation d'une climatologie mensuelle qui ne contient pas les signatures des ondes, mais conserve les principales caractéristiques de la circulation méridienne, en particulier celles liées à la divergence équatoriale d'Ekman. Le rappel de la vitesse méridienne instantanée vers cette climatologie à une fréquence suffisamment courte (5 jours) permet de lisser efficacement les TIWs dans le NOTIW-RUN. Cette technique donne des résultats robustes, et permet de ne pas toucher aux ondes de Kelvin, un aspect essentiel de la dynamique équatoriale. Cette méthodologie permet d'atténuer efficacement les TIWs tout en affectant relativement peu les autres processus, permettant ainsi de délimiter avec précision leurs impacts sur l'état thermodynamique moyen et la variabilité du Pacifique Est.

Dans un second temps, j'ai utilisé cette méthodologie pour étudier les change-

ments induits par les TIWs sur les caractéristiques thermodynamiques moyennes du Pacifique Est, en utilisant des simulations océaniques forcées au $1/12^\circ$ sur une période de 40 ans (1980-2019), avec et sans TIWs (Chapitre 3). Un diagnostic de transfert d'énergie cinétique permet de montrer que les TIWs sont impliquées dans une cascade d'énergie inverse, redonnant de l'énergie cinétique à la plus grande échelle. Les TIWs changent la distribution spatiale de la température de la couche de surface, en réchauffant la "cold tongue" et en refroidissant les eaux off-equatoriales. La circulation zonale est également affectée par les TIWs, avec en particulier un affaiblissement et approfondissement du sous-courant équatorial (EUC). Une analyse du bilan thermique permet de comprendre les voies par lesquelles les TIWs modulent la température de la "cold tongue". Tout d'abord, les TIWs sont responsables d'une advection de chaleur dans la "cold tongue" de $0.34 \text{ }^\circ\text{C mois}^{-1}$. Enfin, les TIWs affaiblissent l'EUC, qui en retour advecte moins de chaleur vers l'Est ce qui contrebalance en partie l'effet initial des TIWs par un refroidissement de $-0.10^\circ\text{C mois}^{-1}$.

Je me suis ensuite concentrée sur les rétroactions des TIWs sur le cycle saisonnier, un effet peu documenté jusque là (Chapitre 4). Lors de précédentes études, il a été démontré que les TIWs sont synchronisées avec le cycle annuel du Pacifique tropical Est en raison de la modulation saisonnière des instabilités barotropiques et baroclines, elles même responsables de la génération des TIWs. Ces instabilités se produisent principalement de juillet à février, lorsque la "cold tongue" est la plus froide et le cisaillement des courants zonaux le plus fort. À partir des mêmes simulations océaniques forcées sur 40 ans décrites dans le paragraphe précédent, les TIWs semblent induire une diminution de l'amplitude annuelle du cycle saisonnier de la température en surface de 0.4°C dans la région de la cold tongue ($0^\circ-3^\circ\text{N}$, $150^\circ-110^\circ\text{W}$), en réchauffant les eaux équatoriales en été et en automne boréaux. Les TIWs modulent également le cycle saisonnier de l'EUC en le stabilisant et en l'affaiblissant tout au long de l'année, empêchant ainsi ce qui semble être une réintensification irréaliste trouvée en automne boréal dans certains modèles de basse résolution.

Enfin, j'ai étudié les rétroactions des TIWs sur le cycle ENSO de 2015-2018 (Chapitre 5). J'ai pour cela utilisé des simulations couplées océan-atmosphère du Pacifique Est, obtenue avec le couplage de CROCO et du modèle Weather Research and Forecast (WRF) par le coupler OASIS. Des simulations d'ensemble de $1/14^\circ$ dans l'océan et $1/4^\circ$ dans l'atmosphère sont faites sur la période 2015-2018. Au cours de cette période, un El Niño intense (2015/16) est suivi d'une double année de La Niña (2016/17 et 2017/18). Alors que les événements El Niño se terminent généralement rapidement après leur phase de maturité et présentent une transition déjà établie vers la phase froide l'été suivant, de nombreux événements La Niña persistent et se réintensifient l'année suivante. Bien que de nombreux mécanismes aient été proposés, aucun consensus n'a encore été atteint et les processus physiques essentiels responsables du comportement pluriannuel de La Niña restent encore à élucider. En utilisant la méthodologie TIW- *versus* NOTIW-RUN, nous visons à éclaircir l'effet des TIWs se produisant pendant ces deux épisodes consécutifs de La Niña. Des résultats préliminaires suggèrent des effets temporels et spatiaux complexes des TIWs sur ENSO résultant d'une combinaison de réchauffement par l'augmentation de l'advection intrasaisonnière non linéaire de chaleur, et de refroidissement par l'augmentation du mélange vertical, en présence de TIWs. Un bilan de chaleur interannuel a également révélé une implication des TIWs dans

les processus qui régissent le cycle de vie d'ENSO, en particulier sur la rétroaction advective zonale. Les différents processus qui régissent chaque épisode d'un La Niña pluriannuel pourraient expliquer les différences d'activité et d'impact des TIWs. Des travaux supplémentaires sont nécessaires pour comprendre pleinement les processus impliqués ici, et des simulations sur une période plus longue impliquant plusieurs événements La Niña pourraient mener à une meilleure compréhension de l'interaction TIWs-ENSO avec des résultats statistiques.

– Perspectives –

Ce travail de thèse a contribué à améliorer notre compréhension des processus de fine échelle dans les tropiques, et de leurs interactions avec l'état océanique moyen et la variabilité climatique. La méthodologie de suppression des TIWs est un outil efficace qui peut facilement être implémenté dans des modèles océaniques de haute résolution, afin d'aider à la compréhension des effets d'interaction multi-échelles associés aux TIWs, et plus généralement à l'activité méso-échelle. Vous trouverez ci-dessous une liste non exhaustive d'études en cours et à venir dans lesquelles je suis impliquée et qui, pour certaines d'entre elles, pourraient bénéficier de cette approche de suppression des TIWs.

- Couplage air-mer: à partir de ma configuration couplée océan-atmosphère, R. Holmes, chercheur à l'Université de Sydney, vise à comprendre comment le couplage air-mer turbulent induit par la température et les courants associés aux TIWs, rétroagit sur les TIWs elle-mêmes et sur ENSO.
- Biogéochimie: à partir de la configuration océanique forcée et de la méthodologie de suppression des TIWs développée pendant ma thèse, F. Jiang, doctorante de l'Université des Sciences de l'Information & Technologie en Chine, cherche à comprendre les effets directs et indirects des TIWs sur la productivité et la variabilité de la zone de minimum d'oxygène ([Paulmier and Ruiz-Pino \(2009\)](#)). Pour cela, elle utilise des simulations de CROCO couplées au modèle biogéochimique BioEBUS (un modèle NPZD simple, [Gutknecht et al. \(2013\)](#)).
- Paramétrisation des effets des TIWs sur les courants dans des modèles d'ENSO: en se basant sur les sorties des simulations océaniques forcées obtenues pendant ma thèse, Aoyun Xue, post-doctorant en Corée, développe une paramétrisation de l'effet indirect des TIWs sur la circulation dans des modèles conceptuels d'ENSO.

Bibliography

- Abram, N., Gattuso, J.P., Prakash, A., Cheng, L., Chidichimo, M., Crate, S., Enomoto, H., Garschagen, M., Gruber, N., Harper, S., Holland, E., Kudela, R., Rice, J., Steffen, K., von Schuckmann, K., 2019. Framing and Context of the Report. In: *The Ocean and Cryosphere in a Changing Climate: Special Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Cambridge University Press. p. 73–130. doi:[10.1017/9781009157964.003](https://doi.org/10.1017/9781009157964.003).
- An, S.I., 2008. Interannual Variations of the Tropical Ocean Instability Wave and ENSO. *Journal of Climate* 21, 3680–3686. doi:[10.1175/2008JCLI1701.1](https://doi.org/10.1175/2008JCLI1701.1).
- An, S.I., Jin, F.F., 2004. Nonlinearity and asymmetry of ENSO. *Journal of Climate* 17, 2399–2412. doi:[10.1175/1520-0442\(2004\)017<2399:NAAOE>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(2004)017<2399:NAAOE>2.0.CO;2).
- An, S.I., Tziperman, E., Okumura, Y.M., Li, T., 2020. ENSO Irregularity and Asymmetry, in: McPhaden, M.J., Santoso, A., Cai, W. (Eds.), *Geophysical Monograph Series*. first ed.. Wiley, pp. 153–172. doi:[10.1002/9781119548164.ch7](https://doi.org/10.1002/9781119548164.ch7).
- Boucharel, J., Jin, F.F., 2020. A simple theory for the modulation of Tropical Instability Waves by ENSO and the annual cycle. *Tellus A: Dynamic Meteorology and Oceanography* 72, 1–14. doi:[10.1080/16000870.2019.1700087](https://doi.org/10.1080/16000870.2019.1700087).
- Carton, J.A., Chepurin, G.A., Chen, L., Grodsky, S., Kalnay, E., Penny, S.G., 2019. SODA project: SODA3 ensemble means and standard deviations.
- Craig, A., Valcke, S., Coquart, L., 2017. Development and performance of a new version of the oasis coupler, oasis3-mct_3.0. *Geoscientific Model Development* 10, 3297–3308. doi:[10.5194/gmd-10-3297-2017](https://doi.org/10.5194/gmd-10-3297-2017).
- Graham, T., 2014. The importance of eddy permitting model resolution for simulation of the heat budget of Tropical Instability Waves. *Ocean Modelling* 79, 21–32. doi:[10.1016/j.ocemod.2014.04.005](https://doi.org/10.1016/j.ocemod.2014.04.005).
- Gutknecht, E., Dadou, I., Le Vu, B., Cambon, G., Sudre, J., Garçon, V., Machu, E., Rixen, T., Kock, A., Flohr, A., Paulmier, A., Lavik, G., 2013. Coupled physical/biogeochemical modeling including o₂-dependent processes in the eastern boundary upwelling systems: application in the benguela. *Biogeosciences* 10, 3559–3591. doi:[10.5194/bg-10-3559-2013](https://doi.org/10.5194/bg-10-3559-2013).
- Hansen, D.V., Paul, C.A., 1984. Genesis and effects of long waves in the equatorial Pacific. *Journal of Geophysical Research* 89, 10431. doi:[10.1029/JC089iC06p10431](https://doi.org/10.1029/JC089iC06p10431).
- Im, S.H., An, S.I., Lengaigne, M., Noh, Y., 2012. Seasonality of Tropical Instability Waves and Its Feedback to the Seasonal Cycle in the Tropical Eastern Pacific. *The Scientific World Journal* 2012, 1–11. doi:[10.1100/2012/612048](https://doi.org/10.1100/2012/612048).
- Jin, F.F., Neelin, J.D., Ghil, M., 1994. El Niño on the Devil’s Staircase: Annual Subharmonic Steps to Chaos. *Science* 264, 70–72. doi:[10.1126/science.264.5155.70](https://doi.org/10.1126/science.264.5155.70).

- Jochum, M., Cronin, M.F., Kessler, W.S., Shea, D., 2007. Observed horizontal temperature advection by Tropical Instability Waves. *Geophysical Research Letters* 34. doi:[10.1029/2007GL029416](https://doi.org/10.1029/2007GL029416).
- Jochum, M., Murtugudde, R., 2006. Temperature Advection by Tropical Instability Waves. *Journal of Physical Oceanography* 36, 592–605. doi:[10.1175/JP02870.1](https://doi.org/10.1175/JP02870.1).
- Kao, H.Y., Yu, J.Y., 2009. Contrasting Eastern-Pacific and Central-Pacific Types of ENSO. *Journal of Climate* 22, 615–632. doi:[10.1175/2008JCLI2309.1](https://doi.org/10.1175/2008JCLI2309.1).
- Kessler, W.S., 2006. The circulation of the eastern tropical Pacific: A review. *Progress in Oceanography* 69, 181–217. doi:[10.1016/j.pocean.2006.03.009](https://doi.org/10.1016/j.pocean.2006.03.009).
- Kessler, W.S., Rothstein, L.M., Chen, D., 1998. The Annual Cycle of SST in the Eastern Tropical Pacific, Diagnosed in an Ocean GCM*. *Journal of Climate* 11, 777–799. doi:[10.1175/1520-0442\(1998\)011<0777:TACOSI>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(1998)011<0777:TACOSI>2.0.CO;2).
- Maillard, L., Boucharel, J., Renault, L., 2022a. Direct and rectified effects of Tropical Instability Waves on the eastern tropical Pacific mean state in a regional ocean model. *Journal of Physical Oceanography* 52, 1817 – 1834. doi:[10.1175/JP0-D-21-0300.1](https://doi.org/10.1175/JP0-D-21-0300.1).
- Maillard, L., Boucharel, J., Stuecker, M.F., Jin, F.F., Renault, L., 2022b. Modulation of the eastern equatorial pacific seasonal cycle by tropical instability waves. *Geophysical Research Letters* 49, e2022GL100991. doi:<https://doi.org/10.1029/2022GL100991>. e2022GL100991 2022GL100991.
- Menkes, C.E.R., Vialard, J.G., Kennan, S.C., Boulanger, J.P., Madec, G.V., 2006. A Modeling Study of the Impact of Tropical Instability Waves on the Heat Budget of the Eastern Equatorial Pacific. *Journal of Physical Oceanography* 36, 847–865. doi:[10.1175/JP02904.1](https://doi.org/10.1175/JP02904.1).
- Moum, J.N., Lien, R.C., Perlin, A., Nash, J.D., Gregg, M.C., Wiles, P.J., 2009. Sea surface cooling at the Equator by subsurface mixing in Tropical Instability Waves. *Nature Geoscience* 2, 761–765. doi:[10.1038/ngeo657](https://doi.org/10.1038/ngeo657).
- Paulmier, A., Ruiz-Pino, D., 2009. Oxygen minimum zones (omzs) in the modern ocean. *Progress in Oceanography* 80, 113–128. doi:<https://doi.org/10.1016/j.pocean.2008.08.001>.
- Pörtner, H.O., Roberts, D.C., Adams, H., Adler, C., Aldunce, P., Ali, E., Begum, R.A., Betts, R., Kerr, R.B., Biesbroek, R., et al., 2022. *Climate Change 2022: Impacts, Adaptation and Vulnerability. Contribution of Working Group II to the Sixth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA. p. 3068.
- Saha, S., Moorthi, S., Pan, H.L., Wu, X., Wang, J., Nadiga, S., Tripp, P., Kistler, R., Woollen, J., Behringer, D., Liu, H., Stokes, D., Grumbine, R., Gayno, G., Wang, J., Hou, Y.T., Chuang, H.Y., Juang, H.M.H., Sela, J., Iredell, M., Treadon, R., Kleist, D., Delst, P.V., Keyser, D., Derber, J., Ek, M., Meng, J., Wei, H., Yang, R., Lord, S., van den Dool,

- H., Kumar, A., Wang, W., Long, C., Chelliah, M., Xue, Y., Huang, B., Schemm, J.K., Ebisuzaki, W., Lin, R., Xie, P., Chen, M., Zhou, S., Higgins, W., Zou, C.Z., Liu, Q., Chen, Y., Han, Y., Cucurull, L., Reynolds, R.W., Rutledge, G., Goldberg, M., 2010. NCEP climate forecast system reanalysis (CFSR) selected hourly time-series products, january 1979 to december 2010.
- Saha, S., Moorthi, S., Wu, X., Wang, J., Nadiga, S., Tripp, P., Behringer, D., Hou, Y.T., ya Chuang, H., Iredell, M., Ek, M., Meng, J., Yang, R., Mendez, M.P., van den Dool, H., Zhang, Q., Wang, W., Chen, M., Becker, E., 2011. NCEP climate forecast system version 2 (CFSv2) selected hourly time-series products.
- Shchepetkin, A.F., McWilliams, J.C., 2005. The regional oceanic modeling system (ROMS): A split-explicit, free-surface, topography-following-coordinate oceanic model. *Ocean Modelling* , 58doi:<https://doi.org/10.1016/j.ocemod.2004.08.002>.
- Skamarock, W.C., Klemp, J.B., Dudhia, J., Gill, D.O., Liu, Z., Berner, J., Wang, W., Powers, J.G., Duda, M.G., Barker, D.M., et al., 2019. A description of the advanced research WRF model version 4. National Center for Atmospheric Research: Boulder, CO, USA 145, 145.
- Stuecker, M.F., Timmermann, A., Jin, F.F., McGregor, S., Ren, H.L., 2013. A combination mode of the annual cycle and the El Niño/Southern Oscillation. *Nature Geoscience* 6, 540–544.
- Xue, A., Zhang, W., Boucharel, J., Jin, F.F., 2021a. Anomalous tropical instability wave activity hindered the development of the 2016/17 La Niña. *Journal of Climate* 34, 5583 – 5600. doi:[10.1175/JCLI-D-20-0399.1](https://doi.org/10.1175/JCLI-D-20-0399.1).
- Xue, A., Zhang, W., Boucharel, J., Jin, F.F., 2021b. Anomalous Tropical Instability Wave activity hindered the development of the 2016/2017 La Niña. *Journal of Climate* , 1doi:[10.1175/JCLI-D-20-0399.1](https://doi.org/10.1175/JCLI-D-20-0399.1).

