

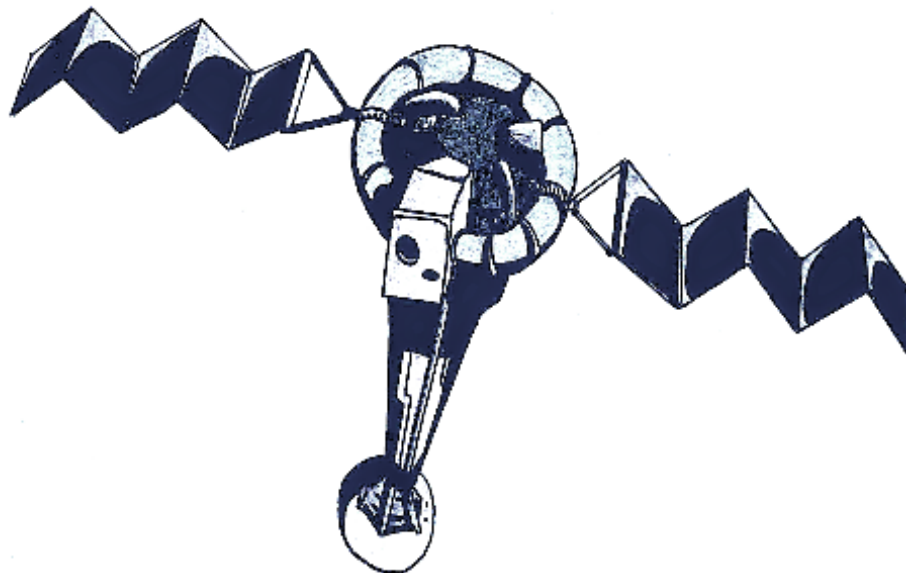
Formation des eaux profondes en
Antarctique
Part II : Méthode et Outils

Culture Sciences
de l'Ingénieur

Noémie SCHIFANO, Alberto NAVEIRA-GARABATO,
Alessandro SILVANO, Farid BENBOUDJEMA

Publié en :
Juin 2021

école _____
normale _____
supérieure _____
paris-saclay _____



MPU, Cowboy Bebop

Ce document provient d'un stage d'un an à l'Université de Southampton (Angleterre), avec Mr. Alberto NAVEIRA-GARABATO et Mr. Alessandro SILVANO. Noémie SCHIFANO est en dernière année d'étude à l'École Normale Supérieure Paris-Saclay. Après un Master 1 en génie civil, elle s'est spécialisée en océanographie physique durant son Master 2 à l'École Polytechnique.

Remerciements Je souhaite remercier Mr. Alberto NAVEIRA-GARABATO et Mr. Alessandro SILVANO pour toute l'aide qu'ils m'ont apportée durant ce stage. J'aimerais aussi remercier Mr. Farid BENBOUDJEMA et Mme. Hélène HORSIN-MOLINARO, sans qui cette publication ne se serait pas faite.

Les données radar d'altimétrie ont été fournies par l'Agence Spatiale Européen (European Space Agency, <https://earth.esa.int/web/guest/data-access/>) et les données GRACE ont été fournies par Jet Propulsion Laboratory (https://podaac.jpl.nasa.gov/dataset/TELLUS_GRAC-GRFO_MASCON_CRI_GRID_RL06_V2). Les données des bouées Argo ont été collectées et rendues gratuitement accessible par le projet Coriolis et tous les programmes qui y ont contribué (<http://www.coriolis.eu.org/>) et NOAA (https://www.nodc.noaa.gov/argo/floats_data.htm). La pression moyenne à la surface de la mer provient de ECMWF (<https://cds.climate.copernicus.eu/cdsapp#!/dataset/reanalysis-era5-single-levels-monthly-means?tab=overview>).

Sommaire

| | | |
|----------|--|-----------|
| 1 | Introduction | 4 |
| 2 | Mesure des eaux profondes en Antarctique par satellites | 5 |
| 2.1 | Comment est-ce mesuré ? | 5 |
| 2.2 | Comment interpréter l'anomalie de hauteur stérique ? | 6 |
| 3 | La hauteur totale de l'océan : CRYOSAT-2 et ENVISAT | 6 |
| 3.1 | Caractéristiques de ces satellites | 6 |
| 3.2 | Comment fonctionnent les altimètres radars SIRAL et RA-2 ? | 7 |
| 4 | GRACE : la hauteur eustatique | 9 |
| 4.1 | Comment fonctionne GRACE ? | 9 |
| 4.2 | Les limites de GRACE | 10 |
| 5 | ERA 5 Reanalyses : La pression atmosphérique | 10 |
| 6 | Joindre les données satellites ensemble | 11 |
| 7 | Les données in-situ | 13 |
| 7.1 | Flotteur Argo | 13 |
| 7.1.1 | Présentation | 13 |
| 7.1.2 | Le cycle d'un flotteur | 13 |
| 7.1.3 | Les flotteurs Argo utilisés | 13 |
| 7.2 | Mouillage | 14 |
| 7.2.1 | Présentation | 14 |
| 7.2.2 | Mouillage utilisé | 14 |
| 7.3 | Comment mesurer l'anomalie de hauteur stérique avec des données in-situ ? | 14 |
| 8 | Filtre passe-bas sur l'anomalie de hauteur stérique | 15 |
| 8.1 | Pourquoi implémenter un filtre passe-bas ? | 15 |
| 8.2 | Qu'est-ce qu'un filtre passe-bas ? | 15 |
| 8.3 | Filtre passe-bas appliqué | 16 |
| 9 | Conclusion | 17 |
| A | Filtre CRI | 18 |
| B | Hauteur géopotentielle | 19 |
| B.1 | Qu'est-ce que la hauteur géopotentielle ? | 19 |
| B.2 | Comment est calculée l'anomalie de hauteur géopotentielle à partir des données in-situ ? | 20 |
| C | Les flotteurs Argo utilisés | 21 |
| C.1 | Dans le Gyre de Weddell | 21 |
| C.2 | Dans le plateau de Ross | 22 |
| C.3 | Dans le Gyre de Ross | 22 |

1 Introduction

Les océans sont les régulateurs thermiques de la Terre : les radiations solaires réchauffent les océans, qui ont une capacité de stockage thermique supérieure à celles des terres et de l'atmosphère. De par la forme sphérique de la Terre, la région équatoriale reçoit plus d'énergie solaire que les régions polaires. Comme les régions proches de l'équateur accumulent plus de radiations solaires, une circulation océanique, allant de l'équateur aux pôles, se développe. Cette circulation est la circulation thermohaline ("Meridional Overturning Circulation" en anglais). La circulation thermohaline est un phénomène majeur pour la biodiversité car elle permet d'une part de réguler le climat terrestre, et d'autre part de transporter des nutriments, de l'oxygène et du dioxyde de carbone.

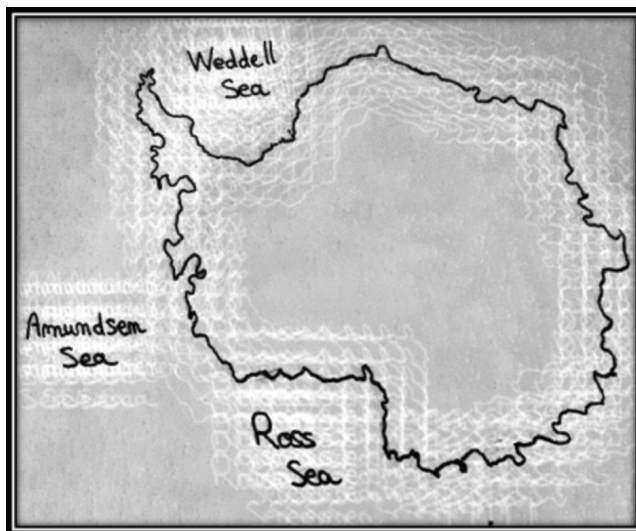
La circulation thermohaline est principalement composée d'une circulation de surface allant de l'équateur aux pôles, et d'une circulation abyssale. Quand les eaux en surface arrivent aux pôles, une partie gèle et devient de la glace. La glace étant composée d'eau douce, sa formation à partir d'eau salée rejette du sel dans les eaux sous la glace. De ce fait, les eaux sous la glace récemment formée deviennent plus salées. Il y a donc un fort gradient de salinité dans ces zones, ce qui équivaut à dire qu'il y a un gradient de densité, où les eaux les plus lourdes (i.e. les plus salées) sont en surface. Ces eaux lourdes en surface vont donc plonger dans les abysses : ceci est appelé "formation d'eaux profondes". Les eaux profondes sont les eaux qui vont transporter l'oxygène, le dioxyde de carbone et les nutriments de la surface des océans et de l'atmosphère jusqu'à l'océan profond.

Nos connaissances sur les eaux profondes en Antarctique, en anglais : Antarctic Bottom Water (AABW), sont limitées. En effet, il est difficile de faire des études expérimentales en Antarctique, à cause de la banquise et des glaciers. Elles ne sont possibles qu'en été, dans des zones spécifiques de l'antarctique.

L'objectif du stage réalisé, objet de ces publications, est de mesurer la formation d'eaux profondes en Antarctique à partir de données satellites. Pour vérifier cette méthode, les résultats satellites seront ensuite comparés à des résultats expérimentaux (flotteurs Argo et mouillage). Un premier document présentant les bases de l'océanographie physique et l'enjeu de la formation des eaux profondes en Antarctique, "Formation des eaux profondes en Antarctique : Culture générale", a été publié. Comment peut-on mesurer la formation des eaux profondes en Antarctique en utilisant des données satellites ? Comment savoir si les résultats satellites sont corrects ? Quelles sont ces technologies ? Tous ces points sont détaillés dans ce deuxième document ! Un troisième document, qui présentera les résultats de cette étude, sera finalement publié.

Note de l'auteur

Dans ce document, de nombreux dessins et schémas "faits main" sont utilisés. Le but, en liant art et science, est d'offrir aux étudiants un nouveau format d'apprentissage et, j'espère, une bonne compréhension des phénomènes présentés.



2 Mesure des eaux profondes en Antarctique par satellites

2.1 Comment est-ce mesuré ?

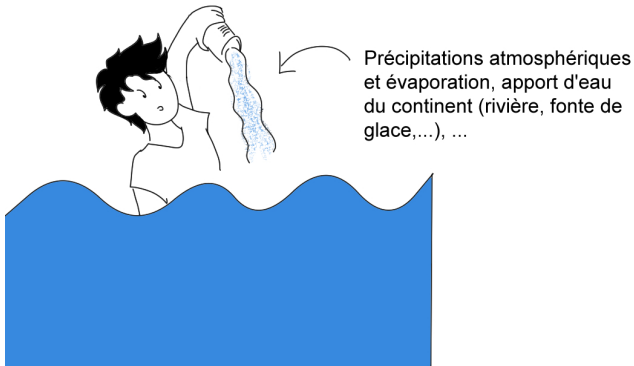
Le changement de volume de l'océan peut être dû à un changement de masse ou à un changement de densité :

HAUTEUR EUSTATIQUE

= Variation de masse

Je peux changer
le volume
de l'océan ...

Si j'ajoute ou si je
retire de l'eau ...



HAUTEUR STÉRIQUE

= Variation de densité

... Ou si je change sa température
et/ou sa salinité !



La hauteur stérique caractérise la formation d'eaux profondes en Antarctique. En utilisant les satellites, les anomalies de hauteur totale de l'océan (eustatique plus stérique) et de hauteur eustatique sont connues. L'anomalie de hauteur stérique peut donc être calculée :

L'anomalie de hauteur stérique = L'anomalie de hauteur totale (stérique + eustatique)
Données Cryosat-2 et Envisat

- (L'anomalie de hauteur eustatique (changement de masse de l'océan)
Données GRACE

- L'anomalie de pression atmosphérique)
Données ERA5

Nota bene : Le poids de l'atmosphère modifie la hauteur de l'océan. Le poids de l'atmosphère est mesuré par la pression atmosphérique à la surface de l'océan : plus la pression atmosphérique est grande, plus le poids de l'atmosphère est important. C'est pourquoi l'anomalie de pression atmosphérique est soustraite à l'anomalie de hauteur eustatique.

2.2 Comment interpréter l'anomalie de hauteur stérique ?

Une colonne d'eau dense a une hauteur stérique plus petite qu'une colonne d'eau légère. En effet, les eaux légères occupent plus de place que les eaux denses. Une augmentation de la densité a donc pour effet de faire se "rétracter" la colonne d'eau sur elle-même. Ainsi, **une valeur négative de l'anomalie de hauteur stérique signifie que la densité augmente, augmentant la formation d'AABW**. A l'inverse, si l'anomalie de hauteur stérique est positive, la quantité d'eau douce augmente (cf fig. 1).

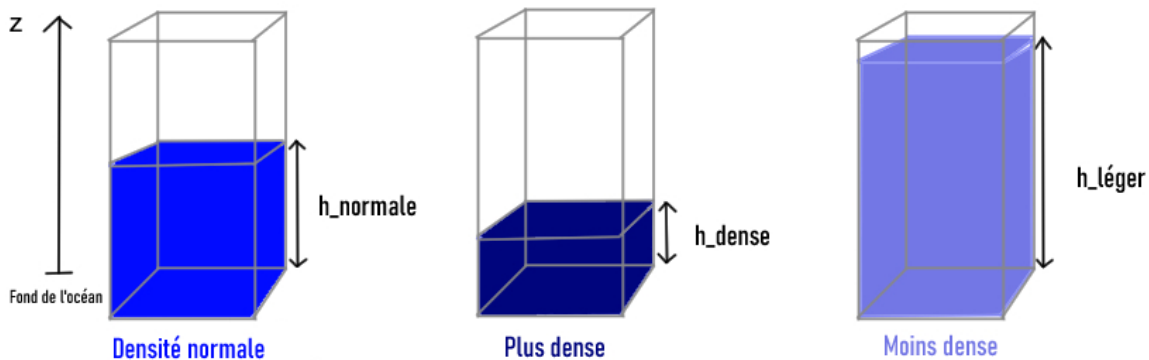


Figure 1: Lien entre densité et hauteur d'une colonne d'eau.

En résumé ...

Plus l'anomalie de hauteur stérique est **négative**, **plus AABW s'est formée** à cet endroit.

A l'inverse, **plus** l'anomalie de hauteur stérique est **positive**, **plus d'eau douce s'est accumulée**.

3 La hauteur totale de l'océan : CRYOSAT-2 et ENVISAT

La hauteur totale de l'océan est fournie par les satellites CRYOSAT-2 et ENVISAT.

3.1 Caractéristiques de ces satellites

Les satellites CRYOSAT-2 et ENVISAT ont tous deux été lancés par l'Agence Spatiale Européenne, et sont munis d'un récepteur Détermination d'Orbite et Radiopositionnement Intégré par Satellite (DORIS). DORIS est le système qui permet à ces satellites de connaître leurs trajectoires et leurs positions relatives à la Terre.

CRYOSAT-2

CRYOSAT-2 fait 4.6 mètres de long, 2.34 mètres de large et 2.2 mètres de haut. Il pèse **725 kg** (esa, cryosat). Sa mission principale est de mesurer la couverture de glace autour du monde, pour étudier l'impact du changement climatique sur la fonte des glaces. Pour cela, l'altimètre SAR Interferometer Radar ALtimeter (SIRAL) a été implémenté sur CRYOSAT-2. SIRAL est fabriqué par Thalès Alenia Space, à Toulouse (France).

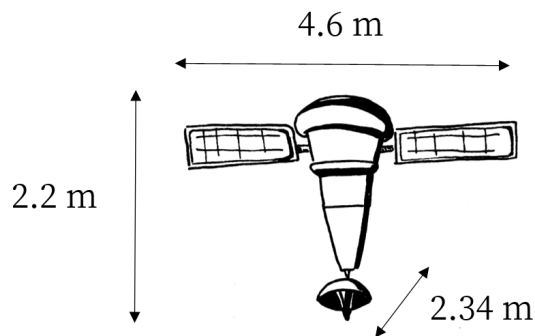


Figure 2: Schéma des dimensions de CRYOSAT-2

ENVISAT

ENVISAT est un très grand satellite, de $10 \times 4 \times 4$ mètres. Une fois que ses outils et panneaux solaires (de 14×5 mètres) sont déployés, ENVISAT mesure $25 \times 7 \times 10$ mètres ! Lorsqu'il a été lancé, il pesait **8 140 kg** (esa, envisat). Si ENVISAT est si grand, c'est parce qu'il sert à mesurer de nombreux paramètres océanographiques; terrestres et atmosphériques à différentes échelles. Les instruments embarqués sur ENVISATE sont des spectromètres, des altimètres radars (RA-2), des télescopes, des radars à ouverture synthétique et des radiomètres.

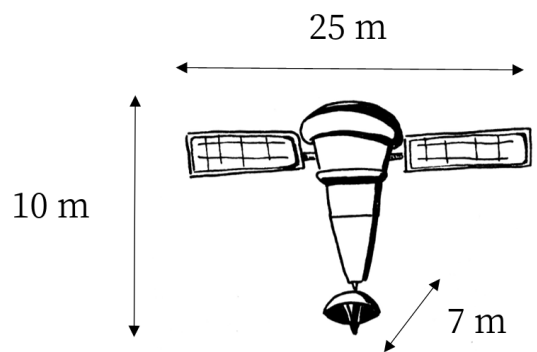


Figure 3: Schéma des dimensions d'ENVISAT

3.2 Comment fonctionnent les altimètres radars SIRAL et RA-2 ?

La figure 4 présente le fonctionnement d'un altimètre. L'altimètre radar émet l'onde (1) du satellite vers la Terre. Lorsque l'onde (1) atteint l'atmosphère, une partie est réfléchiée (3), et une autre partie est transmise vers la Terre (2). La partie transmise de l'onde (1), l'onde (2), atteint ensuite la surface terrestre (continentale ou océanique), et une partie de l'onde (2) va être réfléchiée vers le satellite. Selon si la surface est un océan ou un continent, les propriétés de l'onde (4) ne sont pas les mêmes. **Les propriétés de l'onde réfléchiée fournit des informations sur la nature de la surface de réflexion. Le temps mis par l'onde (1) à atteindre une surface et à revenir au satellite, par réflexion sur cette surface, indique la distance entre le satellite et cette surface et donc la hauteur de cette surface par rapport à la Terre.**

SIRAL utilise la haute fréquence (bande Ku), tandis que RA-2 émet deux ondes : une à 13.575 GHz (bande Ku) et une autre à 3.2 GHz (bande S). La bande Ku sont des micro-ondes de 12 Gigahertz (GHz) à 18 GHz, et la bande S définie un spectre électromagnétique de 2 GHz to 4 GHz.

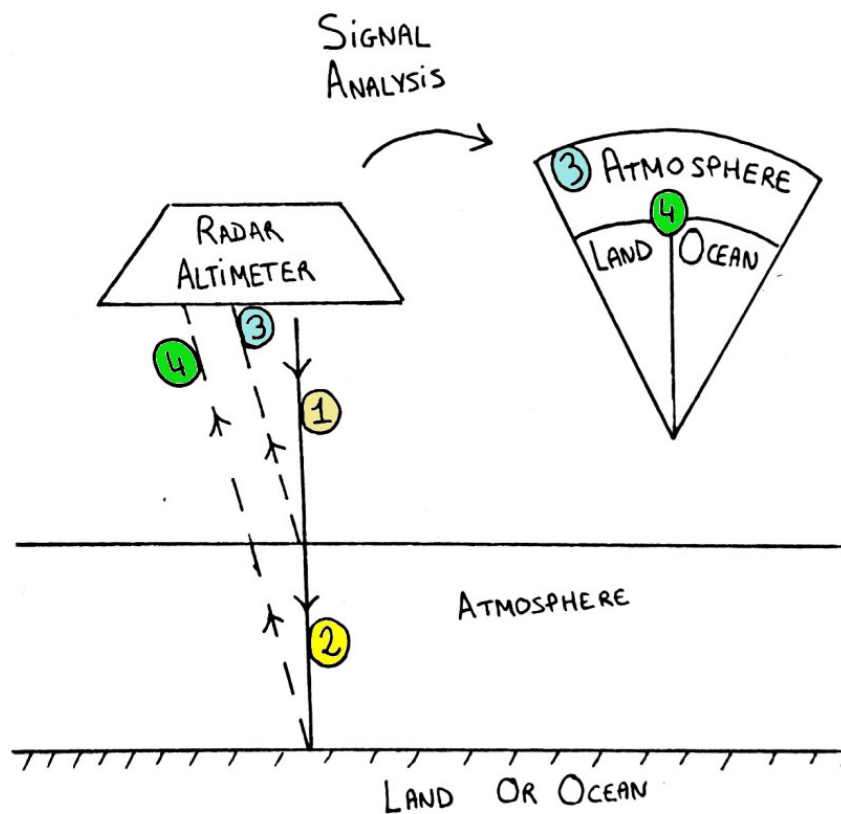


Figure 4: Schéma du fonctionnement d'un altimètre radar.

L'onde (1) est émise par le satellite. Quand l'onde (1) entre en contact avec l'atmosphère, une partie est réfléchiée vers le satellite (onde (3)) et une autre est transmise vers la Terre (onde (2)). Une fois que l'onde (2) atteint la surface terrestre, une partie est réfléchiée vers le satellite (onde (4)).

4 GRACE : la hauteur eustatique

4.1 Comment fonctionne GRACE ?

The Gravity Recovery and Climate Experiment (GRACE) a été lancé en 2002. Depuis, il mesure les changements de masse à la surface de la Terre. C'est par exemple le principal moyen pour quantifier les sources d'eaux souterraines de nos jours. Le produit "GRC Tellus JPL Release-05 gridded GRACE ocean mass" a été utilisé. Il fournit l'**anomalie de masse de l'océan** en centimètres d'eau équivalents, d'Avril 2002 à Décembre 2017. Les données Release-06 gridded GRACE ont été lissées avec un filtre gaussien (rayon de 500 km). Les données sont moyennées pour chaque mois, elles sont donc mensuelles.

Comment fonctionne GRACE ?

GRACE est composé de deux satellites, GRACE-1 and GRACE-2, naviguant à 500 km au-dessus de la Terre, et espacés de 220 km (NASA, Grace).

Les satellites jumeaux mesurent la distance qui les sépare, grâce à un laser embarqué sur GRACE-1. Cette mesure est tellement précise qu'un mouvement petit comme un cheveux humain est détecté !

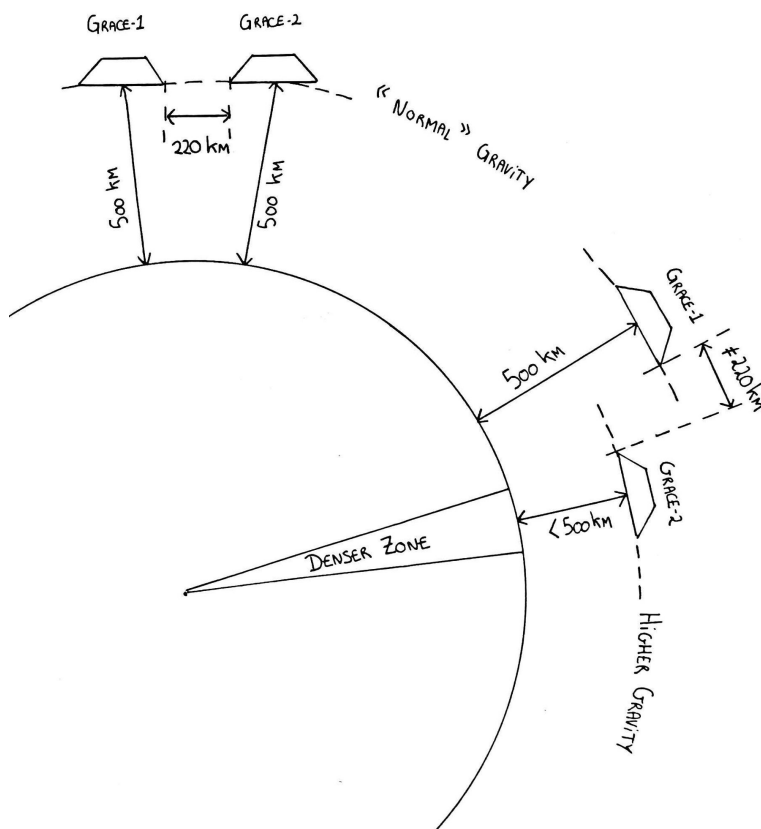


Figure 5: Schéma du fonctionnement de GRACE

Lorsqu'un des deux satellites, GRACE-2 sur la figure 5, navigue au-dessus d'une zone très dense, il subit une force gravitationnelle plus importante : le satellite est plus attiré vers la Terre que son satellite jumeau. La distance entre les deux satellites varie donc en fonction des zones que survolent chacun des satellites. En mesurant ce changement de distance, la masse de la zone survolée est déduite.

4.2 Les limites de GRACE

Cependant, les mesures prises par GRACE ont une erreur très importante dans les régions côtières. Une zone où il y a du continent et de l'océan est difficile à interpréter pour GRACE. Afin de minimiser cette erreur, un filtre d'amélioration de la résolution côtière, en anglais Coastline Resolution Improvement (CRI), a été développé et utilisé (Wiese and al., 2016). Ce filtre permet de diminuer de 50 % les erreurs côtières. La figure 6 présente le nombre d'itérations requis pour le filtre CRI. **Plus le filtre CRI a besoin d'un grand nombre d'itérations pour être résolu, plus l'erreur de GRACE finale sera importante.** (Wiese and al., 2016). De ce fait, une importante erreur est attendue près de la Péninsule Antarctique (longitude $\approx 60W$, latitude $\approx 70S$). Pour connaître le fonctionnement du filtre CRI, se référer l'annexe "Filtre CRI".

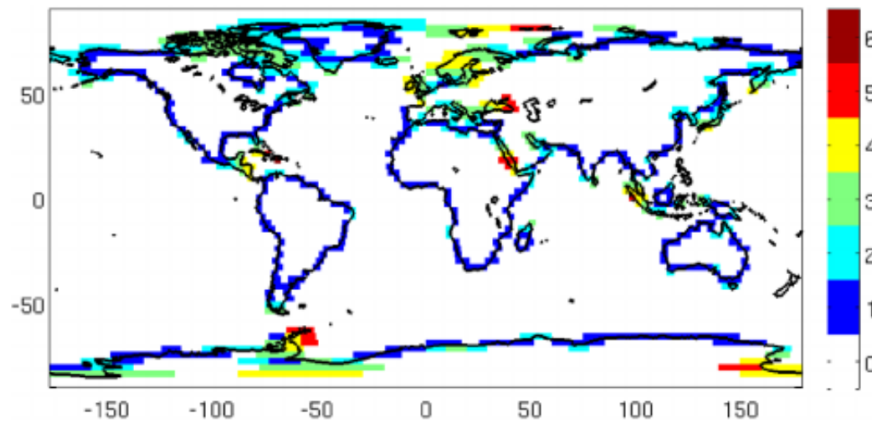


Figure 6: Nombre d'itérations requis pour la résolution du filtre CRI (Wiese and al., 2016)

5 ERA 5 Reanalyses : La pression atmosphérique

Comme le poids de l'atmosphère modifie la hauteur de l'océan, le poids de la colonne d'air au-dessus de l'océan doit être retiré aux données GRACE. Le poids de l'atmosphère au-dessus de l'océan est mesuré par la pression atmosphérique à la surface de l'océan.

La base de données ERA5 Reanalyses a été utilisée pour récupérer la pression atmosphérique. ERA5 Reanalyses fournit **la pression atmosphérique à la surface de l'océan**, en anglais Mean Sea Level pressure (MSL), en pascal, et moyenné sur chaque mois. ERA5 Reanalyses fait une description numérique du climat récent, en **combinant modèles et observations** (ECMWF).

Comme la pression atmosphérique doit être soustraite à une hauteur, la hauteur eustatique, **MSL doit être convertie en centimètres**. Notez que comme les hauteurs eustatique et stérique sont des hauteurs d'eaux, elles sont exprimées en centimètres d'eau équivalents. MSL doit être aussi convertie de pascal à centimètres d'eau équivalents. Comment ? En connaissant la pression exercée par un fluide et sa densité, il est possible de remonter à sa hauteur (Armitage and al., 2016) :

$$MSL_{[cm]} = 10^2 \frac{MSL_{[Pa]}}{\rho_0 g} \quad (1)$$

où $\rho_0 = 1028 kg.m^{-3}$ et $g = 9.81 m.s^{-2}$.

6 Joindre les données satellites ensemble

Chaque satellite a sa propre résolution spatiale et temporelle. **La résolution spatiale d'un satellite est la façon dont le satellite quadrille la Terre.** Le tableau 1 présente les résolutions spatiales et temporelles de chacune des bases de données satellites utilisées.

Résolution spatiale

Chaque satellite a sa propre résolution spatiale. La résolution spatiale peut être indiquée en degrés ou en mètres. Toutes les données ont été transformées sur une grille de $0,5^\circ \times 0,5^\circ$, comme la base de données GRACE.

Résolution temporelle

Tous les satellites utilisés fournissent des données moyennées mensuellement. Afin de comparer les données entre elles, la période temporelle de chaque base de données s'étend de Juillet 2002 à Décembre 2017.

Calcul des anomalies

Les données GRACE fournissent non pas la hauteur eustatique, mais l'anomalie de hauteur eustatique. Par conséquent, l'anomalie de chaque donnée doit être calculée avant de les comparer aux données de GRACE. De plus, le calcul de l'anomalie doit être effectué comme celui de GRACE. L'anomalie de hauteur eustatique est calculée en deux étapes : (1) calcul de la moyenne entre le premier jour de janvier 2004 et le dernier jour de décembre 2009 (2) les anomalies sont des anomalies relatives à la ligne de base de la moyenne temporelle 2004 - 2009 (NASA, Grace).

| Satellite | Résolution spatiale | Résolution temporelle |
|-----------------|---|-----------------------|
| GRACE | 0.5° latitude \times 0.5° longitude | Avr 2002 - Déc 2017 |
| ERA5 | 0.25° latitude \times 0.25° longitude | 1979 - Nov 2020 |
| Cryosat/Envisat | 0.5° latitude \times 1° longitude | Juil 2002 - Oct 2018 |

Table 1: Détails sur les données satellites

Une résolution spatiale de 0.5° latitude \times 0.5° longitude signifie que le satellite mesure une valeur sur un parallélogramme de hauteur 0.5° latitude et de largeur 0.5° longitude.

Valeurs manquantes

Après 2011, il y a certaines zones où les valeurs de GRACE sont manquantes, cf. zones blanches sur la figure 7. Pour chaque longitude d'un bloc de valeurs manquantes, une interpolation linéaire a été effectuée. L'interpolation linéaire est alors effectuée entre les latitudes des emplacements extrêmes du bloc de valeurs manquantes. La figure 8 présente l'anomalie de hauteur stérique après les interpolations linéaires.

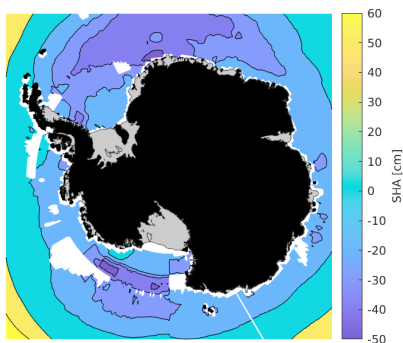


Figure 7: Anomalie de hauteur stérique
Août 2017

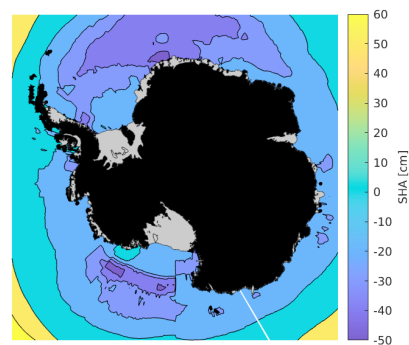


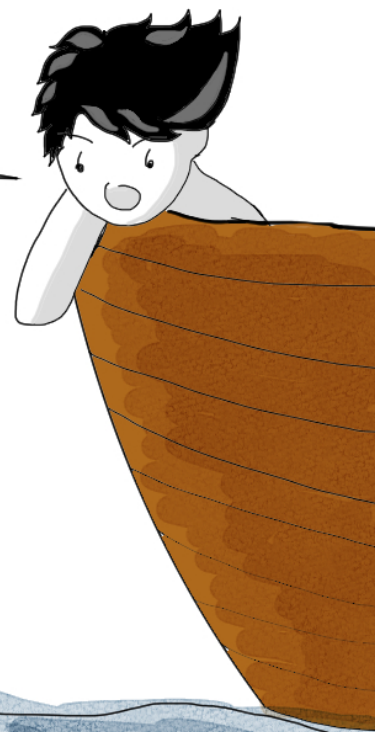
Figure 8: Anomalie de hauteur stérique
Août 2017
avec interpolation linéaire

COMMENT VERIFIER LES RESULTATS SATELLITES ?

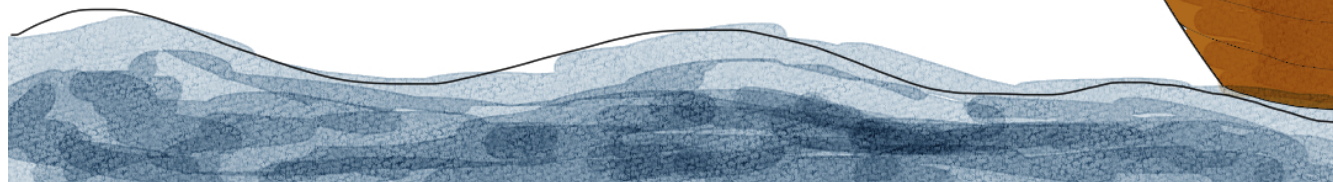


Il faut **vérifier** que les satellites mesurent bien la formation des eaux profondes en Antarctique

... Grâce à des données **in-situ**



Flotteur
Argo



7 Les données in-situ

Afin de vérifier que les satellites fournissent une mesure réaliste des eaux de profondes de l'Antarctique, il est essentiel d'utiliser des données in-situ. Les deux technologies principales permettant de mesurer les données in-situ sont ici présentées : le mouillage et les bouées Argo. Dans ce document, les flotteurs Argo sont utilisés pour identifier ce que les satellites réussissent à mesurer. Le mouillage est utilisé pour vérifier si l'évolution de l'anomalie de hauteur stérique dans le temps est correcte ou non.

7.1 Flotteur Argo

7.1.1 Présentation

Grâce aux flotteurs Argo, les profils des océans peuvent être connus. **Un profil est l'évolution d'un champ, comme la température ou la salinité, en fonction de la profondeur.** Un exemple de profil de température et de salinité est présenté sur le graphique à droite dans la figure 9. Depuis un bateau, le flotteur Argo est mis dans l'océan. Une fois dans l'océan, le flotteur se déplace avec les courants.

7.1.2 Le cycle d'un flotteur

Le flotteur fait un cycle (voir fig. 9):

- il s'enfonce à 1 000 mètres ;
- tous les 10 jours, le flotteur plonge à une profondeur comprise entre 2 000 et 6 000 mètres ;
- le flotteur remonte lentement à la surface de l'océan, où les données recueillies sont transmises au satellite ;
- Le flotteur commence un nouveau cycle.

7.1.3 Les flotteurs Argo utilisés

Comme expliqué dans la partie I de ce document "Partie I : Culture générale", les mers de Weddell et de Ross sont des lieux importants pour la formation des eaux profondes en Antarctique. Par conséquent, 23 flotteurs Argo dans le **Gyre de Weddell**, 7 flotteurs Argo dans le **Plateau de Ross** et 1 flotteur dans le **Gyre de Ross** sont utilisés pour ce travail. L'annexe "Flotteurs Argo utilisés" (page 21) détaille ces flotteurs.

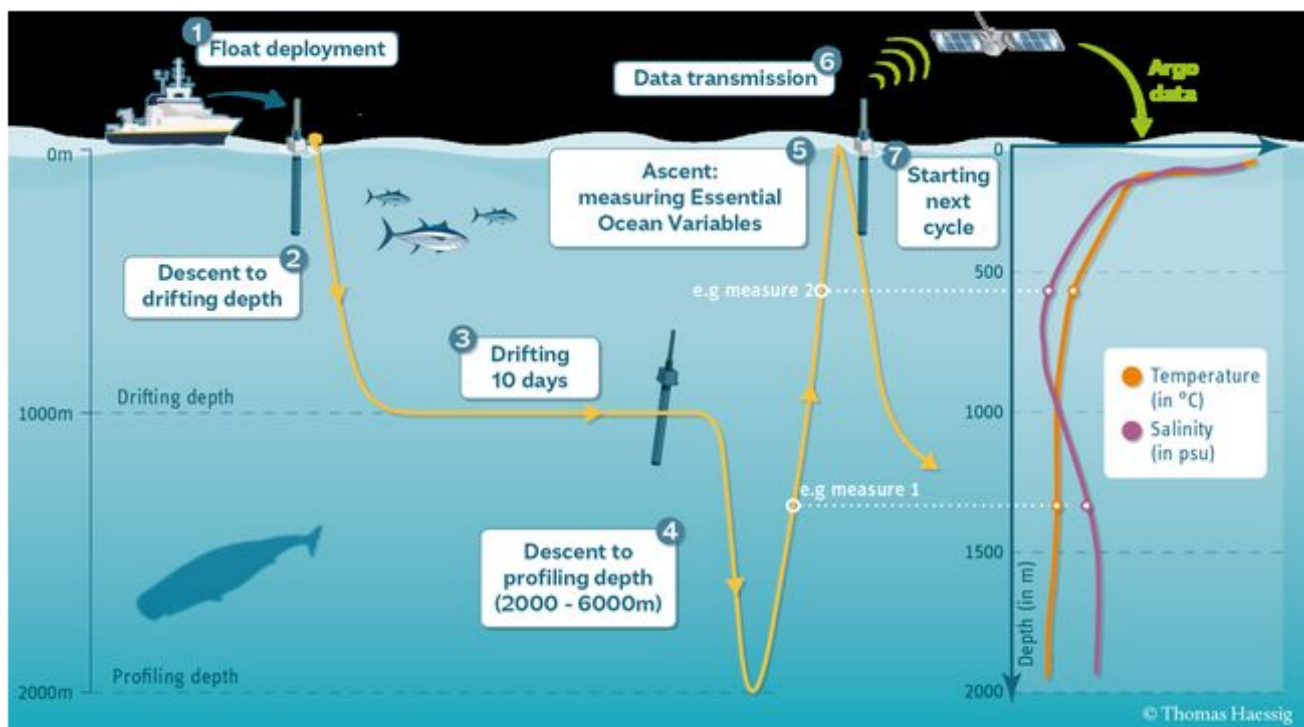


Figure 9: Le cycle d'un flotteur Argo (Euro-Argo ERIC)

7.2 Mouillage

7.2.1 Présentation

Un mouillage est un système qui mesure des profils, tels que des profils de température et de salinité. La différence entre un mouillage et un flotteur Argo est que le flotteur Argo dérive avec les courants alors que le mouillage ne se déplace pas en latitude et en longitude : il est en un point fixe. Ainsi, alors que le flotteur Argo dérive, le mouillage plonge dans l'océan et revient à la surface de l'océan au même endroit. Les mouillages collectent des données à des points fixes pendant plusieurs mois.

7.2.2 Mouillage utilisé

Le mouillage utilisé est situé à la longitude -116.358 °E et à la latitude -72.468 °N (Antarctique occidental, cf fig. 10) de 2011 à 2016.

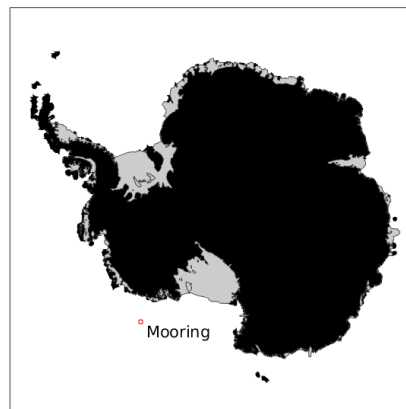
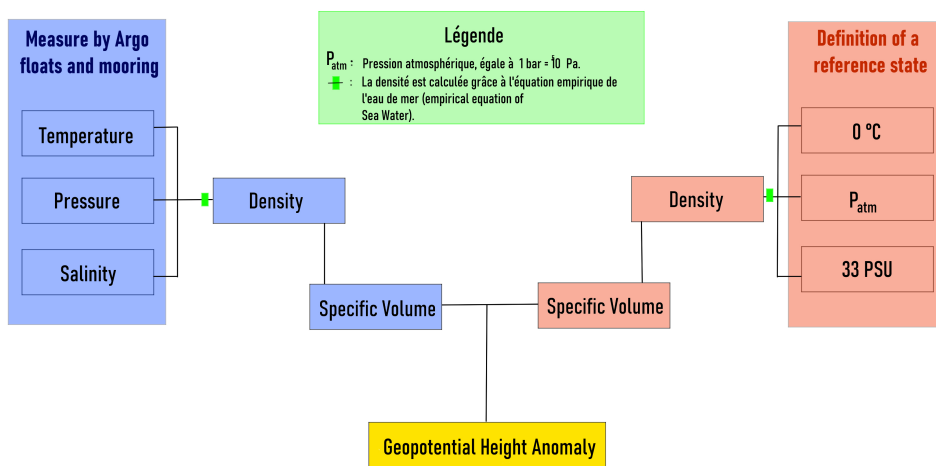


Figure 10: Localisation du mouillage utilisé. La zone noire est l'antarctique et les zones grises sont des plateaux de glace.

7.3 Comment mesurer l'anomalie de hauteur stérique avec des données in-situ ?

Les données in-situ fournissent la température, la salinité et la pression. Avec cela, il est possible de calculer une **approximation de l'anomalie de hauteur stérique**. Cette approximation est appelée **hauteur géopotentielle**. Pour connaître son anomalie, en anglais Geopotential Height Anomaly (GPHA), les volumes spécifiques (inverse de la densité) sont calculés grâce aux données in-situ :



La façon dont l'anomalie de hauteur géopotentielle est calculée est assez mathématiques, mais fondamentalement, elle dépend de la différence entre le volume spécifique mesuré et le volume spécifique d'un état de référence.

La façon dont GPHA est calculée est détaillée dans l'annexe "Hauteur géopotentielle" (page 19).

8 Filtre passe-bas sur l'anomalie de hauteur stérique

8.1 Pourquoi implémenter un filtre passe-bas ?

Ce qui est étudié ici est l'évolution de la formation des eaux profondes en Antarctique sur une grande échelle de temps. Cela signifie que la variation de la formation d'AABW d'un mois à l'autre n'est pas intéressante ici. Le filtre passe-bas est alors utilisé pour éliminer les variations qui se produisent avec une période inférieure à 6 mois.

8.2 Qu'est-ce qu'un filtre passe-bas ?

Dans un filtre passe-bas, une fréquence de coupure f_c est définie. En théorie, toutes les variations dont la fréquence est inférieure à f_c seront supprimées. En pratique, **les fréquences en dehors d'une bande passante seront atténuées**. La figure 11 présente un schéma de fonctionnement du filtre passe-bas.

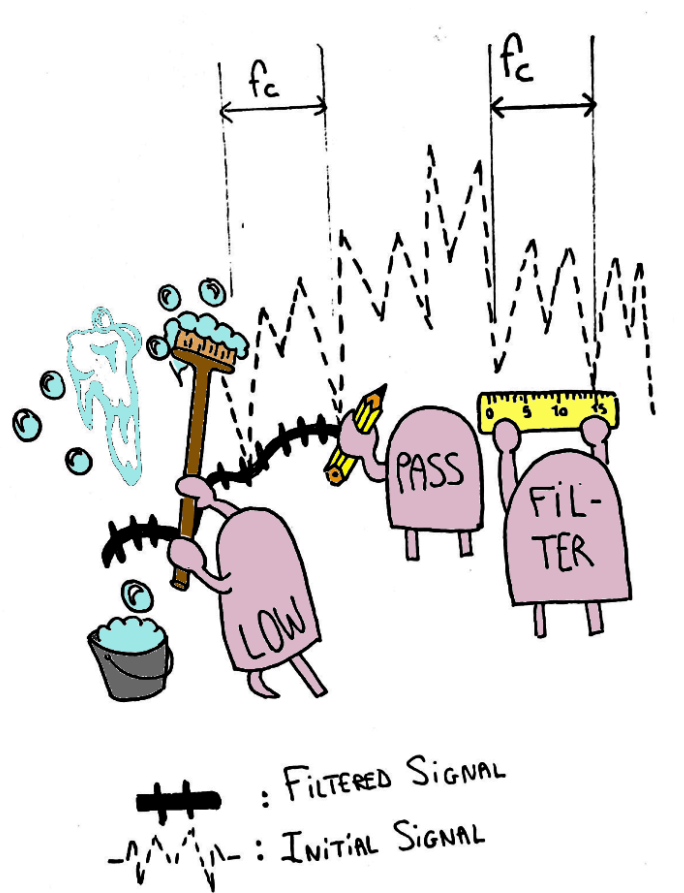


Figure 11: Schéma de fonctionnement d'un filtre passe-bas.

8.3 Filtre passe-bas appliqué

Comme indiqué précédemment, les variations dont la fréquence est de quelques mois doivent être supprimées. Par conséquent, la bande passante sera constituée des fréquences comprises entre 6 mois et 2 ans. En d'autres termes, seules les fréquences comprises entre 6 mois et 2 ans sont prises en compte.

Calcul des fréquences de la bande passante

La période $T = 6 \text{ mois} \approx 6 \text{ mois} \times 30 \text{ jours} \times 24 \text{ heures} \times 3600 \text{ secondes} \approx 15\,552\,000 \text{ sec}$. La fréquence est : $f_{6\text{mois}} = 1/T_{6\text{mois}} \approx 6 \times 10^{-8} \text{ Hz}$.

La période $T = 2 \text{ ans} \approx 24 \text{ mois} \times 30 \text{ jours} \times 24 \text{ heures} \times 3600 \text{ secondes} = 62\,208\,000 \text{ sec}$. La fréquence est : $f_{24\text{mois}} = 1/T_{24\text{mois}} \approx 10^{-8} \text{ Hz}$.

La figure 12a présente les détails du filtre. Notez que la magnitude est tracée avec une échelle logarithmique. La magnitude indique si une fréquence est atténuée ou non. Plus la magnitude est négative, plus cette fréquence est atténuée. A l'inverse, plus la magnitude est positive, plus cette fréquence est considérée comme importante. Avec ce filtre, la magnitude est maximale, égale à +30 dB, pour les fréquences comprises entre 10^{-8} Hz et 6 fois 10^{-8} Hz , les fréquences de la bande passante. Les autres fréquences sont atténuées. Enfin, la différence entre les résultats des satellites avec le filtre appliqué et sans le filtre appliqué est présentée sur la fig. 12b. Les résultats des satellites peuvent maintenant être comparés à ceux des flotteurs Argo !

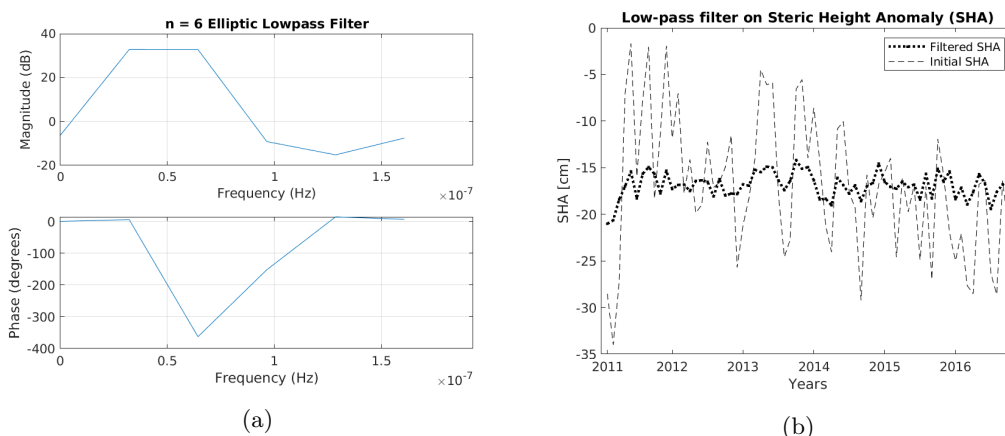


Figure 12: Filtre passe-bas appliqué sur l'anomalie de hauteur stérique mesurée avec les satellites. (a) Détails du filtre. (b) L'anomalie de hauteur stérique mesurée avec les satellites filtrée et non filtrée, à -116.25°E and -72.75°S (proche de la localisation du mouillage fig. 10).

9 Conclusion

Une méthode utilisant des données satellites a été conçue pour mesurer la formation des eaux profondes en antarctique. La formation des eaux profondes en antarctique est visible à travers l'anomalie de hauteur stérique. Trois jeux de données sont combinés pour mesurer l'anomalie de hauteur stérique : l'anomalie de hauteur eustatique (données GRACE), la pression atmosphérique à la surface de l'océan (données ERA5) et la hauteur totale de l'océan (données Cryosat et Envisat). Pour ne mesurer que les variations sur le long-terme, un filtre passe-bas a été appliqué sur l'anomalie de hauteur stérique. Afin de savoir si cette méthode fonctionne ou non, une comparaison avec des données in-situ (flotteurs Argo et mouillage) doit être faite. Ces comparaisons, vous les verrez dans la troisième partie de ce document : "Formation des eaux profondes en Antarctique, Part III : Résultats" !

A Filtre CRI

Le filtre CRI résout l'équation 2 :

$$H_T A_T = H_L A_L + H_O A_O \quad (2)$$

où H_T est la hauteur totale observée de la colonne d'eau d'un point de grille spatiale spécifique de GRACE . H_L et H_O sont les paramètres à résoudre : la hauteur de la colonne d'eau des parties terrestres (L) et océaniques (O) d'un point de grille de GRACE. De plus, A_T est la surface totale d'un point de grille de GRACE, A_L est sa partie terrestre et A_O sa partie océanique. Il y a plus d'inconnues (H_O et H_L) que d'observations (H_T) dans l'équation 2. Par conséquent, le système est complété par des informations externes. Le système est ensuite résolu à l'aide de la méthode des moindres carrés pondérés (Tapley et al. 2004b), cf. équation 3 et 4 :

$$(H^T W H + \bar{P}_o^{-1}) \hat{x}_o = H^T W y + \bar{P}_o^{-1} \bar{x}_o \quad (3)$$

$$\hat{x}_o = \begin{pmatrix} H_L \\ H_O \end{pmatrix}; \bar{x}_o = \begin{pmatrix} \bar{x}_L \\ \bar{x}_O \end{pmatrix}; \bar{P}_o = \begin{pmatrix} \sigma_L^2 & 0 \\ 0 & \sigma_O^2 \end{pmatrix}; y = H_T; W = \frac{1}{\sigma_{obs}^2} \quad (4)$$

où H est une matrice de dérivées partielles reliant les observations (y) aux paramètres d'état (\hat{x}_o). W est un facteur de pondération sur l'observation, et \bar{x}_o est une estimation de l'état tandis que \bar{P}_o contient des informations sur la variance de \bar{x}_o . \bar{x}_L et \bar{x}_O sont les estimations de H_L et H_O . σ_L et σ_O représentent la variance de \bar{x}_L et \bar{x}_O . Enfin, σ_{obs} représente l'incertitude sur l'observation.

Comment choisir des valeurs raisonnables pour \bar{x}_O , \bar{x}_L , σ_L et σ_O ?

Pour chaque point de grille i de GRACE , \bar{x}_L est choisi de manière à représenter la hauteur moyenne de la colonne d'eau (pondérée en fonction de la surface) de toutes les "terres" (de $j=1 \dots N_L$) voisines du point de grille i, dans un rayon D (équation 5). De même, \bar{x}_O est choisi de manière à ce qu'il représente la hauteur moyenne de la colonne d'eau (pondérée en fonction de la surface) de tous les " océans " proches (de $k=1 \dots N_O$) du point de grille i, dans un rayon D (équation 5). Plusieurs valeurs de D ont été testées, et Wiese and al. 2016 ont constaté que les résultats n'étaient pas très sensibles à ce paramètre. Par conséquent, D a été choisi empiriquement égal à 640 km.

Les incertitudes (équations 6) sur les estimations pour un point de grille de GRACE donné sont calculées à l'aide d'une série temporelle (de $t=1 \dots N_t$) du modèle d'hydrologie de la surface terrestre NOAH (Rodell and al., 2004) du Global Land Data Assimilation System (GLDAS) et du modèle océanique Estimating the Circulation and Climate of the Ocean, Phase 2 (ECCO2) (Menemenlis and al., 2008), tous deux représentés à une résolution spatiale de 1°.

$$\bar{x}_L^i = \frac{\sum_{N_L, j=1} H_L^j A_L^j}{\sum_{N_L, j=1} A_L^j} \quad \bar{x}_O^i = \frac{\sum_{N_O, k=1} H_O^k A_O^k}{\sum_{N_O, k=1} A_O^k} \quad (5)$$

$$\sigma_L^i = \sqrt{\frac{\sum_{N_t, t=1} (\hat{x}_L^{GLDAS} - \bar{x}_L^{GLDAS})}{N_t}} \quad \sigma_O^i = \sqrt{\frac{\sum_{N_t, t=1} (\hat{x}_O^{ECCO2} - \bar{x}_O^{ECCO2})}{N_t}} \quad (6)$$

B Hauteur géopotentielle

B.1 Qu'est-ce que la hauteur géopotentielle ?

Le géopotential Φ est défini comme :

$$\Phi(h) = \int_0^h g(\phi, z) dz \quad (7)$$

où h est l'élévation au-dessus de la surface de la mer, ϕ est la latitude et $g(\phi, z)$ la gravité à la latitude ϕ et à la hauteur z . La hauteur géopotentielle, en mètre, est :

$$GPH(h)_m = \frac{\Phi(h)}{g_0} \quad (8)$$

où g_0 est la gravité standard égale à $9,81 \text{ m.s}^{-2}$.

Pour utiliser la densité, et la gravité dans l'équation 7, on utilise la relation suivante :

$$p(\phi, z) = p_{atm} - \rho(\phi, z)g(\phi, z)z \quad (9)$$

$$\Rightarrow \frac{dp}{dz} = -\left[\frac{\partial \rho}{\partial z}gz + \frac{\partial g}{\partial z}\rho z + \rho g\right] \quad (10)$$

où p_{atm} est la pression atmosphérique à la surface, égale à 1 bar.

Si $z=1 \text{ km}$, $\Delta z = -1 \text{ km}$, $gz \approx -10^4 \text{ m}^2.\text{s}^{-2}$ et ρ varie de $+0.1 \text{ kg.m}^{-3}$, alors : $\frac{\Delta \rho}{\Delta z} = -10^{-4} \text{ kg.m}^{-2}$.

Si $z=1 \text{ km}$, $\Delta z = -1 \text{ km}$, $\rho z \approx -10^4 \text{ kg.m}^{-2}$ et g varie de -0.1 m.s^{-2} , alors : $\frac{\Delta g}{\Delta z} = +10^{-4} \text{ s}^{-2}$.

Donc, $\frac{\partial \rho}{\partial z}gz \approx +1$ and $\frac{\partial g}{\partial z}\rho z \approx -1$. L'équation 10 peut être ré-écrite :

$$\frac{dp}{dz} = -\rho g \Rightarrow dp = -\rho g dz \quad (11)$$

$$\Phi = - \int_{p(0)}^{p(h)} \frac{1}{\rho} dp \quad (12)$$

Alors, la hauteur géopotentielle est :

$$GPH(p(h))_m = - \int_{p(0)}^{p(h)} \frac{1}{\rho g_0} dp \quad (13)$$

Si h est positif, les limites de l'intégrale doivent être inversées car $p(h)$ est inférieur à $p(0) = p_{atm}$ (équation 14). Si h est négatif, les limites de l'intégrale sont dans le bon ordre, et l'équation 13 est utilisée.

$$GPH(p(h))_{m,h>0} = + \int_{p(h)}^{p(0)} \frac{1}{\rho g_0} dp \quad (14)$$

Nota bene : Calcul de Δg

g est proportionnel à $\frac{1}{R^2}$, R étant le rayon de la Terre.

Si le rayon terrestre R diminue de 1 km ($dR = -1 \text{ km}$), alors :

$$\Delta g = g(R) - g(R - dR) = Gm_E \left[\frac{1}{R^2} - \frac{1}{(R - dR)^2} \right] = Gm_E \left[\frac{dR^2 - 2RdR}{R^2(R - dR)^2} \right] \approx 10^{-1} \text{ m.s}^{-2} \quad (15)$$

où $R \approx 10^6 \text{ m}$, $R - dR \approx 10^6 \text{ m}$, $G \approx 6.10^{-11} \text{ m}^3.\text{kg}^{-1}.\text{s}^{-2}$ est la constante gravitationnelle et $m_E \approx 6.10^{24} \text{ kg}$ est la masse de la Terre.

B.2 Comment est calculée l'anomalie de hauteur géopotentielle à partir des données in-situ ?

Argo fournit, entre autres, des profils verticaux de température, de salinité et de pression. Avec ces paramètres, la densité de l'eau est calculée en utilisant l'équation de l'eau de mer. L'équation de l'eau de mer est une relation thermodynamique empirique non linéaire, voir l'équation 18.

Ensuite, l'anomalie de volume spécifique δ est calculée comme suit :

$$\delta = v_S(S, T, p) - v_S(35, 0, p) \quad (16)$$

où $v_S(S, T, p) = \rho(S, T, p)^{-1}$ est le volume spécifique à la température T, salinité S et pression p (Gills 1982). g_0 est la gravité standard égale à $9,81 \text{ m.s}^{-2}$. Enfin, l'anomalie de hauteur géopotentielle, en anglais Geopotential Height Anomaly (GPHA), est :

$$GPHA_{[cm]} = 10^2 \int_0^{p_0} \frac{\delta}{g_0} dp \quad (17)$$

$$\rho(S, T, p) = \frac{\rho(S, T, 0)}{1 - p/K(S, T, p)} \quad (18)$$

avec :

$$\begin{aligned} \rho(S, T, 0) = & 999.842594 + 6.793952 \times 10^{-2}T - 9.095290 \times 10^{-3}T^2 + 1.001685 \times 10^{-4}T^3 \\ & - 1.120083 \times 10^{-6}T^4 + 6.536332 \times 10^{-9}T^5 + 8.24493 \times 10^{-1}S - 4.0899 \times 10^{-3}TS \\ & + 7.6438 \times 10^{-5}T^2S - 8.2467 \times 10^{-7}T^3S + 5.3875 \times 10^{-9}T^4S - 5.72466 \times 10^{-3}S^{3/2} \\ & + 1.0227 \times 10^{-4}TS^{3/2} - 1.6546 \times 10^{-6}T^2S^{3/2} + 4.8314 \times 10^{-4}S^2 \end{aligned}$$

$$\begin{aligned} K(S, T, p) = & 19652.21 + 148.4206T - 2.327105T^2 + 1.360447 \times 10^{-2}T^2 \\ & - 5.155288e - 5 \times 10^{-5}T^4 + 3.239908p + 1.43713 \times 10^{-3}pT + 1.16092 \times 10^{-4}t^2p \\ & - 5.77905 \times 10^{-7}pT^3 + 8.50935 \times 10^{-5}p^2 - 6.12293 \times 10^{-6}Tp^2 + 5.2787 \times 10^{-8}p^2T^2 \\ & + 54.6746S - 0.603459TS + 1.09987 \times 10^{-2}T^2S - 6.1670 \times 10^{-5}T^3S \\ & + 7.944 \times 10^{-2}S^{3/2} + 1.6483 \times 10^{-2}TS^{3/2} - 5.3009 \times 10^{-4}T^2S^{3/2} + 2.2838 \times 10^{-3}pS \\ & - 1.0981 \times 10^{-5}pTS - 1.6078 \times 10^{-6}pT^2S + 1.91075 \times 10^{-4}pS^{3/2} - 9.9348 \times 10^{-7}p^2S \\ & + 2.0816 \times 10^{-8}p^2TS + 9.1697 \times 10^{-10}p^2T^2S; \end{aligned}$$

C Les flotteurs Argo utilisés

C.1 Dans le Gyre de Weddell

23 flotteurs Argo dans la mer de Weddell sont utilisés dans ce travail. Ils sont tous situés dans le **Gyre de Weddell**. Le tableau 2 présente en détail ces flotteurs.

| Argo float | W number | 2014-2015 | 2015-2016 | 2016-2017 | 2017-2018 |
|------------|----------|-----------------|----------------|----------------|----------------------|
| | | Début - Fin | Début - Fin | Début - Fin | Début - Fin |
| 1 | 5904472 | - | - | 3 Oct - 30 Déc | 5 Jan - 10 Jan 2018 |
| 2 | 7900310 | - | - | - | 20 Jui - 12 Jan 2018 |
| 3 | 7900364 | 25 Jan - 14 Avr | - | - | - |
| 4 | 7900365 | 22 Aoû - 30 Déc | 10 Jan - 5 Fév | - | - |
| 5 | 7900367 | 25 Jan - 4 Avr | - | - | - |
| 6 | 7900370 | 20 Jan - 7 Juil | - | - | - |
| 7 | 7900372 | 19 Jan - 8 Mai | - | - | - |
| 8 | 7900373 | 16 Mai - 23 Déc | 3 Jan - 12 Mar | - | - |
| 9 | 7900374 | - | 16 Jan - 8 Dec | - | - |
| 10 | 7900376 | 24 Jan - 21 Dec | 1 Jan - 5 Feb | - | - |
| 11 | 7900377 | 16 Jan - 25 Mar | - | - | - |
| 12 | 7900378 | 24 Jan - 4 Mar | - | - | - |
| 13 | 7900379 | 20 Jan - 9 Avr | - | - | - |
| 14 | 7900381 | 26 Mar - 22 Déc | 2 Jan - 11 Fév | - | - |
| 15 | 7900382 | 17 Jan - 7 Mar | - | - | - |
| 16 | 7900383 | 20 Jan - 9 Avr | - | - | - |
| 17 | 7900413 | 11 Fév - 10 Mar | - | - | - |
| 18 | 7900464 | - | - | - | 11 Fév - 14 Jan 2018 |
| 19 | 7900467 | - | - | - | 3 Fév - 13 Aoû 2017 |
| 20 | 7900471 | - | - | - | 7 Fév - 19 Avr 2017 |
| 21 | 7900472 | - | - | - | 1 Fév - 12 Nov 2017 |
| 22 | 7900473 | - | - | - | 7 Fév - 4 Juil 2017 |
| 23 | 7900492 | - | - | - | 1 Fév - 15 Jan 2018 |

Table 2: Flotteurs Argo utilisés dans la mer de Weddell

C.2 Dans le plateau de Ross

7 flotteurs Argo dans la mer de Ross sont utilisés dans ce travail. Ils sont tous situés sur le **plateau de Ross**. Le tableau 3 présente les détails de ces flotteurs.

| Argo float | W number | 2013-2014 | 2014-2015 | 2015-2016 | 2016-2017 |
|------------|----------|-----------------|-----------------|-----------------|-----------------|
| | | Début - Fin | Début - Fin | Début - Fin | Début - Fin |
| 1 | 5904150 | 21 Déc - 28 Fév | 28 Déc - 7 Mar | 21 Déc - 29 Fév | 19 Déc - 12 Mar |
| 2 | 5904152 | 21 Déc - 14 Fév | 27 Nov - 11 Mar | 19 Déc - 19 Fév | 18 Déc - 25 Fév |
| 3 | 5904163 | 21 Déc - 7 Jan | 11 Jan - 8 Mar | 22 Déc - 29 Fév | 6 Déc - 13 Mar |
| 4 | 5904165 | 21 Déc - 21 Jan | 7 Jan - 3 Mar | 25 Déc - 26 Fév | 27 Nov - 19 Mar |
| 5 | 5904166 | 21 Déc - 28 Fév | 3 Jan - 7 Mar | 21 Déc - 28 Fév | 12 Déc - 13 Mar |
| 6 | 5904167 | 21 Déc - 15 Jan | 18 Jan - 7 Mar | 22 Déc - 22 Fév | 21 Nov - 20 Mar |
| 7 | 5904168 | 21 Déc - 28 Fév | 10 Jan - 7 Mar | 21 Déc - 28 Fév | 13 Déc - 13 Mar |

Table 3: Flotteurs Argo utilisés dans le plateau de Ross

C.3 Dans le Gyre de Ross

Un flotteur Argo dans le gyre de Ross est utilisé dans ce travail. Le tableau 4 présente les détails de ce flotteur. Notez que comme le satellite fournit des résultats jusqu'en décembre 2017, seuls les résultats du flotteur jusqu'à cette date sont pris en compte. En réalité, ce flotteur a été en mer jusqu'au 26 avril 2020.

| Argo float | W number | 2013-2014 | 2014-2015 | 2015-2016 | 2016-2017 | 2017-2018 |
|------------|----------|----------------|----------------|----------------|----------------|----------------|
| | | Début - Fin | Début - Fin | Début - Fin | Début - Fin | Début - Fin |
| 1 | 7900336 | 7 Fév - 24 Déc | 3 Jan - 19 Déc | 1 Jan - 28 Déc | 7 Jan - 25 Déc | 4 Jan - 15 Mai |

Table 4: Flotteur Argo utilisé dans le Gyre de Ross

References

- [1] ECMWF
European Centre for Medium-Range Weather Forecasts
<https://www.ecmwf.int/en/newsletter/147/news/era5-reanalysis-production>
- [2] Euro-Argo ERIC
European contribution to the Argo programme
<https://www.euro-argo.eu>
- [3] esa, cryosat
European Space Agency, CRYOSAT
<https://earth.esa.int/eogateway/missions/cryosat/description>
- [4] esa, envisat
European Space Agency, ENVISAT
<https://earth.esa.int/eogateway/missions/envisat?text=envisat>
- [5] NASA, Grace
NASA website : https://www.nasa.gov/mission_pages/Grace/overview/index.html
- [6] Wiese and al., 2016
Wiese, D. N., F. W. Landerer, and M. M. Watkins (2016), Quantifying and reducing leakage errors in the JPL RL05M GRACE mascon solution, *Water Resour. Res.*, 52, 7490–7502, doi:10.1002/2016WR019344

Ressource publiée sur Culture Sciences de l'Ingénieur: <https://eduscol.education.fr/sti/si-ens-paris-saclay>