

Caractérisation des écarts modèle observations pour une simulation sans assimilation

Sommaire

3.1	Méthodes statistiques	20
3.2	Caractéristiques propres du modèle	24
3.3	Présentation des observations in-situ Argo	26
3.4	Evaluation des écarts entre la simulation et les observations in-situ Argo	29
3.4.1	Séries temporelles des écarts moyens	29
3.4.2	Moyennes et variances en température et salinité sur la période 2006-2009	31
3.4.3	Moyennes saisonnières en température et salinité sur la période 2006-2009	37

Les modèles d’océan, libres (i.e sans assimilation de données) et forcés par des états atmosphériques réalistes sont utilisés pour comprendre la dynamique océanique et les processus conduisant à la circulation moyenne et à sa variabilité. Les simulations numériques et les observations océaniques sont complémentaires. Leur utilisation conjointe est très utile pour les investigations de la variabilité océanique observée ainsi que pour les études de reproductibilité de la variabilité des indices climatiques (*Juza* [2011]). Enfin, les simulations, telles que la simulation globale utilisée dans cette thèse, peuvent être utilisées pour guider les déploiements des futurs réseaux d’observations. Dans ce chapitre, nous allons souligner l’intérêt de l’utilisation des données Argo pour valider une simulation numérique. L’analyse présentée permet de caractériser les erreurs modèles afin d’estimer dans quelle mesure la simulation numérique diffère de la réalité observée par Argo. Cette étude passe par un ensemble d’étapes de description et de traitements statistiques décrits dans la section 3.1, puis par la présentation du modèle dans la section 3.2 d’une part et celle des observations dans la section 3.3 d’autre part. Enfin l’analyse des différentes statistiques les plus significatives entre la simulation et le jeu d’observation est faite en section 3.4.

3.1 Méthodes statistiques

Colocalisation 4D du modèle et des observations Pour comparer les données hydrographiques Argo et la simulation numérique réaliste utilisée dans cette thèse, il est nécessaire de calculer la valeur du modèle au point d’observation. Les sorties modèles utilisées sont des champs de température et de salinité $T/S(x,y,z,t)$ journaliers. Ainsi les champs de température et de salinité $T/S(x,y,z,t)$, simulés sont colocalisés dans l’espace des observations. Cette interpolation est faite de façon quadri-linéaire, à partir des points les plus proches de l’espace spatio-temporel (x, y, z, t) du modèle vers l’espace des profils observés. Le but étant de constituer une base de profils hydrographiques simulés *colocalisée*, parsemée dans le temps et l’espace de manière identique aux observations. Ce travail repose sur un code écrit en fortran 90, déjà existant au sein de Mercator Océan (métriques développées par Charly Regnier). Enfin nous utilisons dans cette thèse des données in-situ climatologiques issues du World Ocean Atlas 2009 couvrant la période (1955-2006), documentées dans *Locarnini et al.* [2010] et *Antonov et al.* [2010] et notées Levitus par la suite. L’étape de colocalisation a aussi été réalisée sur les champs climatologiques en température et salinité en prévision de leur utilisation dans les chapitres 4 et 4.4.

Traitement statistique en temps et en espace

Il s'agit à cette étape de moyenner temporellement et spatialement (horizontalement et verticalement) les différences modèle-observation. Les différences modèle-observation sont donc cumulées :

- sur une semaine (pour être ensuite cumulées par saison ou sur toute la durée d'observation)
- par boîtes d'une résolution de $4^\circ \times 4^\circ$
- et échelonnées sur les 26 premiers niveaux verticaux identiques à ceux de la climatologie Levitus 2009

Les profils Argo peuvent s'échelonner de la surface jusqu'en profondeur tous les mètres, voire tous les 5 mètres. La structure verticale des masses d'eaux est décrite via une échelle non homogène le long de la colonne d'eau. Aussi chaque point vertical est rangé en fonction du niveau standard de la climatologie Levitus auquel il appartient (c'est-à-dire par couche homogène suffisamment fine en surface et à plus grande épaisseur en profondeur). La résolution verticale des boîtes choisie correspond aux 26 premiers niveaux standards de la climatologie Levitus, définis de 0 à 2000 mètres (la profondeur de plongée maximale des flotteurs Argo) :

0	10	20	30	50	75	100	125	150	200	250	300
400	500	600	700	800	900	1000	1100	1200	1300	1400	1500
1750	2000										

La résolution spatiale horizontale choisie est de $4^\circ \times 4^\circ$. L'analyse de la répartition des observations en température et salinité (figures 3.1.a et 3.2.a) permet de garder un regard critique sur les estimations statistiques en fonction des régions observées et de s'assurer de leur robustesse. Le nombre d'observations par boîtes en surface sur la période 2006-2009 est en moyenne supérieure à 500 dans l'océan Pacifique et compris entre 100 et 250 dans l'océan Atlantique. Notons que les années antérieures à 2009 révèlent une forte chute du nombre de profils disposant de données comprises entre 1500 et 2000 mètres (*Cabanes et al.* [2013]).

Les figures 3.1.b et 3.2.b représentent la couverture spatiale en température et salinité entre 1000 et 2000 mètres. Dans les autres bassins océaniques le nombre d'observations disponibles dans les couches en profondeur est compris entre 150 et 250, voire supérieure à 500 pour les hautes latitudes. Par conséquent la densité d'observations de la surface à 2000 mètres à cette résolution spatiale et cumulée sur la période 2006 – 2009 pourra donner lieu à des résultats statistiques robustes. Puis l'analyse des écarts [modèle-observations] en température et salinité passe par le choix des indicateurs statistiques les plus représentatifs. On utilisera les écarts moyens [modèle-observations] en moyenne annuelle et saisonnière sur la période 2006-2009 (figures 3.8 à 3.14 et celles comprises dans l'annexe A). Enfin on s'affranchit de la dimension horizontale pour observer les séries temporelles des écarts moyens [modèle-observations] sur la période 2006-2009 (figures 3.6 et 3.7).

Certaines régions sont connues pour être difficilement reproduites par la simulation numérique (figures 3.8). Ce comportement sera aussi décrit et comparé entre plusieurs bassins océaniques comportant ces biais de simulation.

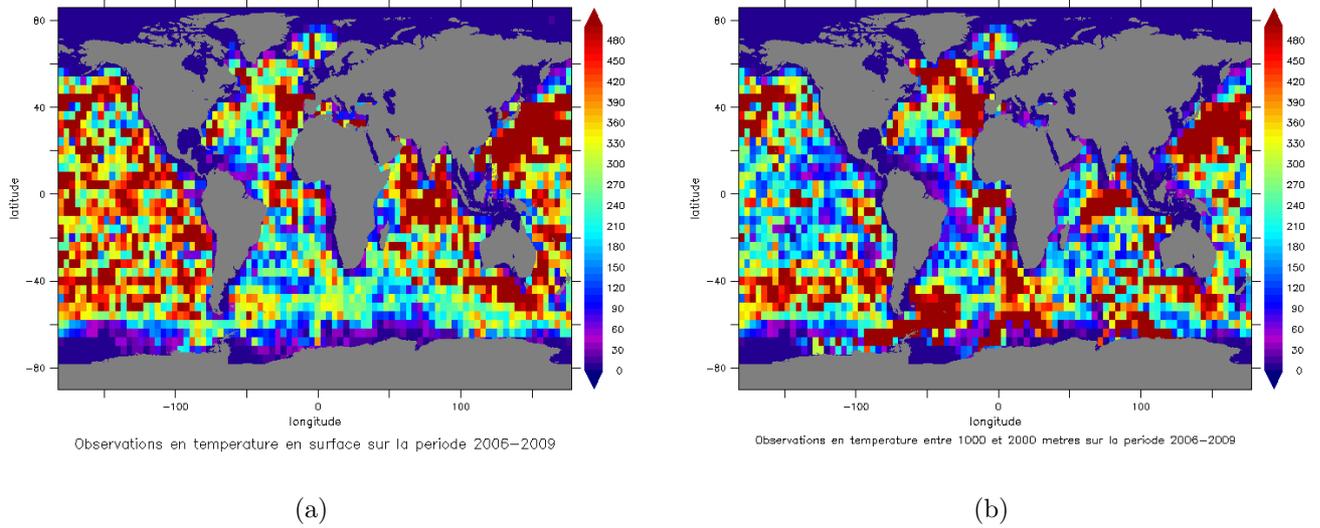


Figure 3.1 – *Nombre total d’observations en température sur la période 2006 – 2009 dans des boîtes de $4^\circ \times 4^\circ$: en surface (a) , entre 1000 et 2000 mètres (b).*

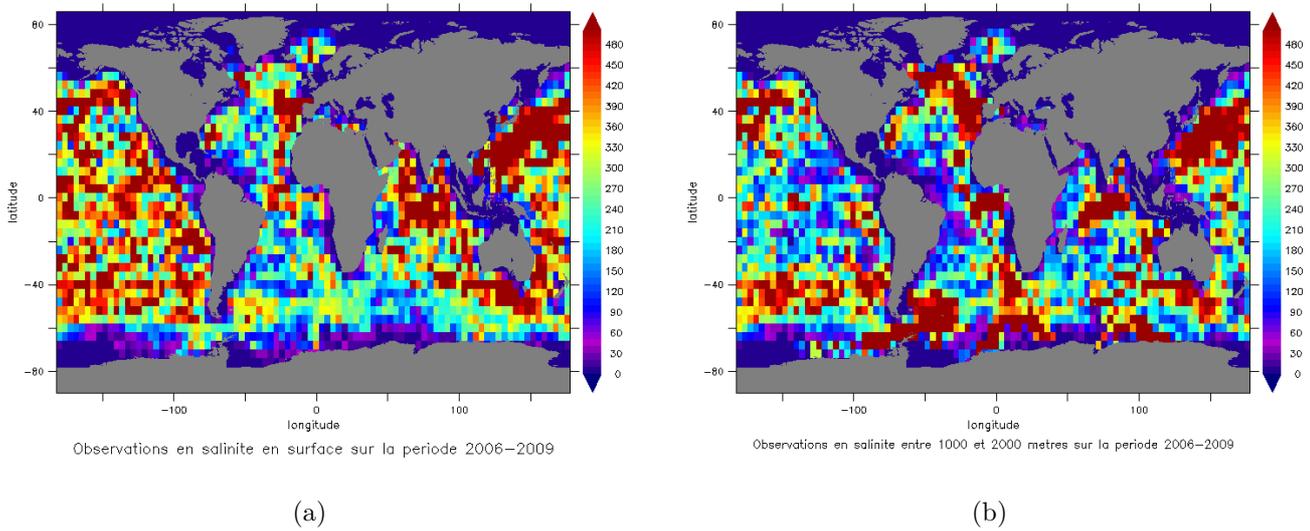


Figure 3.2 – *Nombre total d’observations en salinité sur la période 2006 – 2009 dans des boîtes de 4°x4° : en surface (a) , entre 1000 et 2000 mètres (b).*

3.2 Caractéristiques propres du modèle

Configurations, résolutions et forçage atmosphérique

La simulation *T335* réalisée par Mercator Ocean sur les machines du CEP-MMT, Centre Européen pour les Prévisions Météorologiques à Moyen terme¹, repose sur la configuration océanique et de glace de mer ORCA025-LIM2EVP, basée sur le système NEMO² (version 3.1, *Madec* [2008]). La simulation globale couvre l’océan sur la période Novembre 1989-Décembre 2009. Nous travaillons ici sur la période 2006 – 2009. La résolution verticale s’échelonne sur 75 niveaux, celle de la grille horizontale est au $1/4^\circ$. La résolution spatiale du modèle océanique correspond à une maille de 28 km à l’équateur devenant plus fine avec la latitude jusqu’à être voisine de 6 km dans l’océan Arctique et le long du continent Antarctique. Cette simulation libre, sans assimilation de données est pilotée par le forçage atmosphérique ERA/interim. L’initialisation des variables de température et de salinité est produite via la climatologie levitus 1998.

Kallberg [2011] montre un biais systématique dans les prévisions à court terme de certaines variables du modèle généré dans ERA/interim. Il compare notamment les prévisions du flux de précipitation provenant de la réanalyse ERA/interim avec les données issues du GPCPV2.1 (Global Precipitations Climatology Project, *Huffman et al.* [2009]). De manière générale la réanalyse ERA/interim révèle des précipitations plus élevées que celles estimées à partir des données GPCPV2.1 sur l’ensemble des océans tropicaux (*Dee et al.* [2011]). Un déséquilibre est aussi présent dans le flux radiatif net de chaleur à la surface, biais issus principalement de la représentation des nuages, notamment sur les zones “d’upwelling” côtières. Une méthode de correction a donc été appliquée lors de l’utilisation des flux radiatifs descendants de chaleur et de précipitations issus de la réanalyse ERA/interim afin de forcer le modèle. Cette méthode de correction utilise les données satellites GPCPV2.1 et Gewex SRB (Surface Radiation Budget, *Stackhouse et al.* [2011]) pour corriger uniquement la composante grande échelle du forçage sans impacter la variabilité synoptique (cyclone) et la variabilité interannuelle du signal. Cette méthode a permis de corriger partiellement le biais d’eau douce positif présent sur les 20 ans de la simulation *T335*. En effet la figure 3.3 représente les conséquences de la méthode de correction sur la salinité de surface. On peut observer que la salinité de surface (courbe orange) est supérieure à celle estimée par une expérience sans correction des précipitations (courbe bleue). Cependant la salinité de surface obtenue après correction est aussi supérieure à celle estimée à partir de la

1. en anglais ECMWF, European Centre for Medium-Range Weather Forecasts

2. Nucleus for European Modelling of the Ocean, www.lodyc.jussieu.fr/NEMO

climatologie Levitus (courbe en pointillés rouges). La méthode de correction a permis cependant une meilleure estimation de la salinité de surface notamment dans le gyre subtropical Atlantique (non montré). Les principales paramétrisations de la simulation numérique *T335* sont présentées dans le tableau (3.1).

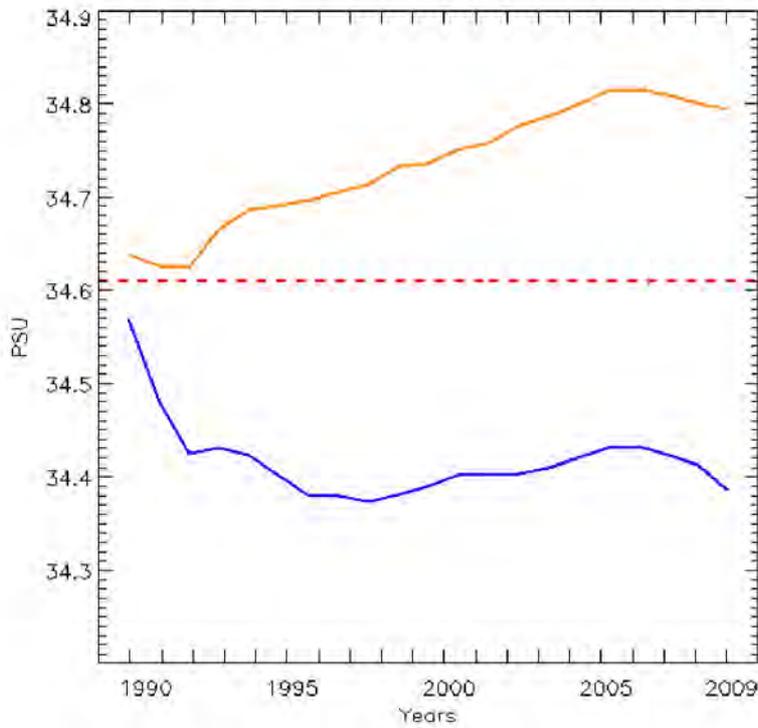


Figure 3.3 – Application de la méthode de corrections : série temporelle de la salinité de surface avec correction des flux de précipitations (orange) et sans (bleu), en comparaison à celle issue de la climatologie Levitus (pointillés rouges). Figure réalisée par G. Garric.

Configuration	
Résolution	Horizontale :1/4°, Verticale :75 niveaux
Modèle	ORCA025, NEMO version 3.1 LIM2 EVP, Bulk CORE
Bathymétrie	Etopo1, Gebco1
Paramétrisations	Surface libre filtrée, Mélange vertical TKE
Schéma d'advection	Diffusion isopycnale pour les traceurs, biharmonique pour le moment
Forçage atmosphérique	
	ERA/Interim 3h, cycle diurne analytique appliqué au flux de chaleur solaire journalier, correction grande échelle des flux descendants de chaleur et de précipitations

Table 3.1 – *Caractéristiques de la simulation numérique T335 réaliste réalisée à Mercator-Océan*

3.3 Présentation des observations in-situ Argo

Nous utilisons des observations hydrographiques *in situ*, qui permettent d'étendre la connaissance de l'océan dans sa profondeur, à la différence par exemple des données altimétriques de la hauteur de la mer. La base de données CORA fournit des profils instantanés de température et salinité, $T/S(x,y,z,t)$ issus notamment des profileurs Argo (*Cabanes et al.* [2013]). Cette base de données CORA correspond à une extraction des profils de température et salinité in situ de la base de donnée de Coriolis en un temps différé, sur une longue période passée. Toutes les données sont alors re-validées. Ici, ces dernières sont exclusivement issues, après contrôle de qualité, des profils Argo (décrit au chapitre 2). Le fonctionnement des flotteurs et leur cycle de plongée jusqu'à 2000 mètres de profondeur a été détaillé dans le chapitre 2, section 2.1.2. La figure 3.4 représente la moyenne annuelle du nombre de flotteurs Argo disponibles sur la période [2006 – 2009] par boîtes $4^\circ \times 4^\circ$ et souligne l'hétérogénéité spatiale du réseau Argo. Aussi on observe une plus grande densité dans le Pacifique Nord-Ouest, le Nord de l'Océan Indien et une bonne couverture moyenne dans tout l'Océan Pacifique. La figure 3.4 servira de référence dans le chapitre 4. Enfin afin d'illustrer l'inhomogénéité et le caractère sporadique du réseau Argo dans certaines régions, notamment les régions côtières, la figure 3.5 présente à titre d'exemple pour l'année 2009 un snapshot des positions occupées par les profileurs. Chaque point représente une position prise par l'un des flotteurs profileurs à la remontée en surface (un profileur tous les 10 jours est visible).

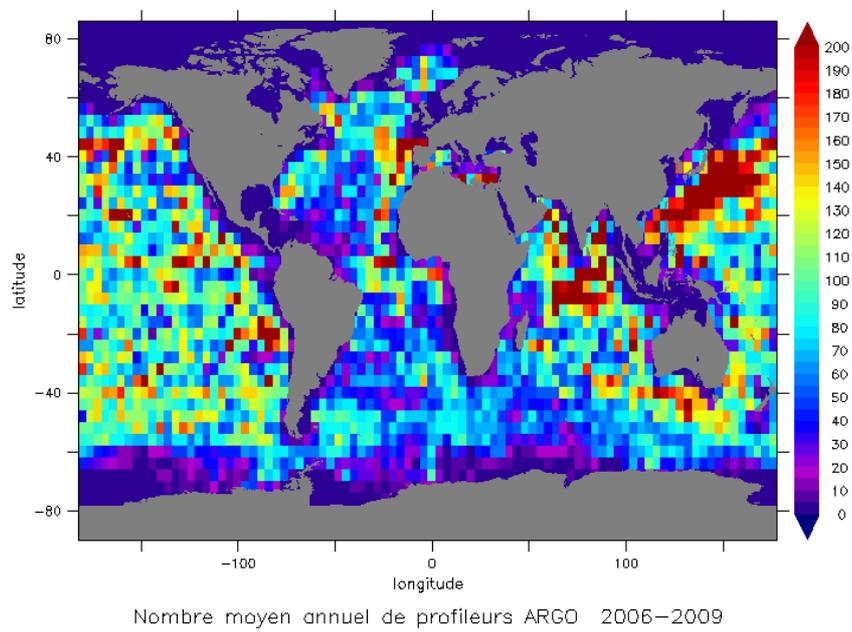
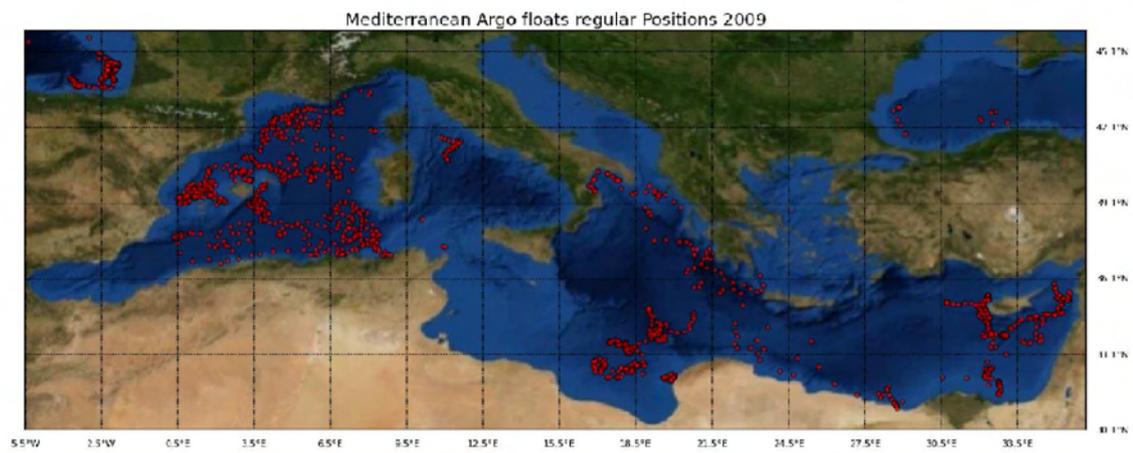
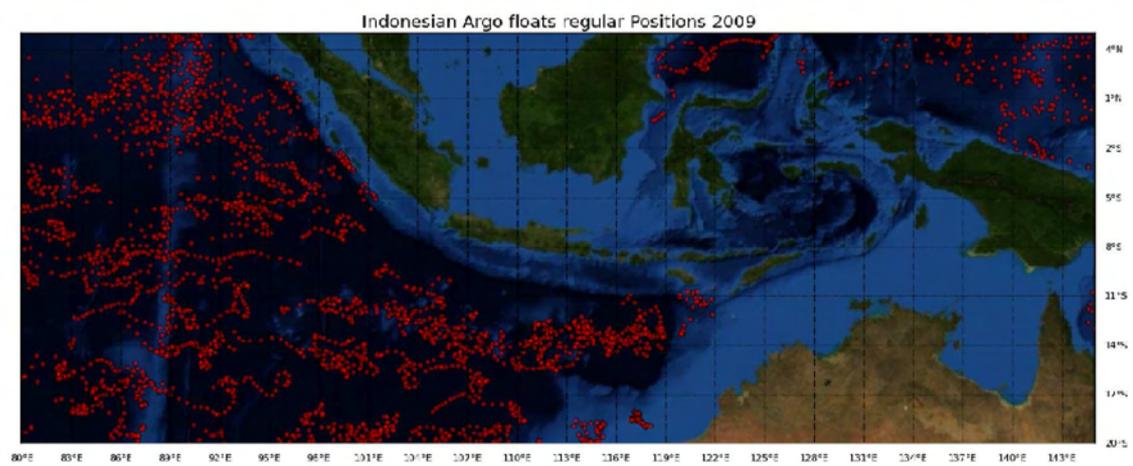


Figure 3.4 – Nombre moyen annuel de flotteurs Argo disponibles dans des boîtes de $4^\circ \times 4^\circ$ sur la période 2006-2009 .



(a) Mer Méditerranée



(b) Mers Indonésiennes

Figure 3.5 – *Echantillonnage pour plusieurs grands bassins des profileurs Argo, Année 2009.*

3.4 Evaluation des écarts entre la simulation et les observations in-situ Argo

Il s'agit ici de décrire le comportement de la simulation numérique *T335* par rapport à celui des observations Argo en surface et en profondeur, d'une part d'un point de vue temporel sur la période étudiée 2006-2009, d'autre part d'un point de vue spatial sur l'ensemble des océans (sections 3.4.2 et 3.4.3). L'ensemble des erreurs modèles est étudié en regard des bulletins de validation Quo Vadis réalisés à Mercator Océan³.

3.4.1 Séries temporelles des écarts moyens

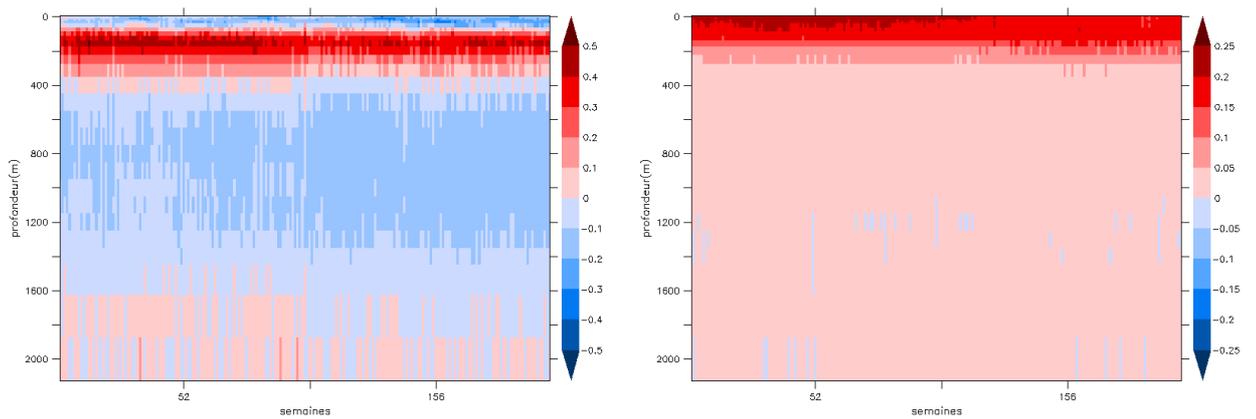
Les écarts moyens [modèle-observations] en température et en salinité moyennés sur l'ensemble des bins $4^\circ \times 4^\circ$ (détails en section 3.1) sont représentés sur les figures 3.6 et 3.7.

Bilan temporel en température : Les figures 3.6a et 3.7a permettent d'observer plus précisément la structure stratifiée des écarts modèle observations dans la couche de mélange et en dessous au fil des 4 ans. En moyenne globale la simulation *T335* n'est pas assez stratifiée, en d'autres termes le gradient de température en fonction de la profondeur est trop faible. En effet, la température de surface issue de la simulation est inférieure à celle observée jusqu'à 80 mètres (bleu sur la figure 3.7a). Puis le modèle est trop chaud sur la couche [100 à 200] mètres, et révèle une erreur de positionnement de la profondeur de la thermocline. A partir des 400 mètres de profondeur le modèle se refroidit. Dans cette simulation le mélange semble trop important dans les couches de surface, la chaleur est donc injectée dans la thermocline, mais ne gagne pas les couches plus profondes. Cependant il faut garder à l'esprit que le modèle a un comportement différent selon les régions, et que certains biais se compensent en moyenne globale. On peut aussi remarquer un biais froid du modèle en surface pour l'ensemble des inter-saisons 2006-2009 (alternance bleu foncé et clair sur la figure 3.7a). La profondeur de la couche de mélange est plus fine en été qu'en hiver, à l'inter-saison le modèle ne parvient pas de manière précise à représenter la réelle variation saisonnière observée.

Bilan temporel en salinité : De même les figures 3.6b et 3.7b soulignent les variations des erreurs modèles en salinité sur la période étudiée. Sur les 200 premiers mètres, la salinité de surface issue de la simulation est surestimée (rouge sur les figures 3.6b et 3.7b). Le bilan évaporation-précipitation semble être en déficit

3. <http://www.mercator-ocean.fr/science/qualification>

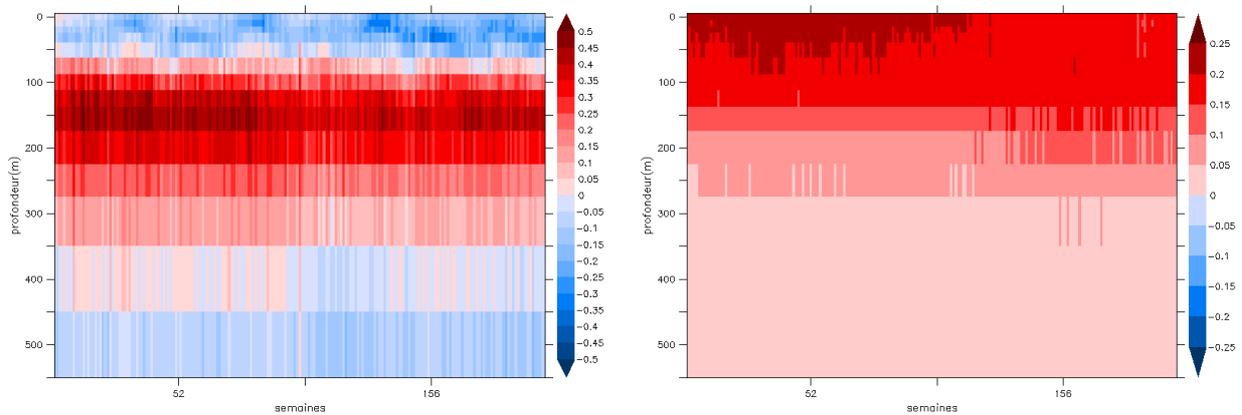
d'eau douce (erreur sur les forcages E-P). L'évaporation serait plus importante que les apports des pluies et des fleuves, ce qui concentre la teneur en sel. Pour des profondeurs supérieures à 400 mètres l'équilibre paraît globalement préservé, la simulation est proche en moyenne globale de la salinité observée (écarts modèle-observations de l'ordre de 0.05 Psu). Le biais salé dans les 200 premiers mètres contribue à déstratifier la simulation.



(a) Série temporelle des écarts en température

(b) Série temporelle des écarts en salinité

Figure 3.6 – Série temporelle des écarts moyens globaux modèle-observations sur la classe de profondeur [0-2000]m en température (en °C) et en salinité (en psu) sur la période 2006-2009.



(a) Série temporelle des écarts en température

(b) Série temporelle des écarts en salinité

Figure 3.7 – Série temporelle des écarts moyens globaux modèle-observations sur la classe de profondeur [0-600]m en température (en °C) et salinité (en psu) sur la période 2006-2009.

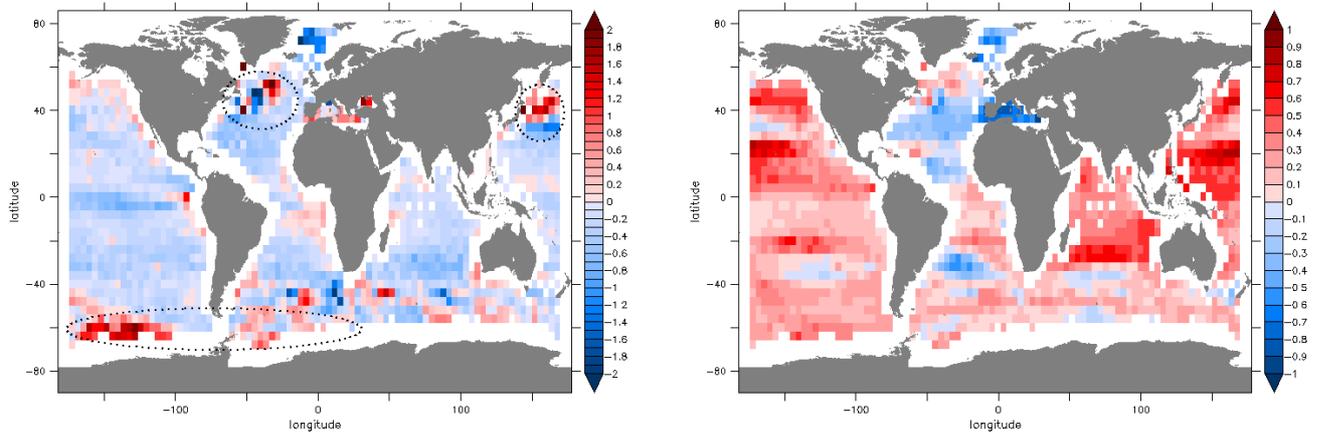
3.4.2 Moyennes et variances en température et salinité sur la période 2006-2009

Evaluation des erreurs modèles moyennes en surface

Bilan spatial en température Les écarts moyens [modèle-observations] en température de surface représentés sur la figure 3.8a révèlent un dipôle chaud/froid au niveau des courants de bord Ouest (Gulf stream, Kuroshio) dans le Nord Ouest de l’océan Pacifique, le Nord de l’océan Atlantique. Puis on observe un biais chaud le long du courant circumpolaire et enfin des biais froids à l’est du Groënland et dans l’océan Pacifique équatorial. A l’exception de ces sites où circulent de forts courants, la simulation numérique sous-estime la température de surface sur le reste des océans. Les observations Argo montrent que la simulation reste encore en deçà de la température observée dans la couche de surface 0 – 10m.

Bilan spatial en salinité A l’échelle globale la simulation tend à représenter la salinité de surface avec un biais salé et dessalé dans l’océan Nord Atlantique (figure 3.8b). Il réside un biais dessalé de l’ordre de -0.5 Psu dans l’océan Nord Atlantique (latitudes [20°N-40°N]). Par ailleurs les cartes climatologiques (WOA 2009, non montrées) montrent que l’Océan Atlantique est plus salé en surface que les autres bassins océaniques (écart de l’ordre de 2 Psu dans la gyre subtropicale).

Aussi la présence d'un biais dessalé dans l'océan Nord Atlantique montre que le modèle NEMO représente moins bien les contrastes de salinité de surface.



(a) Ecart en température sur la section 0-10 m

(b) Ecart en salinité sur la section 0-10 m

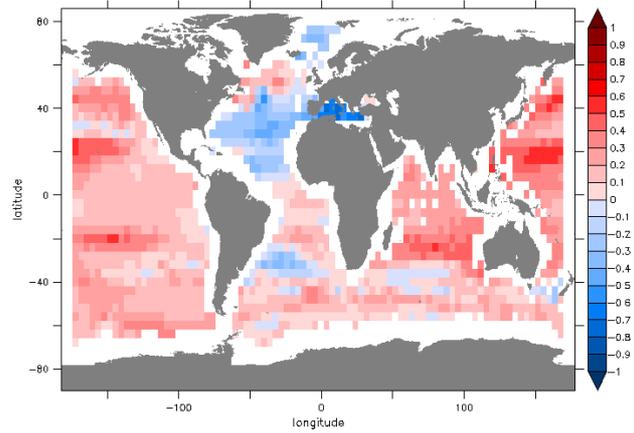
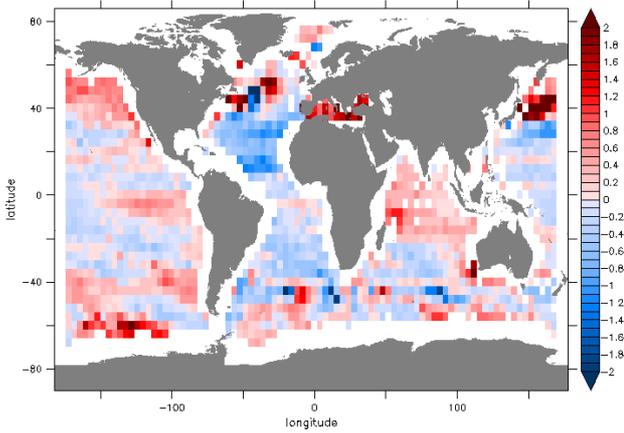
Figure 3.8 – *Ecart moyen en température (en °C) et salinité (en psu) de surface sur la période 2006 – 2009*

Evaluation des erreurs modèles moyennes et de leur variabilité en profondeur

Dans cette section, je vais cibler l'analyse sur certaines régions où les biais de simulation en température et salinité sont forts (voir figures 3.8) et ceci jusqu'en profondeur. En effet les profileurs Argo permettent d'observer la variabilité océanique en subsurface, nous attachons alors plus de détails aux couches de profondeur comprises entre $dp1 = [0 - 300]m$, $dp2 = [300 - 700]m$ et enfin $dp3 = [700 - 2000]m$. Les figures 3.9 et 3.10 représentent les erreurs modèles en température et salinité sur ces différentes couches de profondeur. Enfin la figure 3.11 correspond aux cartes des variances des erreurs modèles citées ci-dessus (erreur moyenne quadratique exprimée à partir des écarts [modèle-observations]).

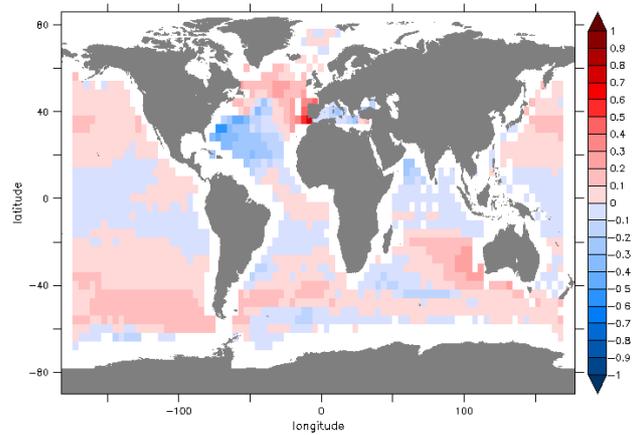
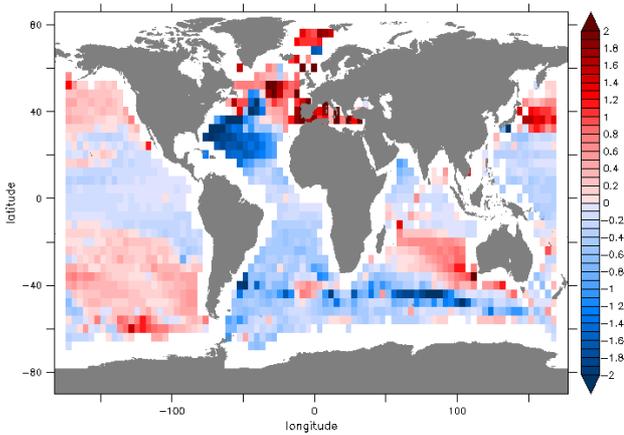
Nord Pacifique A l'ouest de l'Océan Nord Pacifique (région du Kuroshio), on observe au sein de la couche de surface $dp1$, des biais thermiques forts (supérieurs à $2^\circ C$, voir la figure 3.9a). Les erreurs modèles en température s'atténuent progressivement avec la profondeur (de l'ordre de $1.5^\circ C$ à $0.5^\circ C$ sur la couche $dp2$ et

proches de 0 sur la couche $dp3$ sur les figures 3.9c et 3.10a). En parallèle, les biais halins sont élevés (de l'ordre de 0.4 Psu) sur la couche $dp1$ puis diminuent le long de la colonne d'eau (de l'ordre de 0.1 Psu, voir les figures 3.9b, 3.9d et 3.10b).



(a) Ecart en température sur la couche $dp1 = 0 - 300$ m

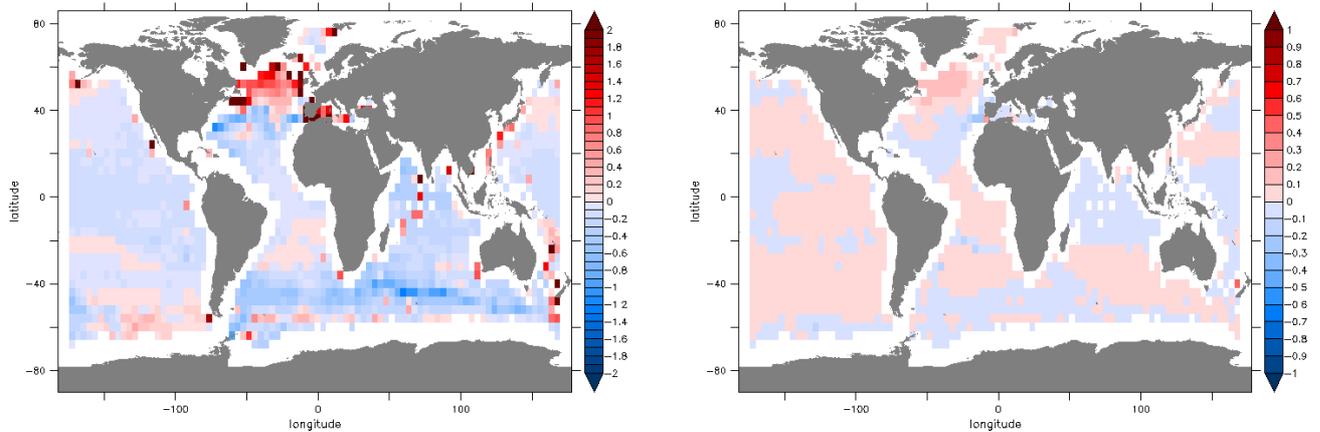
(b) Ecart en salinité sur la couche $dp1 = 0 - 300$ m



(c) Ecart en température sur la couche $dp2 = 300 - 700$ m

(d) Ecart en salinité sur la couche $dp2 = 300 - 700$ m

Figure 3.9 – Erreurs modèle moyennes en température (en °C) et en salinité (psu) sur la période 2006-2009, sur les couches de profondeur $dp1 = 0 - 300$ m et $dp2 = 300 - 700$ m



(a) Ecart en température sur la couche 700-2000 m

(b) Ecart en salinité sur la couche 700-2000 m

Figure 3.10 – Erreurs modèle moyennes en température (en °C) et en salinité (psu) sur la période 2006-2009, sur la couche de profondeur $dp3 = 700 - 2000$ m

Nord Atlantique Le Nord-Ouest de l’Océan Atlantique présente une alternance de biais thermiques positifs et négatifs sur les couches $dp1$, $dp2$ et $dp3$. Ces dipôles positifs-négatifs traduisent un possible mauvais positionnement des courants présents (Gulf Stream, courant nord atlantique, courant du labrador). Plus au sud (aux latitudes $[0^\circ-25^\circ N]$) les biais thermiques sont négatifs de l’ordre de $-0.5^\circ C$ sur la couche $dp1$ puis augmentent fortement sur la couche $dp2$ (jusqu’à -2° , voir la figure 3.9a) et enfin ces biais s’estompent en profondeur. Le bassin nord atlantique comporte des biais halins positifs (de l’ordre de 0.2 à 0.6 Psu) sur la bande de latitudes $[40^\circ N-60^\circ N]$ et négatifs plus au sud aux latitudes $[20^\circ N-40^\circ N]$ et ce, sur les couches $dp1$ et $dp2$. Puis ces biais halins sur la couche $dp3$ oscillent autour de zero. A proximité du bassin méditerranéen on observe aussi un biais salé au niveau du détroit de Gibraltar sur la couche $dp2$. Le flux d’eau continental influe sur les salinités et les températures de ce bassin. Une hypothèse possible serait que la simulation ne représente pas correctement le flux d’eau Atlantique entrant en surface, et la profondeur du flux d’eau salée sortant (Beuvier [2011]). De plus, à cette résolution il est difficile de conclure sur le comportement de la simulation au sein du bassin méditerranéen.

Courant Circumpolaire Antarctique Le long du courant circumpolaire Antarctique les biais thermiques sont positifs sur la couche $dp1$, dans le bassin Pacifique et

alternent entre positif et négatif dans les bassins atlantique et indien (figure 3.9a). Au sein de la couche $dp2$ les biais thermiques négatifs s'intensifient dans le bassin indien et diminuent dans le bassin pacifique (figure 3.9a). Plus en profondeur les biais thermiques et halins s'atténuent. Enfin seule la couche $dp1$ présente des biais halins positifs de l'ordre de 0.3 à 0.4 Psu le long du courant circumpolaire antarctique.

Les variances des erreurs modèles en température et salinité sont élevées et sont associées à des biais thermiques et halins (figure 3.11) dans la plupart des bassins et régions abordées ci-dessus. Notamment le long de la couche $dp1$ les courants de bords Ouest (Gulf Stream, Kuroshio), et le bassin méditerranéen présentent à la fois de fortes erreurs moyennes et variances d'erreurs en température et salinité. Enfin on note un biais chaud dans l'océan Pacifique Equatorial sur la couche $dp1$ (voir figure 3.9a) aussi associé à des variances d'erreurs modèles élevées (figure 3.11). Ces tendances s'atténuent sur la couche $dp2$. Ceci signe la présence d'une forte variabilité au sein de la circulation océanique, de la surface jusqu'à 700 mètres. Au sein de ces régions énergétiques et tourbillonnaires, la simulation numérique reposant sur un modèle au $1/4^\circ$, reste éloignée des températures et salinités observées par Argo.

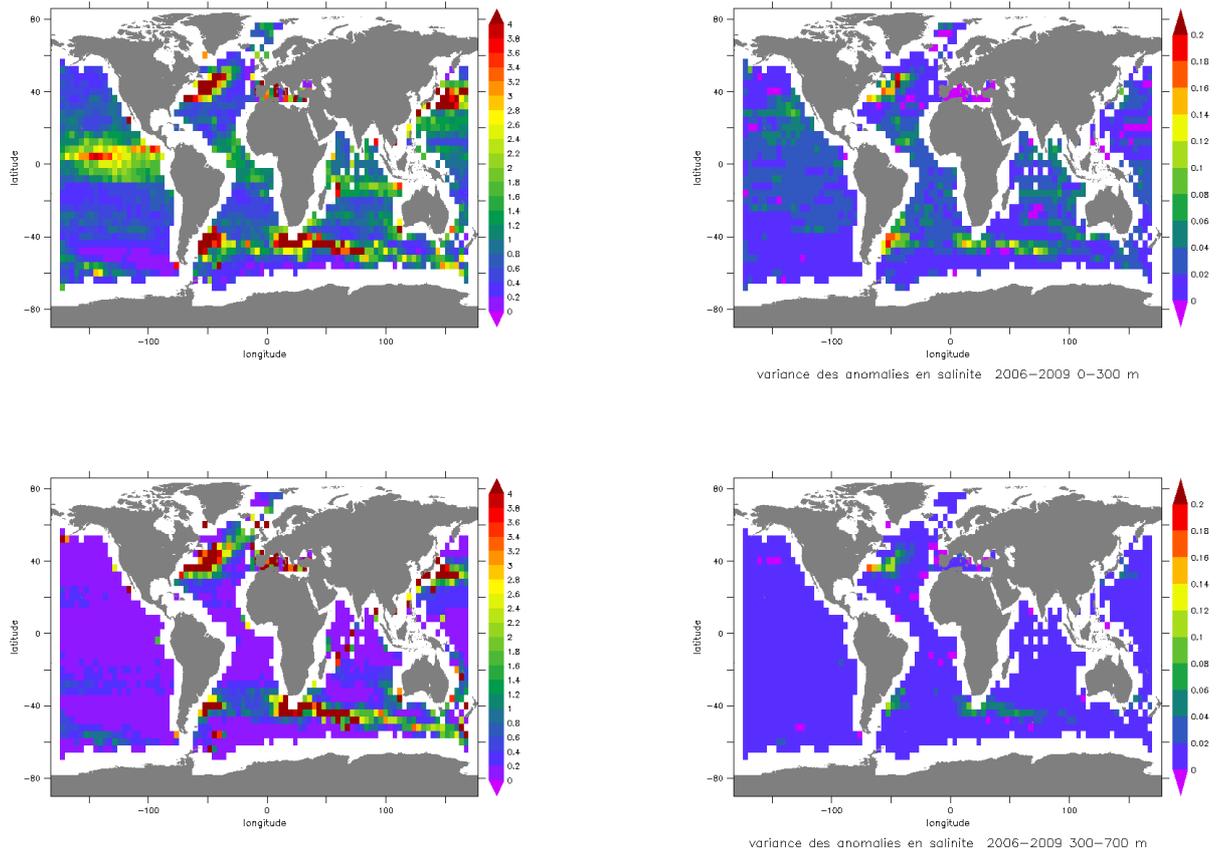
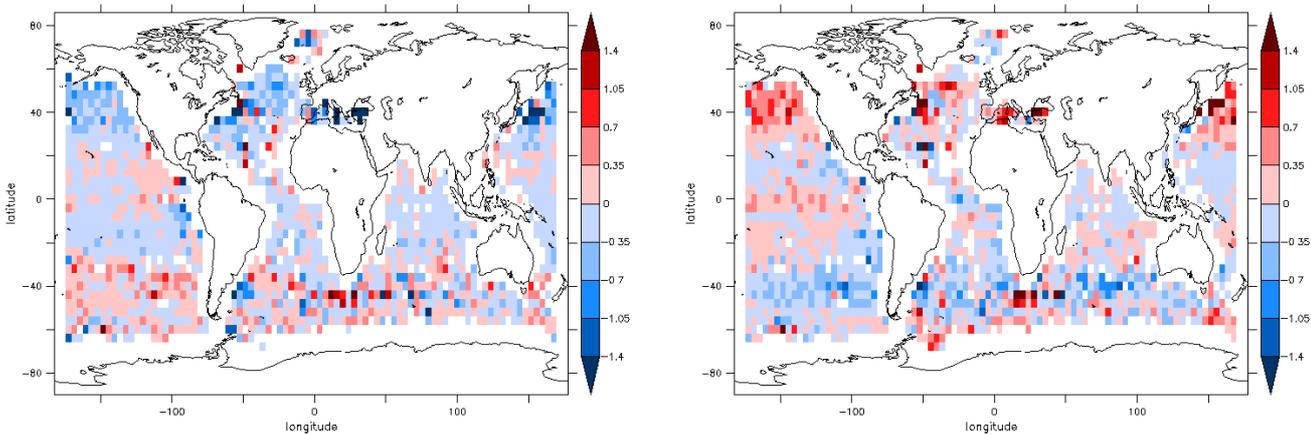


Figure 3.11 – Variance des erreurs modèle en température (en $^{\circ}C^2$) et salinité (en psu^2), pour les couches $dp1 = [0 - 300]m$, $dp2 = [300 - 700]m$

3.4.3 Moyennes saisonnières en température et salinité sur la période 2006-2009

Erreurs modèle à l'échelle saisonnière

L'objectif est de confirmer la présence des biais déjà observés à la section 3.4.1, particulièrement ceux possédant un cycle saisonnier décrits à partir de la figure 3.7a. Pour cela les erreurs modèles en température et salinité sont représentées par saison (voir l'annexe A) et comme précédemment sur des couches de profondeur définies à la section 3.4.2. Dans cette section, à titre d'exemple les figures des erreurs modèles en hiver⁴ et en été⁵ boréal sont représentées (figures 3.12, 3.13 et 3.14).



(a) été sur la section 0-10 m

(b) hiver sur la section 0-10 m

Figure 3.12 – *Ecart*s moyens en température (en °C) entre le modèle et les données Argo, en surface pour les étés et hivers en 2006 – 2009

Evaluation du cycle saisonnier en surface Les erreurs modèle en température de surface en été (figure 3.12a) et en hiver (figure 3.12b) suivent un cycle saisonnier. Les régions du Kuroshio et du Gulf Stream présentent des biais thermiques négatifs en été et positifs en hiver. La simulation numérique ne parvient pas à représenter la variation saisonnière observée par le réseau Argo (sous-estimation du cycle saisonnier de la température de surface).

4. basé sur les mois de décembre à février

5. basé sur les mois de juin à août

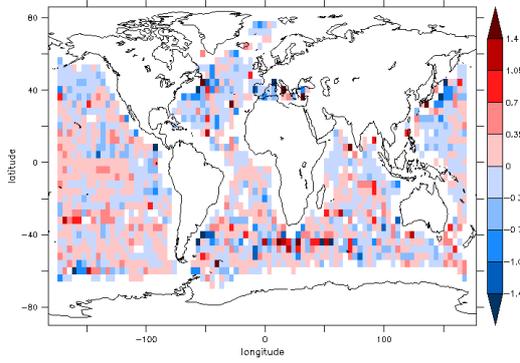
Evaluation du cycle saisonnier en profondeur Sur les figures 3.13, les biais thermiques dus au cycle saisonnier situés sur les régions du Kuroshio et du Gulf Stream sont encore présents sur la couche $dp1$ mais de manière moins marquée qu'en surface. La simulation numérique en ces zones énergétiques de l'hémisphère nord présente une tendance froide en été et chaude en hiver.

Sur les couches $dp2$ et $dp3$ les zones où sont situés les courants de bord Ouest (Gulf Stream, Kuroshio, courant des Aiguilles) montrent des dipôles chauds/froids ainsi que salés/dessalés cependant sans variation saisonnière. Ces dipôles salés/dessalés s'estompent avec la profondeur. Par contre en température ils sont plus nombreux et parsemés le long des côtes notamment sur la couche $dp3$. Au $1/4^\circ$ la circulation côtière ne peut pas être correctement représentée. Pour finir, on n'observe pas de biais à grande échelle saisonnier en salinité le long de la colonne d'eau (voir les figures 3.14).

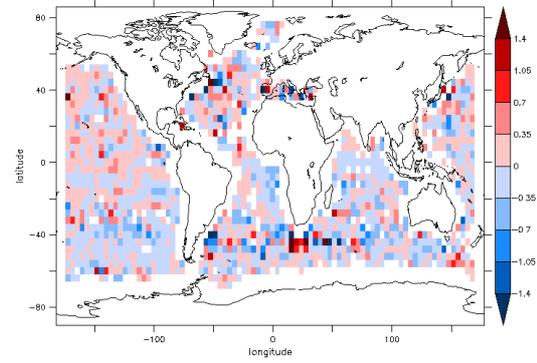
Conclusion

Dans ce chapitre nous avons étudié la capacité de la simulation numérique à reproduire la variabilité océanique de la surface jusqu'à 2000 mètres, ainsi que son réalisme face aux données Argo. La simulation numérique présente des erreurs modèle à grande échelle trop salées de la surface jusqu'à 300 mètres et s'atténuent en profondeur. Par ailleurs, l'océan Nord Atlantique reste encore trop peu salé malgré les corrections en précipitation. On observe aussi une alternance des erreurs modèle froides/chaudes/froides le long de la colonne d'eau. De plus, certains biais thermiques et halins révélés en surface persistent jusqu'en profondeur (700 mètres) dans les régions de forts courants (Gulf Stream, Kuroshio, ACC, Aiguilles). Puis, nous avons pu mettre en évidence des biais saisonniers en température présents en surface seulement.

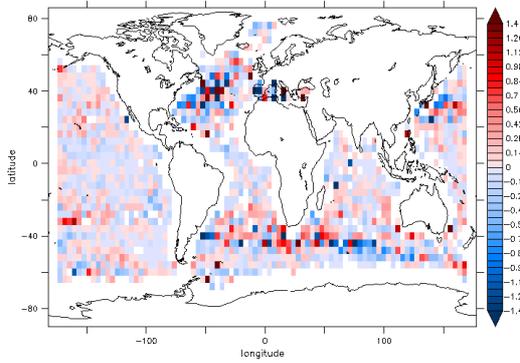
Ces erreurs modèle peuvent être en partie liées aux forcages, et à l'initialisation des variables de température et salinité via la climatologie Levitus 1998. La variabilité océanique s'échelonne selon un large spectre d'échelles spatio temporelles. L'étude, la modélisation et la prévision de la circulation océanique nécessitent de bien reproduire une large gamme d'échelles spatiales et temporelles. Outre les estimations des biais et écarts-types entre le modèle et les observations analysées dans ce chapitre, il est aussi très important de caractériser les échelles spatiales et temporelles associées. Dans les chapitres suivants nous allons donc nous focaliser sur l'estimation des échelles spatiales des erreurs modèle en température et salinité. Nous estimerons également les échelles spatiales de variabilité de la température et de la salinité (c'est-à-dire à partir des écarts climatologie-observations Argo).



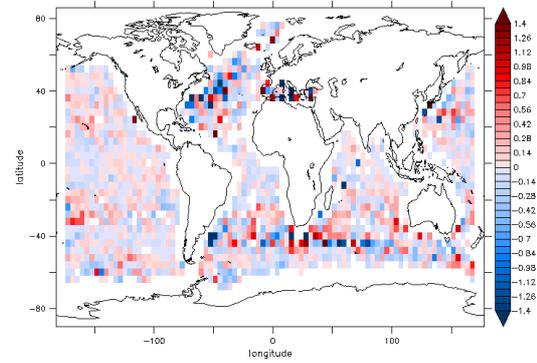
été, $dp1 = [0 - 300]m$



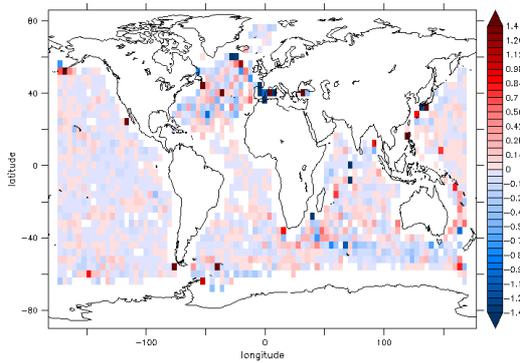
hiver, $dp1 = [0 - 300]m$



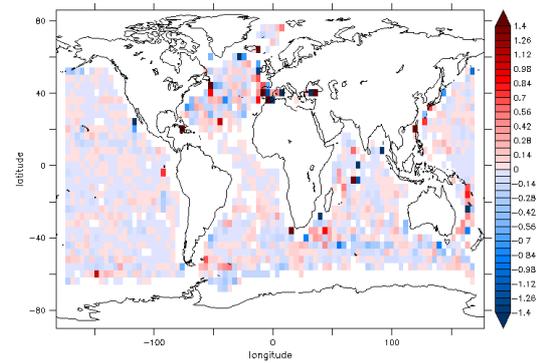
été, $dp2 = [300 - 700]m$



hiver, $dp2 = [300 - 700]m$



été, $dp3 = [700 - 2000]m$



hiver, $dp3 = [700 - 2000]m$

Figure 3.13 – *Ecart*s moyens en température entre le modèle et les données Argo sur les couches $dp1 = [0 - 300]m$, $dp2 = [300 - 700]m$ et $dp3 = [700 - 2000]m$ pour les étés (gauche) et hivers (droite) 2006-2009

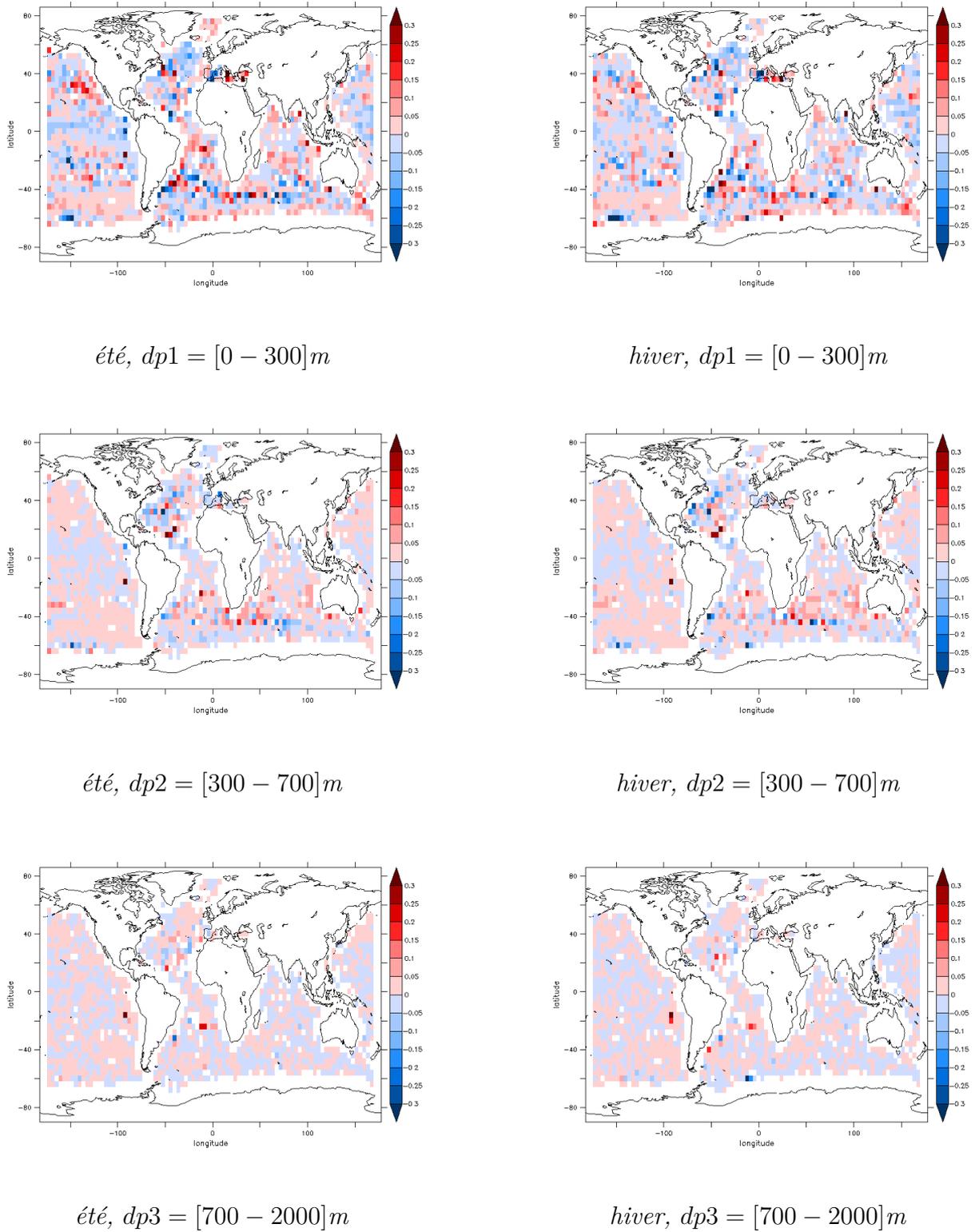


Figure 3.14 – *Ecart*s moyens en salinité entre le modèle et les données Argo sur les couches $dp1 = [0 - 300]m$, $dp2 = [300 - 700]m$ et $dp3 = [700 - 2000]m$ pour les étés (gauche) et hivers (droite) 2006-2009