

CryoTop Evolution : utiliser la pseudo-fauchée de CryoSat-2 pour raffiner la résolution des MNE et des cartes de taux de changements d'élévation.

Flora WEISSGERBER, Noel GOURMELEN

University of Edinburgh, School of Geosciences
Drummond Street, EH8 9XP, Edinburgh

flora.weissgerber@ed.ac.uk, noel.gourmelen@ed.ac.uk

Résumé – Les satellites radars altimètres permettent de quantifier la fonte de la glace terrestre, ainsi que son impact sur l'évolution du niveau des océans. L'objectif du traitement *Swath* développé pour les données interférométriques du satellite CryoSat-2, est d'augmenter la densité des mesures altimétriques, sans en augmenter le bruit. La sélection des données non bruitées est basée ici uniquement sur la qualité de la phase mesurée, en faisant l'hypothèse que la phase est affine par morceaux. Cet algorithme permet ainsi d'améliorer la précision des MNE et des taux de changement d'élévation estimés à partir des données d'élévation.

Abstract – The radar altimeter satellites enable to quantify the melt of the Earth's land ice, and its impact on the evolution on the sea level rise. The goal of the *Swath* processing developed for the SARIn data of the CryoSat-2 satellite is to increase the density of the altimetric measurement without adding noise to the final products. The selection of the unnoisy data is made on the phase quality alone, making the hypothesis that the phase is a piecewise slope function. This algorithm increases the accuracy of the DEM and the rate of elevation change maps computed from elevation data.

1 Introduction

Depuis 1992, la fonte des calottes au Groenland et en Antarctique ainsi que celle des glaciers de montagne a fait augmenter de 31 mm le niveau moyen des océans [1]. Mesurer le changement de volume de ces calottes et glaciers est donc primordial pour pouvoir quantifier la contribution de la cryosphère aux changements du niveau des mers et comprendre les mécanismes de fonte pour pouvoir faire des projections de l'évolution du niveau des océans.

Grâce à leur couverture, les radars altimètres ont permis de mesurer ces changements et d'augmenter notre connaissance sur la stabilité des calottes, les mécanismes de couplage entre la glace et l'océan ou l'importance des courants marins [2][3][4][5][6].

Pour pouvoir observer finement des phénomènes locaux comme les systèmes hydrauliques sub-glaciaux, les résolutions spatiales et temporelles doivent être les plus fines possible. Le radar altimètre CryoSat-2 est un radar dit "pulse-limited" ce qui permet une résolution de quelques mètres dans la direction perpendiculaire à la trajectoire [7]. La résolution dans la direction de la trajectoire est aussi affinée par rapport aux radars altimètres précédents par l'introduction d'un mode à synthèse d'ouverture.

Pour améliorer la résolution temporelle, il est nécessaire d'augmenter la densité des mesures. Cette opportunité nous est offerte par le mode interférométrique de CryoSat-2 qui permet de prendre en compte la pseudo-fauchée du satellite altimètre.

L'objectif du mode *Swath* que nous avons développés est de conserver un grand nombre d'élévations dans chaque forme d'onde acquise par CryoSat-2 [8, 9].

Le satellite CryoSat-2 et les données acquises seront présentés plus en détails à la section 2. L'algorithme de choix des échantillons au sein de la forme d'onde sera présenté à la section 3. Enfin, la section 4 présentera l'avantage du traitement *Swath* pour les cartes de taux de changement d'élévation et la validation de ces estimations.

2 Obtenir l'élévation à partir des données de CryoSat-2

2.1 CryoSat-2

CryoSat-2 est un radar altimètre en bande Ku, de longueur d'onde $\lambda_0 = 0.0221\text{m}$ et de fréquence $f_0 = 13.575\text{GHz}$, équipé de l'instrument SIRAL (SAR Interferometer Radar ALtimeter), composé de deux antennes séparées par une baseline $B_{\perp} = 1.1676\text{m}$ pour permettre un mode interférométrique. La bande passante $B_w = 320\text{MHz}$ permet une résolution de 0.47 m.

Ce radar altimètre agile peut acquérir selon plusieurs modes : un mode basse résolution (LRM), un mode SAR comportant une synthèse d'ouverture en azimut, qui permet de raffiner la résolution dans cette direction, et un mode Interférométrique SAR (SARIn) utilisant la capacité interférométrique du satellite avec une résolution azimut de 300 m. Le choix du mode

d'acquisition est fait en fonction d'un masque pré-défini par l'Agence Spatiale Européenne (ESA). Dans cet article, nous nous concentrons sur les régions pour lesquelles le mode SARIn est disponible.

2.2 Les formes d'onde

En mode SARIn, le produit L1b de CryoSat-2 est une forme d'onde composée de trois paramètres : la puissance, la différence de phase entre les deux antennes et la cohérence associée à cette différence de phase. La cohérence et la différence de phase sont calculées à partir du produit hermitien du signal reçu par les deux antennes, moyenné selon un nombre de vues N_L .

Une forme d'onde caractéristiques de la rétrodiffusion associée à une surface est représentée à la 1. La puissance de la forme d'onde contient un pic, associée à la réponse spéculaire de la surface. La cohérence présente deux régimes : le régime spéculaire pour l'écho principale et un régime représentant la diffusion de volume. La phase peut être modélisée comme affine par morceaux.

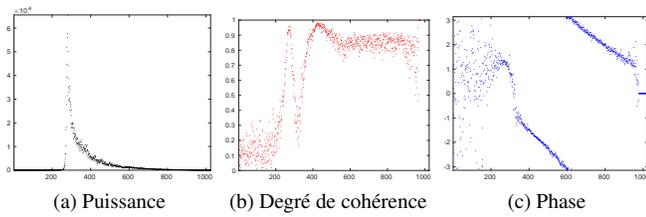


FIGURE 1 – La puissance, le degré de cohérence et la phase de la forme d'onde 122 du fichier CS_LTA_SIR_SIN_1B_20100722T023119_20100722T023216_C001.DBL de CryoSat-2.

2.3 Utiliser la pseudo-fauchée du satellite

L'altimétrie traditionnelle se concentre sur l'obtention de la distance entre le satellite et le point de la surface le plus proche appelé POCA (point of closest approach). Le POCA est déterminé par un algorithme appelé retracker, à partir la forme de la puissance de la forme d'onde.

En mode interférométrique, la différence de phase ϕ peut être reliée à l'angle de vue de la surface θ , selon la formule :

$$\phi = \frac{2\pi}{\lambda_0} B_{\perp} \sin(\theta) \quad (1)$$

Cette mesure de la différence de phase permet d'obtenir une triangulation plus précise de la position des rétrodiffuseurs, mais présente une ambiguïté lorsque la surface présente une pente supérieure à 0.5° .

Lorsqu'on veut utiliser toute la pseudo-fauchée du satellite, on est confronté à l'enroulement de la phase. Deux étapes sont donc nécessaires pour obtenir un phase absolue et non plus 2π -périodique :

- Dérouler la phase, pour obtenir un vecteur de phase continue.

- Enlever l'ambiguïté. Pour ce faire, les élévations mesurée sont comparée à un Modèle Numérique d'Elévation (MNE) de référence pour un offset total de la phase de $-4\pi, -2\pi, 0, 2\pi, 4\pi$. L'offset choisi est celui qui minimise la différence d'élévation totale et la différence de pente entre le MNE de référence et l'élévation mesurée.

3 Sélection de la phase

La réponse des diffuseurs est impactée par deux sources d'incertitudes :

- Le speckle, induit par l'interaction cohérente de la rétrodiffusion d'un grand nombre de diffuseur au sein de la cellule de résolution ;
- Le bruit thermique, lié à l'électronique du capteur.

Pour garantir la qualité des mesures d'élévation et des produits dérivés de ces mesures, il est nécessaire de filtrer la phase et de supprimer les portions bruitées de la forme d'onde.

3.1 La mesure de la qualité de la phase

Pour sélectionner les phases qui sont peu bruitées, on peut utiliser un critère lié à la nature du bruit. On peut par exemple déterminer un seuil sur la puissance du signal pour prendre en compte l'effet du bruit thermique.

L'effet du bruit thermique peut aussi être mesurée par un seuil sur la cohérence, qui permet en même temps de prendre en compte l'effet du speckle. Cependant, l'étalement de la distribution de la phase dans le cas du speckle pleinement développé ne dépend pas uniquement du degré de cohérence, mais aussi du nombre de vues N_L utilisé pour calculer la cohérence [10].

Dans le cas de CryoSat-2, la puissance du signal varie avec la topographie, rendant très difficile de fixer un seuil unique pour toutes les régions étudiées. De plus, il est difficile d'obtenir précisément le nombre de vues à partir des données L1b. Comme les échos utilisés dans la synthèse ne sont pas forcément indépendants ou identiquement distribués, N_L varie avec la forme d'onde mais aussi au sein de la forme d'onde.

Nous avons donc décidé d'évaluer la qualité de la phase directement à partir de la distribution de la phase mesurée en utilisant le moment circulaire d'ordre 1 de la distribution de phase $R = \frac{1}{N} |\sum_{n=1}^N e^{i\phi_n}|$ où $\{\phi_n\}_{n=1..N}$ sont iid [11]. Il a été montré que cet indicateur de la qualité de la phase a des performances proches de celui du degré de cohérence estimé dans le cas du speckle pleinement développé et qu'il est plus robuste en présence de cible ponctuelle [12]. De plus, cet indicateur est indépendant de la connaissance du nombre de vues N_L le rendant particulièrement adapté à notre analyse.

Dans le cas des données L1b de CryoSat-2, la moyenne de la distribution de la phase n'est pas constante le long de la forme d'onde. Nous allons donc utiliser le critère suivant :

$$R = \frac{1}{N} \left| \sum_{n=1}^N e^{i\phi_n - \varphi_n} \right| \quad (2)$$

où φ_n est la moyenne de la distribution de la phase à l'échantillon n .

3.2 Estimation de la pente de la phase par fenêtre glissante

Nous faisons ici l'hypothèse que φ_n est affine par morceaux. L'objectif est donc de déterminer la meilleure pente pour un sous ensemble de phase $\{\phi_m\}_{m=1..M}$, $M < N$.

Comme dans les problématiques d'estimation de la fréquence, si M est trop petit, la précision sur la pente est faible, surtout en présence de bruit. Si M est trop grand, la précision temporelle de la mesure de la pente de la phase est réduite.

La méthode développée dans ce travail est inspirée du spectrogramme. Elle consiste à estimer la pente de la phase par fenêtre glissante de taille M_1 , avec un recouvrement de M_2 échantillons entre deux fenêtres glissantes successives. Pour obtenir une seule estimation de pente par portion de la forme d'onde et supprimer l'effet du recouvrement, on sélectionne la pente ayant la plus faible dispersion R parmi les pentes précédemment estimées pour chaque portions. Un seuil R_s est appliqué à R , pour supprimer les segments de phase trop bruités, avant de dérouler la phase.

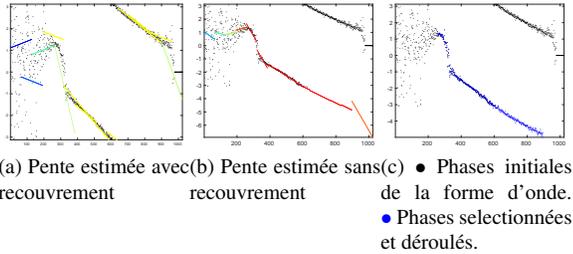


FIGURE 2 – Pentas de la phase estimées pour $M_1 = 128$ et $M_2 = 64$, avec et sans recouvrement.

Cette méthode est illustrée à la figure 2 pour $M_1 = 128$ et $M_2 = 64$. Les phases sélectionnées et déroulée à l'issue de l'algorithme est illustrée à la figure 2c pour un seuil $R_s = 0,95$. Le nombre de points conservés dans la forme d'onde est de 640.

4 Validation et avantage du traitement Swath pour les cartes de changement d'élévation

Les cartes des taux de changements d'élévations \dot{h} sont estimées à partir de la régression d'un modèle sur une grille [14] :

$$z(x, y, t) = c_0 + c_x x + c_y y + \dot{h} t \quad (3)$$

La figure présente les estimations de \dot{h} en utilisant les élévations sélectionnées en utilisant la méthode proposée (figure 5b) et la méthode swath pour laquelle les élévations ont été sélectionnées par un seuil de 0,8 sur la cohérence et 10^4 sur la puissance normalisée (figure 3b) sur le glacier de Jakobshavn. La méthode de sélection par seuil est la méthode utilisée traditionnellement dans la littérature actuellement [9, 14]. La méthode proposée permet d'augmenter le nombre d'observations utilisées dans le modèle d'inversion et de lisser la carte

de changement d'élévation.

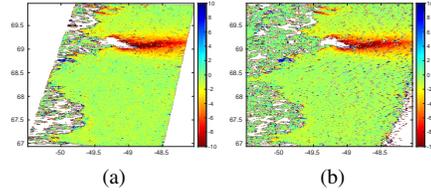


FIGURE 3 – \dot{h} estimé à partir des élévations sélectionnées (a) par la méthode proposée (b) par des seuils sur le degré de cohérence (0,8) et la puissance normalisée (10^4).

Nos mesures de changement d'élévation ont été comparées aux mesures de changement d'élévation obtenue à partir de mesure laser lors des campagnes Opération IceBridge (OIB) pour la période 2010-03-23, 2015-05-15. Après suppression du bruit dans les cartes de changement d'élévation obtenues à partir des données swath, 652 points de comparaison avec les données OIB sont obtenues pour la méthode proposée dans cet article et 715 pour la sélection des élévations effectuée par des seuils sur le degré de cohérence et la puissance. Les histogrammes de la différence des changements d'élévation pour ces points de comparaisons sont représentés à la figure 4. Le biais est de $-0.13 \pm 0.75 \text{ ma}^{-1}$ pour la méthode proposée dans cet article et de $-0.21 \pm 0.74 \text{ ma}^{-1}$ pour la sélection des élévations par des seuils sur le degré de cohérence et la puissance.

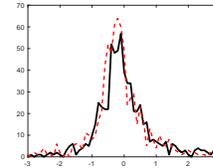


FIGURE 4 – Histogrammes des différences de changements d'élévation entre les données Operation IceBridge et les cartes mesurées — par la méthode proposée - - par des seuils sur le degré de cohérence (0,8) et la puissance normalisée (10^4).

Dans des régions de topographie complexe où les observations de CryoSat sont moins nombreuses, la méthode proposée peut permettre d'améliorer la couverture des cartes de changement d'élévation en augmentant le nombre d'observations sélectionnées par forme d'onde. La couverture de certaines zones est néanmoins réduite car l'introduction d'un grand nombre de données peut augmenter le bruit des cartes de changement d'élévation.

La figure 5 présente les cartes de changement d'élévation obtenue dans le champ de glace Sud de Patagonie. La méthode de sélection proposée permet d'augmenter la couverture sur la langue du glacier Pio XI à l'Ouest ainsi que sur le glacier Viedma à l'Est et le glacier Upsala au Sud-Est. Dans la partie Sud, le changement d'élévation d'un tributaire du glacier Upsala a pu être mesuré par la méthode proposée. Son amincissement rapide a pu être mis en évidence alors que la zone ne

contenant pas assez d'observations pour l'inversion du modèle de regression dans le cas de la selection des points par un seuil sur le degré de cohérence et la puissance. Cependant, une partie de la zone d'ablation du glacier Pio XI n'est plus couvertes due à l'augmentation de l'erreur σ associée à l'inversion du modèle.

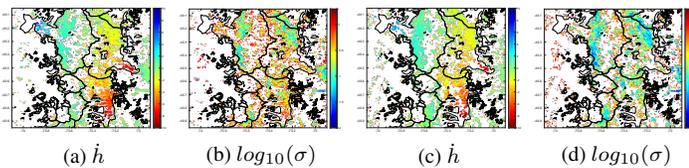


FIGURE 5 – \hat{h} estimé et $\log_{10}(\sigma)$ correspondante dans le cas des élévations sélectionnées (a-b) par la méthode proposée (c-d) par des seuils sur le degré de cohérence (0,8) et la puissance normalisée (10^4). Les traits pleins représentent les limites des bassins des glaciers.

5 Conclusion

CryoSat-2 est un satellite radar altimètre permettant la mesure de la variation du niveau de la glace terrestre. Le mode SARIn permet non seulement d'obtenir une résolution spatiale de l'ordre de quelques mètres en distance et de quelques centaines de mètre en azimut, mais aussi de déterminer l'angle de vue le long de la pseudo-fauchée. Grâce aux algorithmes *sswath*, il est possible d'obtenir des données d'élévation le long de la pseudo-fauchée et d'augmenter la densité des mesures d'altimétrie.

Dans cet article, nous étudions la sélection des échantillons dans la forme d'onde en utilisant un critère sur la qualité de la phase mesurée, en faisant uniquement l'hypothèse que la phase est affine par morceaux. En effet, la cohérence n'est pas un indicateur suffisant de la qualité des mesures de phase dans le cas des données CryoSat-2 car le nombre de vues équivalent n'est pas connu.

L'amélioration de la densité des élévations z augmente le nombre de cellules pour lesquelles il est possible de calculer \hat{h} . Ceci rend possible l'observation du changement d'élévation sur certaines zones à la topographie complexe. Cependant, cette augmentation de nombre d'observation a aussi pour effet d'augmenter l'erreur de regression, ce qui peut diminuer la couverture après débruitage des cartes de \hat{h} . La méthode proposée dans cette article est donc prometteuse mais nécessite une étude plus fine pour déterminer sous quelles conditions elle permet effectivement d'augmenter la couverture des cartes de changement d'élévation.

Références

[1] IPCC (2013), *Climate Change 2013 - the Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the IPCC*, 1-996 pp., Cambridge University Press.

[2] Zwally, H. J., A. C. Brenner, J. A. Major, R. A. Bind-schadler, and J. G. Marsh (1989), Growth of Greenland Ice-Sheet - Measurement, *Science*, 246, 1587-1589.

[3] Wingham, D. J., A. Ridout, R. Scharroo, R. Arthern, and C. K. Shum (1998), Antarctic elevation change from 1992 to 1996, *Science*, 282, 456-458.

[4] Shepherd, A., D. Wingham, T. Payne, and P. Skvarca (2003), Larsen ice shelf has progressively thinned, *Science*, 302, 856-859.

[5] Fricker, H. A., T. Scambos, R. Bind-schadler, and L. Padman (2007), An active subglacial water system in West Antarctica mapped from space, *Science*, 315, 1544-1548.

[6] Pritchard, H. D., R. J. Arthern, D. G. Vaughan, and L. A. Edwards (2009), Extensive dynamic thinning on the margins of the Greenland and Antarctic ice sheets, *Nature*, 461, 971-975.

[7] Wingham, D. J., Francis, C. R., Baker, S., Bouzinac, C., Brockley, D., Cullen, R., Phalippou, L. (2006). CryoSat : A mission to determine the fluctuations in Earth's land and marine ice fields. *Advances in Space Research*, 37(4), 841-871.

[8] Hawley, R. L., A. Shepherd, R. Cullen, V. Helm, and D. J. Wingham (2009), Ice-sheet elevations from across-track processing of airborne interferometric radar altimetry, *Geophys. Res. Lett.*, 36, L22501, doi :10.1029/2009GL040416.

[9] Gray, L., Burgess, D., Copland, L., Cullen, R., Galin, N., Hawley, R., Helm, V. (2013). Interferometric swath processing of Cryosat data for glacial ice topography. *The Cryosphere*, 7(6), 1857.

[10] Maitre, H. (2001). *Traitement des images de RSO*. Hermes Science Publications

[11] Mardia K. V. and P. E. Jupp. (1999) *Directional Statistics*. Wiley.

[12] Weissgerber F.(2016), *Traitement cohérents d'images RSO multi-modes multi-résolutions pour la caractérisation du milieu urbain..* (Thèse de Doctorat, Télécom ParisTech, Paris).

[13] Martin, C. F., W. B. Krabill, S. S. Manizade, R. L. Russell, J. G. Sonntag, R. N. Swift, and J. K. Yungel (2012), Air-borne Topographic Mapper Calibration Procedures and Accuracy Assessment, Greenbelt, Md. : National Aeronautics and Space Administration, Goddard Space Flight Center, 2012]

[14] Foresta, L., N. Gourmelen, F. Pálsson, P. Nienow, H. Björnsson, and A. Shepherd (2016), Surface elevation change and mass balance of Icelandic ice caps derived from swath mode CryoSat-2 altimetry, *Geophys. Res. Lett.*, 43, doi :10.1002/2016GL071485.

[15] McMillan, M., A. Shepherd, A. Sundal, K. Briggs, A. Muir, A. Ridout, A. Hogg, and D. Wingham (2014), Increased ice losses from Antarctica detected by CryoSat-2, *Geophys. Res. Lett.*, 41, 3899-3905.