

## Comparaison entre l'estimation de l'albedo en surface de MAR et les valeurs d'albedo reconstituées à partir du capteur OLCI de Sentinel-3

**Auteur** : Ernotte, Robin

**Promoteur(s)** : Fettweis, Xavier; Glaude, Quentin

**Faculté** : Faculté des Sciences

**Diplôme** : Master en sciences géographiques, orientation géomatique, à finalité spécialisée en geodata-expert

**Année académique** : 2024-2025

**URI/URL** : <http://hdl.handle.net/2268.2/22271>

---

### Avertissement à l'attention des usagers :

*Tous les documents placés en accès ouvert sur le site le site MatheO sont protégés par le droit d'auteur. Conformément aux principes énoncés par la "Budapest Open Access Initiative" (BOAI, 2002), l'utilisateur du site peut lire, télécharger, copier, transmettre, imprimer, chercher ou faire un lien vers le texte intégral de ces documents, les disséquer pour les indexer, s'en servir de données pour un logiciel, ou s'en servir à toute autre fin légale (ou prévue par la réglementation relative au droit d'auteur). Toute utilisation du document à des fins commerciales est strictement interdite.*

*Par ailleurs, l'utilisateur s'engage à respecter les droits moraux de l'auteur, principalement le droit à l'intégrité de l'oeuvre et le droit de paternité et ce dans toute utilisation que l'utilisateur entreprend. Ainsi, à titre d'exemple, lorsqu'il reproduira un document par extrait ou dans son intégralité, l'utilisateur citera de manière complète les sources telles que mentionnées ci-dessus. Toute utilisation non explicitement autorisée ci-avant (telle que par exemple, la modification du document ou son résumé) nécessite l'autorisation préalable et expresse des auteurs ou de leurs ayants droit.*

---

# Comparaison entre l'estimation de l'albédo en surface de MAR et les valeurs d'albédo reconstituées à partir du capteur OLCI de Sentinel-3

Étude de cas de la calotte glaciaire du Groenland  
en 2018 et 2019

Mémoire présenté pour l'obtention du titre de  
Master en sciences géographiques, orientation géomatique,  
à finalité spécialisée en geodata-expert

<b>Auteur</b>	Robin ERNOTTE
<b>Président du jury</b>	Pr René WARNANT
<b>Promoteur</b>	Pr Xavier FETTWEIS
<b>Co-promoteur</b>	Dr Quentin GLAUDE
<b>Jury de lecture</b>	Pr François JONARD Pr René WARNANT

Année académique 2024–2025  
Janvier 2025

## Remerciements

Je souhaite sincèrement remercier le professeur Xavier Fettweis, mon promoteur, ainsi que le docteur Quentin Glaude, mon co-promoteur, pour leur accompagnement et leurs conseils. Leur disponibilité, leurs encouragements et leur soutien ont rendu possible l'aboutissement de ce travail.

Je tiens également à remercier le professeur René Warnant, président du jury, pour sa bienveillance, sa patience et son soutien.

Je remercie les membres du jury qui prendront le temps de lire ce mémoire.

## Résumé

L'albédo de la neige et de la glace est une grandeur physique dépendant de nombreuses variables, dont les implications sur le climat sont importantes. La compréhension des phénomènes gouvernant la variabilité de l'albédo passe par le développement et l'évaluation de modèles, dont fait partie le Modèle Atmosphérique Régional (MAR).

Ce mémoire compare les estimations d'albédo de MAR avec les valeurs d'albédo reconstituées à partir du capteur *Ocean and Land Colour Instrument* (OLCI) de Sentinel-3. La reconstitution des valeurs d'albédo fait usage de l'algorithme *Sentinel-3 Snow and Ice* (SICE). La comparaison se limite à l'inlandsis groenlandais pour les années 2018, année de faible fonte, et 2019, année de forte fonte. Un produit dérivé des observations du capteur *Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer* (MODIS) ainsi qu'un produit du *Geological Survey of Denmark and Greenland* (GEUS) issus des observations de Sentinel-3 sont utilisés pour valider cette comparaison.

La comparaison montre que les estimations d'albédo de MAR sont globalement cohérentes avec les valeurs d'albédo reconstituées. La racine de l'erreur quadratique moyenne (RMSE) est de 0,07 en 2018 et de 0,08 en 2019. Ces RMSE sont légèrement plus élevés que ceux issus des comparaisons entre données satellitaires (0,06). Une légère sous-estimation est détectée dans les plus faibles valeurs d'albédo de la neige. Le principal résultat est la mise en évidence d'une surestimation dans la zone d'ablation (biais positif de 0,05 en 2018 et de 0,07 en 2019), qui devient maximale lorsque la glace devient prédominante en surface. En effet, les estimations de l'albédo de la glace sont problématiques car elles ne montrent pas de lien avec l'albédo observé : la paramétrisation de l'albédo de la glace par MAR fournit des valeurs quasi constantes de  $\approx 0,55$  alors que les valeurs observées couvrent une plage allant de 0,35 à 0,6. L'albédo de la glace est donc principalement surestimé par MAR.

La capacité de MAR à modéliser la nature de la couche en surface est primordiale pour obtenir des estimations d'albédo fiables. Ce mémoire effectue donc aussi une comparaison entre les étendues de glace vive modélisées par MAR et les étendues de glace vive déduites des produits d'albédo satellitaires. Celle-ci montre que MAR sous-estime l'étendue de glace vive en 2018 et la surestime en 2019. De plus, que ce soit en 2018 ou en 2019, l'apparition de glace vive dans MAR présente un retard par rapport aux données satellitaires.

Les résultats obtenus corroborent de précédentes études. Ils suggèrent qu'une amélioration de la paramétrisation de l'albédo de la glace de MAR est souhaitable.

## Abstract

Snow and ice albedo is a physical quantity dependent on numerous variables, with significant implications for the climate. Understanding the phenomena governing albedo variability requires the development and evaluation of models, such as *Modèle Atmosphérique Régional* (MAR).

This master's thesis compares the albedo simulated by MAR with albedo values reconstructed from Sentinel-3's Ocean and Land Colour Instrument (OLCI). The reconstruction of albedo values is based on the Sentinel-3 Snow and Ice (SICE) algorithm. The comparison is limited to the Greenland Ice Sheet for the years 2018, a year of low melt, and 2019, a year of high melt. A product derived from observations by the Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer (MODIS), as well as a product from the Geological Survey of Denmark and Greenland (GEUS) based on Sentinel-3 observations, are used to validate this comparison.

The comparison shows that MAR albedo is generally consistent with reconstructed albedo values. The root mean square error (RMSE) is 0.07 in 2018 and 0.08 in 2019. These RMSE values are slightly higher than those obtained from comparisons between satellite data (0.06). A slight underestimation is detected in the lowest snow albedo values. The main result is the identification of an overestimation in the ablation zone (a positive bias of 0.05 in 2018 and 0.07 in 2019), which becomes maximal when ice dominates at the surface. Indeed, ice albedo simulated by MAR is problematic because it shows no correlation with observed albedo. The MAR ice albedo scheme provides nearly constant values of  $\approx 0.55$ , whereas observed values range from 0.35 to 0.6. Thus, ice albedo is mainly overestimated by MAR.

MAR's ability to model the surface layer's characteristics is crucial for obtaining reliable albedo values. Therefore, this master's thesis also compares the extent of bare ice modeled by MAR with the extent of bare ice inferred from satellite albedo products. This comparison shows that MAR underestimates the extent of bare ice in 2018 and overestimates it in 2019. Furthermore, in both 2018 and 2019, the appearance of bare ice in MAR is delayed compared to satellite data.

The results obtained corroborate previous studies. They suggest that improving the MAR bare-ice albedo scheme is needed.

# Table des matières

<b>Liste des abréviations . . . . .</b>	<b>vii</b>
<b>I Introduction . . . . .</b>	<b>1</b>
<b>II État de l'art . . . . .</b>	<b>3</b>
<b>II.1 Définitions . . . . .</b>	<b>3</b>
II.1.1 Grandeurs radiométriques . . . . .	3
II.1.2 BRDF, facteurs de réflectance, réflectances . . . . .	5
II.1.3 Albédo . . . . .	8
<b>II.2 Facteurs déterminant l'albédo de la neige et de la glace . . . . .</b>	<b>8</b>
II.2.1 Facteurs intrinsèques . . . . .	9
II.2.2 Facteurs extrinsèques . . . . .	10
<b>II.3 Groenland . . . . .</b>	<b>11</b>
II.3.1 Zones glaciologiques . . . . .	12
II.3.2 Valeurs d'albédo . . . . .	14
<b>II.4 Modèle Atmosphérique Régional (MAR) . . . . .</b>	<b>16</b>
II.4.1 Estimation de l'albédo . . . . .	19
<b>II.5 Comparaisons d'albédo entre MAR et des données satellitaires . . . . .</b>	<b>22</b>
<b>III Méthodologie . . . . .</b>	<b>25</b>
<b>IV Données . . . . .</b>	<b>27</b>
<b>IV.1 MAR . . . . .</b>	<b>27</b>
<b>IV.2 OLCI . . . . .</b>	<b>28</b>
<b>IV.3 MODIS . . . . .</b>	<b>30</b>
<b>IV.4 OLCI GEUS . . . . .</b>	<b>32</b>
<b>IV.5 Comparabilité . . . . .</b>	<b>33</b>
<b>V Traitements des données . . . . .</b>	<b>35</b>
<b>V.1 Reconstitution des valeurs d'albédo à partir des données OLCI . . . . .</b>	<b>35</b>
<b>V.2 Uniformisation des données . . . . .</b>	<b>36</b>
V.2.1 MAR . . . . .	37
V.2.2 OLCI . . . . .	37
V.2.3 MODIS . . . . .	38
V.2.4 OLCI GEUS . . . . .	38
<b>V.3 Comparaisons . . . . .</b>	<b>38</b>
V.3.1 Indicateurs statistiques . . . . .	39
V.3.2 Albédo . . . . .	39
V.3.3 Étendue de glace vive . . . . .	41

<b>VI Résultats. . . . .</b>	<b>43</b>
<b>VI.1 Ensemble de la calotte glaciaire. . . . .</b>	<b>43</b>
VI.1.1 Analyse temporelle. . . . .	48
VI.1.2 Analyse spatiale . . . . .	53
<b>VI.2 Zone d'ablation . . . . .</b>	<b>57</b>
<b>VI.3 Modélisation des zones de glace par MAR . . . . .</b>	<b>61</b>
<b>VII Conclusion . . . . .</b>	<b>67</b>
<b>Annexes. . . . .</b>	<b>71</b>
<b>A Détail des fichiers annexes . . . . .</b>	<b>71</b>
A.1 Scripts . . . . .	71
A.2 Environnements. . . . .	71
A.3 Listes des fichiers de données . . . . .	72
<b>B Résultats supplémentaires . . . . .</b>	<b>73</b>
<b>Bibliographie . . . . .</b>	<b>89</b>

## Liste des abréviations

AOLCI	<i>Advanced Ocean and Land Colour Instrument</i>
API	<i>Application Programming Interface</i>
AVHRR	<i>Advanced Very High Resolution Radiometer</i>
AWS	<i>Automatic weather station</i>
CEN	Centre d'Études de la Neige
DAAC	<i>Distributed Active Archive Center</i>
ELA	<i>Equilibrium line altitude</i>
Envisat	<i>Environmental Satellite</i>
EOS	<i>Earth Observing System</i>
EPSG	<i>European Petroleum Survey Group</i>
ESA	<i>European Space Agency</i>
ESM	<i>Earth system model</i>
EUMETSAT	<i>European Organisation for the Exploitation of Meteorological Satellites</i>
GC-Net	<i>Greenland Climate Network</i>
GCOS	<i>Global Climate Observing System</i>
GDAL	<i>Geospatial Data Abstraction Library</i>
GEE	<i>Google Earth Engine</i>
GeoTIFF	<i>Geospatial Tagged Image File Format</i>
GEUS	<i>Geological Survey of Denmark and Greenland</i>
GPT	<i>Graph Processing Tool</i>
IFOV	<i>Instantaneous field of view</i>
JJA	Juin, juillet, août
L1b	<i>Level-1B</i>
LAC	<i>Light-absorbing constituents</i>
LAI	<i>Light-absorbing impurities</i>
LTA	<i>Long Term Archive</i>
MAR	Modèle Atmosphérique Régional
MBE	<i>Mean bias error</i>
MERIS	<i>Medium Resolution Imaging Spectrometer</i>
MJJAS	Mai, juin, juillet, août, septembre
MODIS	<i>Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer</i>
NASA	<i>National Aeronautics and Space Administration</i>

NetCDF	<i>Network Common Data Form</i>
NGO	<i>Next Generation Optical</i>
NSIDC	<i>National Snow and Ice Data Center</i>
OLCI	<i>Ocean and Land Colour Instrument</i>
PROMICE	<i>Programme for Monitoring of the Greenland Ice Sheet</i>
RACMO	<i>Regional Atmospheric Climate Model</i>
REST	<i>Representational State Transfer</i>
RMSE	<i>Root mean square error</i>
S <sub>3</sub> -SNOW	<i>Sentinel-3 for Science, Land Study 1 : SNOW</i>
SAFE	<i>Standard Archive Format for Europe</i>
SCDA	<i>Simple Cloud Detection Algorithm</i>
SEOM	<i>Scientific Exploitation of Operational Missions</i>
SICE	<i>Sentinel-3 Snow and Ice</i>
SISVAT	<i>Soil Ice Snow Vegetation Atmosphere Transfer</i>
SLSTR	<i>Sea and Land Surface Temperature Radiometer</i>
SNAP	<i>Sentinel Application Platform</i>
SNICAR	<i>Snow, Ice, and Aerosol Radiative</i>
SZA	<i>Solar zenith angle</i>
TARTES	<i>Two-stream Analytical Radiative TransfEr in Snow</i>
TOA	<i>Top-of-atmosphere</i>
URL	<i>Uniform Resource Locator</i>
WGS84	<i>World Geodetic System 1984</i>
XFDU	<i>XML Formatted Data Units</i>
XML	<i>Extensible Markup Language</i>

# Chapitre I

## Introduction

EN toute généralité, l'albédo est défini comme le rapport entre le flux énergétique réfléchi par une surface et le flux énergétique incident à celle-ci, dans les courtes longueurs d'onde (par exemple, entre  $0,3\text{ }\mu\text{m}$  et  $3\text{ }\mu\text{m}$ ). L'Organisation météorologique mondiale le classe parmi les variables climatiques essentielles (GCOS, 2016, 2022). Son principal intérêt réside dans son rôle dans le bilan énergétique. L'albédo peut modifier la quantité d'énergie qui intervient dans des processus climatiques et biologiques. Il est donc d'une grande importance pour étudier l'évolution du climat.

L'un des effets les plus importants de l'albédo sur le bilan énergétique est le déclenchement d'une boucle de rétroaction positive lorsqu'une surface enneigée se met à fondre (Xiao *et al.*, 2017). En effet, lorsque la neige présentant un albédo élevé fond, cela dévoile une surface d'albédo plus faible, ce qui augmente la quantité d'énergie disponible pour la fonte. La surveillance de lieux expérimentant d'importantes fontes, comme le Groenland, est donc essentielle (Elmes *et al.*, 2021).

La compréhension des phénomènes gouvernant la variabilité de l'albédo de la neige et de la glace passe par le développement de modèles. Le Modèle Atmosphérique Régional (MAR) est l'un d'entre eux. Néanmoins, celui-ci requiert des améliorations dans sa paramétrisation de l'albédo (Fettweis *et al.*, 2011), et plus particulièrement dans la représentation de l'albédo de la glace vive (Fettweis *et al.*, 2017).

Ces modèles nécessitent d'être évalués pour être améliorés. Les dernières évaluations de l'albédo du modèle MAR par rapport à des données satellitaires ont utilisé des produits dérivés du capteur *Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer* (MODIS) (Alexander *et al.*, 2014; Antwerpen *et al.*, 2022). Cependant, ce dernier ne sera plus opérationnel en 2026 (NSIDC, 2021). L'utilisation de nouveaux capteurs est donc nécessaire.

Dans ce mémoire, les estimations du modèle MAR sont comparées aux valeurs d'albédo reconstituées à partir du capteur *Ocean and Land Colour Instrument* (OLCI). Ce capteur est monté sur les satellites Sentinel-3A et Sentinel-3B. La continuité des mesures d'OLCI sera assurée jusqu'en 2035 grâce à leurs successeurs Sentinel-3C et Sentinel-3D (Lucas *et al.*, 2023).

Pour réaliser ce travail, différentes étapes seront nécessaires. Dans un premier temps, un état de l'art sera effectué. Celui-ci comprendra une définition plus précise de l'albédo, les facteurs déterminant l'albédo de la neige et de la glace, une description du Groenland et de ses particularités influençant l'albédo, une présentation de la façon

dont MAR produit des estimations d’albédo ainsi que les comparaisons déjà effectuées entre MAR et des valeurs d’albédo reconstituées à partir de données satellitaires. Dans un deuxième temps, la méthodologie sera explicitée. Ensuite, les données utilisées et les traitements effectués seront détaillés. Finalement, les résultats des comparaisons seront présentés et analysés.

## Chapitre II

### État de l'art

#### II.1 Définitions

**E**N introduction, l'albédo a été défini comme le rapport entre le flux énergétique réfléchi par une surface et le flux énergétique incident à celle-ci, dans les courtes longueurs d'onde. Néanmoins, le terme « albédo » peut en fait se rapporter à différentes grandeurs géophysiques qui ont chacune leur propre définition. L'albédo peut être spectral ou défini sur des intervalles de longueurs d'onde plus ou moins larges. Il peut également être direct, diffus ou réel, selon les considérations géométriques envisagées.

Les valeurs d'albédo obtenues à partir d'observations ou de modèles différents répondent rarement à la même définition. Il est nécessaire de définir précisément l'albédo pour pouvoir *in fine* s'assurer de la comparabilité des différents jeux de données d'albédo utilisés dans ce mémoire.

Pour ce faire, dans un premier temps, un rappel des grandeurs radiométriques est effectué. Dans un deuxième temps, la fonction de distribution de la réflectance bidirectionnelle, certains facteurs de réflectance ainsi que certaines réflectances vont être définis. Finalement, des définitions pour les différents types d'albédo vont être fournies.

##### II.1.1 Grandeur radiométriques

Les grandeurs radiométriques permettent de mesurer l'énergie associée à un rayonnement électromagnétique. Leur utilisation est donc indispensable pour pouvoir définir l'albédo.

La puissance rayonnante (ou flux énergétique)  $\Phi$  est la quantité d'énergie d'un rayonnement émis, reçue, transmise ou réfléchie par unité de temps. Elle est donc exprimée en W.

L'éclairement énergétique (ou irradiance)  $E$  est la puissance rayonnante reçue par une surface, par unité de surface. Il est donc relié à la puissance rayonnante par

$$E = \frac{d\Phi_i}{dA}, \quad (\text{II.1})$$

avec  $A$  l'aire de la surface (exprimée en  $\text{m}^2$ ), et est donc exprimé en  $\text{W m}^{-2}$ . Dans la

suite de ce travail, l'utilisation de l'indice  $i$  indique que la grandeur est relative au rayonnement incident. À l'inverse, l'utilisation de l'indice  $r$  signifie que la grandeur est relative au rayonnement réfléchi. L'exitance énergétique  $M$  est définie de façon similaire mais pour la puissance rayonnante quittant la surface.

Jusqu'à présent, les définitions n'ont pas pris en compte la direction du rayonnement. Or, cet aspect est essentiel. Par exemple, en télédétection, les capteurs des satellites effectuent des mesures dans une direction donnée associée à un champ de vision instantané (IFOV).

La définition du concept d'angle solide est nécessaire pour intégrer la composante directionnelle dans les mesures radiométriques. L'angle solide correspond à la portion de l'espace délimitée par un cône. De façon analogue à l'angle plan, l'angle solide  $\omega$  (exprimé en sr, soit en stéradian) est défini par le rapport entre l'aire  $S$  (exprimée en  $\text{m}^2$ ) de la surface sphérique interceptée par le cône et le rayon  $r$  (exprimé en m) au carré de la sphère, soit

$$\omega = \frac{S}{r^2}. \quad (\text{II.2})$$

La figure II.1a page suivante fournit une représentation de l'angle solide élémentaire en coordonnées sphériques. Les coordonnées sphériques sont définies par un rayon  $r$ , un angle zénithal  $\theta$  et un azimuth  $\phi$ . La figure montre que

$$dS = r^2 \sin(\theta) d\theta d\phi. \quad (\text{II.3})$$

Dès lors, en coordonnées sphériques, l'angle solide élémentaire est donné par

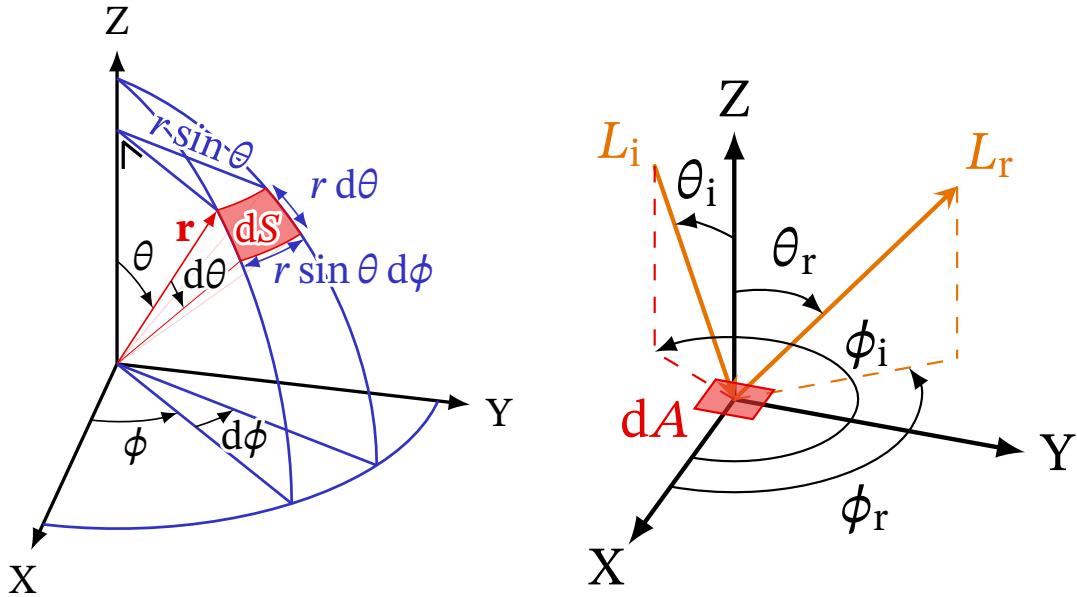
$$d\omega = \sin(\theta) d\theta d\phi. \quad (\text{II.4})$$

À présent, la luminance énergétique (ou radiance)  $L$  peut être définie. Il s'agit de la puissance rayonnante reçue ou émise par une surface, par unité de surface, et dans une direction donnée, par unité d'angle solide. La luminance énergétique est donc

$$L = \frac{d\Phi}{dA \cos(\theta) d\omega} = \frac{d\Phi}{dA d\Omega} \quad (\text{II.5})$$

et est exprimée en  $\text{W m}^{-2} \text{sr}^{-1}$ . L'utilisation de l'angle solide projeté  $d\Omega$ , donné par  $d\Omega = \cos(\theta) d\omega$ , est nécessaire pour projeter les éléments sphériques sur la surface.

L'albédo est le rapport entre le flux énergétique réfléchi par une surface et le flux énergétique incident à celle-ci. La figure II.1b page suivante présente la géométrie d'un rayonnement incident de luminance énergétique  $L_i$  provenant d'une direction  $(\theta_i, \phi_i)$  et d'un rayonnement de luminance énergétique  $L_r$  réfléchi dans la direction  $(\theta_r, \phi_r)$ . Il s'agit d'une représentation du cas de réflexion bidirectionnelle. La fonction de distribution de la réflectance bidirectionnelle, définie dans la sous-section suivante, permettra de définir l'albédo.



(a) Angle solide en coordonnées sphériques.

(b) Géométrie des rayonnements incident et réfléchi.

**FIGURE II.1** Représentation des aspects géométriques (Neutelings, 2017; modifiée). Voir le texte pour la signification des variables.

## II.1.2 BRDF, facteurs de réflectance, réflectances

Une surface, dont la luminance énergétique est isotrope, est dite lambertienne. Elle respecte la loi de Lambert

$$M = \pi L. \quad (\text{II.6})$$

Néanmoins, la neige et la glace ne sont pas des réflecteurs lambertiens (Klein & Stroeve, 2002). Il est donc nécessaire de caractériser la distribution de leur réflexion. Cela est rendu possible par l'utilisation de la fonction de distribution de la réflectance bidirectionnelle.

Les définitions qui vont suivre dans cette sous-section proviennent du travail de Nicodemus *et al.* (1977) et de son adaptation à la télédétection satellitaire par Schaepman-Strub *et al.* (2006).

La fonction de distribution de la réflectance bidirectionnelle (BRDF) permet de décrire la diffusion d'un faisceau collimaté incident d'une direction dans l'hémisphère à une autre direction dans l'hémisphère. Elle est définie par Nicodemus *et al.* (1977) comme

$$\text{BRDF} = f_r(\theta_i, \phi_i; \theta_r, \phi_r; \lambda) = \frac{dL_r(\theta_i, \phi_i; \theta_r, \phi_r; \lambda)}{dE_i(\theta_i, \phi_i; \lambda)}, \quad (\text{II.7})$$

avec  $\lambda$  la longueur d'onde (exprimée en nm). Dans la suite, pour avoir des notations plus concises, la dépendance spectrale sera omise. La BRDF est donc donnée par

$$\text{BRDF} = f_r(\theta_i, \phi_i; \theta_r, \phi_r) = \frac{dL_r(\theta_i, \phi_i; \theta_r, \phi_r)}{dE_i(\theta_i, \phi_i)}. \quad (\text{II.8})$$

La BRDF est exprimé en  $\text{sr}^{-1}$ .

La BRDF ne peut pas être mesurée. Pour obtenir les propriétés de diffusion d'une surface, la procédure de mesures se base sur la définition d'un facteur de réflectance. Un facteur de réflectance est défini comme le rapport entre la puissance rayonnante réfléchie par la surface d'intérêt et la puissance rayonnante réfléchie par une surface lambertienne idéale (aucune absorption), dans les mêmes conditions d'éclairement incident que pour la surface d'intérêt. Trois facteurs de réflectance, communément rencontrés, vont être définis selon la configuration géométrique prise en compte : le facteur de réflectance bidirectionnelle, le facteur de réflectance hémisphérique-directionnelle et le facteur de réflectance hémisphérique-conique.

Le facteur de réflectance bidirectionnelle (BRF) est défini comme

$$\begin{aligned} \text{BRF} = R(\theta_i, \phi_i; \theta_r, \phi_r) &= \frac{d\Phi_r(\theta_i, \phi_i; \theta_r, \phi_r)}{d\Phi_r^{\text{id}}(\theta_i, \phi_i)} = \frac{dL_r(\theta_i, \phi_i; \theta_r, \phi_r)}{dL_r^{\text{id}}(\theta_i, \phi_i)} \\ &= \frac{f_r(\theta_i, \phi_i; \theta_r, \phi_r)}{f_r^{\text{id}}(\theta_i, \phi_i)} = \pi f_r(\theta_i, \phi_i; \theta_r, \phi_r). \end{aligned} \quad (\text{II.9})$$

La BRDF d'une surface lambertienne idéale étant constante et égale à  $1/\pi \text{ sr}^{-1}$ , le BRF de toute surface peut être exprimé comme  $\pi$  fois la BRDF.

Le facteur de réflectance hémisphérique-directionnelle (HDRF) a une définition similaire à celle du BRF mais prend en compte l'éclairement énergétique incident sur l'ensemble de l'hémisphère. Le HDRF est donc dépendant des conditions atmosphériques (réelles ou simulées) ainsi que des rayonnements provenant de son environnement. La définition est donc

$$\begin{aligned} \text{HDRF} = R(\theta_i, \phi_i, 2\pi; \theta_r, \phi_r) &= \frac{d\Phi_r(\theta_i, \phi_i, 2\pi; \theta_r, \phi_r)}{d\Phi_r^{\text{id}}(\theta_i, \phi_i, 2\pi)} = \frac{dL_r(\theta_i, \phi_i, 2\pi; \theta_r, \phi_r)}{dL_r^{\text{id}}(\theta_i, \phi_i, 2\pi)} \\ &= \frac{\int_0^{2\pi} \int_0^{\pi/2} f_r(\theta_i, \phi_i; \theta_r, \phi_r) L_i(\theta_i, \phi_i) \cos(\theta_i) \sin(\theta_i) d\theta_i d\phi_i}{\frac{1}{\pi} \int_0^{2\pi} \int_0^{\pi/2} L_i(\theta_i, \phi_i) \cos(\theta_i) \sin(\theta_i) d\theta_i d\phi_i}. \end{aligned} \quad (\text{II.10})$$

Le BRF et le HDRF considèrent que la mesure de la luminance énergétique réfléchie se fait dans un angle solide infinitésimal. Pour des capteurs avec de larges champs de vision instantanés (IFOV), cette hypothèse ne tient plus. Il faut donc considérer l'angle solide dans lequel la mesure est faite. Le facteur de réflectance hémisphérique-conique (HCRF) permet cela et est donné par

$$\text{HCRF} = R(\theta_i, \phi_i, 2\pi; \theta_r, \phi_r, \omega_r) = \frac{\int_{\omega_r} \int_{2\pi} f_r(\theta_i, \phi_i; \theta_r, \phi_r) L_i(\theta_i, \phi_i) d\Omega_i d\Omega_r}{\frac{\Omega_r}{\pi} \int_{2\pi} L_i(\theta_i, \phi_i) d\Omega_i}. \quad (\text{II.11})$$

La configuration géométrique d'une mesure satellitaire d'une surface éclairée de façon naturelle correspond au HCRF. Néanmoins, l'IFOV du satellite est fréquemment réduit à un angle solide infinitésimal. Le HCRF est donc simplifié en HDRF. Et fi-

nalement, le HDRF est régulièrement simplifié en BRF en négligeant la composante diffuse de l'éclairement énergétique incident.

La réflectance correspond à une définition proche de l'albédo et est définie comme le rapport entre l'exitance énergétique (rayonnement réfléchi) et l'éclairement énergétique (rayonnement incident). Trois réflectances, qui correspondent à différentes définitions de l'albédo spectral, vont être définies. Ces réflectances varient en fonction des configurations géométriques.

La réflectance directionnelle-hémisphérique (DHR) correspond au cas où la surface est éclairée par un faisceau collimaté provenant d'une direction unique. Elle est définie comme

$$\begin{aligned} \text{DHR} &= \alpha_\lambda(\theta_i, \phi_i; 2\pi) = \frac{d\Phi_r(\theta_i, \phi_i; 2\pi)}{d\Phi_i(\theta_i, \phi_i)} \\ &= \int_0^{2\pi} \int_0^{\pi/2} f_r(\theta_i, \phi_i; \theta_r, \phi_r) \cos(\theta_r) \sin(\theta_r) d\theta_r d\phi_r. \end{aligned} \quad (\text{II.12})$$

La DHR est aussi appelée albédo spectral direct. Selon la nomenclature utilisée dans la suite de produits MODIS, cette définition correspond au *black-sky albedo* pour un rayonnement monochromatique.

La réflectance bihémisphérique (BHR) correspond aux conditions d'éclairement réelles, c'est-à-dire que des rayonnements proviennent de toutes les directions dans l'hémisphère. Sa définition est donnée par

$$\begin{aligned} \text{BHR} &= \alpha_\lambda(\theta_i, \phi_i, 2\pi; 2\pi) = \frac{d\Phi_r(\theta_i, \phi_i, 2\pi; 2\pi)}{d\Phi_i(\theta_i, \phi_i, 2\pi)} \\ &= \frac{\int_0^{2\pi} \int_0^{\pi/2} \alpha_\lambda(\theta_i, \phi_i; 2\pi) L_i(\theta_i, \phi_i) \cos(\theta_i) \sin(\theta_i) d\theta_i d\phi_i}{\int_0^{2\pi} \int_0^{\pi/2} L_i(\theta_i, \phi_i) \cos(\theta_i) \sin(\theta_i) d\theta_i d\phi_i}. \end{aligned} \quad (\text{II.13})$$

En séparant la luminance énergétique incidente  $L_i$  en une composante directe  $E_{\text{dir}}(\theta_0, \phi_0)$  et en une composante diffuse considérée isotrope  $L_i^{\text{diff}}$ , la BHR peut s'exprimer comme

$$\begin{aligned} &\frac{E_{\text{dir}}(\theta_0, \phi_0) \alpha_\lambda(\theta_0, \phi_0; 2\pi) + \pi L_i^{\text{diff}} \frac{1}{\pi} \int_0^{2\pi} \int_0^{\pi/2} \alpha_\lambda(\theta_i, \phi_i; 2\pi) \cos(\theta_i) \sin(\theta_i) d\theta_i d\phi_i}{E_{\text{dir}}(\theta_0, \phi_0) + \pi L_i^{\text{diff}}} \\ &= (1 - s) \alpha_\lambda(\theta_0, \phi_0; 2\pi) + s \alpha_\lambda(2\pi; 2\pi), \end{aligned} \quad (\text{II.14})$$

où  $s$  représente la proportion de rayonnement diffus. La BHR est appelée albédo spectral « réel » et correspond au *blue-sky albedo* pour un rayonnement monochromatique.

En se basant sur l'équation II.14, la réflectance bihémisphérique pour un rayonnement incident purement diffus et isotrope ( $\text{BHR}_{\text{diff}}$ ) correspond à

$$\text{BHR}_{\text{diff}} = \alpha_\lambda(2\pi; 2\pi) = \frac{1}{\pi} \int_0^{2\pi} \int_0^{\pi/2} \alpha_\lambda(\theta_i, \phi_i; 2\pi) \cos(\theta_i) \sin(\theta_i) d\theta_i d\phi_i. \quad (\text{II.15})$$

Cette situation théorique se rapproche de la réalité lorsque des nuages épais et continus sont présents. La  $BHR_{\text{diff}}$  est aussi appelé albédo spectral diffus et correspond au *white-sky albedo* pour un rayonnement monochromatique.

Pour obtenir l'albédo spectral « réel », les albédos spectraux directs et diffus peuvent être combinés linéairement (voir II.14). Néanmoins, il ne faut pas oublier que l'albédo spectral diffus repose sur l'hypothèse que le rayonnement incident diffus est isotrope. Le fait d'ignorer la distribution réelle du rayonnement incident peut mener à des erreurs.

Hormis l'albédo spectral diffus qui ne dépend que des propriétés intrinsèques de la surface, les albédos spectraux définis ci-avant dépendent de celles-ci mais également de la direction dont provient la composante directe de l'éclairement.

### II.1.3 Albédo

Les différents albédos définis ci-avant ont une dépendance spectrale. L'albédo peut être défini sur une certaine bande spectrale. Celui-ci est obtenu par

$$\alpha = \frac{\int_{\lambda_1}^{\lambda_2} \alpha_{\lambda} E_{\lambda} d\lambda}{\int_{\lambda_1}^{\lambda_2} E_{\lambda} d\lambda}, \quad (\text{II.16})$$

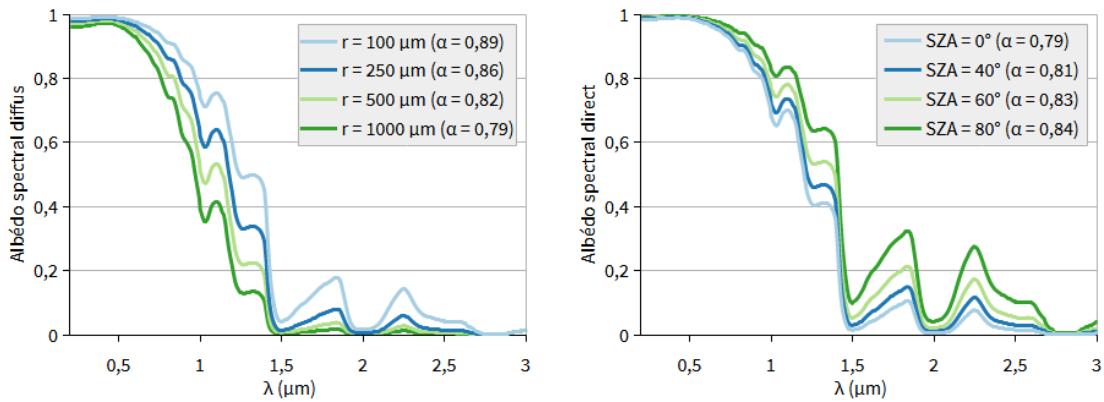
où  $\lambda_1$  et  $\lambda_2$  sont les limites de l'intervalle d'intégration et  $\alpha_{\lambda}$  peut être la DHR, la BHR ou la  $BHR_{\text{diff}}$  selon les considérations géométriques envisagées (Liu *et al.*, 2020). Pour le différencier de l'albédo spectral, l'albédo est parfois appelé albédo intégré spectralement (*band albedo*). En fonction de la taille de l'intervalle d'intégration, l'albédo peut être un albédo à bande étroite (*narrowband albedo*) ou un albédo à bande large (*broadband albedo*).

## II.2 Facteurs déterminant l'albédo de la neige et de la glace

Cette section présente les différents facteurs qui influencent l'albédo de la neige et de la glace. Ceux-ci peuvent être séparés en facteurs intrinsèques et en facteurs extrinsèques. La présentation de ces facteurs se base sur les travaux de Warren & Wiscombe (1980), Wiscombe & Warren (1980), Warren (1982) et Gardner & Sharp (2010).

## II.2.1 Facteurs intrinsèques

Pour la neige, la taille des grains de neige est le principal facteur intrinsèque. Lorsque la taille des grains de neige augmente, l'albédo spectral diminue dans toutes les longueurs d'onde (voir figure II.2a). Cela peut se comprendre assez simplement. La neige peut être vue comme un ensemble de particules de glace dans de l'air. De plus, un photon a une chance d'être diffusé à chaque fois qu'il passe une interface air-glace et ne peut être absorbé que lorsqu'il se déplace dans la particule de glace. Dès lors, des grains de neige plus grands nécessitent de se déplacer plus longtemps dans la glace pour rencontrer une interface neige-glace que des grains de neige plus petits et augmentent donc la probabilité du photon de se faire absorber.



(a) Albédo spectral diffus de la neige pour différents rayons de grains de neige ( $r$ ). (b) Albédo spectral direct de la neige pour différents angles zénithaux solaires (SZA).

**FIGURE II.2** Albédo spectral de la neige en fonction du rayon des grains de neige (a) et en fonction du SZA (b). L'albédo *broadband*  $\alpha$  est calculé dans les courtes longueurs d'onde. Les valeurs présentées ont été calculées en utilisant le modèle SNICAR-ADv3 (Flanner *et al.*, 2021).

Pour la glace, un principe analogue peut être appliqué. La glace peut contenir des bulles d'air de différentes tailles. Plus les bulles d'air sont de grandes tailles, moins il y a de glace à parcourir pour rencontrer une interface air-glace et donc plus l'albédo est élevé.

La présence d'impuretés peut fortement diminuer l'albédo de la neige et de la glace. Qu'elles soient organiques ou minérales, la plupart de ces impuretés sont grandement absorbantes dans le spectre visible. Elles sont regroupées sous le terme *light-absorbing impurities* (LAI) ou *light-absorbing constituents* (LAC). Leur présence induit une forte diminution de l'albédo spectral dans le visible, mais leur impact est limité dans le proche infrarouge car la glace a déjà un albédo spectral très faible dans ces longueurs d'onde.

Bien que de nombreuses paramétrisations utilisent la masse volumique pour modéliser l'albédo de la neige ou de la glace, la masse volumique n'influence pas l'albédo. Néanmoins, dans le milieu naturel, l'augmentation de masse volumique coïncide avec

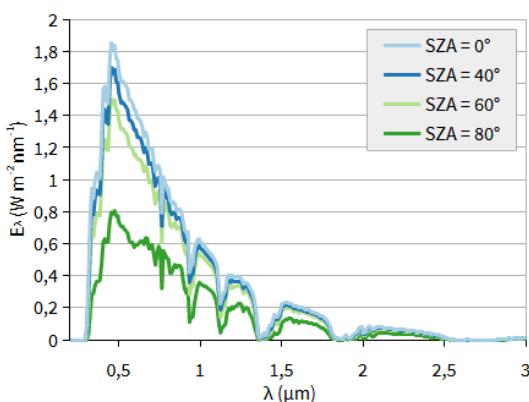
l'accroissement de la taille des grains de neige car ces deux phénomènes sont issus des mêmes causes : la sublimation-condensation ainsi que le tassemement du manteau neigeux par les couches sus-jacentes.

L'effet de la présence d'eau liquide dans la neige ou glace est encore mal compris. Il est probable que son effet soit indirect. En effet, la présence d'eau liquide favorise la formation de grains de neige plus gros et donc diminue l'albédo.

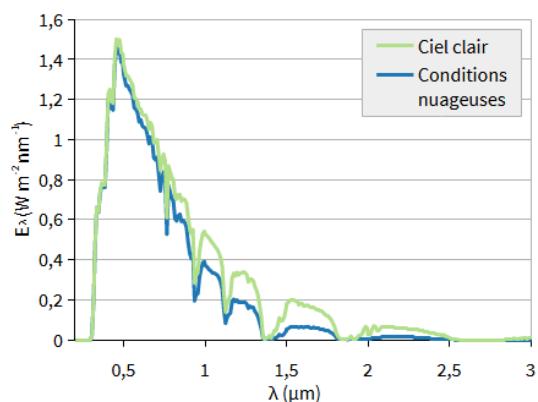
## II.2.2 Facteurs extrinsèques

Il existe deux principaux facteurs extrinsèques : l'angle zénithal solaire (SZA) et la présence de nuages.

Lorsque le SZA augmente, l'albédo augmente quelle que soit la longueur d'onde (voir figure II.2b page précédente). En effet, un photon subit en moyenne son premier événement de diffusion plus près de la surface s'il pénètre dans la neige avec un angle rasant. Si cet évènement de diffusion l'envoie vers le haut, sa chance de sortir du manteau neigeux sans être absorbé est plus importante que s'il était déjà profondément dans le manteau neigeux. Ce phénomène est renforcé par le fait que la diffusion de la glace est grandement asymétrique et favorise la diffusion vers l'avant. L'augmentation de l'albédo avec le SZA est atténuée par le fait que l'éclairement énergétique, qui pondère l'albédo spectral lors du calcul de l'albédo *broadband*, diminue plus dans le visible que dans l'infrarouge (voir figure II.3a).



(a) Variation d'angles zénithaux solaires (SZA).



(b) Présence ou absence de nuages.

**FIGURE II.3** Éclairement énergétique spectral en fonction du SZA (a) et en fonction de la présence de nuages (b). Les valeurs présentées ont été calculées en utilisant le modèle SNICAR-ADv3 (Flanner *et al.*, 2021).

La présence de nuages a tendance à augmenter l'albédo. En effet, ceux-ci déplacent le spectre du rayonnement incident vers le visible en absorbant une grande partie du rayonnement infrarouge (voir figure II.3b). Comme l'albédo spectral de la neige et de la glace est élevé dans le visible et que celui-ci est pondéré par l'éclairement énergétique incident, la présence de nuages augmente l'albédo. Néanmoins, ceux-ci augmentent la

proportion de rayonnement diffus et, par ce fait, diminuent le SZA effectif. Malgré ce dernier phénomène, la présence de nuages entraîne globalement une augmentation de l'albédo.

Finalement, le relief est également un facteur influençant l'albédo de la neige et de la glace (Warren *et al.*, 1998; Cathles *et al.*, 2011; Zhuravleva & Kokhanovsky, 2011; Picard *et al.*, 2020). L'absence d'une surface plane entraîne généralement une baisse d'albédo. Deux effets interviennent. Premièrement, le rayonnement peut être « emprisonné » par le relief. En effet, si la surface n'est pas plane, un rayonnement qui serait réfléchi une première fois pourrait de nouveau rencontrer une surface, ce qui diminuerait la probabilité totale que le rayonnement soit réfléchi. Secondement, au Groenland, les SZA sont assez élevés et le rayonnement arrive donc avec un angle plutôt rasant sur la surface. La présence de relief peut alors diminuer l'augmentation de l'albédo induite par un SZA élevé.

## II.3 Groenland

Après avoir passé en revue les facteurs déterminant l'albédo de la neige et de la glace, une description des particularités de l'inlandsis groenlandais va être effectuée. Une attention spécifique sera portée aux facteurs locaux influençant l'albédo.

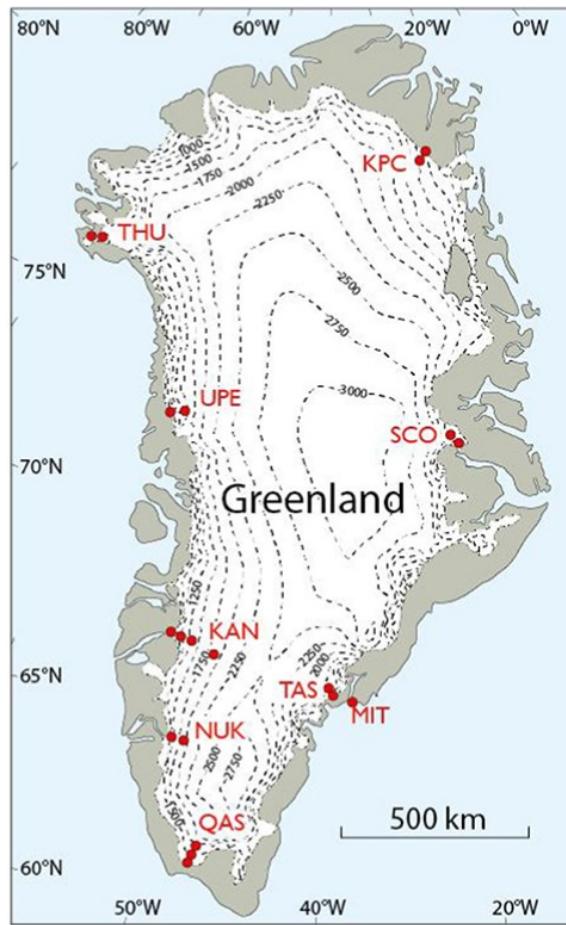
La calotte glaciaire du Groenland a la forme d'un dôme atteignant une altitude de 3200 m (voir figure II.4 page suivante). Dans sa partie sud-est, le relief est abrupt : de nombreuses falaises et de nombreux fjords s'y trouvent. Les parties sud-ouest et nord présentent des dénivelés moins importants.

Plusieurs réseaux de stations météorologiques automatiques (AWS) permettent d'obtenir des mesures de différentes variables à la surface de l'inlandsis, dont l'albédo. Les réseaux GC-Net (Steffen *et al.*, 1996), K-transect (Van de Wal *et al.*, 2005) et PROMICE (Fausto *et al.*, 2021) sont parmi les plus importants.

Pour obtenir des valeurs d'albédo sur l'ensemble de l'inlandsis groenlandais, la télédétection spatiale s'avère particulièrement utile.

Les produits d'albédo MOD10A1 (Hall *et al.*, 2006; Hall & Riggs, 2016, 2021) et MCD43A3 (Schaaf *et al.*, 2011a), issus du capteur MODIS (*Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer*) de la NASA, sont parmi les plus utilisés. Le premier utilise le capteur MODIS monté sur le satellite Terra et produit des valeurs d'albédo journalières à partir d'une seule mesure. Le second, MCD43A3, est produit à partir des données de seize jours d'observations des capteurs MODIS de Terra et de l'autre satellite équipé de MODIS, Aqua. Le produit MODGRNLD (Hall & DiGirolamo, 2019) compile plusieurs variables sur le Groenland, dont l'albédo de MOD10A1.

Le capteur MODIS ne sera plus opérationnel en 2026 (NSIDC, 2021). L'utilisation de nouveaux capteurs est donc nécessaire. L'Agence spatiale européenne (ESA) a

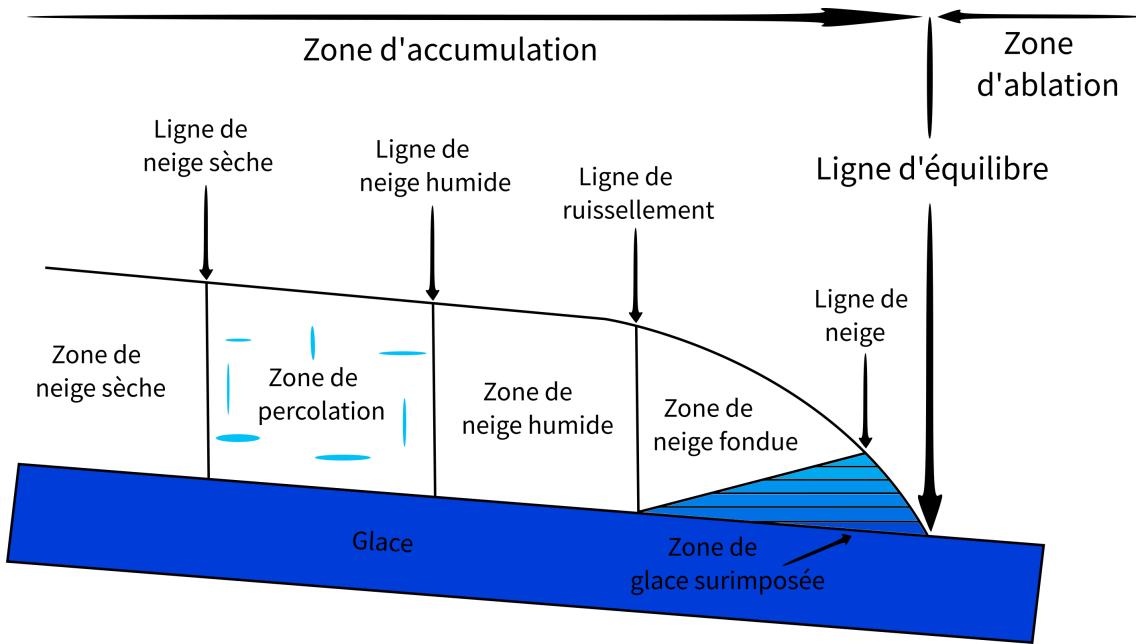


**FIGURE II.4** Carte du Groenland avec la localisation d'AWS de PROMICE. Les courbes de niveau sont représentées en pointillé (Fausto *et al.*, 2020 ; modifiée).

initié l'exploitation scientifique de la mission Sentinel-3, notamment pour produire des données d'albédo à partir du capteur OLCI (*Ocean and Land Colour Instrument*). Ce projet a été confié au GEUS (*Geological Survey of Denmark and Greenland*). Ce dernier a abouti à la création de l'algorithme SICE (*Sentinel-3 Snow and Ice*) permettant la reconstitution de valeurs d'albédo à partir du capteur OLCI (Kokhanovsky *et al.*, 2019, 2020a, 2020b, 2022). Cet algorithme a été utilisé pour créer un produit d'albédo (Vandecrux *et al.*, 2021) et a également déjà été employé dans des études relatives au Groenland (Wehrlé *et al.*, 2021 ; Vandecrux *et al.*, 2022).

### II.3.1 Zones glaciologiques

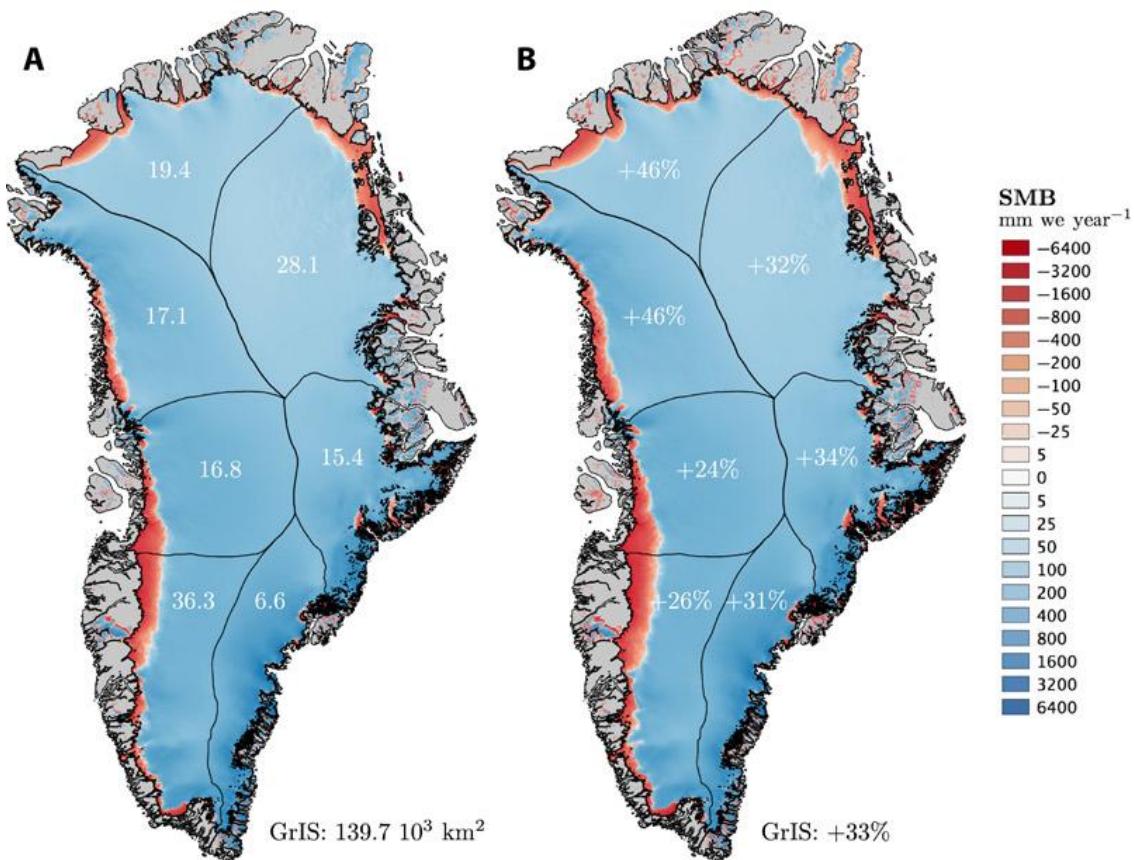
L'inlandsis groenlandais peut être divisé en plusieurs zones en fonction de son bilan de masse (voir figure II.5 page suivante). Les deux zones principales sont la zone d'accumulation, qui présente un gain de masse sur une année, et la zone d'ablation, une perte de masse. Ces deux zones sont séparées par la ligne d'équilibre où le bilan de masse est nul. L'altitude de la ligne d'équilibre (ELA) est une grandeur utile qui est liée aux précipitations hivernales et à la température en surface.



**FIGURE II.5** Zones glaciologiques telles que définies par Janssens & Huybrechts (2000). La distinction entre ces zones se fait à partir de leur bilan de masse en surface et des caractéristiques physiques de leur neige ou de leur glace (voir texte).

Comme décrit par Fettweis (2006), la zone d'accumulation peut être subdivisée en cinq zones. La plus grande de ces zones est la zone de neige sèche qui est caractérisée par l'absence de fonte. Cette zone est délimitée par la ligne de neige sèche. La zone de percolation, qui se trouve entre la ligne de neige sèche et la ligne de neige humide, a également une grande extension spatiale. Cette zone se caractérise par des fontes estivales qui règlent immédiatement formant ainsi de nombreuses structures de glace. La zone de neige humide présente de l'eau capillaire qui reste sous forme liquide, mais qui ne sature pas complètement la neige à la fin de la saison de fonte. À l'inverse, la zone de neige fondue est saturée et le ruissellement peut avoir lieu. La délimitation supérieure de cette zone est la ligne de ruissellement, en-dessous de laquelle le ruissellement est possible. Sa délimitation inférieure est la ligne de neige, qui se situe à l'altitude la plus basse à laquelle la neige survit pendant l'été. Finalement, avant la ligne d'équilibre, la zone de glace surimposée présente une accumulation de régels d'eau de fonte de saison en saison. Les zones de neige fondue et de glace surimposée ont une extension spatiale limitée.

La figure II.6 page suivante permet de visualiser la zone d'ablation (en rouge), dont la superficie est particulièrement importante dans la partie sud-ouest du Groenland. Par ailleurs, la zone d'ablation présente une évolution plus rapide dans la partie nord de l'inlandsis. Depuis 1990, sur l'ensemble de la calotte glaciaire, la superficie de la zone d'ablation a augmenté de 33 %. Actuellement, l'ELA est de  $\approx 1100$  m dans la partie nord et de  $\approx 1450$  m dans la partie sud (Noël *et al.*, 2019).



**FIGURE II.6** Bilan de masse (SMB, exprimé en millimètre équivalent en eau par an) moyen sur la période 1958-1990 (A) et sur la période 1991-2017 (B). Dans la figure A, les chiffres font référence à la superficie de la zone d'ablation pour les secteurs individuels (1000 km<sup>2</sup>) et pour l'ensemble de la calotte glaciaire du Groenland (GrIS) (en bas à droite). Dans la figure B, les chiffres font référence à l'augmentation relative de la zone d'ablation (%) après 1990 pour les secteurs individuels et, en bas à droite, pour l'ensemble de la calotte glaciaire du Groenland (GrIS) (Noël *et al.*, 2019 ; modifiée).

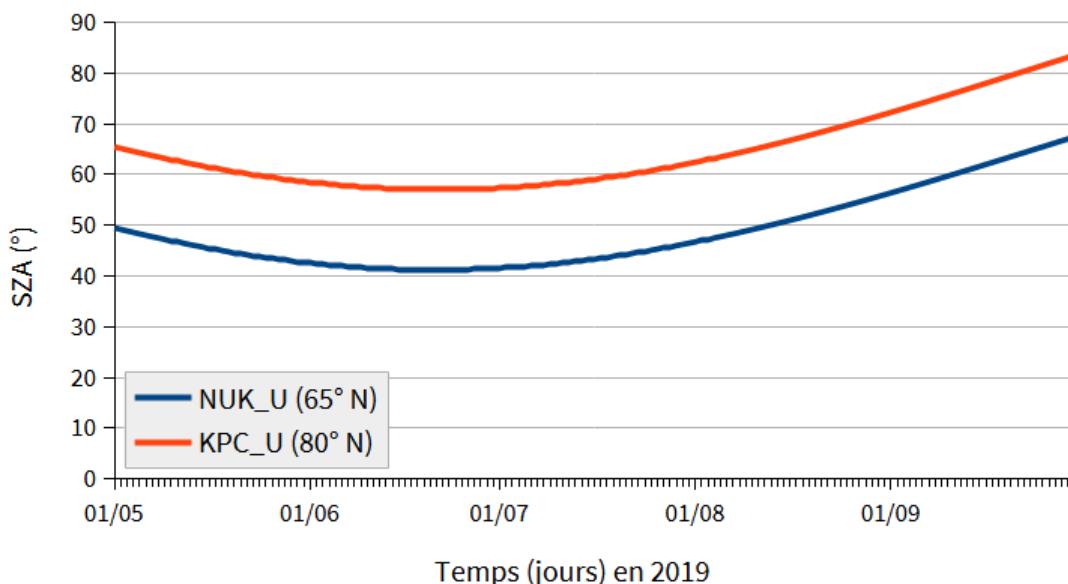
### II.3.2 Valeurs d'albédo

Les différentes zones glaciologiques, de par leurs caractéristiques propres, présentent des valeurs d'albédo différentes. Les valeurs les plus hautes ( $\approx 0,85$ ) se trouvent dans la zone de neige sèche. Ces valeurs diminuent progressivement en descendant vers l'ELA. En effet, les phénomènes de sublimation-condensation augmentent la taille des grains de neige diminuant alors l'albédo de la neige ( $\approx 0,7$ ). Le névé ( $\approx 0,6-0,7$ ) effectue la transition vers les plus faibles valeurs d'albédo qui se trouvent dans la zone d'ablation.

Dans la zone d'ablation, la glace présente généralement un albédo compris entre 0,3 et 0,6 (Wehrlé *et al.*, 2021). La glace peut contenir des LAC, cela est particulièrement le cas dans la partie sud-ouest de l'inlandsis groenlandais appelée *dark zone*. Différents types de LAC existent : poussières minérales, *black carbon*, *brown carbon*, cendres volcaniques ainsi que différentes espèces d'algues. De nombreuses études ont montré

l'importance du rôle des LAC dans la diminution de l'albédo dans la zone d'ablation durant les mois d'été (Wientjes & Oerlemans, 2010 ; Moustafa *et al.*, 2015 ; Tedesco *et al.*, 2016 ; Tedstone *et al.*, 2017 ; Ryan *et al.*, 2018 ; Cook *et al.*, 2020 ; Wang *et al.*, 2020). Localement, l'albédo peut descendre jusqu'à la valeur de  $\approx 0,1$  en présence de trous à cryoconite. Ces trous se forment par la fonte induite par la présence de cryoconite, un agglomérat de matières minérales et organiques particulièrement absorbant dans le visible. Néanmoins, leur impact est limité sur les faibles valeurs d'albédo observées dans la zone d'ablation car ils ne représentent que moins de 1 % de la surface. La réduction des valeurs d'albédo dans la *dark zone* est expliquée à 73 % par la présence de LAC dispersés (c'est-à-dire non agglomérés), à 15 % par la présence de mares de fonte et à 12 % par la présence de crevasses (Ryan *et al.*, 2018).

La figure II.7 montre les valeurs de SZA, à midi, rencontrées au Groenland durant les mois de mai, juin, juillet, août et septembre (MJAS). Plus la latitude est élevée, plus l'angle zénithal est grand, et donc plus l'albédo est élevé. La figure montre également que, dans la partie nord du Groenland (KPC\_U), les SZA deviennent supérieurs à  $75^\circ$  à partir de septembre. La précision de la reconstitution des valeurs d'albédo à partir de données satellitaires diminue lorsque le SZA augmente, particulièrement au-dessus de  $75^\circ$  (Box *et al.*, 2012). Une précision dégradée est donc attendue à partir du mois de septembre.



**FIGURE II.7** Évolution de l'angle zénithal solaire (SZA) à midi en MJAS 2019 aux stations PROMICE NUK\_U (en bleu) et KPC\_U (en rouge). Les valeurs ont été calculées en utilisant le *Solar Calculator* du NOAA *Global Monitoring Laboratory* (2024).

## II.4 Modèle Atmosphérique Régional (MAR)

Cette section présente la version du Modèle Atmosphérique Régional (MAR) utilisée dans ce mémoire (MARv3.13). Cette présentation se base sur les descriptions du modèle MAR faites par Fettweis (2006) et Kittel (2021). Celle-ci ne se veut pas exhaustive et se concentre sur la façon dont MAR produit des estimations d'albédo.

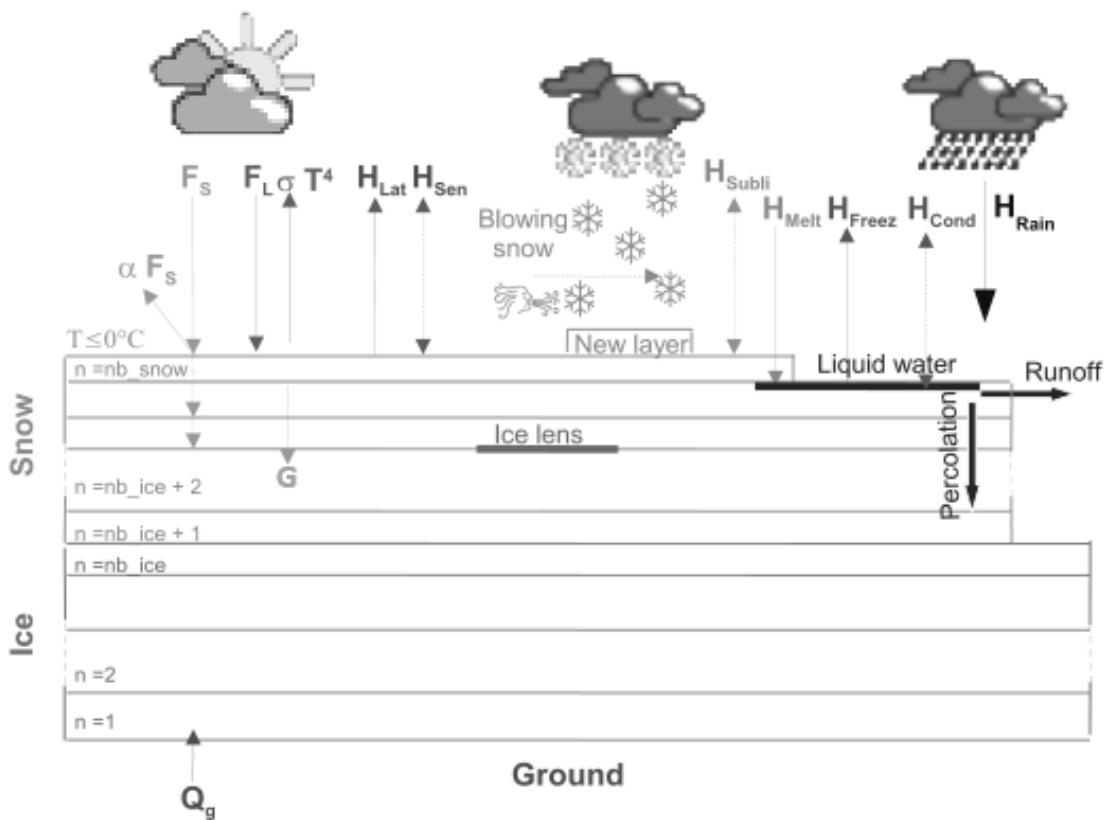
Le modèle MAR est un modèle climatique régional initialement développé pour les régions polaires (Gallée & Schayes, 1994; Gallée *et al.*, 1995). Celui-ci a ensuite été adapté aux climats tempérés (De Ridder & Gallée, 1998) et tropicaux (Messager *et al.*, 2004). Le modèle MAR comporte une partie atmosphérique, couplée au modèle 1D SISVAT (*Soil Ice Snow Vegetation Atmosphere Transfer*) qui permet de représenter les interactions entre l'atmosphère et la surface ainsi que l'évolution des propriétés du sol, de la végétation et du manteau neigeux.

La partie atmosphérique de MAR possède un noyau dynamique. Celui-ci simule les mouvements horizontaux à large échelle. Pour ce faire, MAR est un modèle hydrostatique, dont les coordonnées verticales correspondent à la pression normalisée, qui résout les équations primitives décrites par Gallée & Schayes (1994). Comme MAR ne simule les processus atmosphériques et leurs interactions avec la surface que sur une région limitée, le modèle doit être forcé à ses limites pour prendre en considération les variabilités climatiques (pression, température, humidité spécifique et vent) hors de son domaine d'intégration. Les variables de forçage proviennent de la réanalyse ERA5 (Hersbach *et al.*, 2020). La partie atmosphérique de MAR comporte également un noyau physique qui représente les processus non pris en compte par le noyau dynamique. Ce noyau physique est composé de modules capables de représenter la microphysique des nuages (Gallée, 1995; Messager *et al.*, 2004), les rayonnements (de courtes et de grandes longueurs d'onde) (Morcrette, 1993, 2002), la convection (Bechtold *et al.*, 2001) et les turbulences (Duynkerke, 1988; Bintanja, 2000).

Le modèle 1D SISVAT permet de simuler les transferts de masse et d'énergie entre l'atmosphère et la surface. Ce modèle consiste en plusieurs modules relatifs au sol et à la végétation (De Ridder & Schayes, 1997), à la neige (Gallée & Duynkerke, 1997; Gallée *et al.*, 2001) et à la glace (Lefebvre *et al.*, 2003). SISVAT est forcé par les variables atmosphériques (vitesse du vent, température, humidité, précipitation et rayonnement électromagnétique incident) de la couche la plus proche de la surface pour calculer les flux turbulents de chaleur sensible et de chaleur latente, le rayonnement solaire réfléchi et le rayonnement infrarouge thermique émis. Dans la partie atmosphérique de MAR, chaque pixel est soit océanique, soit continental. En plus de cette classification, SISVAT opère une sous-classification. Ainsi, dans la configuration utilisée ici (région polaire), les pixels continentaux appartiennent soit à la toundra, soit à la calotte glaciaire.

Si un pixel appartient à la calotte glaciaire, alors le module neige-glace de SISVAT est utilisé. Celui-ci se base sur le modèle de manteau neigeux Crocus développé par

le CEN (Centre d'Études de la Neige) (Brun *et al.*, 1992). Des améliorations et des validations du modèle ont été effectuées par la suite (Gallée & Duynkerke, 1997; Gallée *et al.*, 2001; Lefebvre *et al.*, 2003). Le module neige-glace est un modèle multicouche. Cela signifie que le manteau neigeux est divisé en plusieurs couches discrètes (voir figure II.8). Le nombre de couches est variable et dépend de l'évolution du manteau neigeux (accumulation, ablation, métamorphisme). Le module neige-glace de SISVAT peut être décomposé en plusieurs sous-modules relatifs à la thermodynamique, au bilan hydrique, aux turbulences, au métamorphisme de la neige, à la discrétisation verticale du manteau neigeux, à l'érosion éolienne de la neige et à l'albédo.



**FIGURE II.8** Modèle neige-glace de SISVAT. Les flux énergétiques pris en compte sont les rayonnements de courtes longueurs d'onde incident ( $F_S$ ) et réfléchi ( $\alpha F_S$ ), les rayonnements de grandes longueurs d'onde incident ( $F_L$ ) et réémis ( $\sigma T^4$ ), les flux turbulents de chaleur latente ( $H_{Lat}$ ) et de chaleur sensible ( $H_{Sen}$ ), le flux de chaleur provenant du sol ( $Q_g$ ) et la conduction thermique à travers le manteau neigeux ( $G$ ). Le flux de chaleur latente est composé des flux de chaleur provenant de la sublimation et des chutes de neige ( $H_{Subli}$ ), de la fonte ( $H_{Melt}$ ), du regel ( $H_{Freeze}$ ), de l'évaporation et de la condensation ( $H_{Cond}$ ) ainsi que de la pluie ( $H_{Rain}$ ). La température d'une surface enneigée ne peut dépasser les  $0^\circ\text{C}$ . Tout excès d'énergie est utilisé pour faire fondre la neige. À l'inverse, tout déficit d'énergie est compensé par le gel ou le regel d'eau liquide (provenant de la fonte ou de la pluie). L'eau liquide peut percoler à travers le manteau neigeux : celle-ci va saturer successivement les différentes couches du manteau neigeux jusqu'à atteindre une couche non perméable ( $\rho \geq 830 \text{ kg m}^{-3}$ ). Si l'ensemble du manteau neigeux est saturé et qu'il reste de l'eau, celle-ci va soit s'accumuler en surface, soit ruisseler : la modélisation de son comportement est fonction de la pente (Zuo & Oerlemans, 1996). Les chutes de neige forment de nouvelles couches. Le vent peut éroder la couche en surface (Fettweis, 2006; modifiée).

Dans le modèle neige-glace de SISVAT, chaque couche du manteau neigeux est décrite par un ensemble de variables, notamment son épaisseur, sa température, sa masse volumique, sa teneur en eau liquide ainsi que la dendricité, la sphéricité et la taille des grains de neige. Ces différentes variables influent sur l'estimation de l'albédo. Les plus notables sont donc succinctement présentées ci-après.

La température varie en fonction du résultat du bilan énergétique :

$$E_{\text{net}} = (1 - \alpha) F_S + F_L - \varepsilon \sigma T^4 + H_{\text{Sen}} + H_{\text{Lat}} + G, \quad (\text{II.17})$$

où  $E_{\text{net}}$  est le bilan énergétique de surface (exprimé en  $\text{W m}^{-2}$ , pareillement aux termes de la somme),  $\alpha$  représente l'albédo,  $F_S$  et  $F_L$  sont respectivement les rayonnements incidents de courtes et de grandes longueurs d'onde,  $\varepsilon \sigma T^4$  représente le rayonnement infrarouge réémis défini par la loi de Stefan-Boltzmann (avec  $\varepsilon$  l'émissivité de surface,  $\sigma$  la constante de Stefan-Boltzmann et  $T$  la température de surface),  $H_{\text{Sen}}$  et  $H_{\text{Lat}}$  sont respectivement les flux de chaleur sensible et de chaleur latente et  $G$  représente les transferts de chaleur avec les couches adjacentes. Comme SISVAT ne représente pas la pénétration des rayonnements dans le manteau neigeux, le bilan énergétique des couches internes au manteau neigeux ne dépend que de  $G$  et, pour la couche en contact avec le sol, du flux de chaleur provenant du sol ( $Q_g$  dans la figure II.8).

La masse volumique des couches du manteau neigeux évolue en fonction du poids des couches sus-jacentes ainsi que de la fonte et du regel qui renforcent la cohésion entre les grains et diminuent la présence d'air, augmentant ainsi la masse volumique. Dans SISVAT, la neige a une masse volumique comprise entre  $300 \text{ kg m}^{-3}$  et  $450 \text{ kg m}^{-3}$ . La glace, quant à elle, a une masse volumique minimale de  $830 \text{ kg m}^{-3}$  (Harper *et al.*, 2012). L'état de transition entre les deux est le névé (*firn*) et a donc une masse volumique comprise entre  $450 \text{ kg m}^{-3}$  et  $830 \text{ kg m}^{-3}$ .

La dendricité, la sphéricité et la taille des grains de neige du manteau permettent de décrire l'état de métamorphose de la neige. Ces variables sont particulièrement importantes pour estimer l'albédo de la neige. La dendricité représente la part des formes cristallines originales qui subsistent dans la couche de neige. Sa valeur, toujours décroissante, varie entre 1 et 0. La sphéricité, dont la valeur est comprise entre 0 et 1, représente la proportion de grains arrondis (par opposition aux grains angulaires). Celle-ci dépend du gradient de température entre les couches : un gradient élevé (faible) conduit à une sphéricité réduite (accrue). La neige fraîche n'est décrite que par la dendricité et la sphéricité. Les valeurs initiales de ces deux variables sont fonction de la vitesse du vent lors de la chute de neige : plus la vitesse est élevée, plus la dendricité diminue et plus la sphéricité augmente (Guyomarc'h & Mérindol, 1998 ; Carmagnola, 2013). Après le dépôt, la dendricité diminue rapidement à cause de processus de sublimation-condensation et des effets du vent sur la microstructure de la neige qui favorisent l'apparition de grains de neige plus grands (Lefebvre *et al.*, 2003).

Tant que la dendricité est supérieure à 0, la neige est qualifiée de dendritique. Une fois la dendricité nulle, la neige non dendritique est décrite par la sphéricité et par la taille moyenne des grains. Les grains peuvent alors être facettés (sphéricité = 0), arrondis (sphéricité = 1) ou dans un état intermédiaire.

## II.4.1 Estimation de l'albédo

Cette sous-section présente la façon dont le modèle MAR (via le module neige-glace de SISVAT) produit des estimations d'albédo. La consultation de certains fichiers<sup>1</sup> constituants MARv3.13 a été nécessaire.

Pour pouvoir être intégrée dans un modèle climatique tel que MAR, la paramétrisation de l'albédo doit fournir une approximation raisonnable tout en restant assez simple. Ainsi, l'estimation de l'albédo de la calotte glaciaire dépend d'un nombre limité de variables : la dendricité, la sphéricité et la taille des grains de neige, la teneur en eau liquide de la neige, la masse volumique, la quantité d'eau de fonte qui va ruisseler, l'épaisseur de la couche de neige, l'angle zénithal solaire (SZA) et la nébulosité (couverture nuageuse). La nature de la couche en surface, qui dépend de la masse volumique (voir ci-dessus), va déterminer la façon de procéder.

L'albédo de la neige ( $300-450 \text{ kg m}^{-3}$ ) est calculé via une moyenne de trois albédos ( $\alpha_{0,3-0,8\mu\text{m}}$ ,  $\alpha_{0,8-1,5\mu\text{m}}$  et  $\alpha_{1,5-2,8\mu\text{m}}$ ), chacun défini dans un intervalle de longueurs d'onde spécifique ( $0,3-0,8 \mu\text{m}$ ,  $0,8-1,5 \mu\text{m}$  et  $1,5-2,8 \mu\text{m}$ , respectivement), pondérés par l'irradiance solaire. Les proportions d'irradiance solaire contenues dans chacun des intervalles étant respectivement 0,6, 0,3 et 0,1, l'albédo de la neige est donné par

$$\alpha_{\text{ng}, 0} = 0,6 \alpha_{0,3-0,8\mu\text{m}} + 0,3 \alpha_{0,8-1,5\mu\text{m}} + 0,1 \alpha_{1,5-2,8\mu\text{m}} \quad (\text{II.18})$$

avec

$$\alpha_{0,3-0,8\mu\text{m}} = \max \left\{ 0,96 - 1,58 \sqrt{d_{\text{opt}}} ; 0,94 \right\}, \quad (\text{II.19})$$

$$\alpha_{0,8-1,5\mu\text{m}} = 0,95 - 15,4 \sqrt{d_{\text{opt}}} \quad (\text{II.20})$$

et

$$\alpha_{1,5-2,8\mu\text{m}} = 346,3 \min \{ d_{\text{opt}} ; d_{\text{max}} \} - 32,31 \sqrt{d_{\text{opt}}} + 0,88, \quad (\text{II.21})$$

où  $d_{\text{opt}}$  représente le diamètre optique des grains de neige (exprimé en m) et  $d_{\text{max}}$  est le diamètre optique maximal (fixé à  $2,3 \times 10^{-3} \text{ m}$ ). Le diamètre optique correspond au diamètre des grains d'un échantillon de neige théorique, dont les grains seraient des sphères, tel que son albédo soit égal à l'albédo de la neige considérée. Celui-ci est

1. Les fichiers consultés sont `sisvat_sno_albedo.f90`, `marphy_mod.f90`, `mardsv_mod.f90` et `marxsv_mod.f90`. Ceux-ci sont accessibles à l'URL [ftp://ftp.climato.be/fettweis/MAR/MARv3.13.0.2\\_2023-01-20.tgz](ftp://ftp.climato.be/fettweis/MAR/MARv3.13.0.2_2023-01-20.tgz) (consulté le 18 avril 2024).

fonction de la dendricité  $\delta$ , de la sphéricité  $\varsigma$  et de la taille  $g_s$  (exprimé en m) des grains de neige :

$$d_{\text{opt}} = \begin{cases} \delta d_d + (1 - \delta) [\varsigma d_s + (1 - \varsigma) d_f] & \text{si } \delta > 0 \\ \varsigma g_s + (1 - \varsigma) \max \left\{ \frac{g_s}{2} ; d_f \right\} & \text{si } \delta = 0 \end{cases} \quad (\text{II.22})$$

avec  $d_d$  le diamètre optique de cristaux dendritiques (fixé à  $1 \times 10^{-4}$  m),  $d_s$  celui de petits cristaux sphériques (fixé à  $3 \times 10^{-4}$  m) et  $d_f$  celui de jeunes cristaux facettés (fixé à  $4 \times 10^{-4}$  m). Les équations II.19, II.20 et II.21 proviennent de Brun *et al.* (1992) sur base des travaux de Wiscombe & Warren (1980), Warren (1982) et Sergent *et al.* (1987). Ces derniers travaux mettent en évidence une relation linéaire entre l'albédo spectral de la neige et la racine carrée du diamètre des grains de neige. Néanmoins, cette relation est dépendante de la longueur d'onde. C'est la raison pour laquelle, dans MAR, l'albédo de la neige est initialement calculé dans trois intervalles de longueurs d'onde. Postérieurement, ces équations ont été modifiées par Lefebvre *et al.* (2003) et Alexander *et al.* (2014). Finalement, l'albédo de la neige est obtenu par

$$\alpha_{\text{ng}} = 1,0075 \times \alpha_{\text{ng}, 0} \times \max \{1 - 2,5 \text{ WC} ; 0,9\}, \quad (\text{II.23})$$

avec  $WC$  la teneur en eau liquide de la neige (exprimée en  $\text{m}^3 \text{ m}^{-3}$ ), pour tenir compte de l'effet de la présence d'eau liquide dans la neige et pour appliquer une correction propre au Groenland ( $\times 1,0075$ ). Dans tous les cas, l'albédo de la neige ne peut pas être inférieur à 0,7.

L'albédo du névé ( $450\text{-}830 \text{ kg m}^{-3}$ ) est fonction de la masse volumique  $\rho$  (exprimée en  $\text{kg m}^{-3}$ ) et est donné par

$$\alpha_{\text{nv}} = 0,55 + (0,7 - 0,55) \frac{\rho - 920}{450 - 920}. \quad (\text{II.24})$$

Cette paramétrisation se base sur celle de Greuell & Konzelmann (1994) qui a ensuite été adaptée par Lefebvre *et al.* (2003) et Alexander *et al.* (2014). Étant donné l'équation II.24 et l'intervalle de masses volumiques dans lequel doit se trouver le névé, il en découle que son albédo est compris entre 0,58 et 0,7.

Dans l'intervalle de masses volumiques allant de  $830 \text{ kg m}^{-3}$  à  $915 \text{ kg m}^{-3}$ , l'albédo de la glace ( $\geq 830 \text{ kg m}^{-3}$ ) est déterminé de la même façon que celui du névé. Pour les masses volumiques supérieures, l'albédo varie exponentiellement, entre une valeur maximale de 0,55 et une valeur minimale de 0,5, en fonction de la quantité d'eau de fonte qui va ruisseler  $RU$  (exprimée en  $\text{kg m}^{-2}$ ) (Lefebvre *et al.*, 2003; Alexander *et al.*, 2014). Il s'ensuit que

$$\alpha_{\text{gl}} = \begin{cases} 0,55 + (0,7 - 0,55) \frac{\rho - 920}{450 - 920} & \text{si } 830 \leq \rho < 915 \\ 0,5 + (0,55 - 0,5) \exp \left( -\sqrt{RU/K} \right) & \text{si } \rho \geq 915 \end{cases} \quad (\text{II.25})$$

avec  $K$  un facteur d'échelle fixé à  $50 \text{ kg m}^{-2}$ . L'albédo de la glace est donc compris entre 0,5 et 0,58.

Si l'épaisseur de neige ou de névé  $h_{\text{ng/nv}}$  (exprimée en m) est supérieure à 0,01 m, l'albédo est égal à l'albédo de la neige ou du névé  $\alpha_{\text{ng/nv}}$  (équations II.23 et II.24). Si l'épaisseur est inférieure, une fonction linéaire est utilisée pour représenter la contribution de la glace sous-jacente. Cela se traduit par

$$\alpha_{\text{ng/nv-gl}} = \alpha_{\text{gl}} + (\alpha_{\text{ng/nv}} - \alpha_{\text{gl}}) \min \left\{ \frac{h_{\text{ng/nv}}}{0,01} ; 1 \right\}. \quad (\text{II.26})$$

De la même manière, la contribution de l'albédo du sol  $\alpha_{\text{sol}}$  est prise en compte si l'épaisseur de neige, de névé et de glace  $h_{\text{ng/nv-gl}}$  (exprimée en m) est inférieure à 0,1 m :

$$\alpha_{\text{ng/nv-gl-s}} = \alpha_{\text{sol}} + (\alpha_{\text{ng/nv-gl}} - \alpha_{\text{sol}}) \min \left\{ \frac{h_{\text{ng/nv-gl}}}{0,1} ; 1 \right\}. \quad (\text{II.27})$$

Finalement, le modèle MAR prend en compte les effets de la nébulosité et du SZA sur l'albédo tel que

$$\alpha_{\text{MAR}} = \alpha_{\text{ng/nv-gl-s}} + c_{CC} + c_{\theta_i} \quad (\text{II.28})$$

où

$$c_{CC} = 0,02 (CC - 0,5) \ min \left\{ \frac{h_{\text{ng/nv-gl}}}{0,1} ; 1 \right\} \quad (\text{II.29})$$

est la correction relative à la nébulosité adaptée de la paramétrisation de Greuell & Konzelmann (1994), avec  $CC$  la nébulosité (valeur comprise entre 0 et 1), et

$$c_{\theta_i} = 0,0625 (1 - CC) [\cos(50^\circ) - \max \{ \cos(80^\circ) ; \cos(\theta_i) \}] \quad (\text{II.30})$$

est la correction relative au SZA obtenue à partir du travail de Warren (1982), avec  $\theta_i$  le SZA. La variation maximale engendrée par  $c_{CC}$  est de  $\pm 0,01$ . La correction  $c_{\theta_i}$  est nulle pour un SZA égal à  $50^\circ$  et peut atteindre  $+0,03$  pour les SZA supérieurs ou égaux à  $80^\circ$ . Étant donné les SZA rencontrés au Groenland,  $c_{\theta_i}$  est majoritairement positif. Néanmoins, dans la partie sud du Groenland, au printemps et en été, le SZA peut être inférieur à  $50^\circ$ . La correction  $c_{\theta_i}$  est alors négative et peut atteindre  $-0,01$ . Dans de précédentes versions du modèle MAR (Fettweis, 2006; Alexander *et al.*, 2014), la correction relative à la nébulosité était donnée par la paramétrisation de Greuell & Konzelmann (1994)

$$c_{CC} = 0,05 (CC - 0,5) \ min \left\{ \frac{h_{\text{ng/nv-gl}}}{0,1} ; 1 \right\} \quad (\text{II.31})$$

et la correction relative au SZA correspondait à la formulation de Segal *et al.* (1991)

$$c_{\theta_i} = (1 - CC) \ max \left\{ \frac{0,32}{4} \left[ \frac{5}{1 + 8 \max \{ \cos(80^\circ) ; \cos(\theta_i) \}} - 1 \right] ; 0 \right\}. \quad (\text{II.32})$$

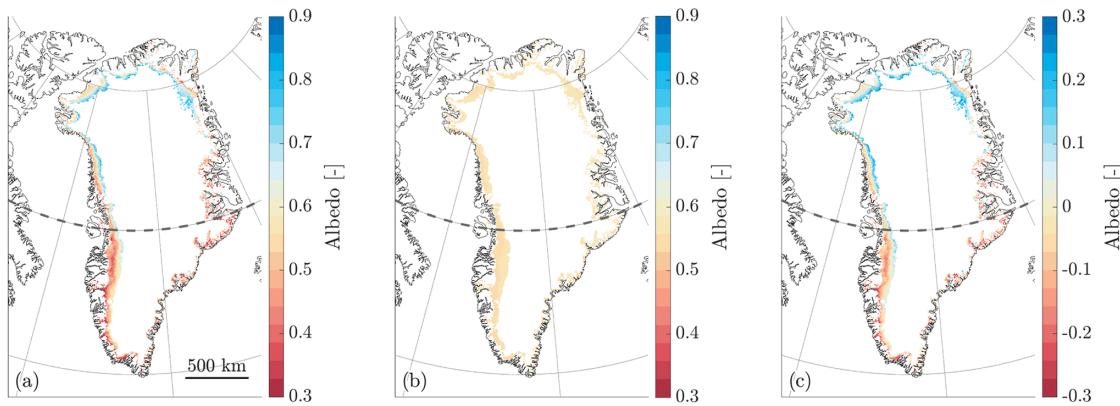
Ces anciennes corrections avaient un effet plus important sur l'albédo : la variation maximale engendrée par  $c_{CC}$  était de  $\pm 0,025$  et la correction  $c_{\theta_i}$  pouvait atteindre une valeur de  $+0,09$ .

## II.5 Comparaisons d'albédo entre MAR et des données satellitaires

L'albédo du modèle MAR a déjà été comparé à des valeurs d'albédo issues d'observations satellitaires par Fettweis (2006), Alexander *et al.* (2014) et Antwerpen *et al.* (2022). D'autres travaux, dont le sujet principal n'est pas l'albédo du modèle MAR, ont obtenu des résultats relatifs à celui-ci (Tedesco *et al.*, 2016; Fettweis *et al.*, 2017; Wang *et al.*, 2020). Ces différentes études concernent l'ensemble ou une partie de l'inlandsis groenlandais. Bien que les versions de MAR utilisées dans ces travaux ne soient pas identiques à celle utilisée dans ce mémoire, le principe général permettant d'obtenir des estimations d'albédo reste semblable, et les résultats obtenus sont donc toujours pertinents.

Le travail de Fettweis (2006) a consisté à comparer les estimations d'albédo du modèle MAR avec les valeurs d'albédo du produit AVHRR *Polar Pathfinder* (Fowler *et al.*, 2000), sur l'ensemble de la calotte glaciaire du Groenland pour les mois de MJJAS 1998. Les résultats ont montré une bonne correspondance entre les deux jeux de données, bien qu'une surestimation ait été détectée dans la zone d'ablation. Cette surestimation pourrait résulter d'une accumulation excessive de neige en début d'été dans la simulation de MAR, qui retarderait alors l'exposition de la glace vive. Les résultats de cette étude ont été limités par plusieurs facteurs. Premièrement, la télédétection de nuages au-dessus d'une surface enneigée est complexe. Malgré l'utilisation d'un masque de détection de nuages, les valeurs d'albédo d'AVHRR *Polar Pathfinder* ont donc en partie été contaminées. Deuxièmement, lorsque les nuages sont bien détectés, leur présence cause des lacunes dans les données satellitaires. L'interpolation utilisée pour combler ces lacunes a introduit une incertitude. Enfin, la qualité des données satellitaires diminue lorsque le SZA est trop élevé. Particulièrement, en septembre, les valeurs d'albédo issues d'AVHRR devenaient incohérentes.

Alexander *et al.* (2014) ont comparé les estimations d'albédo du modèle MAR avec deux produits d'albédo issus du capteur MODIS, MOD10A1 (Hall *et al.*, 2006) et MCD43A3 (Schaaf *et al.*, 2011a), ainsi qu'avec les mesures de deux réseaux d'AWS, GC-Net (Steffen *et al.*, 1996) et K-transect (Van de Wal *et al.*, 2005). Ces comparaisons ont été faites sur l'ensemble de l'inlandsis groenlandais pour les mois de juin, juillet et août (JJA) entre 2000 et 2013. Les résultats ont montré que les estimations d'albédo étaient globalement cohérentes avec les observations. Néanmoins, à l'instar de Fettweis (2006), un biais positif a été détecté dans la zone d'ablation. Ce biais était de  $\approx 0,1$  par



**FIGURE II.9** Moyenne de l'albédo de la glace vive de MODIS (a), de MAR (b) et de leur différence (MODIS moins MAR) (c), présentée sur l'étendue maximale de glace vive, en JJA 2000-2021. La ligne pointillée représente le 70<sup>e</sup> parallèle nord (Antwerpen *et al.*, 2022).

rapport aux données MODIS et de 0,06 par rapport aux AWS. De plus, toujours dans la zone d'ablation, les données MODIS présentaient une plus grande variance que les estimations de MAR. Ces problématiques étaient particulièrement visibles dans la partie sud-ouest du Groenland, là où les LAC sont les plus nombreux. Ce biais ainsi que ce manque de variance ont été attribués à la façon dont MAR estime l'albédo de la glace. En effet, les LAC réduisent l'albédo et introduisent une plus grande variance dans la zone d'ablation et l'absence de leur représentation dans la paramétrisation de MAR permet d'expliquer ces résultats.

Le travail d'Antwerpen *et al.* (2022) s'inscrit dans la continuité de celui d'Alexander *et al.* (2014) et s'est donc concentré sur l'évaluation des estimations d'albédo de la glace par le modèle MAR. Pour ce faire, des comparaisons ont été faites entre les estimations du modèle MAR et le produit MOD10A1 (Hall & Riggs, 2016) dans les zones de glace vive de l'inlandsis groenlandais, pendant les mois de JJA entre 2000 et 2021. Ces comparaisons ont été limitées aux latitudes inférieures à 70° N pour éviter les erreurs introduites dans MOD10A1 par de trop grands SZA. Les résultats de ces comparaisons ont montré une surestimation de l'albédo de 0,12 par MAR. Les estimations de MAR étaient quasi constantes à  $\approx 0,55$ , ce qui ne correspondait pas à l'étendue des valeurs d'albédo du produit MOD10A1 (voir figure II.9). En effet, dans ce dernier, de larges portions de la partie sud-ouest de l'inlandsis groenlandais ont montré des valeurs d'albédo inférieures à 0,4. Les éléments avancés pour expliquer cette surestimation ont été l'absence de la représentation des LAC dans la paramétrisation de MAR ainsi que la possible représentation partiellement erronée de l'accumulation de l'eau en surface. En conclusion, Antwerpen *et al.* (2022) ont recommandé de travailler à l'intégration, dans le modèle MAR, d'une représentation des LAC qui permette l'utilisation de concentrations de LAC variables spatialement et temporellement. Néanmoins, la quantification de ces concentrations et de leur évolution n'est actuellement pas suffisante.

Tedesco *et al.* (2016) et Fettweis *et al.* (2017) ont obtenu des résultats corroborant

ceux présentés ci-avant, c'est-à-dire qui ont également indiqué une surestimation de l'albédo de la glace par le modèle MAR, due à la présence de LAC non pris en compte par MAR. Wang *et al.* (2020) ont établi que, dans la zone d'ablation du sud-ouest du Groenland, le biais positif de l'albédo de MAR augmente avec l'abondance d'algues. Dans certains sites, la présence d'algues a permis d'expliquer la quasi totalité de la surestimation.

## Chapitre III

### Méthodologie

DANS le cadre de l'état de l'art, il a été constaté que les estimations d'albédo du modèle MAR avaient déjà été comparées aux produits d'albédo dérivés des observations du capteur MODIS. Néanmoins, MODIS ne sera plus opérationnel en 2026 (NSIDC, 2021). Il a donc été décidé de comparer les estimations d'albédo du modèle MAR aux valeurs d'albédo reconstituées à partir du capteur OLCI, dont la continuité des mesures est assurée jusqu'en 2035 (Lucas *et al.*, 2023). La reconstitution des valeurs d'albédo à partir d'OLCI sera réalisée à l'aide de l'algorithme SICE (*Sentinel-3 Snow and Ice*), développé dans le cadre de l'exploitation scientifique de missions opérationnelles de l'ESA.

Des analyses spatiales et temporelles seront réalisées. L'attention se portera sur les comparaisons dans la zone d'ablation, et plus particulièrement sur les comparaisons d'albédo et d'étendue de la glace vive. En effet, l'état de l'art a montré que MAR présentait des erreurs plus importantes dans ces domaines.

Des données de validation seront également utilisées. Les données choisies sont MODGRNLD (qui reprojette MOD10A1) et un produit d'albédo du GEUS (*Geological Survey of Denmark and Greenland*) obtenu à partir d'observations d'OLCI. Elles serviront à vérifier la validité des résultats obtenus avec l'algorithme SICE. Elles seront aussi comparées avec les estimations de MAR.

L'utilisation du produit MOD10A1 (au travers du produit MODGRNLD) a été privilégiée à celle du produit MCD43A3. En effet, ce dernier est produit à partir des données de seize jours d'observations des capteurs MODIS de Terra et Aqua : l'utilisation de ce produit n'est donc pas adaptée à des surfaces enneigées dont l'albédo peut présenter une grande variabilité temporelle.

Les données MODGRNLD et celles produites par le GEUS sont du *black-sky albedo*. L'utilisation de l'algorithme SICE permet d'obtenir aussi bien le *white-sky albedo* et le *black-sky albedo*, ce dernier étant choisi par souci de cohérence. Il y a peu de différences entre le *black-sky albedo* et le *white-sky albedo* pour des SZA typiques des mois d'été au Groenland (Stroeve *et al.*, 2005). Par conséquent, l'utilisation du *black-sky albedo* est acceptable pour effectuer des analyses sur l'inlandsis groenlandais en été (Alexander *et al.*, 2014; Tedesco *et al.*, 2016; Antwerpen *et al.*, 2022; Whicker-Clarke *et al.*, 2024).



## Chapitre IV

### Données

#### IV.1 MAR

LES données du Modèle Atmosphérique Régional ont été fournies à une résolution spatiale de 5 km par le Laboratoire de Climatologie de l’Université de Liège sous forme de fichiers netCDF (*Network Common Data Form*)<sup>2</sup>. Le format netCDF est couramment utilisé dans le domaine de la climatologie pour stocker des données multidimensionnelles. Ce format présente plusieurs avantages, notamment le fait d’être autodocumenté (les métadonnées peuvent être stockées sous forme d’attributs) et facilement manipulable (l’accès à un sous-ensemble de données et l’ajout de données à un fichier sont efficents).

Les estimations d’albédo sont des données tridimensionnelles (deux dimensions spatiales et une dimension temporelle) obtenues grâce à la version 3.13 du modèle MAR, selon la méthode présentée à la section II.4.1. Les deux fichiers correspondant aux mois de MJJAS 2018 et MJJAS 2019 sont respectivement ALB.2018.05-09.nc et ALB.2019.05-09.nc. Dans ces fichiers netCDF, les estimations sont stockées dans la variable AL1. Celle-ci correspond au *blue-sky albedo* sur l’intervalle de longueurs d’onde allant de 0,3 µm à 2,8 µm.

En plus des estimations d’albédo, des données relatives à la masse volumique du manteau neigeux (R01.2018.05-09.nc et R01.2019.05-09.nc) ainsi que le modèle numérique de terrain utilisé par MAR (topo.nc) ont été fournis à la même résolution. Contrairement aux données d’albédo, les données de masse volumique ont quatre dimensions (trois dimensions spatiales et une dimension temporelle) car chaque couche du manteau neigeux modélisée par MAR possède une masse volumique qui lui est propre. Ces données supplémentaires permettront une analyse plus fine des estimations d’albédo, particulièrement la masse volumique qui influence directement la façon dont l’albédo est calculé par MAR. Les coordonnées géographiques, exprimées dans le système de coordonnées WGS84 (EPSG : 4326), sont contenues dans le fichier GEO.nc.

---

2. Ces fichiers sont disponibles à l’URL [ftp://ftp.climato.be/climato/qglaude/GR\\_5km](ftp://ftp.climato.be/climato/qglaude/GR_5km) (consulté le 01 décembre 2024).

## IV.2 OLCI

Dans cette section, une présentation des satellites de la mission Sentinel-3, du capteur OLCI (*Ocean and Land Colour Instrument*), ainsi que des données utilisées dans ce mémoire, OLCI L1b (*level-1B*), va être effectuée en se basant sur les descriptions de Bourg *et al.* (2023). Ensuite, un exposé des outils et de la méthodologie utilisés pour sélectionner et télécharger les données OLCI L1b sera réalisé.

Le capteur OLCI acquiert des données dans le cadre du programme Copernicus, coordonné et géré par la Commission européenne, et plus précisément dans le cadre de la mission Sentinel-3 qui est opérée par l'ESA et EUMETSAT. Ce capteur est monté sur deux satellites : Sentinel-3A (lancé le 16 février 2016) et Sentinel-3B (lancé le 25 avril 2018). Le capteur OLCI, calibré au Centre Spatial de Liège, est le successeur du capteur MERIS (*Medium Resolution Imaging Spectrometer*) du satellite Envisat (*Environmental Satellite*). Le futur de la mission Sentinel-3 est assuré, dans une configuration à deux satellites, jusqu'en 2035 grâce aux satellites Sentinel-3C et Sentinel-3D qui remplaceront Sentinel-3A et Sentinel-3B dans les années à venir (Lucas *et al.*, 2023). La mission *Sentinel-3 Next Generation Optical* (Sentinel-3 NGO) est en cours d'étude et devrait permettre la continuité de la mission Sentinel-3 et des mesures d'OLCI au-delà de 2035 (Lucas *et al.*, 2023). Sentinel-3 NGO utiliserait une nouvelle génération de capteurs, notamment AOLCI (*Advanced Ocean and Land Colour Instrument*) qui succéderait à OLCI.

Les satellites de la mission Sentinel-3 ont une orbite héliosynchrone, cela signifie que l'angle entre le plan orbital et la direction du Soleil est quasi constant. Pour ce faire, ils opèrent à une altitude de 814,5 km sur une orbite quasi polaire (inclinaison orbitale de 98,65°). Le passage au nœud descendant se fait à 10 h en temps civil (temps solaire moyen augmenté de 12 h). Le cycle orbital est de 27 jours, effectué en 385 orbites. Cela signifie qu'un peu plus de 14 orbites sont réalisées par jour. Sentinel-3B a des caractéristiques orbitales identiques à Sentinel-3A mais est déphasé de 140°.

OLCI est un capteur *push-broom* composé de cinq caméras enregistrant dans 21 bandes spectrales allant de 400 nm à 1020 nm. OLCI acquiert des données dans la partie descendante de son orbite lorsque le SZA est inférieur à 80°. Cela correspond à une durée de 44 minutes d'observation par orbite. Le champ de vision d'OLCI est de 68,5°, ce qui correspond à une fauchée de 1270 km. Dans une configuration à deux satellites, la période de revisite à l'équateur est de 1,1 jours. Aux latitudes du Groenland, celle-ci est donc inférieure à un jour.

Les données OLCI L1b correspondent aux mesures physiques du capteur OLCI, c'est-à-dire aux luminances énergétiques au sommet de l'atmosphère (TOA), calibrées en unités géophysiques ( $\text{W m}^{-2} \text{sr}^{-1} \mu\text{m}^{-1}$ ), géoréférencées et annotées de métadonnées (géométries d'éclairement et d'observation, données météorologiques, classification des pixels et indicateurs de qualité). Il s'agit du plus faible niveau de traitement accessible

au public. Les traitements permettant de passer des données brutes d'OLCI aux données OLCI L1b, c'est à dire les traitements de niveau 0, 1a et 1b, sont décrits en détail par Bourg (2014). Les données OLCI L1b sont disponibles à deux niveaux de résolution spatiale : la résolution complète (300 m) et la résolution réduite (1,2 km) qui est obtenue en faisant la moyenne de 16 pixels de résolution complète. Les produits OLCI L1b sont disponibles soit moins de trois heures après l'acquisition des données (*Near Real Time*), soit dans un délai d'un mois (*Non-Time Critical*) qui permet de consolider les métadonnées. Pour limiter le temps et la taille des téléchargements, la résolution réduite a été choisie. De plus, comme les données OLCI L1b seront rééchantillonnées à la résolution de 5 km du modèle MAR, l'utilisation des données de résolution réduite est satisfaisante. Étant donné que seules les données *Non-Time Critical* sont archivées sur le long terme et que leurs métadonnées sont de meilleure qualité, seules celles-ci ont été utilisées.

Les données OLCI L1b ont été sélectionnées et téléchargées grâce au script Python `olci_dwnld.py` (voir annexe A.1 page 71). Ce script fait usage de la bibliothèque `sentinelsat` (Wille & CLauss, 2023) qui utilise les API REST OData et OpenSearch du service *Copernicus Open Access Hub*. Cette bibliothèque facilite la recherche, le téléchargement et la récupération des métadonnées des produits Sentinel. Le service *Copernicus Open Access Hub*, et par conséquent `sentinelsat`, ne sont plus disponibles depuis fin 2023. Ce service a été remplacé par le *Copernicus Data Space Ecosystem* (voir annexe A.1 page 71; Ray & Zlinszky, 2023). La période d'étude étant 2018 et 2019, les données OLCI L1b sont archivées. Dès lors, leur téléchargement nécessite l'activation du service LTA (*Long Term Archive*), ce qui ralentit l'accès aux données. De plus, la taille des données est conséquente ( $\approx 720$  Mio par produit). Pour que le temps de téléchargement reste raisonnable, un nombre limité de produits a dû être sélectionné. Chaque jour, seuls les trois produits couvrant la plus grande surface de la zone d'intérêt (c'est-à-dire le Groenland) sont téléchargés. Cependant, si moins de trois produits suffisent à couvrir plus de 99 % du Groenland, seuls ceux-ci sont téléchargés. Cette sélection est opérée par l'utilisation de la bibliothèque `GeoPandas` (Jordahl *et al.*, 2023), qui permet de calculer la couverture de la zone d'intérêt pour chaque produit. Cette opération nécessite les métadonnées des produits obtenues grâce à la bibliothèque `sentinelsat`. Finalement, 884 produits ont été téléchargés pour un total de  $\approx 640$  Gio. La liste des produits téléchargés est disponible en annexe (voir annexe A.3 page 72).

Le téléchargement de toutes ces données aurait pu être évité en utilisant une plateforme en ligne, telle *Google Earth Engine* (GEE), qui permet de traiter des jeux de données satellitaires sur un serveur distant. Néanmoins, Prikaziuk *et al.* (2021) ont mis en évidence une discordance entre les données OLCI L1b originales (alors accessibles via le *Copernicus Open Access Hub*) et celles disponibles via GEE. Prikaziuk *et al.* (2021) ont conclu que ces différences peuvent être expliquées par des traitements non documentés effectués par GEE (arrondis, reprojections). En outre, les métadon-

nées météorologiques et relatives aux géométries d'éclairement et d'observation sont manquantes dans les produits fournis par GEE. Étant donné ces différents éléments, l'utilisation de GEE a donc été exclue.

Les données OLCI L1b sont fournies au format Sentinel-SAFE (extension .SEN3) qui est une variante du format SAFE (*Standard Archive Format for Europe*), lui-même étant une restriction des spécifications du standard XFDU (*XML Formatted Data Units*). Concrètement, chaque produit OLCI L1b est téléchargé sous la forme d'un fichier ZIP. Une fois les fichiers extraits de cette archive, les données OLCI L1b se présentent sous la forme d'un dossier (extension .SEN3) contenant :

- un fichier *manifest* (xfdumanifest.xml) précisant la structure du produit et contenant certaines métadonnées ;
- les fichiers de données contenant les mesures du capteur OLCI (un pour chaque bande spectrale) au format netCDF ;
- les fichiers d'annotation des données, également au format netCDF.

## IV.3 MODIS

Le produit *Multilayer Greenland Ice Surface Temperature, Surface Albedo, and Water Vapor from MODIS* (MODGRNLD ; Hall & DiGirolamo, 2019) a été choisi pour valider les valeurs d'albédo obtenues après le traitement des données OLCI L1b. Ce produit compile plusieurs variables reprojectées sur une grille de résolution de 780 m couvrant le Groenland. Ces données sont exprimées dans le système de coordonnées *NSIDC Sea Ice Polar Stereographic North* (EPSG : 3411).

Les données ont été téléchargées via le *National Snow and Ice Data Center* (NSIDC), qui est un *Distributed Active Archive Center* (DAAC) de la NASA. Elles se présentent sous forme de fichiers netCDF, à raison d'un fichier par jour. La liste des fichiers téléchargés est disponible en annexe (voir annexe A.3 page 72). Seule la variable Albedo de MODGRNLD a été utilisée. Celle-ci correspond à la reprojection des données journalières d'albédo provenant du produit MOD10A1 version 6.0 (Hall & Riggs, 2016). L'utilisation directe du produit MOD10A1 n'a pas été privilégiée car, contrairement au produit MODGRNLD, celui-ci ne couvre pas l'ensemble de la zone d'intérêt en un seul produit journalier. En effet, le produit MOD10A1 est distribué sous forme d'une collection de tuiles, ayant une couverture globale. Son utilisation aurait nécessité la combinaison de plusieurs produits journaliers. L'utilisation de MODGRNLD a donc permis de limiter le volume de données à télécharger tout en simplifiant les traitements.

Il existe la version 6.1 de MOD10A1 (Hall & Riggs, 2021), plus récente que la version 6.0 utilisée ici à travers le produit MODGRNLD. Néanmoins, l'algorithme utilisé pour calculer l'albédo n'a pas été modifié (Riggs *et al.*, 2019 ; Hall & Riggs, 2021). La seule différence est le taux d'omission plus faible dans la prise de décision concernant la

présence ou l'absence de neige (Hall & Riggs, 2021).

Le produit MOD10A1 utilise les mesures effectuées par le capteur MODIS (*Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer*) dont est équipé le satellite Terra. Ce capteur est également monté sur le satellite Aqua. Ces deux satellites font partie de la mission *Earth Observing System* (EOS) de la NASA. Terra a été lancé en 1999 et Aqua en 2002. Ces deux satellites ont transmis les données du capteur MODIS pendant plus de vingt ans alors que la durée de vie opérationnelle de MODIS était de six ans (Feng *et al.*, 2024). Néanmoins, en raison de l'épuisement de leur réserve de carburant, les satellites Terra et Aqua ont respectivement commencé à dériver en 2020 et en 2021. Cette diminution de l'altitude de l'orbite conduit à une couverture spatiale réduite et à une résolution spatiale plus élevée. La qualité des produits MODIS Terra et Aqua devrait cependant rester acceptable pour des applications scientifiques (NSIDC, 2021). Par exemple, pour le capteur MODIS de Terra, en 2020, l'effet de la dérive sur l'albédo du produit MOD10A1 a été de seulement +0,01 (Feng *et al.*, 2024). Terra et Aqua ne devraient plus être opérationnels en 2025 et 2026, respectivement (NSIDC, 2021).

Le produit MOD10A1, utilisé dans MODGRNLD, ne fait usage que des données provenant du capteur MODIS de Terra. Il existe un produit équivalent à MOD10A1, mais faisant usage des données provenant du capteur MODIS d'Aqua (MYD10A1). Néanmoins, ce capteur présente un dysfonctionnement dans une bande du proche infrarouge (Hall *et al.*, 2008) réduisant la capacité de détection des nuages (Box *et al.*, 2012). De plus, une évaluation conjointe des produits MOD10A1 et MYD10A1 a montré que ce dernier présentait des erreurs plus importantes (Stroeve *et al.*, 2006). À l'instar de Box *et al.* (2012) et de Alexander *et al.* (2014), l'utilisation du produit MYD10A1 est donc évitée.

Seules les données provenant du capteur MODIS de Terra sont donc utilisées. Une présentation de ce satellite est donc effectuée ci-après, en se basant sur les informations de Xiong *et al.* (2011). Tout comme les satellites de la mission Sentinel-3, Terra opère dans une orbite héliosynchrone, donc quasi polaire. Son passage au noeud descendant se fait à 10 h 30 en temps civil. MODIS acquiert des données dans 36 bandes spectrales allant de 0,4  $\mu\text{m}$  à 14,4  $\mu\text{m}$ , à des résolutions spatiales comprises entre 250 m et 1 km en fonction des bandes. Contrairement à OLCI, MODIS est un capteur *whisk-broom* avec un champ de vision de  $\pm 55^\circ$  centré sur le nadir de l'instrument, ce qui lui confère une fauchée de 2330 km. Ces caractéristiques lui permettent une période de revisite inférieure à un jour au Groenland.

La reconstitution de valeurs d'albédo à partir de mesures de MODIS est expliquée en détail par Klein & Stroeve (2002). En résumé, celle-ci consiste à utiliser la « meilleure » observation journalière (c'est-à-dire avec le SZA et l'angle zénithal de l'observation les plus faibles), à la corriger des effets atmosphériques, à la corriger de la réflexion anisotrope à l'aide d'une *look-up table* établie avec le modèle de transfert radiatif DISORT (Stamnes *et al.*, 1988), et finalement à calculer l'albédo *broadband* à partir

des albédos des différentes bandes de MODIS. Cet albédo est défini sur l'intervalle de longueurs d'onde allant de  $0,3\text{ }\mu\text{m}$  à  $3\text{ }\mu\text{m}$ . Il s'agit de *black-sky albedo* (Klein & Stroeve, 2002 ; Tekeli *et al.*, 2006).

La documentation du produit annonce des valeurs éloignées de maximum 10 % par rapport aux mesures *in situ* (Tekeli *et al.*, 2006 ; Hall & Riggs, 2016). Une comparaison avec les données *in situ* GC-Net, effectuée par Stroeve *et al.* (2006), montrait un RMSE allant de 0,035 dans la zone de neige sèche à 0,074 dans la zone d'ablation pour un RMSE moyen de 0,067. Malgré des résultats parfois contradictoires, des études ont montré que le capteur MODIS fournit des résultats cohérents tant que le SZA est inférieur à  $75^\circ$  (Stroeve *et al.*, 2005 ; Wang & Zender, 2010 ; Schaaf *et al.*, 2011b ; Stroeve *et al.*, 2013).

## IV.4 OLCI GEUS

Dans le but de valider les valeurs d'albédo obtenues après le traitement des données OLCI L1b, complémentairement à MODGRNLD, un produit d'albédo élaboré par le GEUS (*Geological Survey of Denmark and Greenland*) a été utilisé (Vandecruy *et al.*, 2021). Pour chaque jour de la période d'intérêt (c'est-à-dire MJAS 2018 et MJAS 2019), le fichier GeoTIFF `albedo_bb_planar_sw.tif` a été téléchargé. Ces fichiers contiennent des valeurs d'albédo direct (*black-sky albedo*) défini dans l'intervalle de longueurs d'onde allant de  $0,3\text{ }\mu\text{m}$  à  $2,4\text{ }\mu\text{m}$ , à une résolution spatiale de 1 km. Les valeurs d'albédo de ce produit ont été reconstruites à partir de données OLCI L1b. L'algorithme, dénommé SICE, permettant d'obtenir les valeurs d'albédo a été développé dans le cadre du projet S3-SNOW (*Sentinel-3 for Science, Land Study 1 : SNOW*) et de son successeur SICE (*Sentinel-3 Snow and Ice*), projets initiés dans le cadre de l'exploitation scientifique de missions opérationnelles (SEOM) de l'ESA.

La chaîne de traitement complète du projet SICE comporte le téléchargement des données OLCI L1b, l'identification des nuages, l'obtention des valeurs d'albédo, la création des fichiers GeoTIFF. Le produit utilisé ici a été créé à partir de la chaîne de traitement SICEv2.2 (Mankoff *et al.*, 2021), qui utilise une implémentation en Python de l'algorithme SICE, pySICEv1.4. Cet algorithme se base sur la théorie du transfert radiatif asymptotique. Les explications détaillées de celui-ci sont fournies par Kokhanovsky *et al.* (2019, 2020a, 2020b).

La sélection des données OLCI L1b utilisées par SICEv2.2 est réalisé en choisissant les pixels présentant un SZA minimal à partir de tous les fichiers OLCI L1b de résolution complète (300 m). Les nuages sont détectés au moyen de l'algorithme SCDA (*Simple Cloud Detection Algorithm* ; Metsämäki *et al.*, 2011, 2015) implémenté en Python (Wehrlé & Box, 2021). Cette implémentation utilise les données du capteur SLSTR (*Sea and Land Surface Temperature Radiometer*) dont sont équipés les satellites Sentinel-3A et

Sentinel-3B.

## IV.5 Comparabilité

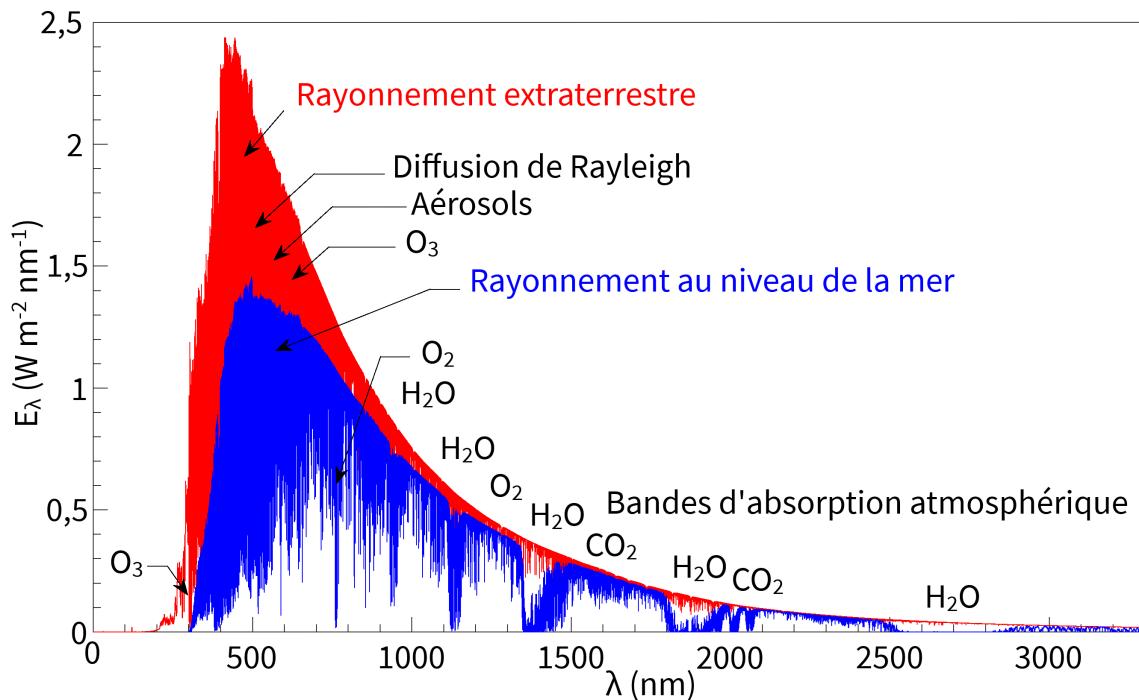
Les données utilisées dans ce mémoire présentent des caractéristiques différentes (voir tableau IV.1). Il faut donc s'assurer que ces différences n'empêchent pas leur comparaison. L'inhomogénéité des résolutions spatiales sera traitée lors de l'uniformisation des données (voir section V.2 page 36).

**TABLEAU IV.1** Caractéristiques des données utilisées. Pour OLCI, les caractéristiques relatives à l'albédo sont celles obtenues après l'utilisation de l'algorithme SICE.

Données	Résolution spatiale (km)	Albédo	
		Type	Intervalle de longueurs d'onde (μm)
MAR	5,00	<i>blue-sky albedo</i>	0,3-2,8
OLCI	1,20	<i>black-sky albedo</i>	0,3-2,4
MODIS	0,78	<i>black-sky albedo</i>	0,3-3,0
OLCI GEUS	1,00	<i>black-sky albedo</i>	0,3-2,4

En ce qui concerne la nature de l'albédo, les estimations d'albédo du modèle MAR sont du *blue-sky albedo* alors que les valeurs d'albédo reconstruites à partir de données satellitaires (OLCI, MODIS et OLCI GEUS) sont du *black-sky albedo*. Cette différence n'empêche pas leur comparaison. En effet, Stroeve *et al.* (2005) ont montré que le *black-sky albedo* et le *white-sky albedo* sont quasi égaux pour des SZA typiques des mois d'été au Groenland. Dès lors, vu l'équation II.14 page 7, cela signifie que ces *black-sky* et *white-sky albedo* sont quasi égaux au *blue-sky albedo* (Stroeve *et al.*, 2005). Les estimations de MAR peuvent donc être comparées aux valeurs de *black-sky albedo*, à l'instar de ce qu'Alexander *et al.* (2014) et Antwerpen *et al.* (2022) ont fait.

Les albédos ne sont pas définis sur des intervalles de longueurs d'onde identiques. La différence se situe dans la borne supérieure qui varie entre 2,4 μm et 3 μm. Entre ces valeurs, la proportion d'éclairement énergétique solaire est bien inférieure à 1 % de l'éclairement énergétique compris entre 0,3 μm et 3 μm, notamment en raison de la présence d'une bande d'absorption de la vapeur d'eau (voir figure IV.1). Étant donné la formule II.16 page 8, l'effet sur l'albédo de ces différences d'intervalle de longueurs d'onde ne peut qu'être inférieur à 0,01, ce qui peut être négligé.



**FIGURE IV.1** Éclairement énergétique spectral du soleil ( $E_\lambda$ ) au sommet de l'atmosphère (rayonnement extraterrestre, en rouge) et au niveau de la mer (en bleu), en fonction de la longueur d'onde ( $\lambda$ ). Les principales bandes d'absorption atmosphérique sont représentées (Meftah *et al.*, 2023; modifiée).

## Chapitre V

### *Traitements des données*

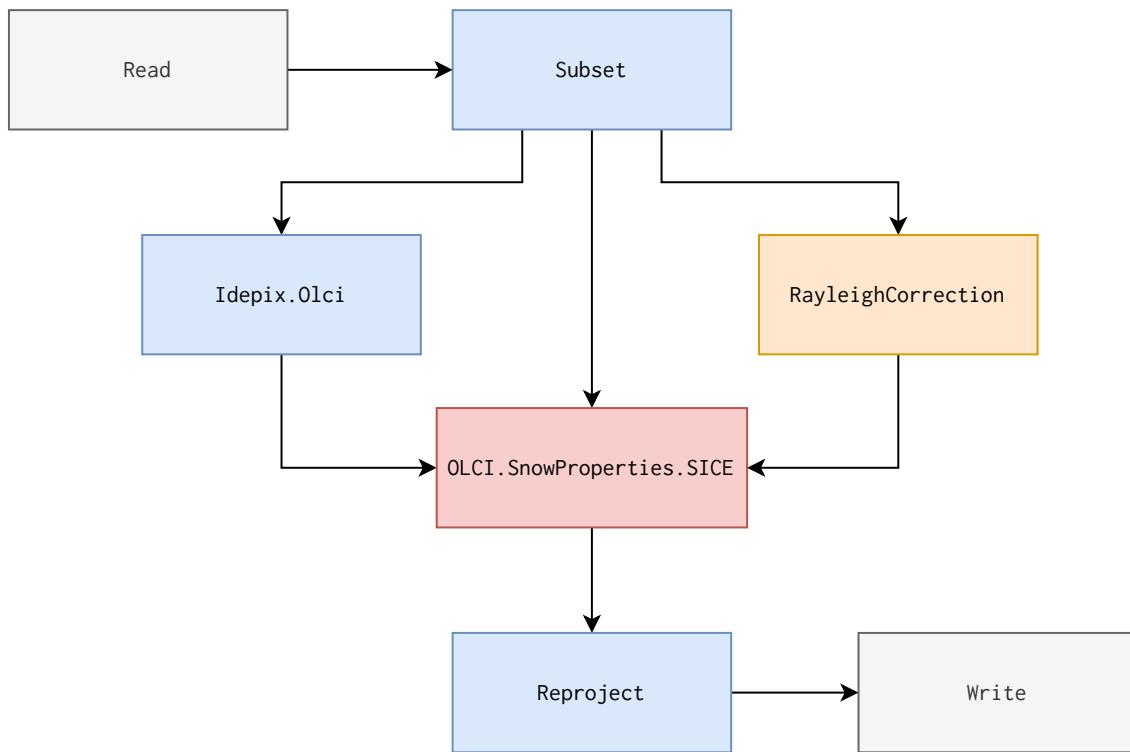
#### V.1 Reconstitution des valeurs d'albédo à partir des données OLCI

La reconstitution des valeurs d'albédo à partir des données OLCI L1b est réalisée grâce au script `olci.py` (voir annexe A.1 page 71). Celui-ci fait appel au *Graph Processing Tool* (GPT) de SNAP (*Sentinel Application Platform*). SNAP est un logiciel, développé par l'ESA, permettant le traitement de données satellitaires. Le GPT permet l'exécution en ligne de commande d'opérateurs SNAP. Ceux-ci peuvent être combinés et forment alors un graphe (stocké sous forme d'un fichier XML).

Le graphe utilisé ici est contenu dans le fichier `olci.xml` (voir annexe A.1 page 71). Une représentation de ce graphe est fournie à la figure V.1. La reconstitution des valeurs d'albédo est réalisée par l'opérateur `OLCI.SnowProperties.SICE`, fourni par le *plug-in* SNAP `s3tbx-snow3.1` (Brockmann Consult GmbH, 2021). Cet opérateur nécessite les données OLCI L1b ainsi que le produit de l'opérateur `RayleighCorrection`. L'opérateur `Idepix.Olci` (Wevers *et al.*, 2022) a également été utilisé. Celui-ci permet la détection des nuages. Son utilisation n'est pas obligatoire mais est recommandée (Brockmann Consult GmbH, 2021). Préalablement à toutes ces opérations, les données ont été découpées par la zone d'intérêt (opérateur `Subset`). Finalement, après la reconstitution des valeurs d'albédo, les données sont reprojetées (`Reproject`) pour pouvoir être exportées sous forme de fichier GeoTIFF.

Certains produits OLCI L1b ont rencontré une erreur lors de l'utilisation de SNAP. Ceux-ci sont au nombre de 8 et sont disponibles dans une liste en annexe (voir annexe A.3 page 72). Les données qui ont été traitées sont de la même nature que celles du GEUS, c'est-à-dire des valeurs d'albédo direct (*black-sky albedo*) défini dans l'intervalle de longueurs d'onde allant de 0,3 µm à 2,4 µm.

Par rapport aux données OLCI GEUS, la chaîne de traitement utilisée dans ce mémoire diffère en plusieurs aspects. Premièrement, le GEUS sélectionne les données présentant un SZA minimal à partir de toutes les données OLCI L1b à résolution complète alors que, dans ce mémoire, seule une sélection des données à résolution réduite couvrant le plus la région d'intérêt a été utilisée. Deuxièmement, pour détecter les nuages, le GEUS utilise une implémentation du SCDA nécessitant les données



**FIGURE V.1** Chaîne de traitement des données OLCI L1b, utilisée par le GPT de SNAP. L'opérateur permettant la reconstitution des valeurs d'albédo est représenté en rouge. Les opérateurs sont représentés en bleu s'ils sont optionnels, en orange s'ils sont requis par SICE.

SLSTR. Dans ce mémoire, l'algorithme de détection des nuages est IdePix, qui utilise les mêmes données OLCI L1b déjà nécessaires à l'opérateur OLCI . SnowProperties . SICE. Finalement, bien que la théorie sous-jacente reste identique, l'implémentation de l'algorithme SICE utilisée par le GEUS et celle utilisée dans ce travail sont différentes. Le GEUS utilise pySICEv1.4, une implémentation en Python, alors que, dans ce mémoire, l'opérateur OLCI . SnowProperties . SICE du *plug-in* SNAP s3tbx-snow3.1 a été utilisé.

## V.2 Uniformisation des données

Les données présentent des résolutions spatiales différentes et leurs coordonnées sont exprimées dans des systèmes de coordonnées différents. Aussi, pour permettre leur comparaison, toutes ces données ont été reprojetées dans le système WGS84 / NSIDC Sea Ice Polar Stereographic North (EPSG : 3413). Ce système a été choisi car il a été conçu par le NSIDC pour diffuser des données aux hautes latitudes de l'hémisphère nord.

Tous les jeux de données ont été reprojetés sur une même grille de résolution de 5 km, soit la résolution originale de MAR. L'utilisation d'une résolution plus fine n'a pas été retenue. En effet, des erreurs auraient été introduites par le fait que la résolution plus grossière de MAR n'aurait pas permis de modéliser la variabilité spatiale à la

résolution, plus fine, des données satellitaires. Il aurait pu être intéressant de quantifier ces erreurs. L'approche retenue, c'est-à-dire le fait de reprojeter les données satellitaires sur la grille du modèle MAR, correspond à celle employée par Alexander *et al.* (2014) et Antwerpen *et al.* (2022).

Pour chaque jour de la période d'intérêt (MJJAS 2018 et MJJAS 2019), les traitements ont abouti à la production d'un fichier GeoTIFF pour chacun des jeux de données.

### V.2.1 MAR

Le script Python `mar.py` (voir annexe A.1 page 71) a permis de générer les métadonnées de la grille, identiques pour chaque fichier GeoTIFF, quelque soit le jeu de données. Pour ce faire, les fichiers netCDF provenant du modèle MAR ont été lus et manipulés à l'aide de la bibliothèque `xarray` (Hoyer & Hamman, 2017). Les coordonnées géographiques, contenues dans le fichier `GEO.nc`, ont été associées aux données d'albédo, de masse volumique et d'altitude présentes dans les autres fichiers netCDF. Les coordonnées des données, dans le système de coordonnées *WGS84 / NSIDC Sea Ice Polar Stereographic North* (EPSG : 3413), ont été obtenues grâce à la bibliothèque `pyproj` (Snow *et al.*, 2023b). À partir de ces coordonnées, une grille régulière de 5 km de résolution a été créée. Les valeurs des différentes variables ont alors été rééchantillonnées sur cette grille, par la méthode du plus proche voisin afin de conserver les valeurs initiales du modèle MAR.

Finalement, grâce à GDAL (*Geospatial Data Abstraction Library*; GDAL/OGR contributors, 2023) alimentée par les données précédemment obtenues, le script `mar.py` a généré pour chaque jour de la période d'intérêt :

- un fichier GeoTIFF de données d'albédo (variable AL1);
- un fichier GeoTIFF de données de masse volumique de la couche en surface (variable R01).

Un fichier GeoTIFF du modèle numérique de terrain a également été produit.

L'ensemble des traitements utilisés pour créer les fichiers GeoTIFF à partir des fichiers netCDF du modèle MAR se base sur la méthode employée par Dethinne (2021).

### V.2.2 OLCI

Après la reconstitution des valeurs d'albédo à partir des données OLCI (voir section V.1) par le script `olci.py`, des fichiers GeoTIFF ont été obtenus. Ceux-ci ont ensuite été reprojetés sur la même grille que celle de MAR par le script `olci.py`, faisant usage de la bibliothèque GDAL (Gómez-Dans, 2015; GDAL/OGR contributors, 2023). À l'instar d'Alexander *et al.* (2014), la méthode de la médiane a été utilisée pour le rééchantillonnage, associé à cette reprojection. Cette méthode d'agrégation a été

préférée, notamment à celle de la moyenne, car elle permet de limiter les effets des valeurs extrêmes.

À ce stade des traitements, les fichiers GeoTIFF comportent plusieurs bandes de données, correspondant aux différentes variables générées par l'algorithme SICE. La bande contenant les données de *black-sky albedo* dans les courtes longueurs d'onde a été extraite au moyen de la bibliothèque Rasterio (Gillies & Rasterio contributors, 2023).

Contrairement aux autres jeux de données, plusieurs fichiers GeoTIFF, correspondant chacun à un produit OLCI L1b, ont été générés pour chaque jour de la période d'intérêt. Ces fichiers ont donc été combinés par le script `compare.py` pour générer un fichier GeoTIFF unique par jour : lorsque plusieurs valeurs sont disponibles pour un même pixel, leur moyenne est utilisée.

### V.2.3 MODIS

Le script `modis.py` (voir annexe A.1 page 71) a permis de directement reprojeter et convertir en GeoTIFF les fichiers netCDF de MODIS. Pour ce faire, il a fait usage de la bibliothèque `rioxarray` (Snow *et al.*, 2023a). Dans `rioxarray`, la reprojection est effectuée par GDAL. La méthode de la médiane, utilisée pour les données OLCI, est à nouveau employée ici.

### V.2.4 OLCI GEUS

Les données OLCI GEUS ont été fournies au format GeoTIFF. L'utilisation de l'implémentation en Python de la bibliothèque GDAL, employée lors des traitements OLCI, n'est toutefois pas possible ici. En effet, les données OLCI GEUS sont dans un format GeoTIFF compressé et l'implémentation en Python de la bibliothèque GDAL, en manque de maintenance, ne permet pas la lecture des fichiers compressés. Dès lors, la reprojection des données OLCI GEUS, effectuée par le script `olci_geus.py`, a été réalisée à l'aide de la bibliothèque Rasterio (Gillies & Rasterio contributors, 2023). La méthode d'agrégation, c'est-à-dire la méthode de la médiane, est la même que celle utilisée pour les autres jeux de données.

## V.3 Comparaisons

Une fois l'uniformisation des données terminée, les comparaisons entre les différents jeux de données ont été réalisées. Les indicateurs statistiques utilisés, ainsi que les méthodes employées pour comparer les valeurs d'albédo et les étendues de glace, sont présentés ci-après.

### V.3.1 Indicateurs statistiques

Trois indicateurs statistiques ont été choisis pour caractériser les comparaisons : le  $R^2$ , le RMSE (*Root mean square error*) et le MBE (*Mean bias error*). Leur utilisation combinée permet de résumer de façon satisfaisante les comparaisons effectuées tout en restant facilement compréhensible vu leur usage répandu.

Le  $R^2$  donne une indication de la force qui lie linéairement les valeurs des deux jeux de données comparés. Il varie entre 0 (absence de relation linéaire) et 1 (relation linéaire parfaite) et est donné par

$$R^2 = \left[ \frac{\sum_{i=1}^n \left( (\alpha_i^{\text{ref}} - \bar{\alpha}^{\text{ref}}) (\alpha_i^{\text{eval}} - \bar{\alpha}^{\text{eval}}) \right)}{\sqrt{\sum_{i=1}^n (\alpha_i^{\text{ref}} - \bar{\alpha}^{\text{ref}})^2} \sqrt{\sum_{i=1}^n (\alpha_i^{\text{eval}} - \bar{\alpha}^{\text{eval}})^2}} \right]^2, \quad (\text{V.1})$$

avec  $\alpha_i^{\text{ref}}$  la  $i^{\text{ème}}$  valeur d'albédo du jeu de données de référence,  $\bar{\alpha}^{\text{ref}}$  la moyenne des valeurs d'albédo du jeu de données de référence,  $\alpha_i^{\text{eval}}$  la  $i^{\text{ème}}$  valeur d'albédo du jeu de données évalué,  $\bar{\alpha}^{\text{eval}}$  la moyenne des valeurs d'albédo du jeu de données évalué et  $n$  le nombre de couples de valeurs utilisés.

Le RMSE permet de quantifier les écarts entre les valeurs de deux jeux de données. Plus sa valeur est faible, plus les écarts sont faibles. Il est donné par

$$\text{RMSE} = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n (\alpha_i^{\text{eval}} - \alpha_i^{\text{ref}})^2}{n}}. \quad (\text{V.2})$$

Le MBE est utile pour déceler une surestimation ou une sous-estimation des valeurs d'un jeu de données par rapport à celles d'un autre jeu de données. Celui-ci est donné par

$$\text{MBE} = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (\alpha_i^{\text{eval}} - \alpha_i^{\text{ref}}). \quad (\text{V.3})$$

### V.3.2 Albédo

Les valeurs d'albédo des différents jeux de données ont été comparées, à l'aide des indicateurs statistiques présentés, sur l'ensemble de l'inlandsis groenlandais. Pour visualiser ces comparaisons, des histogrammes à deux dimensions ont été générés (par exemple, voir figure VI.2 page 46).

Des analyses temporelles et spatiales ont été réalisées. Celles-ci se basent respectivement sur une agrégation spatiale et une agrégation temporelle des données.

Pour l'analyse temporelle, des graphiques montrant l'évolution des moyennes journalières d'albédo sur l'ensemble de l'inlandsis groenlandais ont été générés (par

exemple, voir figure VI.3 page 48). Des représentations de l'évolution des RMSE journaliers ont également été produites (par exemple, voir figure VI.6 page 52).

Pour l'analyse spatiale, plusieurs types de cartes ont été générées : des cartes de la valeur moyenne d'albédo en JJA (par exemple, voir figure VI.7 page 53) et des cartes de la différence de ces moyennes entre jeux de données (par exemple, voir figure VI.8 page 55).

Dans toutes les comparaisons ci-avant, les valeurs d'albédo inférieures à 0,3 et supérieures à 0,85 ont été exclues. Cette opération a été réalisée pour limiter l'impact de valeurs extrêmes erronées sur les comparaisons. La limite supérieure de 0,85 a été choisie car, lorsque le SZA est supérieur à 75°, le produit MOD10A1 est connu pour largement dépasser la valeur maximale par temps clair au Groenland de 0,84 mesurée par Konzelmann & Ohmura (1995) (Box *et al.*, 2012; Alexander *et al.*, 2014). Le tableau V.1 présente les données disponibles et la perte de données engendrée par l'utilisation de ce filtre. Le jeu de données le moins affecté par ce filtre est OLCI GEUS, et le plus affecté est MODIS.

**TABLEAU V.1** Disponibilité des données en JJA 2018 et en JJA 2019 ainsi que la perte de données disponibles engendrée par l'exclusion des valeurs d'albédo inférieures à 0,3 et supérieures à 0,85.

Données	Données disponibles (%)		Perte par le filtre (%)	
	2018	2019	2018	2019
OLCI	34,75	47,81	30,23	18,30
MODIS	51,60	57,47	34,26	21,95
OLCI GEUS	41,48	47,24	13,80	9,06

Pour visualiser les données utilisées, chaque analyse temporelle est assortie d'une évolution des pixels utilisés au cours du temps. Des cartes de la répartition des données disponibles ont également été générées (par exemple, voir figure VI.1 page 44).

À l'exception des analyses temporelles qui se font sur les mois de MJJAS, à l'instar de Box *et al.* (2012) et Alexander *et al.* (2014), seuls les mois de JJA sont utilisés pour les autres comparaisons.

Pour augmenter le nombre de données disponibles, des comparaisons avec des données OLCI et OLCI GEUS rééchantillonnées sur une grille de pixels 25 km × 25 km ont également été effectuées.

Une attention particulière a été portée à la zone d'ablation. Pour faciliter les comparaisons, cette zone a été assimilée aux zones d'altitude inférieure à 1000 m. Cette valeur a été choisie pour s'assurer de bien être dans la zone d'ablation. Pour rappel, l'ELA est de ≈ 1100 m dans la partie nord et de ≈ 1450 m dans la partie sud du Groenland (Noël *et al.*, 2019).

Les observations satellitaires de l'inlandsis se faisant forcément lorsqu'il n'y a pas de nuages, la correction relative à la nébulosité utilisée dans la paramétrisation de MAR

aurait dû être retirée, à l'instar de ce qu'Alexander *et al.* (2014) ont fait. Néanmoins, cette correction a diminué depuis l'étude d'Alexander *et al.* (2014) et la variation maximale engendrée par celle-ci est de  $\pm 0,01$ . Il n'a donc pas été jugé nécessaire de la retirer.

### V.3.3 Étendue de glace vive

L'identification de la glace vive diffère selon le type de données. Dans le modèle MAR, la distinction de la glace se fait à partir des données de masse volumique. Lorsque la masse volumique en surface est supérieure à  $830 \text{ kg m}^{-3}$ , il s'agit de glace vive. Pour les données satellitaires, les produits d'albédo ont été utilisés pour faire cette distinction. Il a fallu choisir un seuil d'albédo en dessous duquel la surface est considérée être de la glace. Une étude récente a montré que, au Groenland, l'albédo moyen de la glace qui vient d'apparaître en surface après la fonte de la neige est de 0,565 (Wehrlé *et al.*, 2021). Cette valeur a donc été choisie comme seuil. Plus communément, les seuils 0,55 et 0,6 sont employés pour opérer cette distinction (Noël *et al.*, 2019). Pour prendre en compte l'effet du choix du seuil sur l'étendue de glace vive obtenue, ces deux seuils ont également été utilisés.

L'évolution de l'étendue de glace vive au cours du temps a alors pu être générée pour les différents jeux de données (par exemple, voir figure VI.12 page 61). Cette étendue est obtenue en faisant la somme des surfaces des pixels identifiés comme de la glace.

Des cartes ont également été produites (par exemple, voir figure VI.14 page 64). Celles-ci permettent de visualiser la surreprésentation ou la sous-représentation, entre deux jeux de données, du nombre de jours présentant de la glace en JJA. L'attention doit être attirée par le fait qu'elles ne permettent pas d'évaluer la fiabilité de la classification (neige/glace).



# Chapitre VI

## Résultats

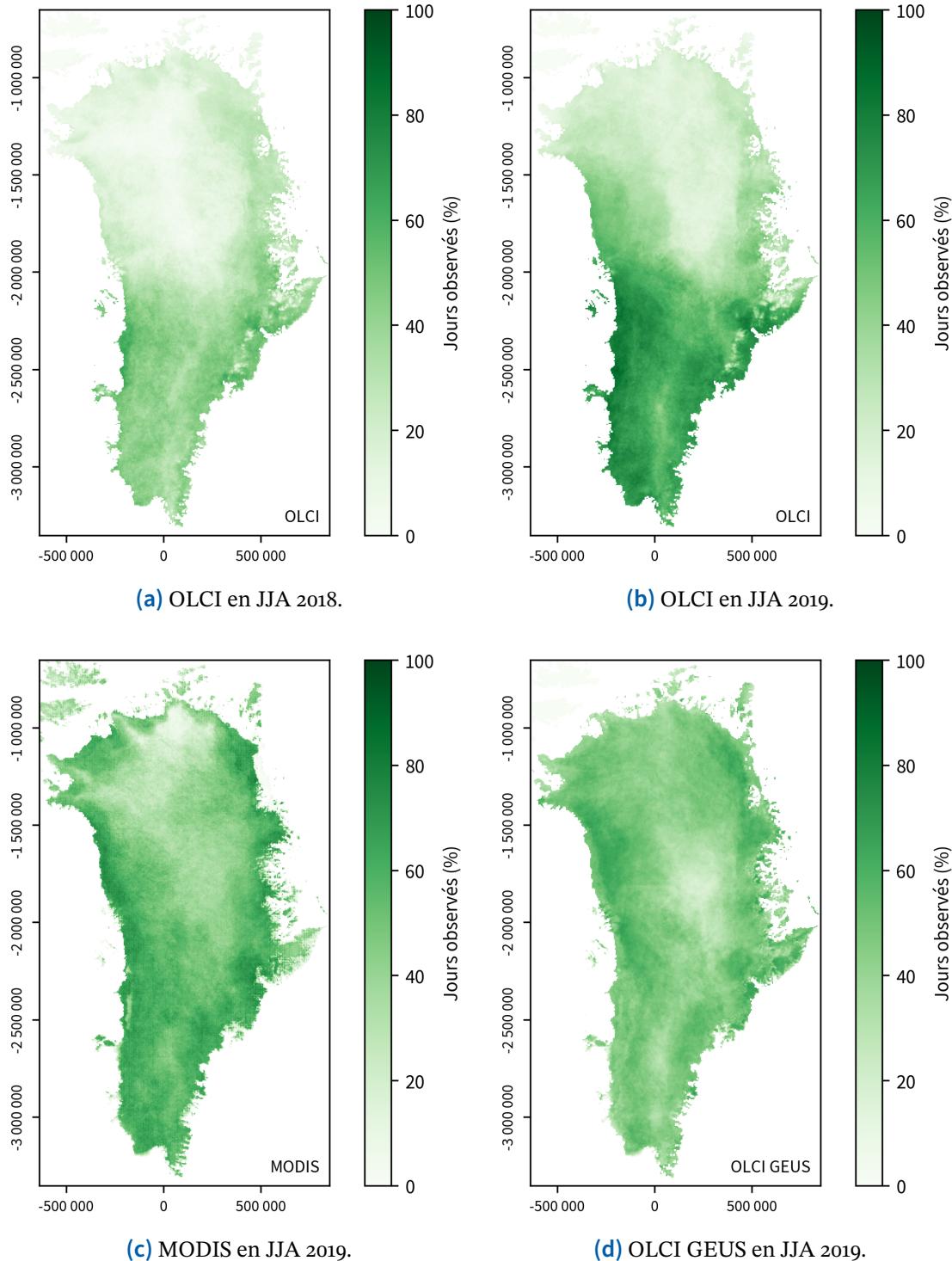
Ce chapitre présente les résultats décrits suite aux traitements des données effectués au chapitre V. Dans un premier temps, les résultats traitant de l'ensemble de la calotte glaciaire du Groenland seront analysés. Particulièrement, l'attention sera portée sur les variations temporelles et spatiales d'albédo. Dans un deuxième temps, les zones d'ablation seront plus spécifiquement étudiées. Finalement, les résultats portant sur l'estimation de l'albédo de la glace de MAR seront plus précisément évalués. Dans chacune de ces parties, les résultats provenant de données satellitaires (OLCI, MODIS, OLCI GEUS) seront comparés entre eux avant d'évaluer le modèle MAR.

### VI.1 Ensemble de la calotte glaciaire

Préalablement à toute comparaison, une analyse de la distribution spatiale des données issues d'observations satellitaires s'avère nécessaire. En effet, les différentes comparaisons temporelles des valeurs d'albédo se basent sur une agrégation spatiale de ces valeurs. Dès lors, une inhomogénéité de la distribution spatiale des observations pourrait être un facteur explicatif important dans l'interprétation des résultats.

La figure VI.1 page suivante montre la proportion du nombre de jours observés en juin, juillet et août (JJA) 2018 par OLCI (VI.1a) et en JJA 2019 par OLCI (VI.1b), MODIS (VI.1c) et OLCI GEUS (VI.1d). Sur l'ensemble de ces figures, de faibles nombres de jours observés sont présents aux altitudes les plus élevées. Cela peut s'expliquer par une présence importante de nuages. En effet, aux altitudes supérieures à 3000 m, une couverture nuageuse de  $\approx 70\%$  est observée au Groenland en été (Lacour, 2012). À cette exception près, la distribution spatiale des données issues de MODIS et OLCI GEUS est plutôt homogène en JJA 2019. En JJA 2018, les mêmes observations peuvent être faites mais la proportion de jours observés est globalement réduite par rapport à 2019 (voir figure B.1 page 73 en annexe).

Concernant OLCI, les figures VI.1a et VI.1b page suivante mettent en avant une division entre la partie nord du Groenland et sa partie sud : la partie nord présente très peu d'observations contrairement à la partie sud. Cette démarcation se fait au alentour du 70<sup>e</sup> parallèle nord (ce qui correspond à une ordonnée de  $\approx -2\,100\,000$  m dans le système de projection utilisé ici). En limitant le nombre de fichiers, la méthode utilisée pour sélectionner les données OLCI (voir section IV.2 page 28) ne permet pas toujours



**FIGURE VI.1** Proportion du nombre de jours observés en JJA par OLCI (a, b), MODIS (c) et OLCI GEUS (d) en 2018 (a) et en 2019 (b, c, d). Les valeurs d'albédo inférieures à 0,3 ou supérieures à 0,85 sont exclues.

d'obtenir un SZA optimal : un fichier issu d'un passage du satellite à une heure plus proche du midi local permettrait d'obtenir un SZA plus petit. Dans le jeu de données OLCI utilisé ici, le SZA devient régulièrement trop élevé à partir de la mi-août, au-delà des 70° nord de latitude, pour permettre de reconstruire précisément l'albédo. En effet,

la précision de la reconstruction de l'albédo à partir de données satellitaires diminue avec l'augmentation du SZA (Box *et al.*, 2012). L'albédo reconstruit dépasse alors la borne supérieure (0,85), ce qui explique la faible proportion de jours observés dans la partie nord du Groenland.

Maintenant que la distribution spatiale des données a été analysée, l'étude des résultats des comparaisons peut être effectuée. Le tableau VI.1 reprend les statistiques des comparaisons des valeurs d'albédo entre les différents jeux de données, sur l'ensemble de la calotte glaciaire du Groenland en JJA. Les mêmes statistiques ont été calculées en utilisant les données OLCI et OLCI GEUS rééchantillonnées sur une grille de pixels 25 km × 25 km (voir tableau B.1 page 73 en annexe). Tous les RMSE sont supérieurs de 0,01 et les  $R^2$  sont 9 % plus faibles en moyenne. Cette tentative d'augmentation du nombre de données et du lissage de celles-ci via une grille de rééchantillonnage plus grossière ne remplit pas ses objectifs : l'augmentation du nombre de données n'est pas assez significative et le lissage augmente plus l'erreur qu'il ne masque les données aberrantes. Dès lors, dans la suite de ce travail, les résultats impliquant ces données rééchantillonnées plus grossièrement ne seront plus mentionnés.

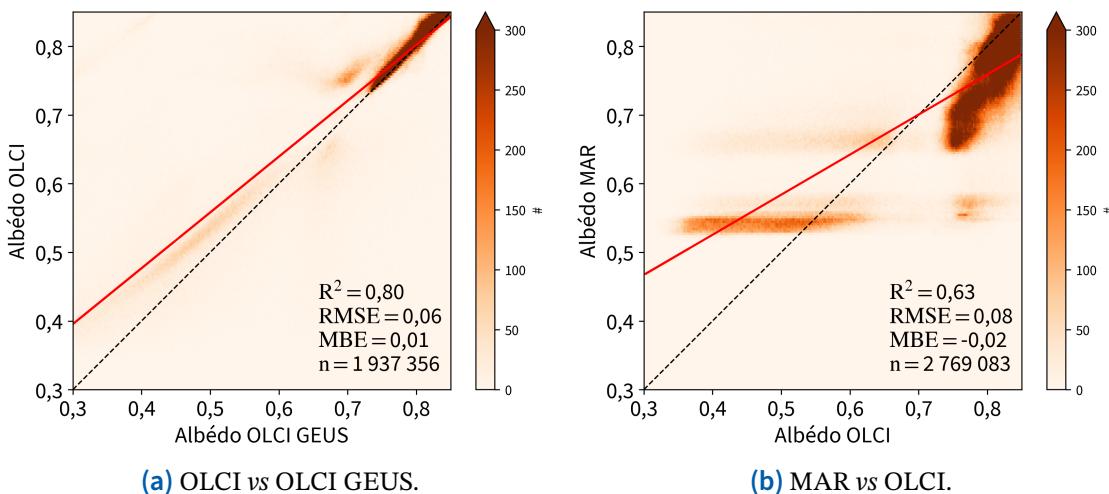
**TABLEAU VI.1** Statistiques des comparaisons des valeurs d'albédo sur l'ensemble de la calotte glaciaire du Groenland en JJA.

	2018			2019		
	$R^2$	RMSE	MBE	$R^2$	RMSE	MBE
MAR-OLCI	0,62	0,07	-0,01	0,63	0,08	-0,02
MAR-MODIS	0,47	0,08	0,01	0,59	0,08	0,00
MAR-GEUS	0,50	0,08	0,00	0,59	0,08	-0,01
OLCI-MODIS	0,77	0,06	0,03	0,84	0,06	0,03
OLCI-GEUS	0,68	0,06	0,01	0,80	0,06	0,01
GEUS-MODIS	0,52	0,07	0,01	0,73	0,06	0,01

En ce qui concerne les comparaisons entre données issues d'observations satellitaires (OLCI-MODIS, OLCI-GEUS et GEUS-MODIS), les RMSE sont égaux à 0,06 pour les années 2018 et 2019 dans tous les cas, à l'exception de la comparaison OLCI GEUS-MODIS en JJA 2018 qui atteint un RMSE de 0,07. Ces résultats semblent cohérents avec l'évaluation individuelle des produits satellitaires par rapport à des données d'albédo *in situ* (voir chapitre IV). Pour rappel, Kokhanovsky *et al.* (2020a) trouvaient un RMSE moyen de 0,056 pour la comparaison entre l'albédo reconstruit à partir de l'algorithme SICE (utilisé pour les données OLCI et OLCI GEUS) et les données PROMICE. En ce qui concerne MODIS, suite à une comparaison avec les données *in situ* GC-Net, Stroeve *et al.* (2006) obtenaient un RMSE allant de 0,035 dans la zone de neige sèche à 0,074 dans la zone d'ablation pour un RMSE moyen de 0,067 alors que Box *et al.* (2012) parvenaient à une valeur de 0,041.

Quant aux MBE, ceux-ci sont sensiblement nuls (0,01), excepté ceux issus des comparaisons OLCI-MODIS qui atteignent 0,03. Ce biais positif des valeurs d’albédo d’OLCI par rapport à celles de MODIS peut être expliqué en partie par la distribution spatiale des observations d’OLCI discutée ci-avant. En effet, les valeurs d’albédo de MODIS présentent un biais qui varie en fonction du temps et de la latitude (Box *et al.*, 2017). Ce biais est compris entre  $-0,02$  et  $-0,04$  en JJA entre  $60^\circ$  et  $70^\circ$  de latitude nord. Dès lors, étant donné que les observations d’OLCI sont très majoritairement concentrées dans la partie sud du Groenland (c’est à dire entre  $60^\circ$  et  $70^\circ$  de latitude nord), les comparaisons avec MODIS se font essentiellement dans cette zone qui est entachée d’un biais négatif de MODIS de  $\approx -0,03$ , ce qui explique le MBE de 0,03 obtenu ici.

Les comparaisons de l'estimation de l'albédo de MAR avec les valeurs d'albédo issues d'observations satellitaires montrent des RMSE de 0,08. Ces RMSE sont plus élevés que ceux issus des comparaisons entre données satellitaires (voir ci-avant) mais restent néanmoins similaires. Concernant les MBE, il n'y a pas de tendance claire qui se dégage et les valeurs sont plutôt faibles : celles-ci sont comprises entre -0,02 et 0,01.



**FIGURE VI.2** Comparaisons des valeurs d’albédo sur l’ensemble de la calotte glaciaire du Groenland en JJA 2019. Plus la couleur est foncée, plus le nombre d’occurrences est élevé. La ligne rouge correspond à la régression linéaire. La ligne pointillée correspond à la ligne d’erreur nulle.

La figure VI.2 représente les comparaisons des valeurs d'albédo sur l'ensemble de la calotte glaciaire du Groenland en JJA 2019 pour les cas OLCI-OLCI GEUS et MAR-OLCI : il s'agit donc d'une représentation graphique de certains cas du tableau VI.1. Le cas OLCI-OLCI GEUS (figure VI.2a) présente une bonne corrélation linéaire ( $R^2$  de 0,80), à l'instar des autres comparaisons entre données satellitaires (voir tableau VI.1 page précédente). Les valeurs d'albédo sont principalement concentrées entre 0,75 et 0,85, ce qui correspond à l'albédo de la neige. En effet, la calotte glaciaire du Groenland est principalement couverte par la zone d'accumulation. Dans cette région, l'erreur

est proche de zéro. Concernant les valeurs d'albédo plus faibles (0,3 à 0,6), les valeurs d'OLCI sont légèrement supérieures à celles d'OLCI GEUS. OLCI a aussi tendance à surestimer l'albédo de la neige dans sa partie plus faible : OLCI a des valeurs d'albédo de 0,75 contre 0,70 pour OLCI GEUS. Les mêmes observations peuvent être faites pour les cas OLCI-MODIS et OLCI GEUS-MODIS (voir figures B.2a et B.2b page 74 en annexe) : les produits issus du capteur OLCI montrent une surestimation des valeurs d'albédo dans les valeurs plus faibles.

Le cas MAR-OLCI (figure VI.2b) obtient un  $R^2$  de 0,63. Comme dans les autres cas de comparaisons entre l'estimation de l'albédo de MAR et des valeurs d'albédo issues d'observations satellitaires, la corrélation linéaire est assez faible (0,57 en moyenne, voir tableau VI.1). En analysant la figure VI.2b page précédente, ces faibles corrélations linéaires peuvent rapidement être expliquées. En effet, quatre zones présentant des logiques distinctes (pas toujours linéaires) peuvent être observées. Celles-ci sont la conséquence de la façon dont MAR estime l'albédo (voir section II.4 page 16). Les différentes zones sont :

- le carré supérieur droit dans les plages de valeurs allant de 0,7 à 0,85. Il s'agit là des estimations de l'albédo de la neige. Le modèle MAR fait des estimations proches des observations mais sous-estime légèrement les valeurs d'albédo, principalement les valeurs plus faibles (proches de 0,7) ;
- la droite quasi constante à  $\approx 0,55$  d'albédo MAR. Il s'agit là des estimations de l'albédo de la glace du modèle MAR. Ces estimations sont problématiques car elles ne montrent pas de lien avec l'albédo observé : l'estimation de l'albédo de la glace de MAR est quasi constante à une valeur de  $\approx 0,55$  alors que les valeurs observées couvrent une plage allant de 0,35 à 0,6. L'albédo de la glace est donc principalement surestimé par MAR, allant régulièrement jusqu'à des valeurs supérieures de 0,2 par rapport à l'albédo observé. Ceci est conforme aux résultats d'Antwerpen *et al.* (2022) ;
- la zone se situant dans le prolongement de la droite à 0,55 d'albédo MAR susmentionnée, à un albédo observé de  $\approx 0,77$ . Il s'agit des cas où MAR considère que la surface est de la glace alors que les observations indiquent de la neige. L'écart de valeurs d'albédo est alors très élevé : MAR sous-estime l'albédo de  $\approx 0,22$  ;
- la droite quasi constante à  $\approx 0,66$  d'albédo MAR. Il s'agit d'estimation d'albédo de névé par MAR mais les observations suggèrent en partie de la glace (valeurs d'albédo allant de 0,4 à 0,66). Cette zone présente moins d'observations que les trois citées précédemment.

Les mêmes observations peuvent être faites pour les cas MAR-MODIS et MAR-OLCI GEUS (voir figures B.2c et B.2d page 74 en annexe).

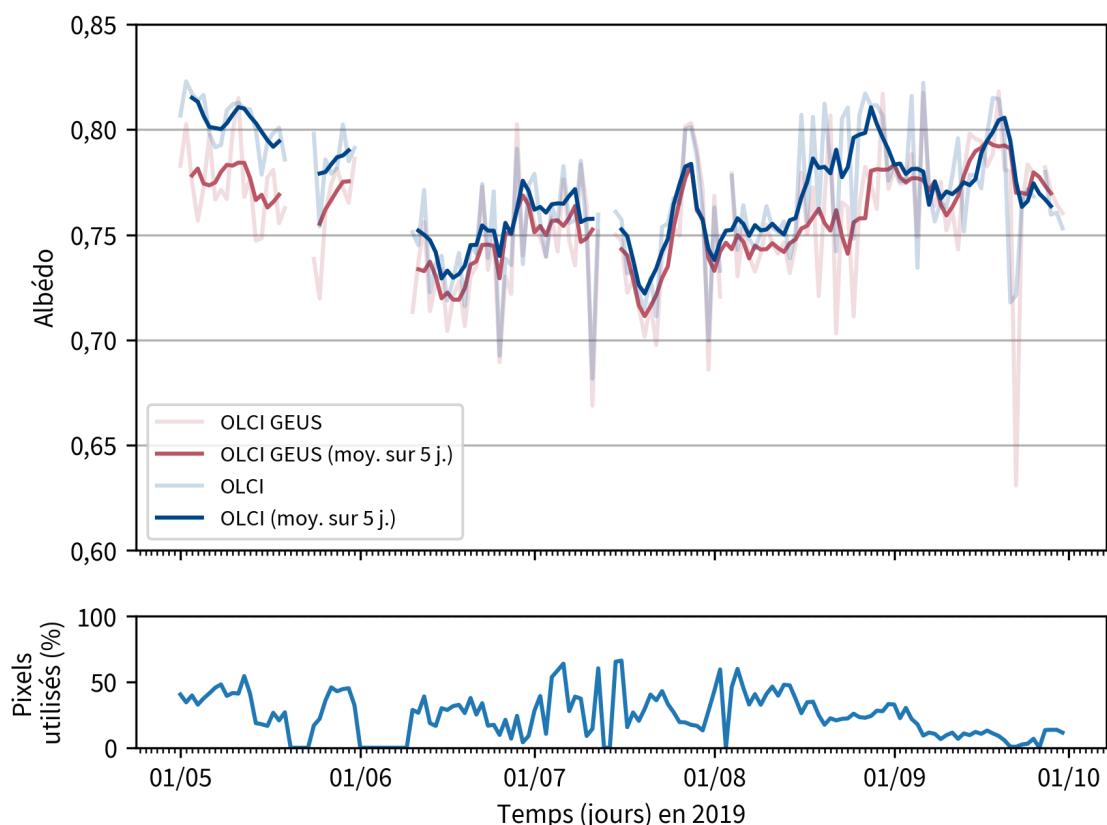
Pour l'année 2018, les mêmes constatations peuvent être réalisées (voir figure B.3 page 75 en annexe). Les seules différences sont le nombre moins important de données

dans les valeurs faibles (l'année 2018 a connu une extension de la surface de glace moins considérable que 2019 (Antwerpen *et al.*, 2022)) et la diminution importante d'erreurs de classification de MAR (le cas où MAR considère que la surface est de la glace alors que les observations indiquent de la neige).

Ces différents résultats incitent à explorer plus en détail les zones présentant de faibles valeurs d'albédo et les zones de glace MAR. Cela sera réalisé dans la suite de ce chapitre (sections VI.2 et VI.3, respectivement).

### VI.1.1 Analyse temporelle

Cette sous-section s'intéresse à l'analyse temporelle des écarts entre les valeurs d'albédo des différents jeux de données. Cette analyse se base sur l'étude de l'évolution des moyennes journalières d'albédo au cours du temps et sur le calcul de RMSE journaliers. Dans un souci de lisibilité, seuls certains cas seront représentés. Néanmoins, les tableaux B.2, B.3, B.4 et B.5 reprennent l'ensemble des statistiques des comparaisons. Ceux-ci sont disponibles page 76 en annexe. Des représentations sous forme de nuages de points sont aussi accessibles (voir figures B.4 page 77 et B.5 page 78 en annexe).



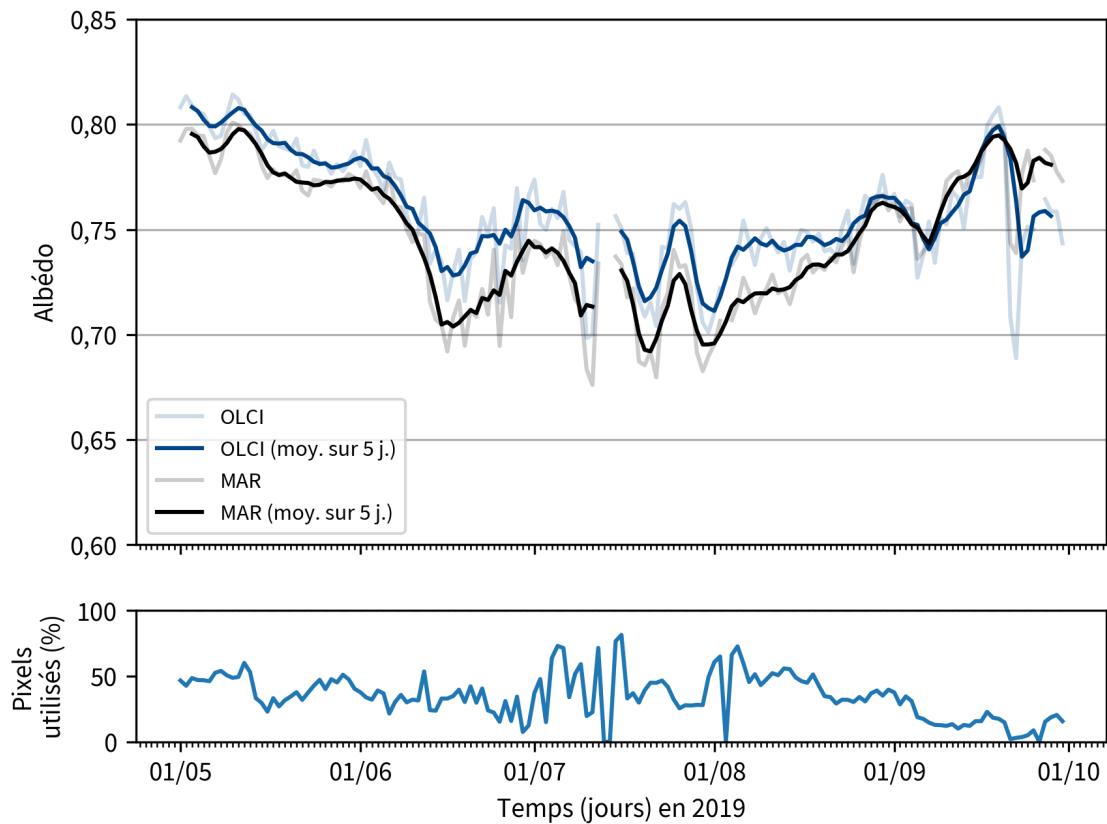
**FIGURE VI.3** Dessus : moyennes journalières d'albédo (traits clairs) et leurs moyennes glissantes sur cinq jours, pondérées par la surface observée (traits foncés) en MJJAS 2019 pour l'ensemble de la calotte glaciaire du Groenland. Seules les données coïncidentes entre les deux ensembles de données, OLCI et OLCI GEUS, sont utilisées. Dessous : part des pixels utilisés dans la moyenne (correspond au pourcentage de la superficie de la calotte glaciaire observée).

La figure VI.3 page précédente montre l'évolution des moyennes journalières d'albédo d'OLCI et d'OLCI GEUS en mai, juin, juillet, août, septembre (MJAS) 2019. La meilleure correspondance entre les valeurs d'albédo a lieu durant les mois de juin et juillet. Il s'agit de la période avec un SZA minimal. Le mois de mai et la fin du mois d'août montrent des écarts plus élevés. Ceux-ci restent cependant raisonnables ( $< 0,05$ ). La corrélation entre OLCI et OLCI GEUS est de 0,75 en MJAS 2019. En MJAS 2018, les mêmes observations peuvent être effectuées. Cependant, la corrélation est plus élevée ( $R^2$  de 0,81). Dans le cas OLCI-MODIS (voir figure B.6a page 79 en annexe), le biais de 0,03 est toujours présent. Néanmoins, la corrélation entre les deux jeux de données est très élevée ( $R^2$  de 0,96 en 2018 et de 0,91 en 2019). Dans tous les cas, une diminution sensible du nombre de pixels utilisés pour calculer les moyennes journalières s'amorce à partir du mois d'août. Cela est dû à l'augmentation du SZA durant cette période. Particulièrement, dans la partie nord du Groenland, le SZA dépasse les  $70^\circ$  durant le mois d'août et les  $75^\circ$  durant le mois de septembre (voir section II.3 page 11). Or, la précision de la reconstruction de valeurs d'albédo à partir de mesures satellitaires est amoindrie lorsque le SZA dépasse les  $75^\circ$  (Box *et al.*, 2012). En particulier, l'albédo de MODIS est déjà affecté par une baisse de précision à partir d'un SZA de  $70^\circ$  (Stroeve *et al.*, 2006). Globalement, à l'exception du mois de septembre, les comparaisons entre données satellitaires montrent une bonne concordance (RMSE allant de 0,01 à 0,02 si la cas biaisé OLCI-MODIS est exclu).

En ce qui concerne l'évaluation de MAR, le modèle est très fidèle aux valeurs d'albédo reconstituées à partir des observations satellitaires (voir figure B.6b page 79 en annexe). Ainsi, en MJAS 2018 et 2019, les comparaisons MAR-OLCI GEUS des moyennes journalières d'albédo ne présentent pas de biais (MBE de 0,00) et des RMSE de seulement 0,01 (pour des  $R^2$  égaux à 0,76 et 0,80, respectivement). Durant le mois de septembre, des écarts plus importants surviennent, en particulier avec les valeurs d'albédo dérivées de MODIS. Ces écarts sont dus à la dégradation de la précision liée au SZA (voir ci-avant), plutôt qu'à une mauvaise performance du modèle MAR. Hormis cette exception, les estimations d'albédo du modèle MAR ne montrent pas de variations d'efficacité au cours du temps, que ce soit en 2018 ou en 2019, pour les cas MAR-MODIS et MAR-OLCI GEUS.

La figure VI.4 page suivante montre l'évolution des moyennes journalières d'albédo de MAR et d'OLCI en MJAS 2019. Contrairement aux autres cas analysés précédemment, un MBE de  $-0,01$  est apparent. Les écarts entre MAR et OLCI sont les plus grands durant les mois de JJA et ce phénomène n'est pas observable en 2018 (un MBE de  $-0,01$  est aussi obtenu pour les mois de MJAS 2018, mais celui-ci est plutôt dû au manque de précision du mois de septembre). De plus, comme mentionné ci-avant, les observations d'OLCI se concentrent dans la partie sud du Groenland. Par conséquent, cela laisse à penser que MAR a surestimé la zone de fonte dans la partie sud du Groenland en 2019. En effet, cette surestimation de la zone de fonte en 2019 pourrait expliquer

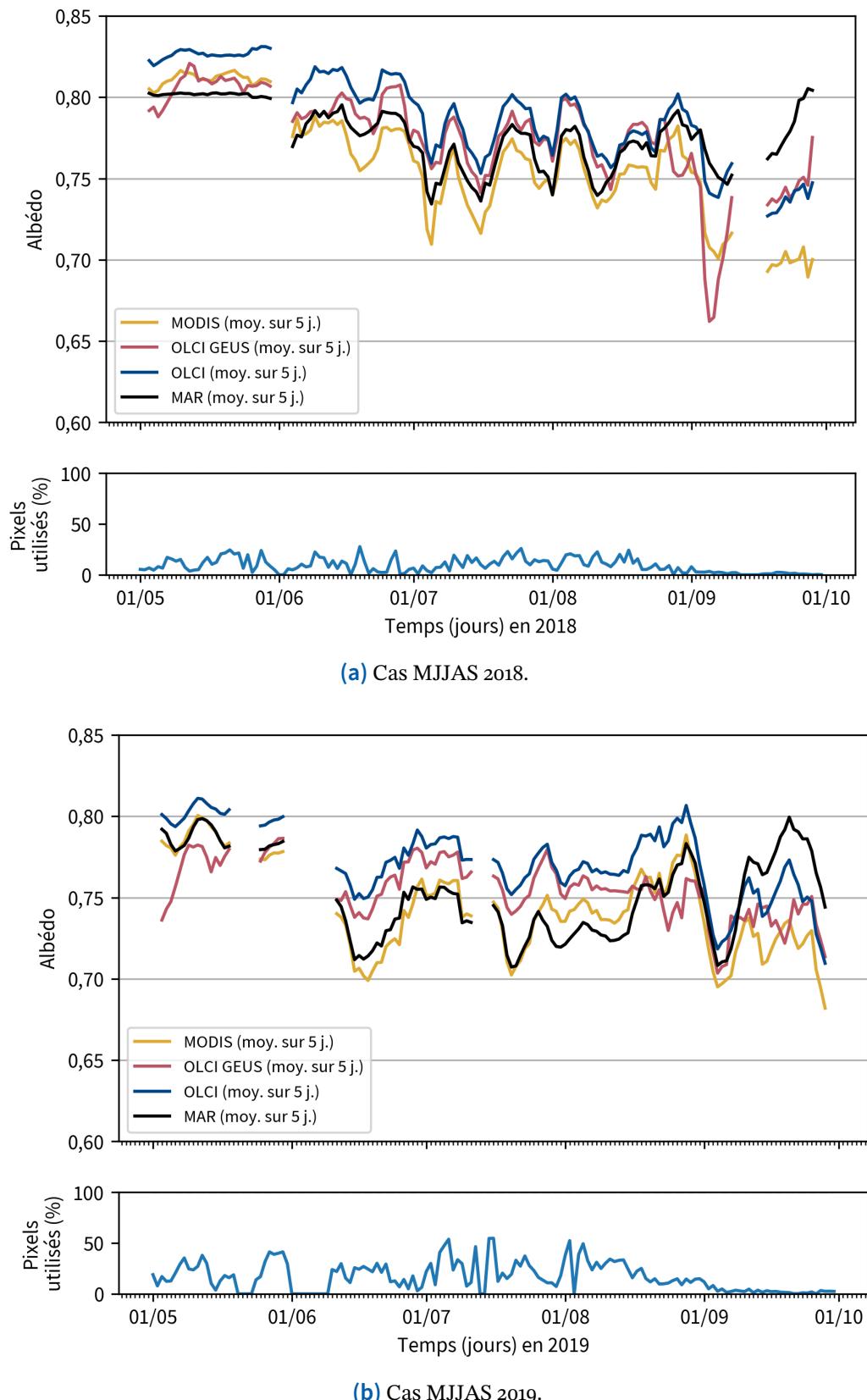
les écarts plus grands pendant les mois de fonte (JJA) et l'absence de ces écarts en 2018 (année de faible fonte). Cela va nécessiter une analyse complémentaire lors de l'analyse spatiale (sous-section VI.1.2 page 53) et de l'analyse des zones de glace MAR (section VI.3 page 61). Toutefois, hormis cette spécificité, le modèle MAR présente une corrélation élevée avec les données OLCI ( $R^2$  de 0,84) et produit des estimations assez fidèles (RMSE de 0,02).



**FIGURE VI.4** *Idem figure VI.3 mais pour le cas MAR-OLCI.*

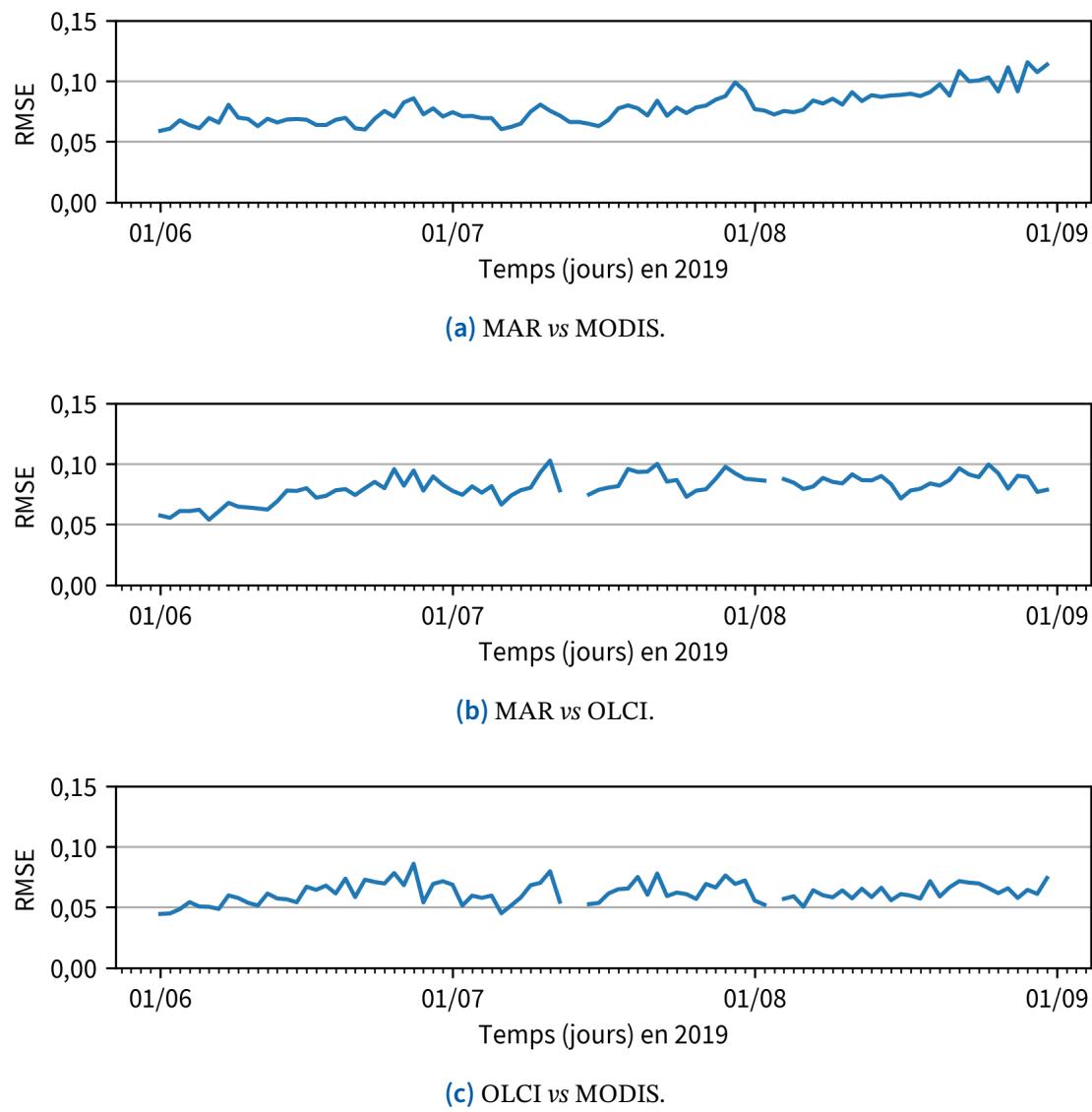
La figure VI.5 page suivante montre l'évolution des moyennes journalières d'albédo de tous les jeux de données (MAR, OLCI, MODIS et OLCI GEUS) en MJJAS 2018 et 2019. Seules les données coïncidentes entre tous les ensembles de données sont utilisées. Comme le jeu de données OLCI est utilisé, cela signifie que les moyennes journalières calculées se basent principalement sur des valeurs d'albédo de la partie sud du Groenland. Dans le cas MJJAS 2018, les estimations du modèle MAR sont très proches des valeurs des jeux de données satellitaires. Particulièrement, durant les mois de JJA 2018, les estimations de MAR sont toujours comprises entre les valeurs d'albédo reconstituées. En MJJAS 2019, les valeurs de MAR sont également fort proches. Néanmoins, pour les mois de JJA 2019, MAR sous-estime un peu l'albédo. Cela renforce l'hypothèse d'une surestimation de la zone de fonte dans la partie sud du Groenland, surtout si le biais de -0,03 de MODIS est considéré (voir ci-avant).

L'étude de l'évolution des moyennes journalières d'albédo, effectuée ci-avant, permet d'évaluer si, en moyenne, les valeurs d'albédo des différents jeux de données



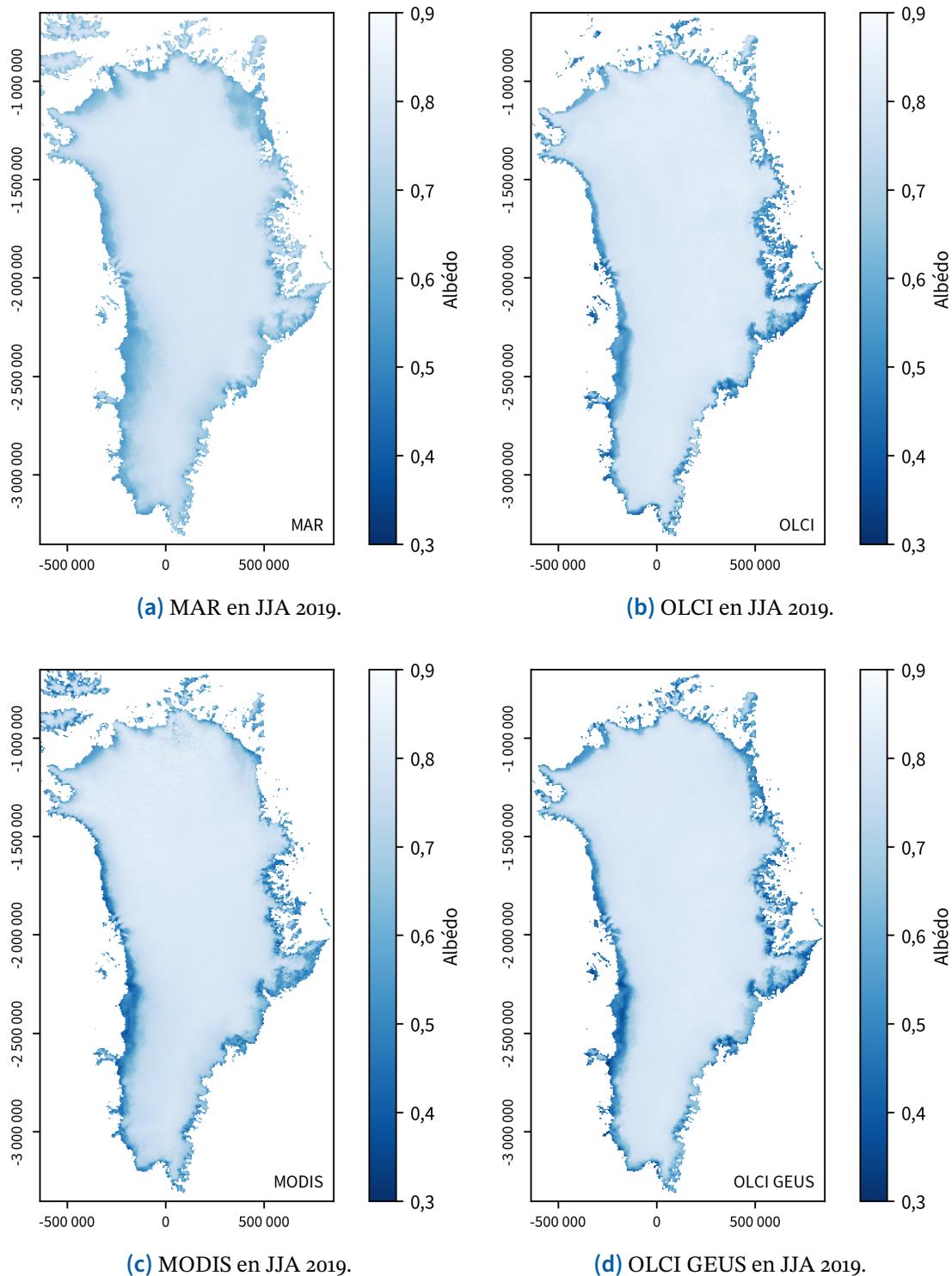
**FIGURE VI.5** Dessus : moyennes glissantes sur cinq jours des moyennes journalières d’albédo, pondérées par la surface observée en MJJAS 2018 (a) et 2019 (b) pour l’ensemble de la calotte glaciaire du Groenland. Seules les données coïncidentes entre tous les ensembles de données sont utilisées. Dessous : part des pixels utilisés dans la moyenne (correspond au pourcentage de la superficie de la calotte glaciaire observée).

correspondent. Néanmoins, cette étude ne donne pas d'informations sur la validité, à l'échelle d'un pixel, des comparaisons journalières des valeurs d'albédo. C'est pour cette raison qu'un examen des RMSE journaliers au cours du temps est nécessaire. La figure VI.6 montre l'évolution des RMSE journaliers en JJA 2019 pour les cas MAR-MODIS (VI.6a), MAR-OLCI (VI.6b) et OLCI-MODIS (VI.6c). Ce dernier cas, relatif à une comparaison entre données satellitaires, présente un accroissement du RMSE au cours des mois de JJA 2019. Cette accroissement est à mettre en relation avec l'augmentation du SZA sur la même période. Plus le SZA augmente, plus les RMSE augmentent. Les deux évaluations du modèle MAR (figures VI.6a et VI.6b) montrent donc aussi une augmentation des RMSE au cours du temps, celle-ci étant principalement expliquée par la baisse de précision des données de référence (MODIS et OLCI, respectivement). Les mêmes observations sont faites pour les mois de JJA 2018 (voir figure B.7 page 80 en annexe).



**FIGURE VI.6** RMSE des comparaisons journalières des valeurs d'albédo en JJA 2019 pour l'ensemble de la calotte glaciaire du Groenland.

## VI.1.2 Analyse spatiale



**FIGURE VI.7** Moyenne, en JJA 2019, des valeurs d’albédo de MAR (a), OLCI (b), MODIS (c) et OLCI GEUS (d).

Maintenant que l’analyse temporelle a été réalisée, l’étude de la variation spatiale des valeurs d’albédo peut être effectuée. Pour ce faire, des cartes de la moyenne des valeurs d’albédo en JJA 2018 et 2019 sont utilisées. Pour mettre en évidence les zones

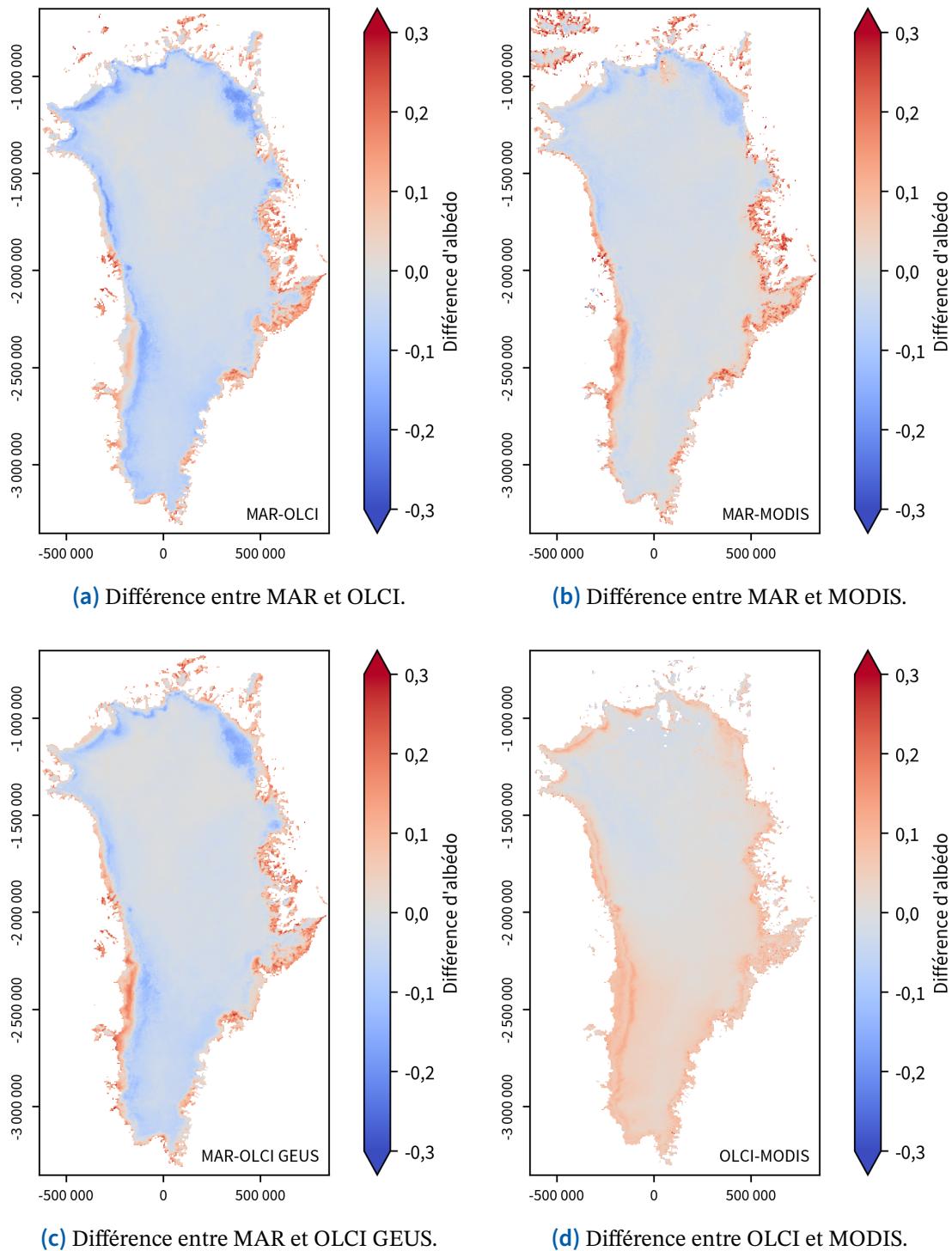
dans lesquelles les écarts entre les valeurs d'albédo des différents jeux de données sont les plus importants, des cartes de la différence entre les moyennes de ces jeux de données sont employées.

La figure VI.7 page précédente montre les moyennes d'albédo en JJA 2019 des différents jeux de données. Globalement, dans la zone d'accumulation, les différents jeux de données concordent, avec des valeurs d'albédo comprises entre 0,80 et 0,85. Cependant, les estimations de MAR sont plus lisses que les valeurs d'albédo d'OLCI, MODIS et OLCI GEUS. Particulièrement, la démarcation entre la zone d'accumulation et la zone d'ablation est plus distincte dans les jeux de données satellitaires. De plus, dans la zone d'ablation, les estimations de MAR sont plus élevées que celles des jeux de données satellitaires : MAR présente des valeurs comprises entre 0,5 et 0,6 (valeurs qui correspondent à l'estimation de l'albédo de la glace par MAR, voir section II.4 page 16) alors qu'OLCI, MODIS et OLCI GEUS montrent des valeurs entre 0,35 et 0,5.

En JJA 2018, dans la zone d'ablation, étant donné la moindre fonte enregistrée cette année, les valeurs d'albédo issues d'observations satellitaires sont plus élevées qu'en 2019 (entre 0,45 et 0,6). Ces valeurs correspondent donc mieux aux estimations de MAR (toujours comprises entre 0,5 et 0,6). À cette exception, les mêmes constatations qu'en JJA 2019 peuvent être faites en JJA 2018 (voir figure B.8 page 81 en annexe).

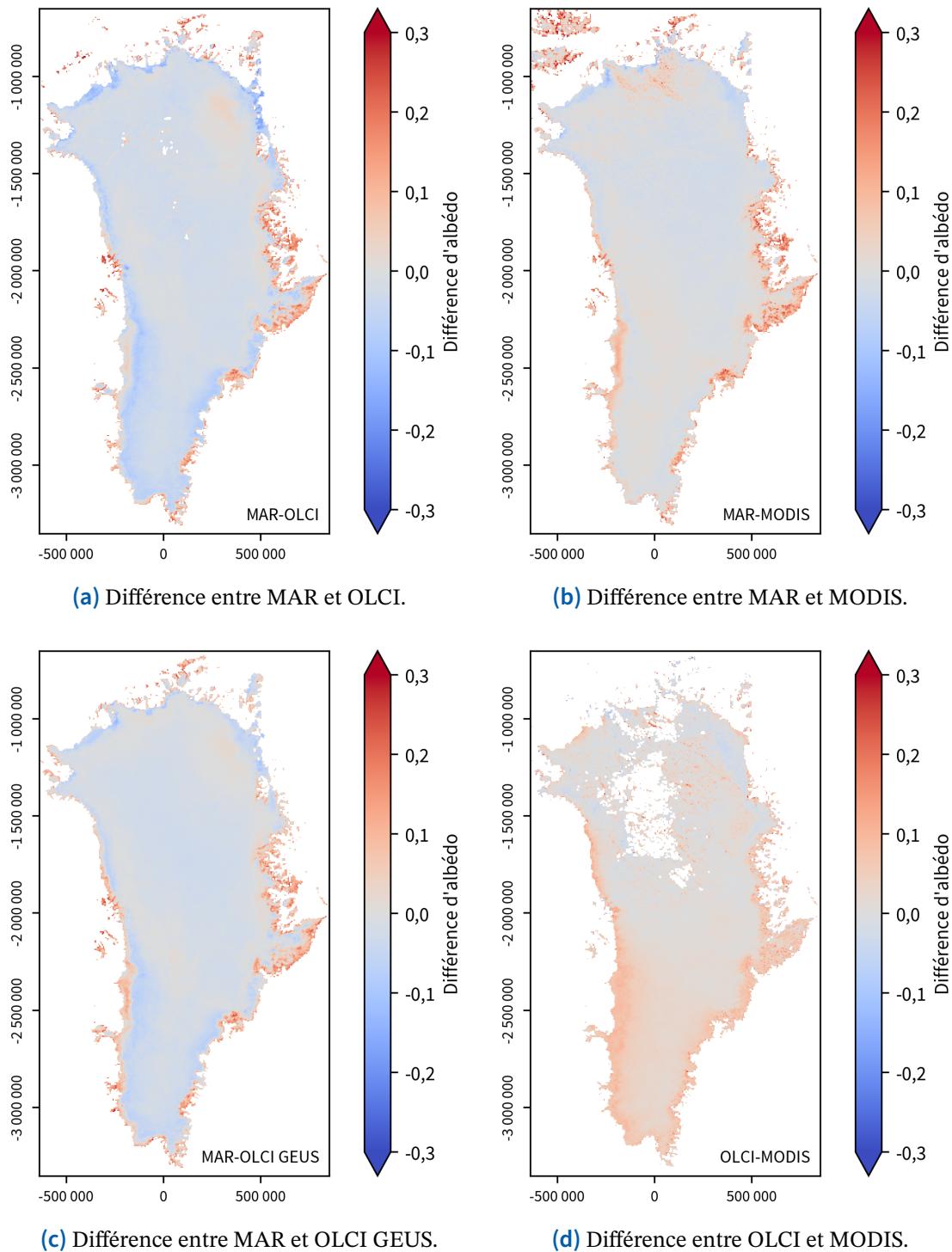
Les figures VI.8 page suivante et VI.9 page 56 mettent en évidence les zones où les écarts entre les moyennes de valeurs d'albédo sont les plus importants. La figure VI.8d illustre le cas OLCI-MODIS en JJA 2019. Mentionné ci-avant, le biais de MODIS, décrit par Box *et al.* (2017), est bien visible dans la zone d'accumulation : OLCI présente des valeurs supérieurs de  $\approx 0,03$  dans la partie sud du Groenland et des valeurs similaires à celles de MODIS dans la partie nord. Ce biais est aussi observable en JJA 2018 (voir figure VI.9d) ainsi que dans les comparaisons OLCI GEUS-MODIS en JJA 2018 et 2019 (voir figures B.9b et B.10b page 82 en annexe). Ce biais mis à part, les écarts les plus importants se concentrent aux extrémités de la calotte glaciaire. Ce constat peut être effectué dans toutes les comparaisons entre les jeux de données satellitaires (OLCI-MODIS, OLCI GEUS-MODIS, OLCI-OLCI GEUS) en JJA 2018 et 2019 (voir figures B.9a et B.10a page 82 en annexe pour les cas OLCI-OLCI GEUS en JJA 2018 et en JJA 2019, respectivement). Les écarts en JJA 2019 sont légèrement supérieurs à ceux de JJA 2018. Lors de la saison de fonte (JJA), ces différences plus élevées aux limites de l'inlandsis, c'est à dire là où l'altitude est la plus faible, sont dues à l'hétérogénéité de la surface dont les éléments visibles peuvent être de la neige, de la glace, des mares de fonte, des crevasses, de la cryoconite, des algues ou encore du sol nu (Kokhanovsky *et al.*, 2022).

Les figures VI.8a, VI.8b et VI.8c correspondent aux comparaisons du modèle MAR avec les valeurs d'albédo reconstituées à partir des données satellitaires en JJA 2019. Dans ces figures, une valeur positive indique une valeur d'albédo de MAR supérieure à la valeur des données satellitaires. Une surestimation des valeurs d'albédo par MAR est constatée aux frontières de l'inlandsis. Cette surestimation se remarque particuliè-



**FIGURE VI.8** Différence, en JJA 2019, entre les moyennes d'albédo de MAR et OLCI (a), MAR et MODIS (b), MAR et OLCI GEUS (c), et OLCI et MODIS (d). À chaque fois, seules les données coïncidentes entre les deux ensembles de données sont utilisées.

rement dans la partie sud-est du Groenland. Une étude plus détaillée de ce phénomène sera réalisée dans la section relative aux zones d'ablation (VI.2 page 57). Plus en retrait des bords de la calotte glaciaire, une forte sous-estimation est apparente dans les parties sud-est et nord-ouest. Cela appuie l'hypothèse d'une surestimation de la zone de fonte par le modèle MAR en JJA 2019 évoquée lors de l'analyse temporelle



**FIGURE VI.9** *Idem figure VI.8 mais en JJA 2018.*

(voir sous-section VI.1.1 page 48). Cette hypothèse sera vérifiée dans la section VI.3 page 61. Dans la zone de neige sèche, MAR produit des estimations qui correspondent aux valeurs reconstituées par les données satellitaires.

Les évaluations du modèle MAR en JJA 2018 (figures VI.9a, VI.9b et VI.9c) montrent également de bonnes estimations de la zone de neige sèche, des surestimations dans la zone d'ablation et des sous-estimations aux limites de la zone d'accumulation. Ce-

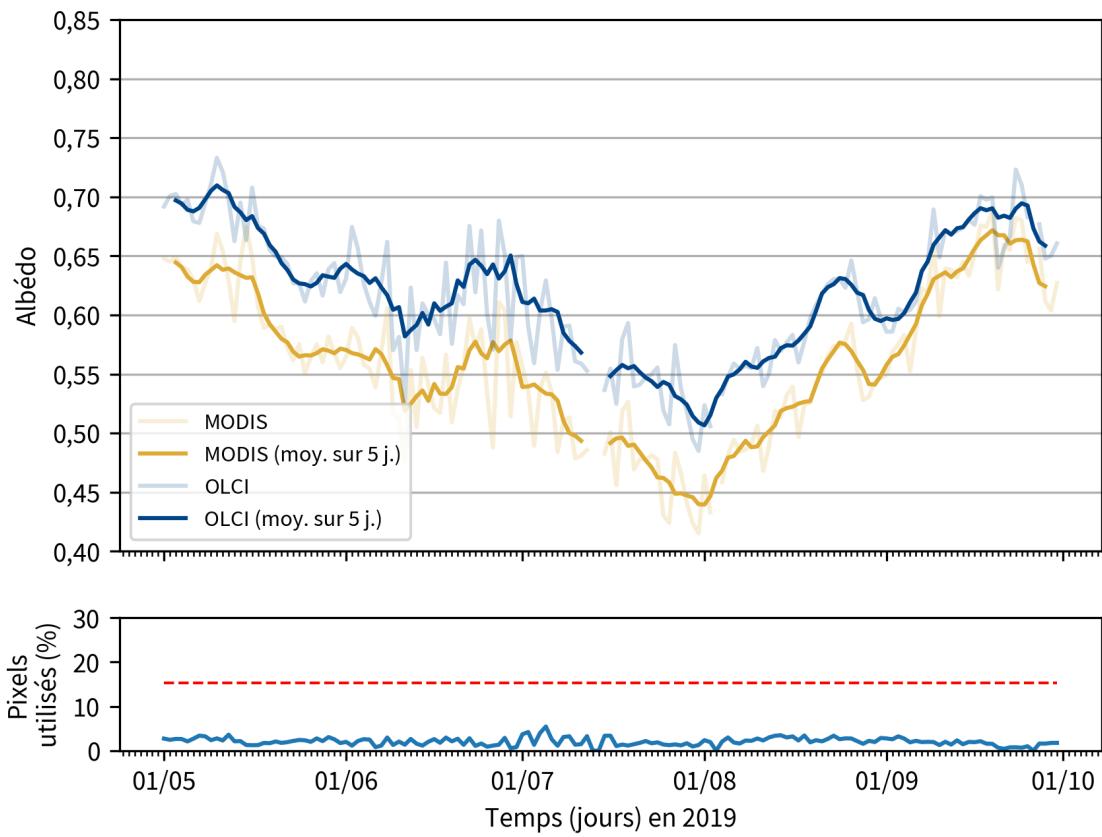
pendant, par rapport à JJA 2019, les surestimations et les sous-estimations sont de moins grande ampleur. Pour ce qui est des surestimations, cela peut s'expliquer par la faible fonte en JJA 2018 par rapport à JJA 2019. En ce qui concerne les sous-estimations, contrairement à JJA 2019 où une surestimation de la zone de fonte les explique, en JJA 2018, elles sont directement liées à l'estimation de l'albédo qui est moins performante dans les faibles valeurs d'albédo de la neige ( $\approx 0,70$ ).

## VI.2 Zone d'ablation

Les résultats portant sur l'ensemble de la calotte glaciaire indiquent une surestimation dans la zone d'ablation. Cette section quantifie cette surestimation et analyse plus en détail les raisons de celle-ci. Pour ce faire, une étude de l'évolution des moyennes journalières d'albédo au cours du temps est réalisée pour les zones de l'inlandsis groenlandais dont l'altitude est inférieure à 1000 m. Les représentations sous forme de nuages de points sont disponibles pages 83 et 84 en annexe (figures B.11 et B.12). De nouveau, les comparaisons entre données satellitaires sont effectuées avant d'évaluer le modèle MAR.

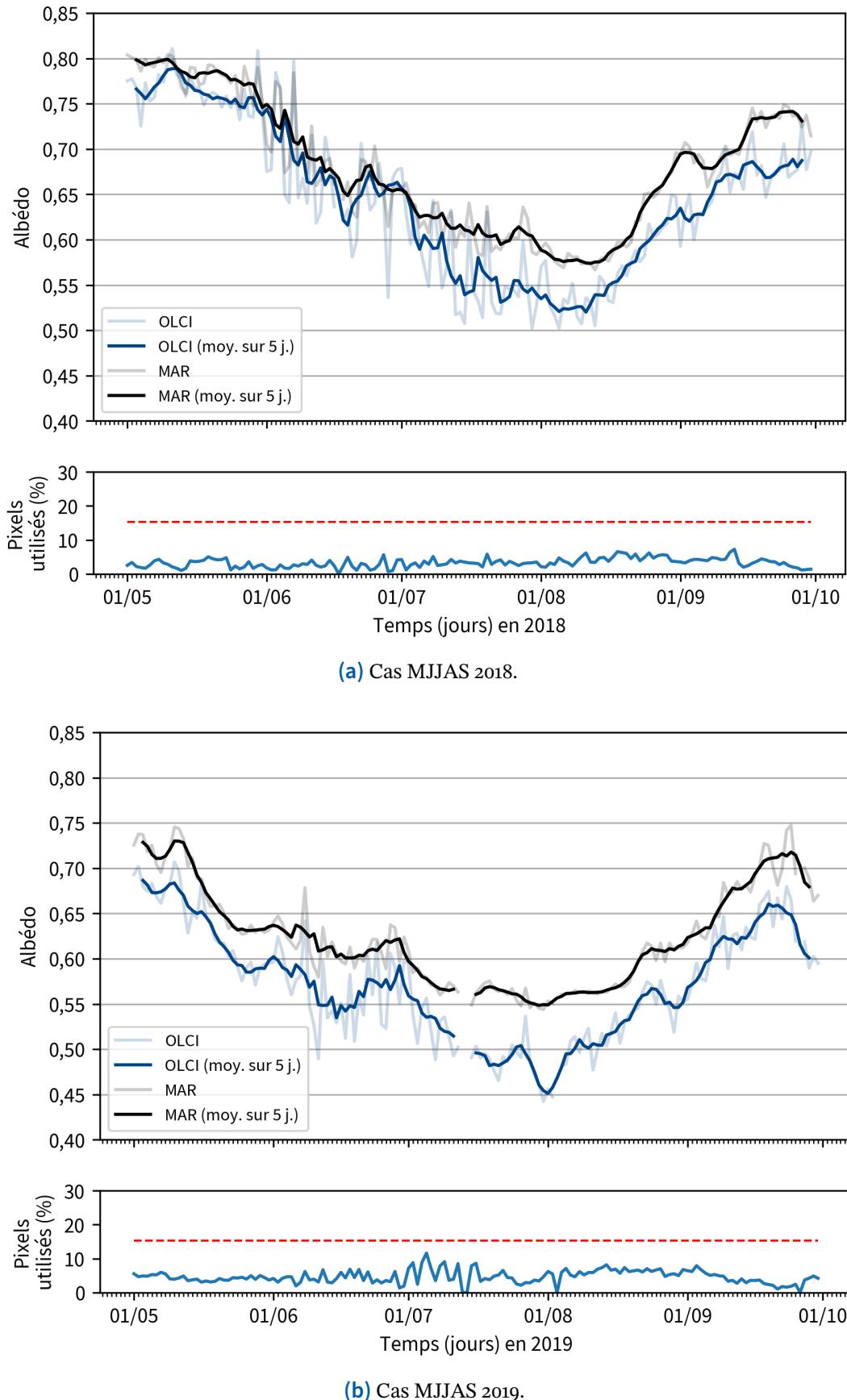
La figure VI.10 page suivante illustre le cas OLCI-MODIS en MJJAS 2019. Malgré une corrélation élevée ( $R^2$  de 0,95), un biais important est présent (MBE de 0,06). Les mêmes observations sont effectuées en MJJAS 2018 ( $R^2$  de 0,98 et MBE de 0,06, voir figure B.13 page 85 en annexe). La sous-estimation de 0,03 de MODIS dans la partie sud du Groenland (voir ci-avant; Box *et al.*, 2017) permet d'expliquer une partie du biais. Le reste du biais peut être expliqué par les données OLCI. En effet, en utilisant la version de l'algorithme SICE utilisée ici pour traiter les données OLCI, Kokhanovsky *et al.* (2022) trouvaient un biais allant de 0,04 à 0,08 par rapport aux données d'une station PROMICE située dans la zone d'ablation. Les données obtenues ici montrent également une surestimation des valeurs d'albédo dans la zone d'ablation pour les données OLCI : un biais de 0,03 est observé entre les données OLCI et OLCI GEUS en MJJAS 2018 et 2019 pour les zones d'altitude inférieure à 1000 m (voir tableaux B.2 et B.3 page 76 en annexe). La combinaison de la sous-estimation de 0,03 de MODIS et de la surestimation de 0,03 d'OLCI permet donc d'expliquer la différence de 0,06 trouvée entre les valeurs d'albédo d'OLCI et celles de MODIS. Par contre, les comparaisons OLCI GEUS-MODIS ne montrent pas de biais évident (MBE de 0,00 en MJJAS 2018 et de 0,01 en MJJAS 2019). Cela s'explique par le fait que la sous-estimation de MODIS dans la partie sud du Groenland est compensée par une surestimation des valeurs d'albédo dans la partie nord du Groenland (Box *et al.*, 2017). En considérant l'ensemble de l'inlandsis groenlandais pendant les mois de MJJAS, MODIS ne présente pas de biais.

En ce qui concerne l'évaluation des performances du modèle MAR dans la zone



**FIGURE VI.10** Dessus : moyennes journalières d'albédo (traits clairs) et leurs moyennes glissantes sur cinq jours, pondérées par la surface observée (traits foncés) en MJJAS 2019 pour les zones de la calotte glaciaire du Groenland dont l'altitude est inférieure à 1000 m. Seules les données coïncidentes entre les deux ensembles de données, OLCI et MODIS, sont utilisées. Dessous : part des pixels utilisés dans la moyenne (correspond au pourcentage de la superficie de la calotte glaciaire observée). La ligne rouge pointillée correspond au maximum possible étant donné la limite d'altitude.

d'ablation, celui-ci montre de bonnes corrélations avec les données satellitaires ( $R^2$  compris entre 0,75 et 0,97). Néanmoins, une surestimation des valeurs d'albédo par MAR est observée dans toutes les comparaisons que ce soit en MJJAS 2018 ou en MJJAS 2019. Pour quantifier cette surestimation, les résultats des comparaisons entre données satellitaires obtenus ci-avant doivent être pris en compte. Concernant les données OLCI, il faut donc considérer une surestimation de 0,03 des valeurs d'albédo. Par contre, pour les données MODIS, les observations réalisées s'étendant sur toute la calotte glaciaire du Groenland, il n'est pas nécessaire d'apporter une correction aux valeurs de biais obtenues lors des comparaisons avec MAR. En tenant compte de ces éléments, la surestimation de MAR dans la zone d'ablation est de 0,05 en MJJAS 2018 et de 0,07 en MJJAS 2019. Plus précisément, en MJJAS 2018, le MBE est de 0,03 par rapport à OLCI (0,06 en tenant compte de la surestimation d'OLCI) et de 0,05 par rapport à MODIS et OLCI GEUS. En MJJAS 2019, le MBE est de 0,05 par rapport à OLCI (0,08 en tenant compte de la surestimation d'OLCI), de 0,06 par rapport à MODIS et de 0,07 par rapport à OLCI GEUS. Ces résultats correspondent à ceux obtenus par Alexander *et al.*



**FIGURE VI.11** *Idem* figure VI.10 mais pour le cas MAR-OLCI en MJJAS 2018 (a) et en MJJAS 2019 (b).

(2014) : le modèle MAR surestimaient de 0,06 les valeurs d’albédo dans la zone d’ablation par rapport aux données MOD10A1 en JJA 2000–2012.

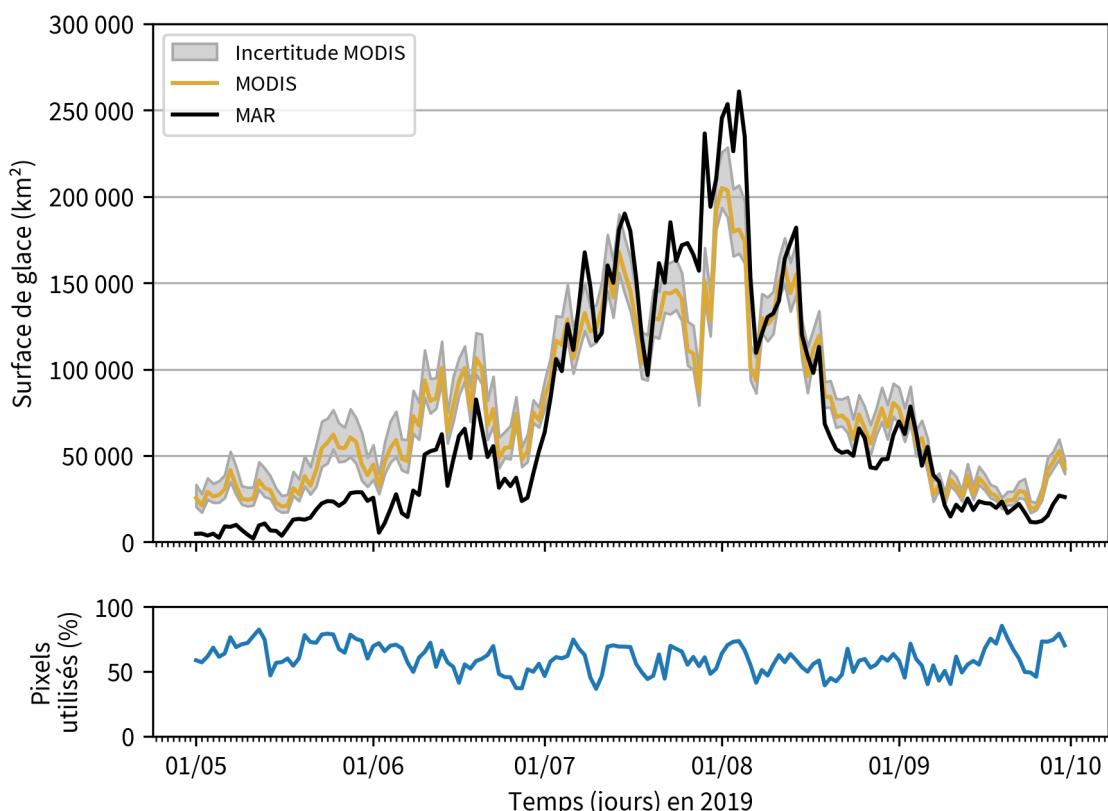
L’évolution des moyennes journalières d’albédo de MAR et d’OLCI dans la zone d’ablation montre que la surestimation de MAR s’intensifie à partir du début du mois de juillet (voir figure VI.11 page précédente). Cette surestimation atteint son maximum vers la fin du mois de juillet et le début du mois d’août. Finalement, celle-ci finit par diminuer à partir de la fin du mois d’août. Cette évolution de la surestimation de MAR est visible à la fois en 2018 et en 2019. Néanmoins, l’amplitude de la surestimation n’est pas la même entre les deux années. En effet, en 2018, l’écart maximal observé entre les moyennes journalières est de 0,07 (0,10 en comptant la surestimation d’OLCI) alors que, en 2019, cet écart est de 0,10 (0,13 en comptant la surestimation d’OLCI). Ces valeurs apparaissent lorsque la neige a abondamment fondu et que la glace est donc la principale surface visible. En comparaison, une surestimation de 0,16 de l’albédo du modèle MAR dans les zones de glace de la partie sud-est de l’inlandsis groenlandais pendant les mois de juillet et août 2004–2011 était observée par Wang *et al.* (2020). Cette valeur plus élevée peut s’expliquer par la localisation et la temporalité des observations : la partie sud-est du Groenland durant les mois de juillet et août présente l’albédo le plus faible de la calotte glaciaire. En JJA 2000–2021, Antwerpen *et al.* (2022) trouvaient que le modèle MAR surestimaient de 0,12 l’albédo de la glace au Groenland (aux latitudes inférieures à 70°). Cela correspond aux résultats obtenus ici.

La surestimation de l’albédo par le modèle MAR est donc maximale lorsque la glace devient prédominante dans la zone d’ablation. Cela est dû à l’absence de la représentation des effets des différents LAC dans l’estimation de l’albédo de MAR (Tedesco *et al.*, 2016; Fettweis *et al.*, 2017; Wang *et al.*, 2020; Antwerpen *et al.*, 2022). En effet, de nombreuses études ont montré l’importance du rôle des LAC dans la diminution de l’albédo dans la zone d’ablation durant les mois d’été (Wientjes & Oerlemans, 2010; Moustafa *et al.*, 2015; Tedesco *et al.*, 2016; Tedstone *et al.*, 2017; Ryan *et al.*, 2018; Cook *et al.*, 2020; Wang *et al.*, 2020). Particulièrement, Wang *et al.* (2020) ont établi une corrélation entre la surestimation de MAR et la présence d’algues. Dans une moindre mesure, une représentation plus ou moins erronée de l’accumulation de l’eau en surface peut également expliquer une partie de la surestimation (Antwerpen *et al.*, 2022). Finalement, une mauvaise chronologie de l’apparition de la glace en surface dans le modèle peut également constituer un facteur explicatif (l’albédo de la neige étant bien plus élevé que celui de la glace). Cette dernière hypothèse va être étudiée plus en détail dans la section suivante qui s’intéresse aux zones de glace modélisées par le modèle MAR.

## VI.3 Modélisation des zones de glace par MAR

Les résultats obtenus ci-avant ont conduit à émettre l'hypothèse d'une surestimation de l'étendue des zones de glace par le modèle MAR en JJA 2019. Pour rappel, cette hypothèse se base sur les résultats des analyses spatiale et temporelle des valeurs d'albédo. L'analyse temporelle montrait une sous-estimation de l'albédo par le modèle MAR en JJA 2019 et l'analyse spatiale localisait ces zones de sous-estimation entre la zone d'accumulation et la zone d'ablation, principalement dans les parties nord-est et sud-ouest du Groenland. Cette hypothèse se base aussi sur les nombreux cas de faibles valeurs d'albédo du modèle MAR ( $\approx 0,55$ , ce qui correspond à l'estimation de l'albédo de la glace) associées à des valeurs élevées d'albédo issues des observations satellitaires ( $\approx 0,80$ ) en JJA 2019. Ces observations sont absentes des résultats en JJA 2018.

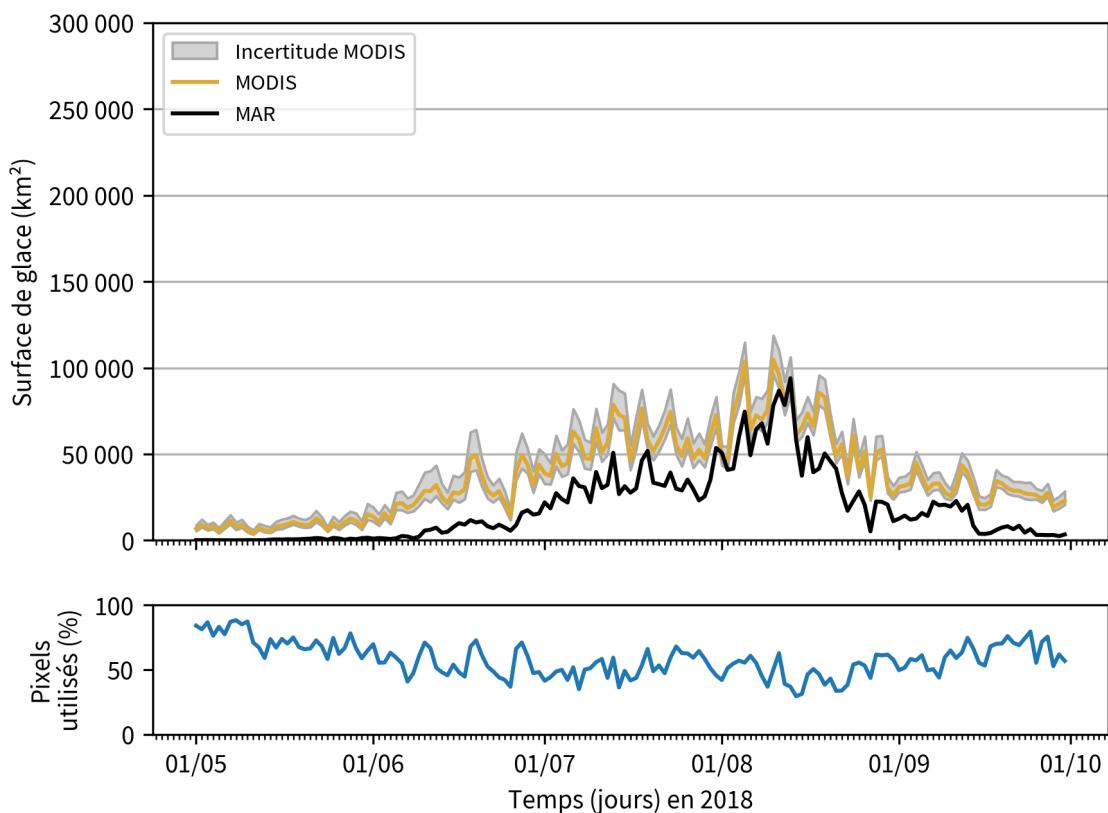
Les résultats précédents ont aussi mené à l'hypothèse que l'exposition de la glace vive pourrait être tardive dans la modélisation de MAR. En effet, que ce soit en 2018 ou en 2019, les surestimations de l'albédo dans la zone d'ablation pourraient partiellement être liées à un découvrement tardif de la glace vive.



**FIGURE VI.12** Dessus : surface de glace vive exposée en MJJAS 2019 au Groenland. Pour les données MODIS, un seuil d'albédo de 0,565 est utilisé pour identifier la glace vive. L'incertitude correspond à l'utilisation de seuils différents (0,55 et 0,6). Seules les données coïncidentes entre les deux ensembles de données, MAR et MODIS, sont utilisées. Dessous : part des pixels utilisés (correspond au pourcentage de la superficie de la calotte glaciaire observée).

Cette section va donc comparer, temporellement et spatialement, l'étendue de la glace vive modélisée par MAR aux observations satellitaires. Dans le modèle MAR, la distinction de la glace se fait à partir de la masse volumique ( $\geq 830 \text{ kg m}^{-3}$ ). Pour les produits d'albédo satellitaires, le seuil de 0,565 a été choisi pour opérer cette distinction (Wehrlé *et al.*, 2021). Dans les comparaisons temporelles entre MAR et les données satellitaires, les seuils de 0,55 et 0,6 ont aussi été utilisés pour identifier l'effet de la variation du seuil sur l'étendue de glace obtenue (voir sous-section V.3.3 page 41; Noël *et al.*, 2019). En plus des comparaisons d'étendue de glace vive, une évaluation de la modélisation de l'albédo de la glace par rapport aux valeurs d'albédo issues d'observations satellitaires sera réalisée.

Avant d'évaluer la modélisation des zones de glace par MAR, les comparaisons temporelles d'étendue de glace entre données satellitaires sont examinées. Ces comparaisons montrent un bon accord entre OLCI et MODIS (voir figure B.14 page 86 en annexe). Néanmoins, la surface de glace obtenue via OLCI est toujours inférieure à celle obtenue via MODIS. Cette différence peut s'expliquer par la surestimation de l'albédo d'OLCI dans la zone d'ablation. Malgré ces différences, l'évolution temporelle de l'étendue de glace correspond à celle attendue, c'est à dire que l'étendue de glace augmente pour atteindre un maximum au début du mois d'août avant de diminuer durant les mois d'août et de septembre pour retourner à sa valeur initiale. L'année 2019 étant une année de forte fonte, l'étendue de glace est plus importante qu'en 2018.



**FIGURE VI.13** *Idem* figure VI.12 mais en MJJAS 2018.

La figure VI.12 page 61 montre l'évolution de l'étendue de glace vive modélisée par MAR et observée par MODIS au Groenland en MJJAS 2019. Cette figure confirme nos hypothèses pour l'année 2019. En effet, une surestimation de l'étendue de glace vive est observée durant la période allant de fin juillet à début août. De plus, début mai, la valeur initiale d'étendue de glace est quasi nulle dans la modélisation de MAR alors que les observations satellitaires montrent déjà de la glace vive.

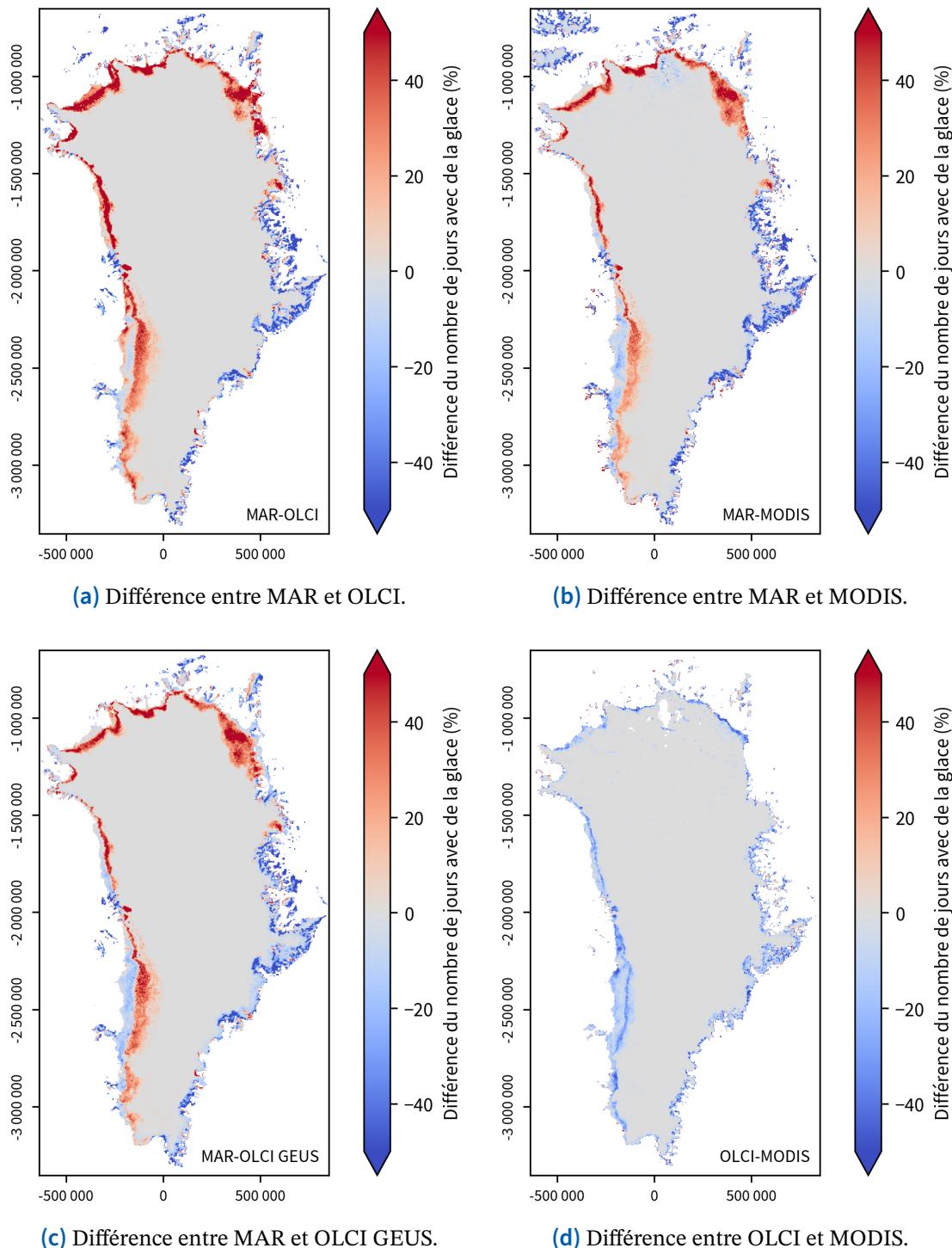
En MJJAS 2018, la comparaison avec MODIS montre une sous-estimation continue de l'étendue de glace vive par le modèle MAR (voir figure VI.13 page précédente). Particulièrement, au début de la période de fonte (début du mois de juin), tout comme en MJJAS 2019, la valeur initiale d'étendue de glace vive est quasi nulle dans la modélisation de MAR alors que les observations satellitaires montrent déjà une surface significative.

Les comparaisons avec OLCI mènent aux mêmes observations (voir figure B.15 page 87 en annexe). Toutefois, étant donné la surestimation de l'albédo d'OLCI dans la zone d'ablation, les comparaisons doivent se faire par rapport au seuil de 0,6. Pour cette raison et parce que la disponibilité des observations de MODIS est plus constante, permettant une meilleure visualisation, l'utilisation de figures représentant les données de MODIS est privilégiée dans cette section.

Les observations effectuées ci-dessus correspondent aux résultats d'Antwerpen *et al.* (2022). Ces derniers montraient que le modèle MAR surestime l'étendue de glace vive les années de forte fonte telles que 2019. Ces résultats mettaient également en évidence que, par rapport aux observations, le modèle MAR présente un retard quant à l'apparition de glace vive. Ce phénomène pourrait s'expliquer par le fait que le modèle MAR ne considère pas l'accumulation de neige, provoquée par l'action du vent, dans des trous et des crevasses (Antwerpen *et al.*, 2022).

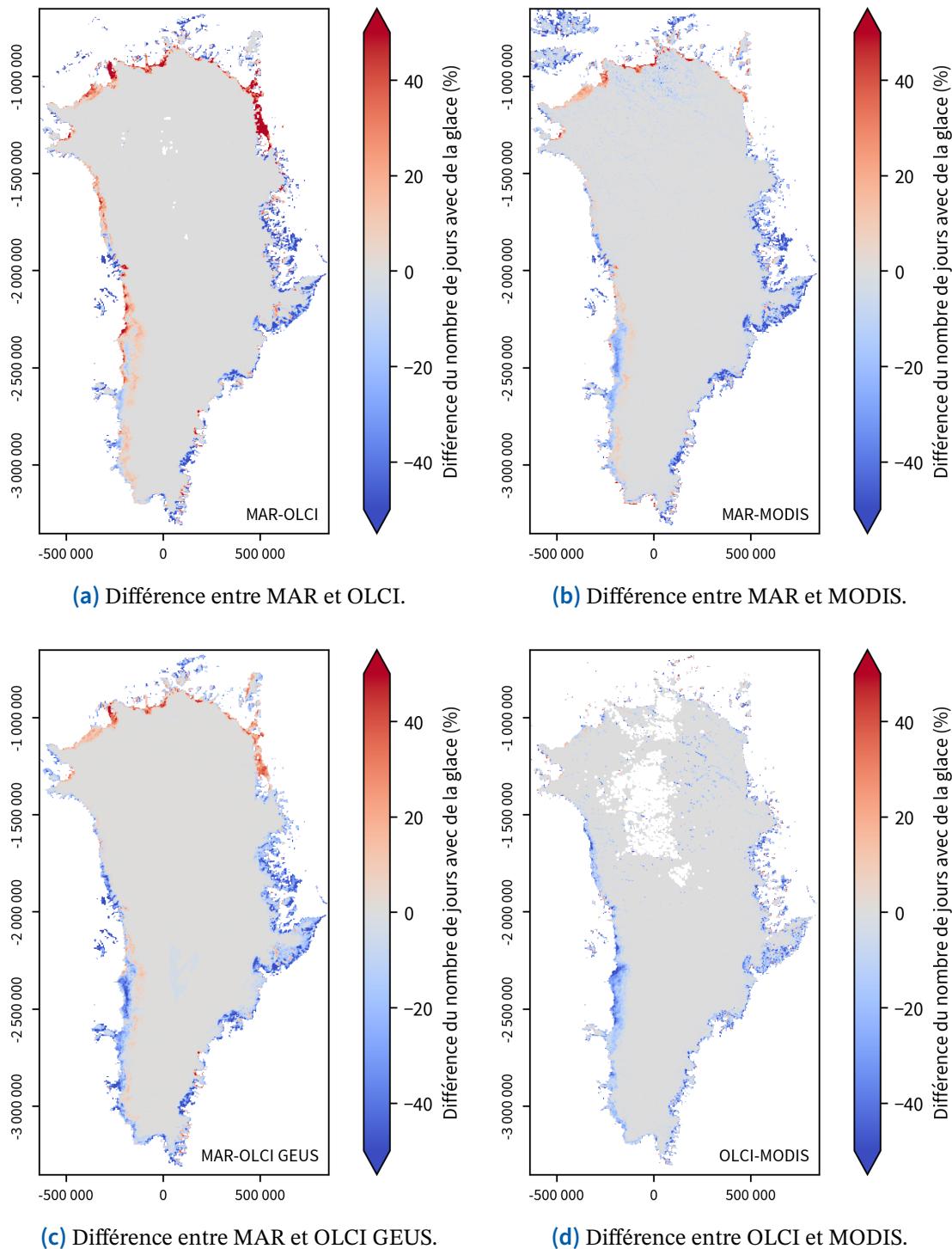
Les comparaisons spatiales se basent sur la différence des nombres de jours présentant de la glace selon les différents jeux de données. En ce qui concerne les comparaisons entre données satellitaires, les différences entre OLCI GEUS et MODIS sont minimes. Par contre, les comparaisons impliquant OLCI montre une sous-estimation du nombre de jours présentant de la glace. Cela est dû à la surestimation de l'albédo dans la zone d'ablation. En JJA 2019, comme il s'agissait d'une année de forte fonte, la localisation de ces sous-estimations est entre la zone d'accumulation et la zone d'ablation (voir figure VI.14d page suivante). En effet, dans la zone d'ablation, les valeurs d'albédo sont tellement faibles que, même surestimées, elles correspondent à l'albédo de la glace. En JJA 2018, année de faible fonte, les sous-estimations sont localisées dans la zone d'ablation (voir figure VI.15d page 65).

Les comparaisons avec MAR montrent bien une surestimation de l'étendue de la zone de glace vive en JJA 2019 (voir figure VI.14 page suivante). Celle-ci se produit dans la partie nord et sud-ouest de l'inlandsis groenlandais. Particulièrement, dans la partie nord, le modèle MAR surestime régulièrement la présence de glace en surface dans plus



**FIGURE VI.14** Différence, en JJA 2019, entre les nombres de jours présentant de la glace selon MAR et OLCI (a), MAR et MODIS (b), MAR et OLCI GEUS (c), et OLCI et MODIS (d). À chaque fois, seules les données coïncidentes entre les deux ensembles de données sont utilisées.

de 50 % des jours. En JJA 2018, une telle surestimation n'est pas visible (voir figure VI.15 page suivante). Ces zones de surestimation de l'étendue de glace vive correspondent aux zones de sous-estimations d'albédo par le modèle MAR. Ces sous-estimations d'albédo sont donc en partie expliquées par la représentation erronée de la nature des couches en surface.

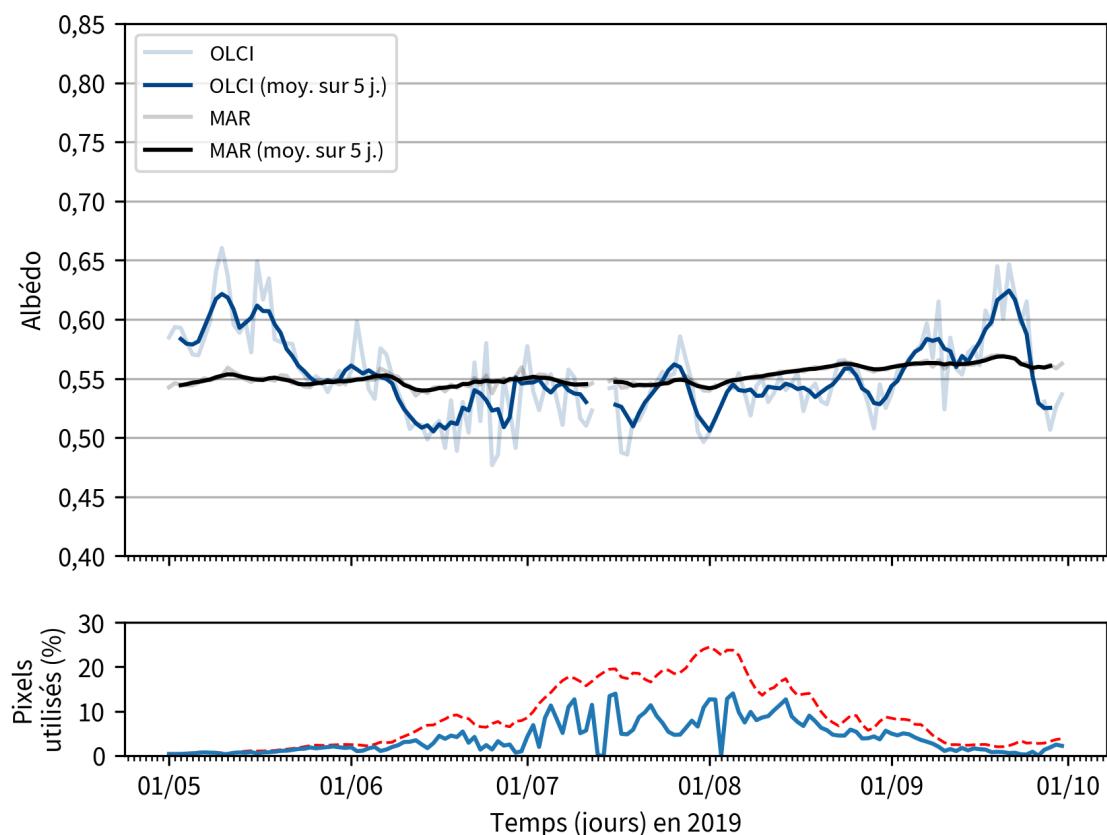


**FIGURE VI.15** *Idem figure VI.14 mais en JJA 2018.*

En JJA 2018 et 2019, dans la partie est et sud-ouest de l'inlandsis, une sous-estimation par le modèle MAR du nombre de jours présentant de la glace est visible (voir figures VI.14 page précédente et VI.15). Étant donné la surestimation de l'albédo d'OLCI dans la zone d'ablation, la sous-estimation du modèle MAR est moins visible. L'utilisation du seuil de 0,6 à la place de celui de 0,565 permet d'obtenir des résultats similaires à ceux d'OLCI GEUS. Ces résultats confirment que l'apparition tardive de glace vive

dans le modèle MAR explique en partie les surestimations d'albédo constatées dans la zone d'ablation.

En ce qui concerne l'évaluation de l'estimation de l'albédo de la glace par rapport aux valeurs d'albédo issues d'observations satellitaires, la figure VI.16 confirme les résultats obtenus lors de l'analyse sur l'ensemble de la calotte glaciaire. En effet, l'albédo de la glace du modèle MAR est quasi constante à  $\approx 0,55$  alors que l'albédo d'OLCI varie au cours du temps. Le modèle MAR surestime l'albédo de la glace durant les mois d'été (JJA) et le sous-estime en mai et septembre. Les autres comparaisons sont accessibles sous forme de nuages de points en annexes (voir figure B.16 page 88). Ces représentations permettent de bien visualiser l'inaptitude de MAR à estimer les valeurs d'albédo de la glace. Dans tous les cas, la corrélation entre l'albédo de MAR et l'albédo issu d'observations satellitaires est très faible. Néanmoins, la valeur de 0,55 permet de limiter les erreurs sur la période MJJAS. En effet, en 2018 et 2019, les RMSE des moyennes journalières d'albédo sont compris entre 0,03 et 0,05.



**FIGURE VI.16** Dessus : moyennes journalières d'albédo (traits clairs) et leurs moyennes glissantes sur cinq jours, pondérées par la surface observée (traits foncés) en MJJAS 2019 pour les zones de la calotte glaciaire du Groenland où MAR annonce de la glace. Seules les données coïncidentes entre les deux ensembles de données, MAR et OLCI, sont utilisées. Dessous : part des pixels utilisés dans la moyenne (correspond au pourcentage de la superficie de la calotte glaciaire observée). La ligne rouge pointillée correspond au maximum possible étant donné l'étendue des zones de glace modélisées par MAR.

## Chapitre VII

### Conclusion

L'albédo de la neige et de la glace est une grandeur physique dépendant de nombreuses variables, dont les implications sur le climat sont importantes. La compréhension des phénomènes gouvernant la variabilité de l'albédo passe par le développement de modèles, dont fait partie le Modèle Atmosphérique Régional. Ces modèles nécessitent d'être évalués pour être améliorés. Ce mémoire compare les estimations d'albédo de MAR avec les valeurs d'albédo reconstituées à partir du capteur OLCI de Sentinel-3. Cette comparaison se limite à l'inlandsis groenlandais pour les années 2018, année de faible fonte, et 2019, année de forte fonte.

Les données OLCI L1b ont été utilisées et traitées afin d'obtenir des valeurs d'albédo. L'obtention de ces valeurs se base sur l'utilisation de l'algorithme SICE. Des données de validation ont également été utilisées. Il s'agit du produit MODGRNLD (qui utilise MOD10A1) de MODIS et d'un produit d'albédo obtenu après le traitement de données OLCI L1b par le GEUS. Ces données ont été comparées aux valeurs d'albédo obtenues dans ce mémoire, mais également aux estimations de MAR.

Sur l'ensemble de la calotte glaciaire du Groenland, que ce soit en 2018 ou en 2019, les comparaisons de l'estimation de l'albédo de MAR avec les valeurs d'albédo issues d'observations satellitaires montrent des RMSE de 0,08. Ces RMSE sont légèrement plus élevés que ceux obtenus entre données satellitaires (0,06).

Les performances de MAR sont les meilleures dans l'estimation de l'albédo de la neige, particulièrement dans la zone de neige sèche. Une légère sous-estimation est cependant détectée dans les valeurs d'albédo de la neige les plus faibles (vers 0,7). L'analyse temporelle ne montre pas de variations des performances de l'estimation de l'albédo de la neige au cours du temps.

Les résultats mettent en évidence une surestimation de l'albédo par le modèle MAR dans la zone d'ablation, notamment dans la partie sud-ouest de l'inlandsis groenlandais. Cette surestimation est de 0,05 en MJJAS 2018 et de 0,07 en MJJAS 2019. Ces valeurs correspondent aux résultats précédemment obtenus (Alexander *et al.*, 2014). La surestimation de l'albédo par le modèle MAR est maximale lorsque la glace devient prédominante dans la zone d'ablation (en juillet et août). En effet, les estimations de l'albédo de la glace sont problématiques car elles ne montrent pas de lien avec l'albédo observé : l'estimation de l'albédo de la glace de MAR est quasi constante à une valeur de  $\approx 0,55$  alors que les valeurs observées couvrent une plage allant de 0,35 à 0,6. L'albédo de la glace est donc principalement surestimé par MAR, allant régulièrement

jusqu'à des valeurs supérieures de 0,2 par rapport à l'albédo observé. L'absence de la représentation des effets des différents LAC dans l'estimation de l'albédo (Tedesco *et al.*, 2016; Fettweis *et al.*, 2017; Wang *et al.*, 2020; Antwerpen *et al.*, 2022) ainsi qu'une possible représentation erronée de l'accumulation de l'eau en surface (Antwerpen *et al.*, 2022) peuvent expliquer une partie de la surestimation dans la zone d'ablation. Ce mémoire met en avant le rôle de la modélisation des étendues de glace vive dans cette surestimation.

Par conséquent, une comparaison a été effectuée entre les étendues de glace vive modélisées par MAR et les étendues de glace vive déduites des produits d'albédo satellitaires. Celle-ci montre que MAR sous-estime l'étendue de glace vive en 2018 et la surestime en 2019. De plus, que ce soit en 2018 ou en 2019, l'apparition de glace vive dans MAR présente un retard par rapport aux données satellitaires : l'étendue de glace vive est donc sous-estimée au début de la période de fonte. Cela correspond aux résultats obtenus par Antwerpen *et al.* (2022). La sous-estimation de l'étendue de la glace vive indique qu'une partie de l'inlandsis est modélisée comme de la neige (ou du névé) par MAR alors qu'il s'agit de glace. Cela implique une surestimation de l'albédo. Dans le cas d'une surestimation de l'étendue de glace vive, cela signifie qu'une partie de l'inlandsis est modélisée comme de la glace alors qu'il s'agit de neige. Par conséquent, cela conduit à une forte sous-estimation de l'albédo.

Pour améliorer les estimations de l'albédo de la glace, le modèle MAR sera prochainement modifié. Dès qu'un pixel de MAR présentera de la glace en surface, sa valeur d'albédo sera remplacée par une valeur fixe, propre à ce pixel. Cette valeur sera la moyenne des valeurs d'albédo de la glace issues d'observations du capteur MODIS (X. Fettweis, comm. pers., 2024). Ce changement devrait permettre d'améliorer considérablement la représentation de la variabilité spatiale de l'albédo de la glace dans le modèle MAR. Bien qu'il n'y ait plus aucune variabilité temporelle à l'échelle d'un pixel, la représentation de la variabilité temporelle à plus large échelle devrait s'en trouver améliorée.

Une autre perspective serait d'intégrer une représentation des LAC dans le modèle MAR. Par exemple, le modèle climatique régional RACMO (*Regional Atmospheric Climate Model*) a intégré le modèle d'albédo spectral TARTES (*Two-stream Analytical Radiative Transfer in Snow*; Libois *et al.*, 2013) qui prend en compte les effets de différents LAC (Van Dalum *et al.*, 2019, 2020). Par ailleurs, de récents travaux ont amélioré la représentation des LAC dans des modèles de transfert radiatif, notamment dans le modèle SNICAR qui a été intégré à un ESM (Whicker *et al.*, 2022; Whicker-Clarke *et al.*, 2024). Néanmoins, les connaissances sur la concentration et la répartition des différents LAC dans le manteau neigeux sont actuellement insatisfaisantes (Antwerpen *et al.*, 2022; Whicker-Clarke *et al.*, 2024).

Une erreur dans la détermination de la nature de la surface (neige/glace) induit de fortes erreurs dans les estimations d'albédo. Une amélioration dans ce domaine est

donc souhaitable.

Enfin, la version actuelle de l'algorithme SICE (Kokhanovsky *et al.*, 2022), permettant la reconstruction de valeurs d'albédo à partir des données du capteur OLCI, constitue une amélioration par rapport à la version utilisée dans ce mémoire. De plus, des algorithmes basés sur de nouvelles approches sont développés (Notarnicola *et al.*, 2024). Leur évolution devrait permettre d'obtenir des données plus fiables pour évaluer le modèle MAR. Néanmoins, la détection par satellites de nuages au-dessus d'une surface enneigée reste un élément problématique et constitue un facteur limitatif quant à la qualité des valeurs d'albédo reconstituées.



## Annexes

### A Détail des fichiers annexes

Le fichier `pyScript.zip` est fourni en annexe de ce mémoire. Celui-ci contient :

- les scripts Python et le fichier XML utilisés pour télécharger et traiter les données (voir section A.1);
- un dossier `env` contenant les spécifications des environnements nécessaires au fonctionnement des scripts (voir section A.2);
- un dossier `files` contenant les listes des fichiers de données satellitaires téléchargés (voir section A.3).

#### A.1 Scripts

Les scripts et leur imbrication sont détaillés dans la figure A.1 page suivante. Le fichier XML `olci.xml` est une description du graphe utilisé par le GPT de SNAP, appelé lors de l'exécution du script `olci.py`.

Les fichiers `olci_dwnld.py` et `olci_dwnld_fail.py` ne sont plus fonctionnels depuis la fermeture du service *Copernicus Open Access Hub*. Leur comportement peut facilement être reproduit en utilisant l'API OData du nouveau service *Copernicus Data Space Ecosystem* via la bibliothèque Python `requests`. Ray & Zlinszky (2023) fournissent un exemple d'implémentation en utilisant cette méthode.

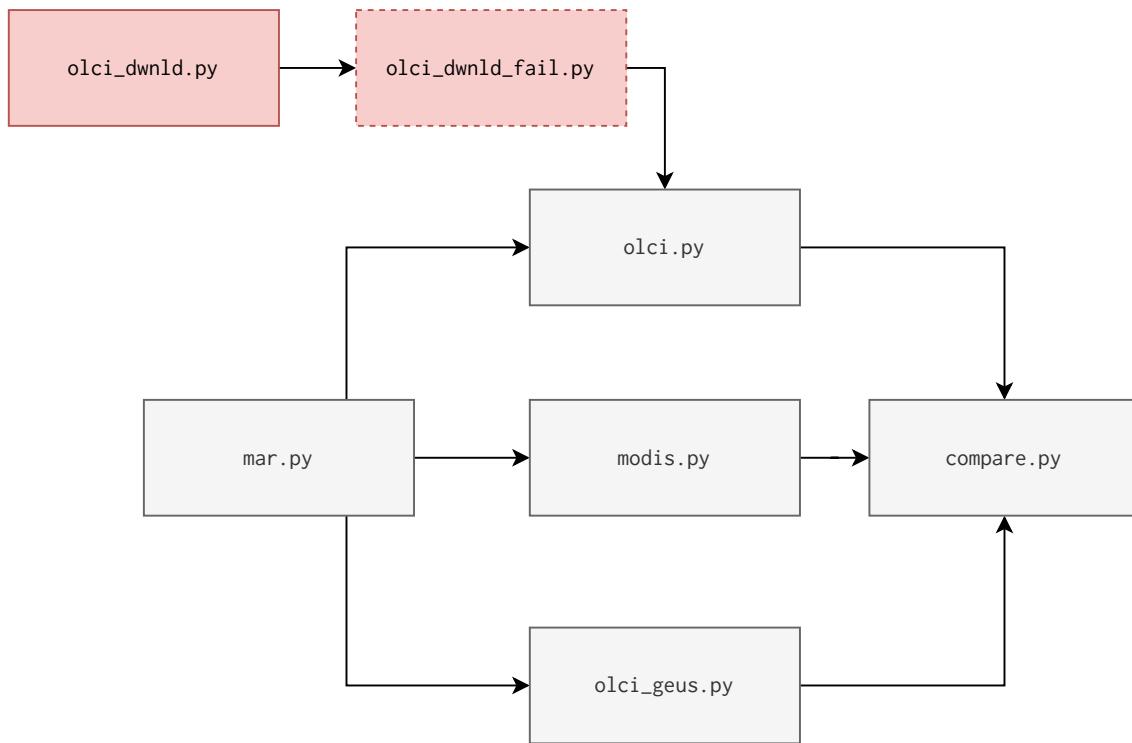
Le script `olci_dwnld_fail.py` sert à télécharger les fichiers qui n'auraient pas pu être téléchargés lors de l'exécution de `olci_dwnld.py`.

#### A.2 Environnements

Le dossier `env` contient :

- `mar.yml`, l'environnement utilisé par les scripts `mar.py` et `modis.py`;
- `olci.yml`, l'environnement utilisé par le script `olci.py`;
- `olci_dwnld.yml`, l'environnement utilisé par les scripts `olci_dwnld.py` et `olci_dwnld_fail.py`;
- `olci_geus.yml`, l'environnement utilisé par les scripts `olci_geus.py` et `compare.py`.

Ces environnements peuvent facilement être créés en utilisant Conda.



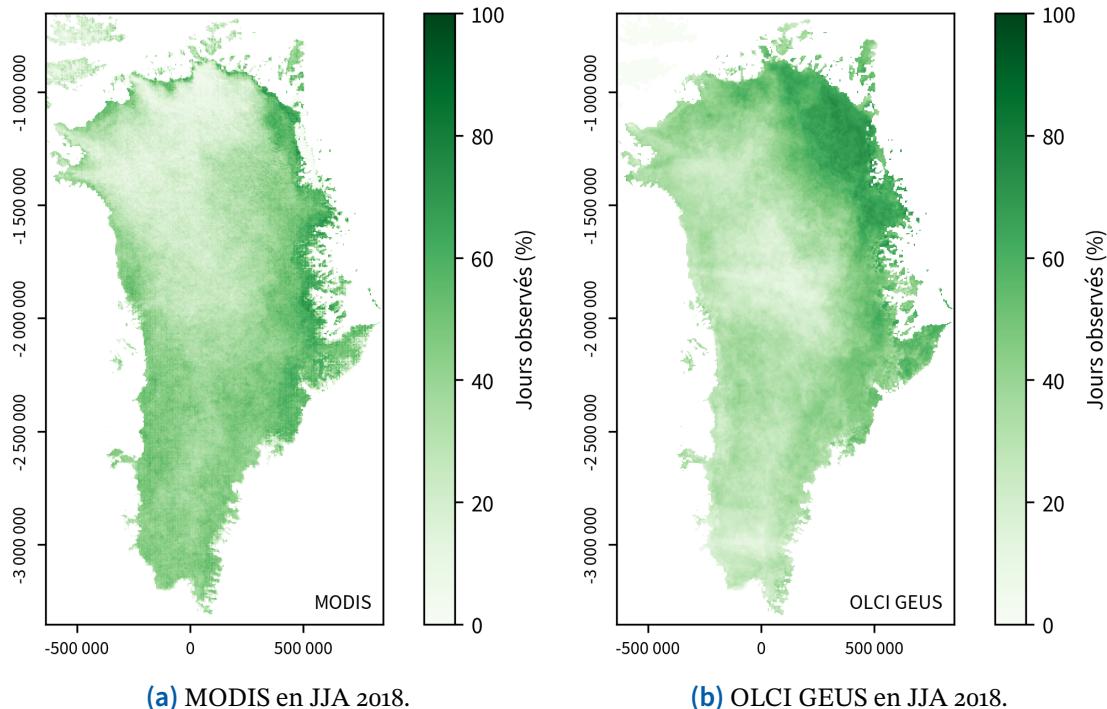
**FIGURE A.1** Articulation des différents scripts Python utilisés. Un script à l'origine d'une flèche doit être exécuté avant le script pointé par cette dernière. Les scripts qui ne sont plus fonctionnels sont représentés en rouge. Un script entouré de pointillés signifie que celui-ci est optionnel.

### A.3 Listes des fichiers de données

Le dossier `files` contient :

- `modis_files.txt`, la liste des fichiers du produit MODGRNLD (Hall & DiGiroamo, 2019) téléchargés ;
- `olci_files.txt`, la liste des fichiers OLCI L1b téléchargés (les fichiers ont été sélectionnés par le script `olci.py`) ;
- `olci_unused_files.txt`, la liste des fichiers OLCI L1b téléchargés qui n'ont pas pu être utilisés (erreur lors des traitements avec SNAP).

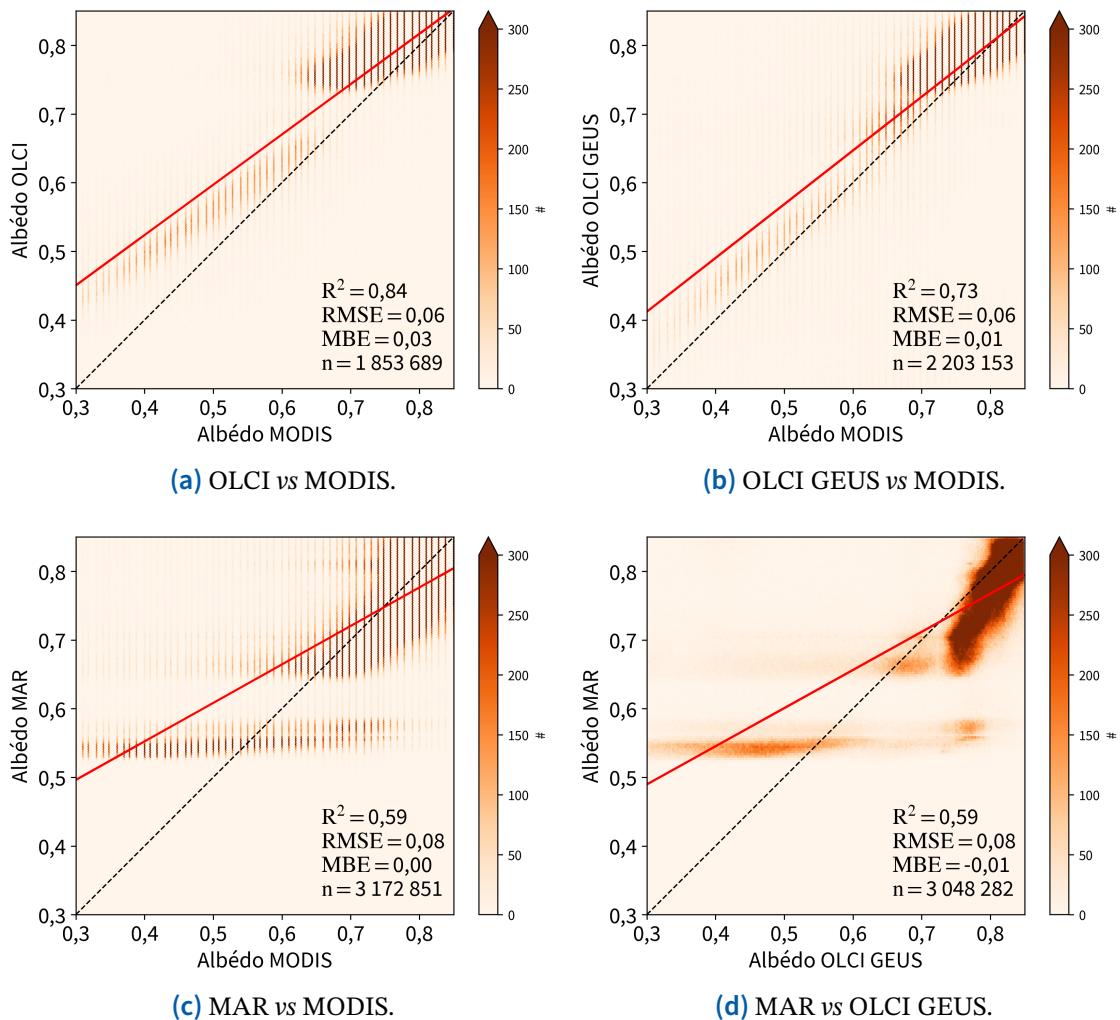
## B Résultats supplémentaires



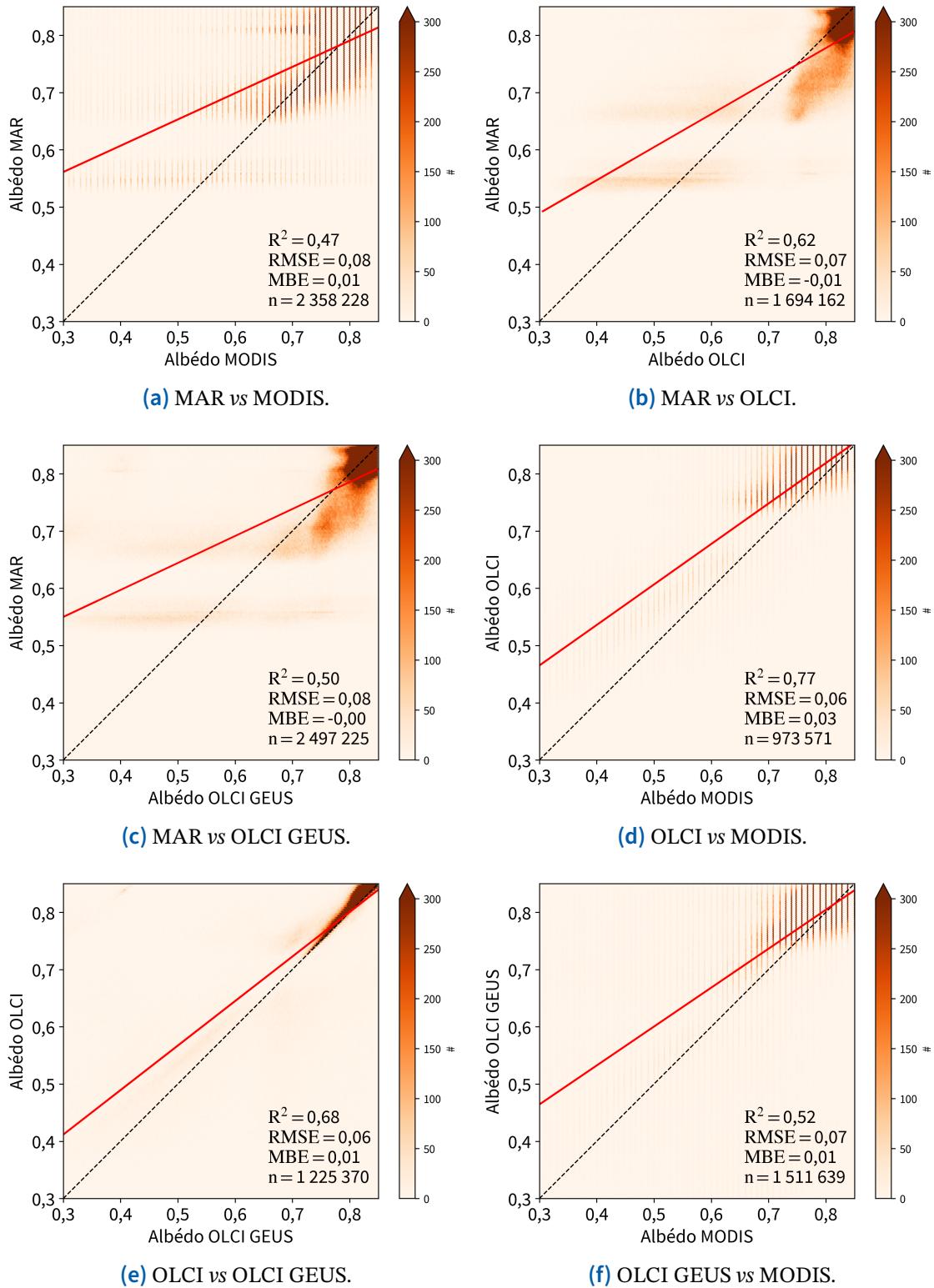
**FIGURE B.1** Proportion du nombre de jours observés en JJA 2018 par MODIS (a) et OLCI GEUS (b). Les valeurs d’albédo inférieures à 0,3 ou supérieures à 0,85 sont exclues.

**TABLEAU B.1** Statistiques des comparaisons des valeurs d’albédo sur l’ensemble de la calotte glaciaire du Groenland en JJA. Les données OLCI et OLCI GEUS ont été rééchantillonnées sur une grille de pixels 25 km × 25 km.

	2018			2019		
	R <sup>2</sup>	RMSE	MBE	R <sup>2</sup>	RMSE	MBE
MAR-OLCI	0,56	0,08	-0,01	0,58	0,09	-0,02
MAR-GEUS	0,42	0,08	-0,01	0,55	0,09	-0,01
OLCI-MODIS	0,61	0,07	0,03	0,72	0,07	0,03
OLCI-GEUS	0,58	0,08	0,00	0,73	0,07	0,00
GEUS-MODIS	0,42	0,08	0,02	0,64	0,07	0,02



**FIGURE B.2** Comparaisons des valeurs d'albédo sur l'ensemble de la calotte glaciaire du Groenland en JJA 2019. Plus la couleur est foncée, plus le nombre d'occurrences est élevé. La ligne rouge correspond à la régression linéaire. La ligne pointillée correspond à la ligne d'erreur nulle. N.B. les stries observées dans les comparaisons impliquant MODIS sont dues à l'encodage des données (précision de 0,01).



**FIGURE B.3** *Idem* figure B.2 mais en JJA 2018.

**TABLEAU B.2** Comparaisons entre les moyennes journalières d’albédo (moyennées sur cinq jours, pondérées par la surface observée) en MJJAS 2018 pour l’ensemble de la calotte glaciaire du Groenland, les zones d’altitude inférieure à 1000 m et les zones où MAR annonce de la glace.

	Global			Altitude < 1000 m			Glace MAR		
	R <sup>2</sup>	RMSE	MBE	R <sup>2</sup>	RMSE	MBE	R <sup>2</sup>	RMSE	MBE
MAR-OLCI	0,77	0,02	-0,01	0,95	0,04	0,03	0,26	0,05	-0,01
MAR-MODIS	0,28	0,03	0,02	0,87	0,05	0,05	0,19	0,03	-0,01
MAR-GEUS	0,76	0,01	0,00	0,75	0,06	0,05	0,22	0,05	0,01
OLCI-MODIS	0,96	0,03	0,03	0,98	0,06	0,06	—	—	—
OLCI-GEUS	0,81	0,01	0,01	0,54	0,06	0,03	—	—	—
GEUS-MODIS	0,59	0,03	0,01	0,30	0,04	0,00	—	—	—

**TABLEAU B.3** *Idem* tableau B.2 mais en MJJAS 2019.

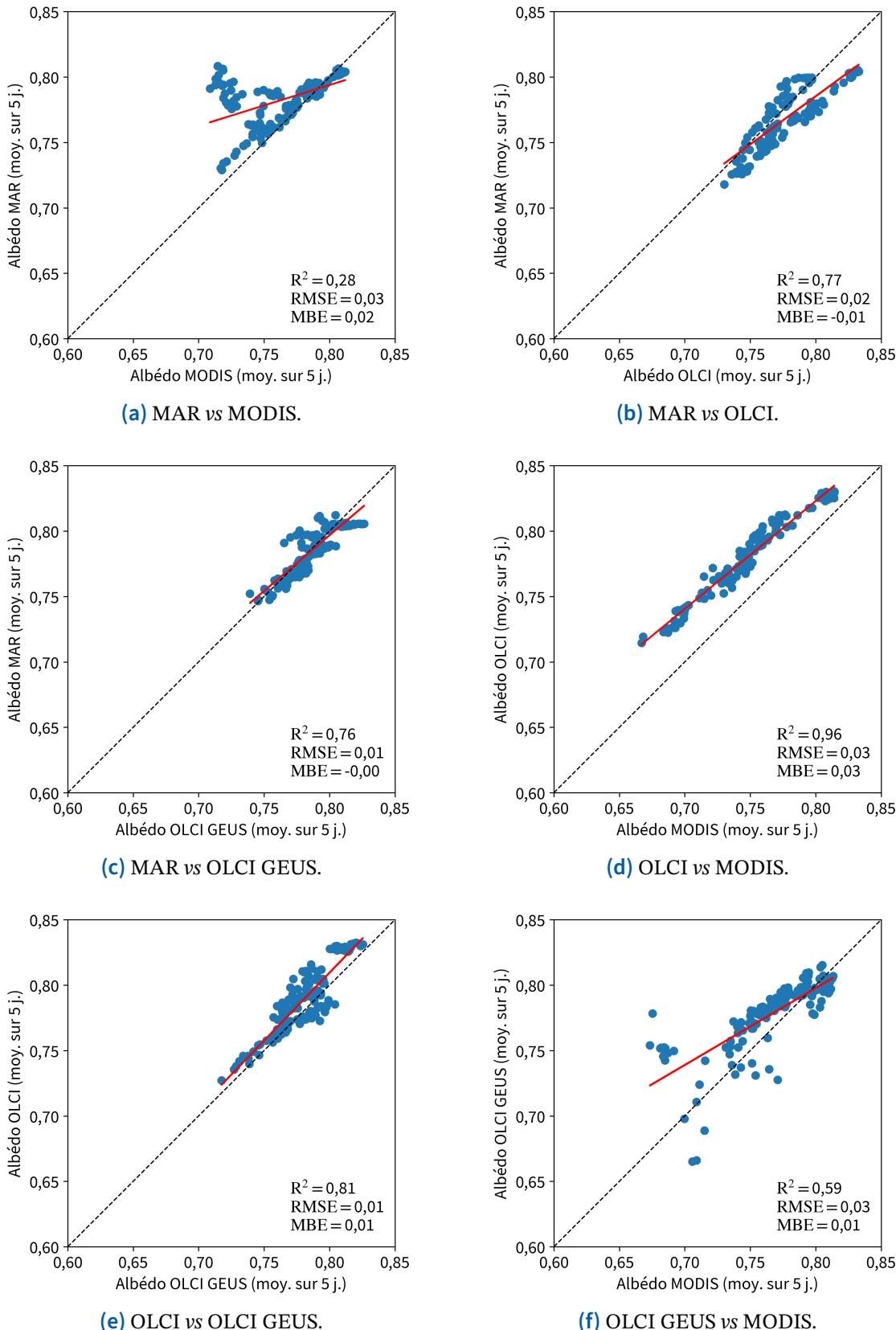
	Global			Altitude < 1000 m			Glace MAR		
	R <sup>2</sup>	RMSE	MBE	R <sup>2</sup>	RMSE	MBE	R <sup>2</sup>	RMSE	MBE
MAR-OLCI	0,84	0,02	-0,01	0,94	0,05	0,05	0,24	0,03	0,00
MAR-MODIS	0,37	0,02	0,01	0,97	0,06	0,06	0,61	0,03	0,01
MAR-GEUS	0,80	0,01	0,00	0,77	0,08	0,07	0,26	0,05	0,02
OLCI-MODIS	0,91	0,03	0,03	0,95	0,06	0,06	—	—	—
OLCI-GEUS	0,75	0,02	0,01	0,45	0,06	0,03	—	—	—
GEUS-MODIS	0,43	0,02	0,01	0,46	0,05	0,01	—	—	—

**TABLEAU B.4** *Idem* tableau B.2 mais en JJA 2018.

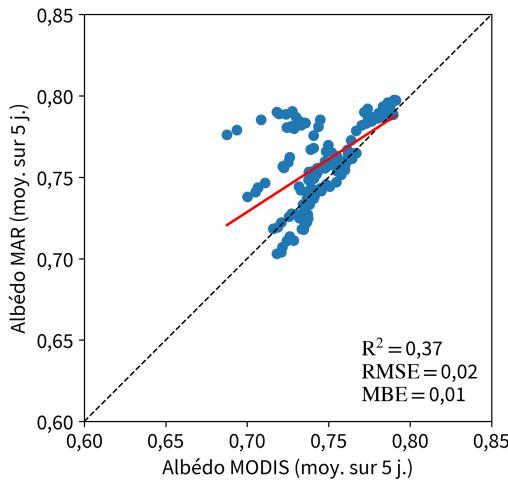
	Global			Altitude < 1000 m			Glace MAR		
	R <sup>2</sup>	RMSE	MBE	R <sup>2</sup>	RMSE	MBE	R <sup>2</sup>	RMSE	MBE
MAR-MODIS	0,84	0,01	0,01	0,93	0,04	0,03	0,03	0,02	0,00
OLCI-MODIS	0,87	0,03	0,03	0,97	0,06	0,06	—	—	—
GEUS-MODIS	0,64	0,02	0,01	0,36	0,04	0,02	—	—	—

**TABLEAU B.5** *Idem* tableau B.2 mais en JJA 2019.

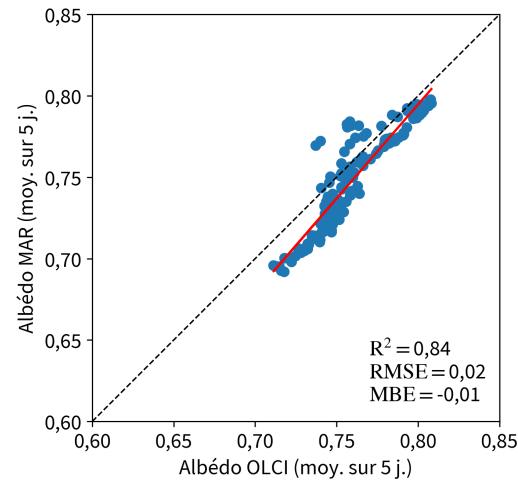
	Global			Altitude < 1000 m			Glace MAR		
	R <sup>2</sup>	RMSE	MBE	R <sup>2</sup>	RMSE	MBE	R <sup>2</sup>	RMSE	MBE
MAR-MODIS	0,83	0,01	0,00	0,95	0,06	0,06	0,44	0,03	0,02
OLCI-MODIS	0,77	0,04	0,04	0,97	0,07	0,07	—	—	—
GEUS-MODIS	0,09	0,02	0,01	0,17	0,05	0,02	—	—	—



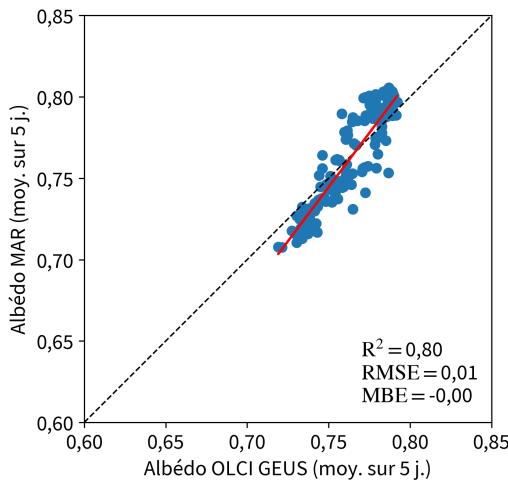
**FIGURE B.4** Comparaisons entre les moyennes journalières d’albédo (moyennées sur cinq jours, pondérées par la surface observée) en MJJAS 2018 pour l’ensemble de la calotte glaciaire du Groenland. La ligne rouge correspond à la régression linéaire. La ligne pointillée correspond à la ligne d’erreur nulle.



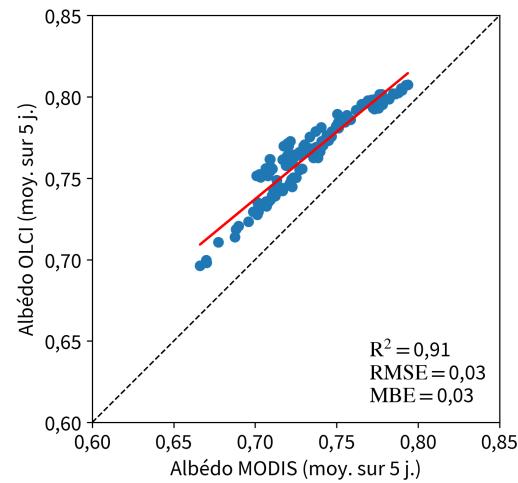
(a) MAR vs MODIS.



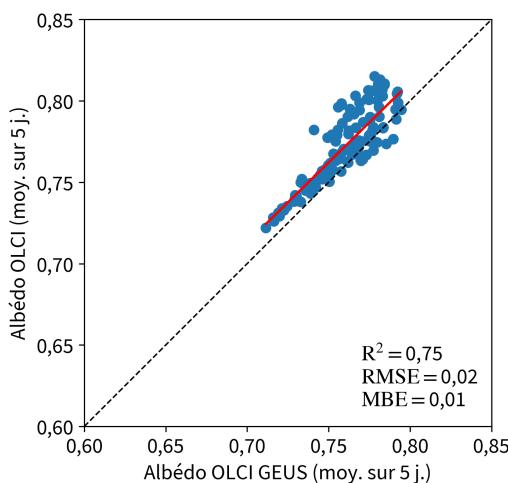
(b) MAR vs OLCI.



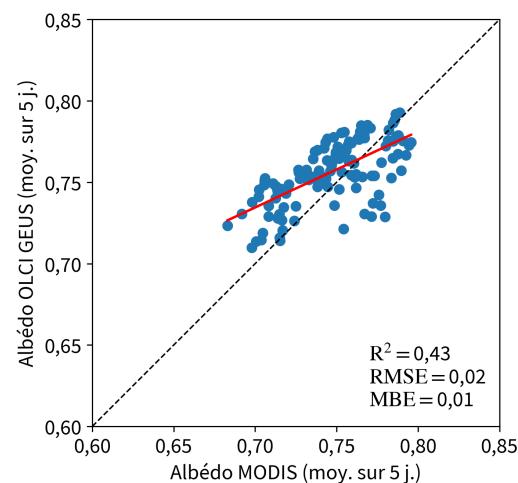
(c) MAR vs OLCI GEUS.



(d) OLCI vs MODIS.

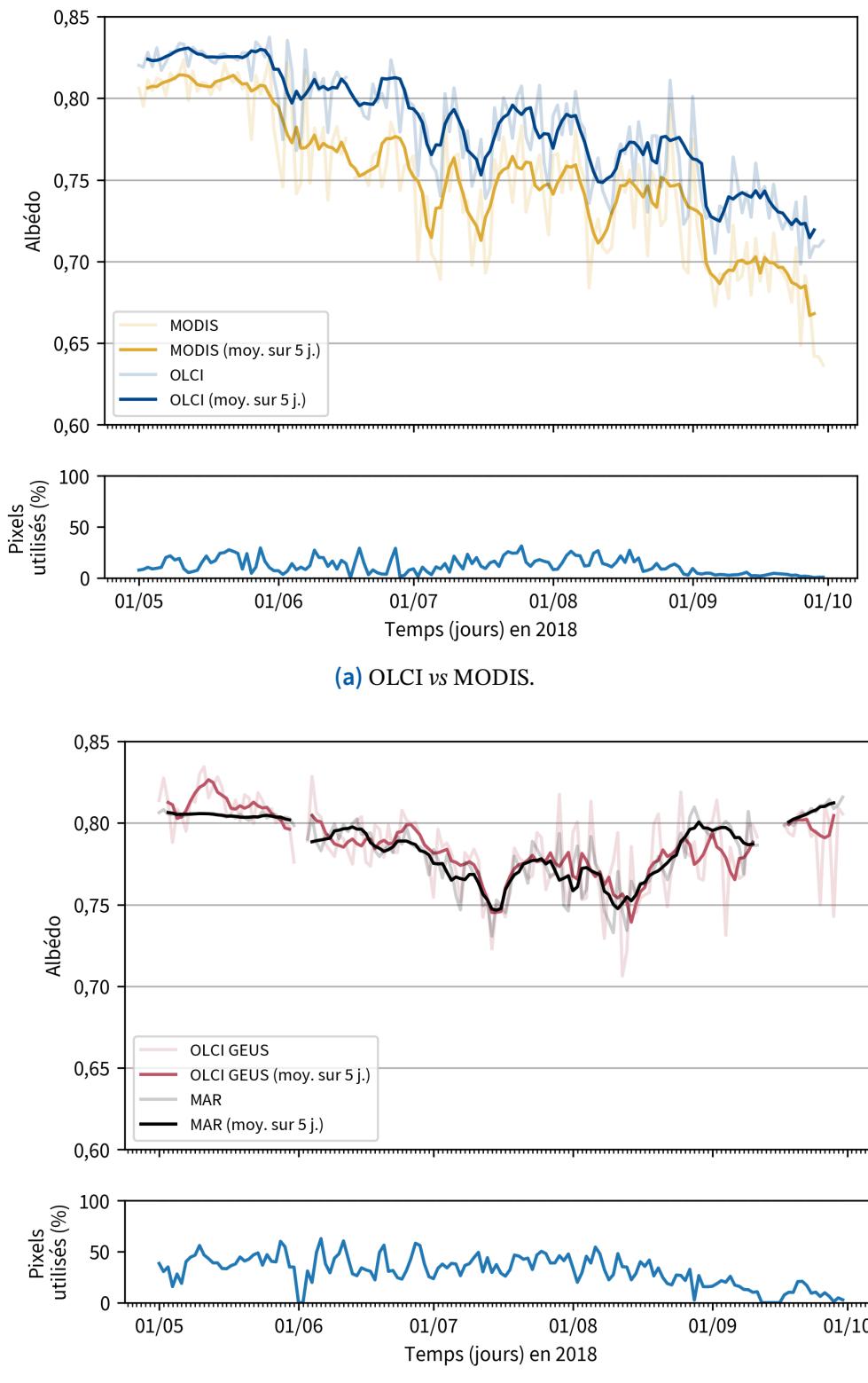


(e) OLCI vs OLCI GEUS.

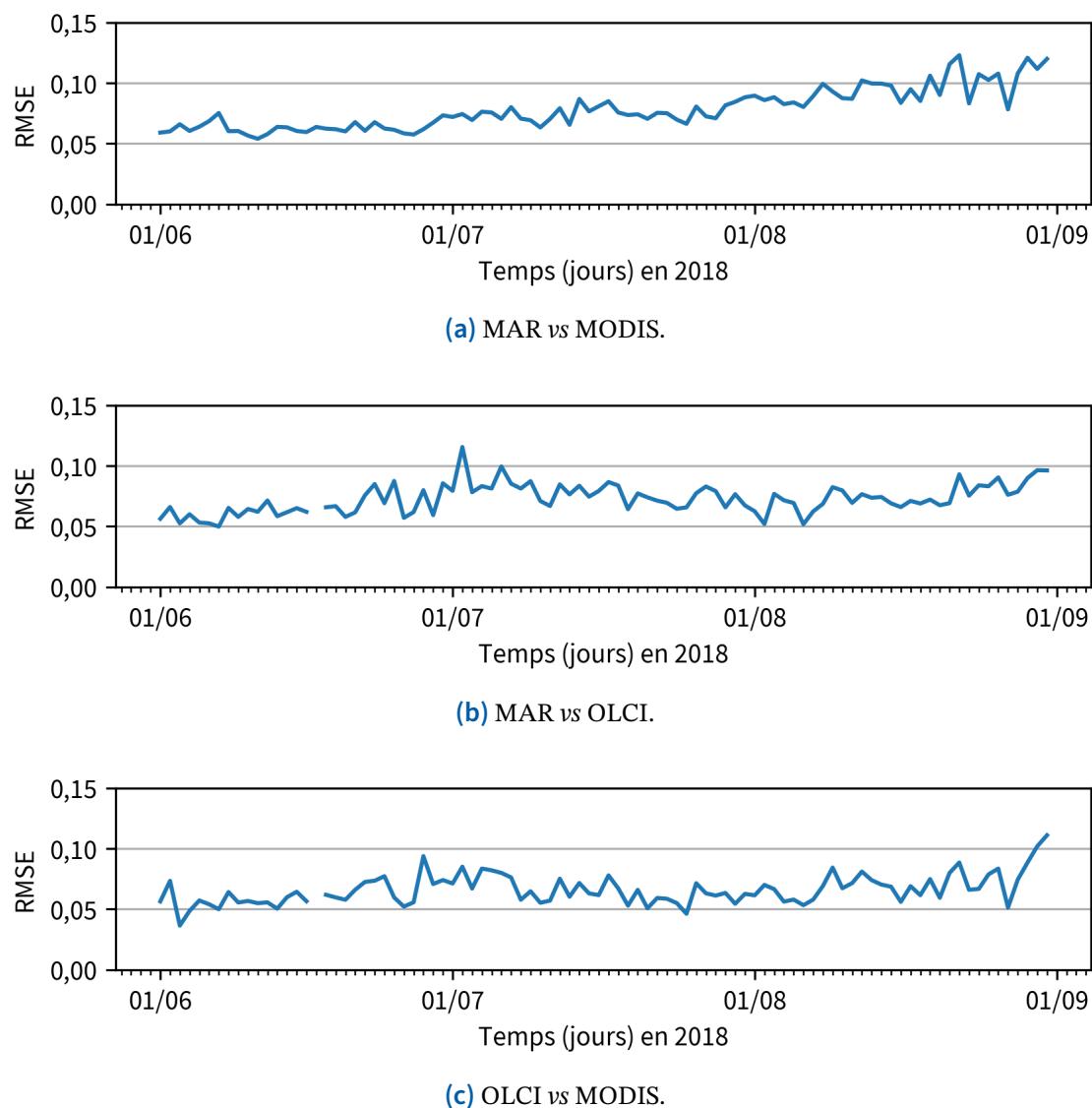


(f) OLCI GEUS vs MODIS.

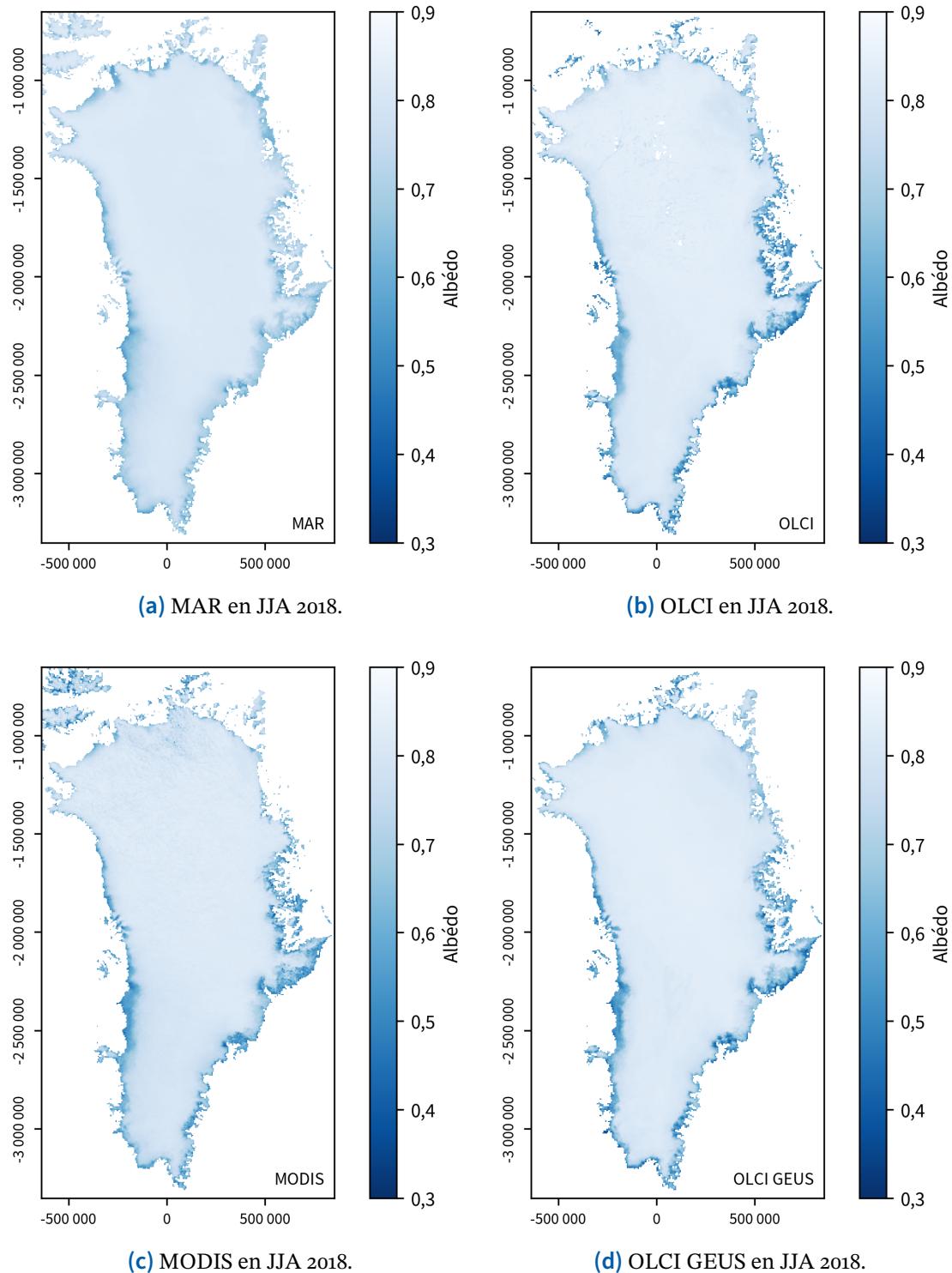
**FIGURE B.5** *Idem* figure B.4 mais en MJAS 2019.



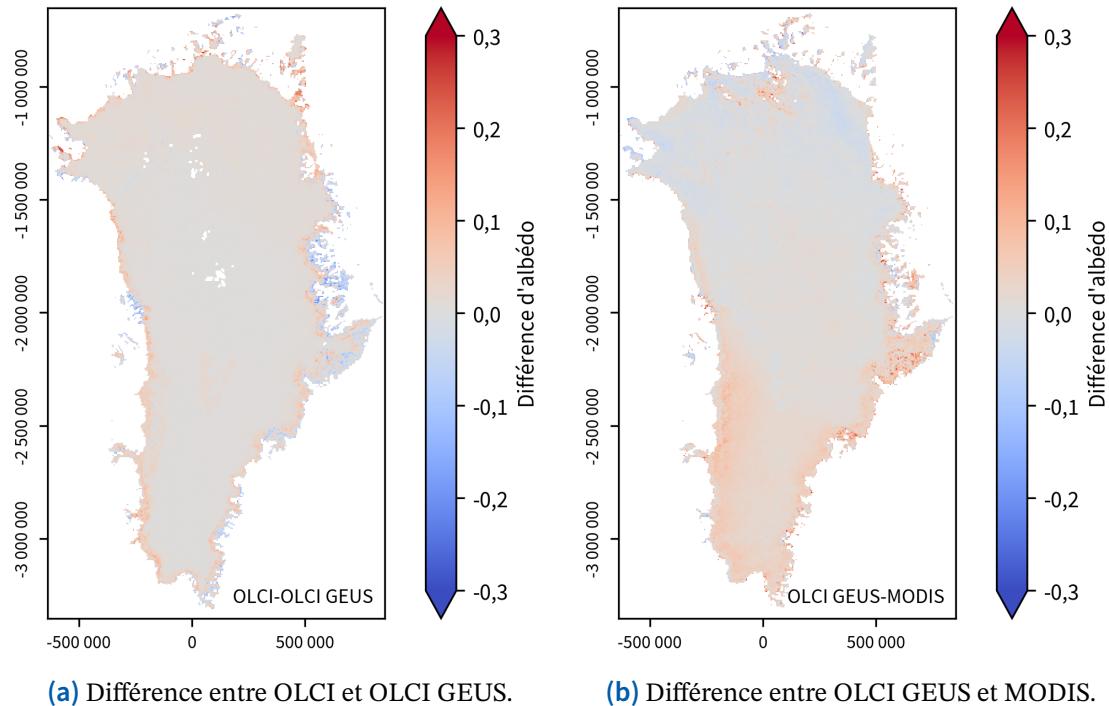
**FIGURE B.6** Dessus : moyennes journalières d’albédo (traits clairs) et leurs moyennes glissantes sur cinq jours, pondérées par la surface observée (traits foncés) en MJJAS 2018 pour l’ensemble de la calotte glaciaire du Groenland. Seules les données coïncidentes entre les deux ensembles de données, OLCI et MODIS (a) ou MAR et OLCI GEUS (b), sont utilisées. Dessous : part des pixels utilisés dans la moyenne (correspond au pourcentage de la superficie de la calotte glaciaire observée).



**FIGURE B.7** RMSE des comparaisons journalières des valeurs d'albédo en JJA 2018 pour l'ensemble de la calotte glaciaire du Groenland.



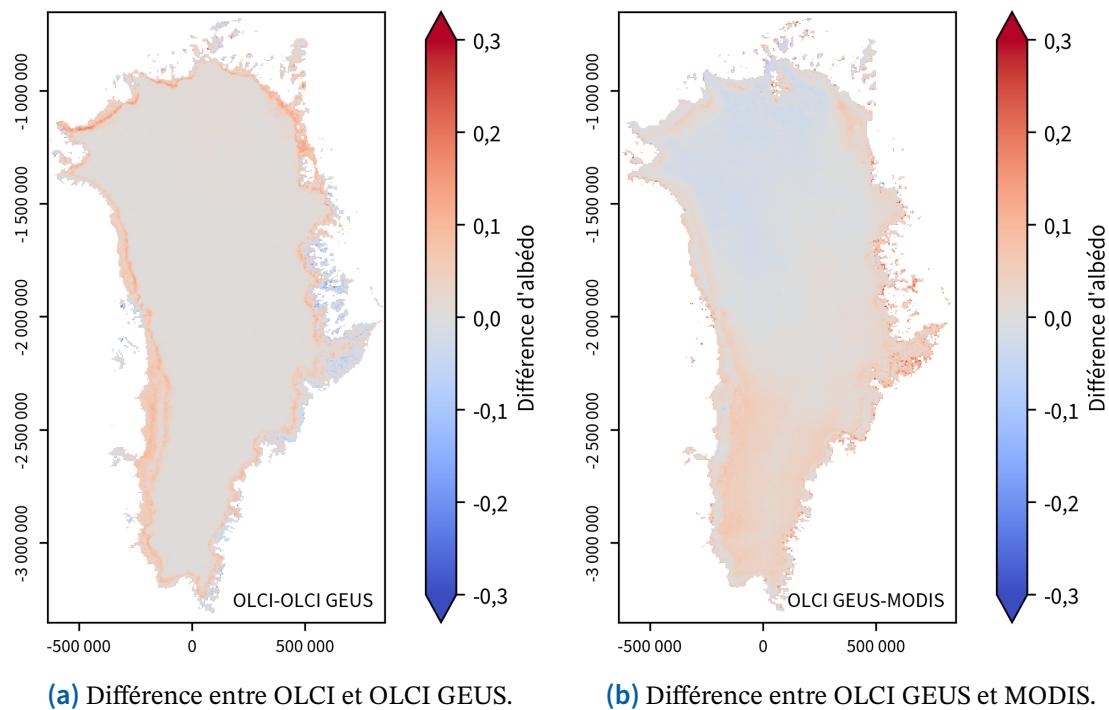
**FIGURE B.8** Moyenne, en JJA 2018, des valeurs d’albédo de MAR (a), OLCI (b), MODIS (c) et OLCI GEUS (d).



(a) Différence entre OLCI et OLCI GEUS.

(b) Différence entre OLCI GEUS et MODIS.

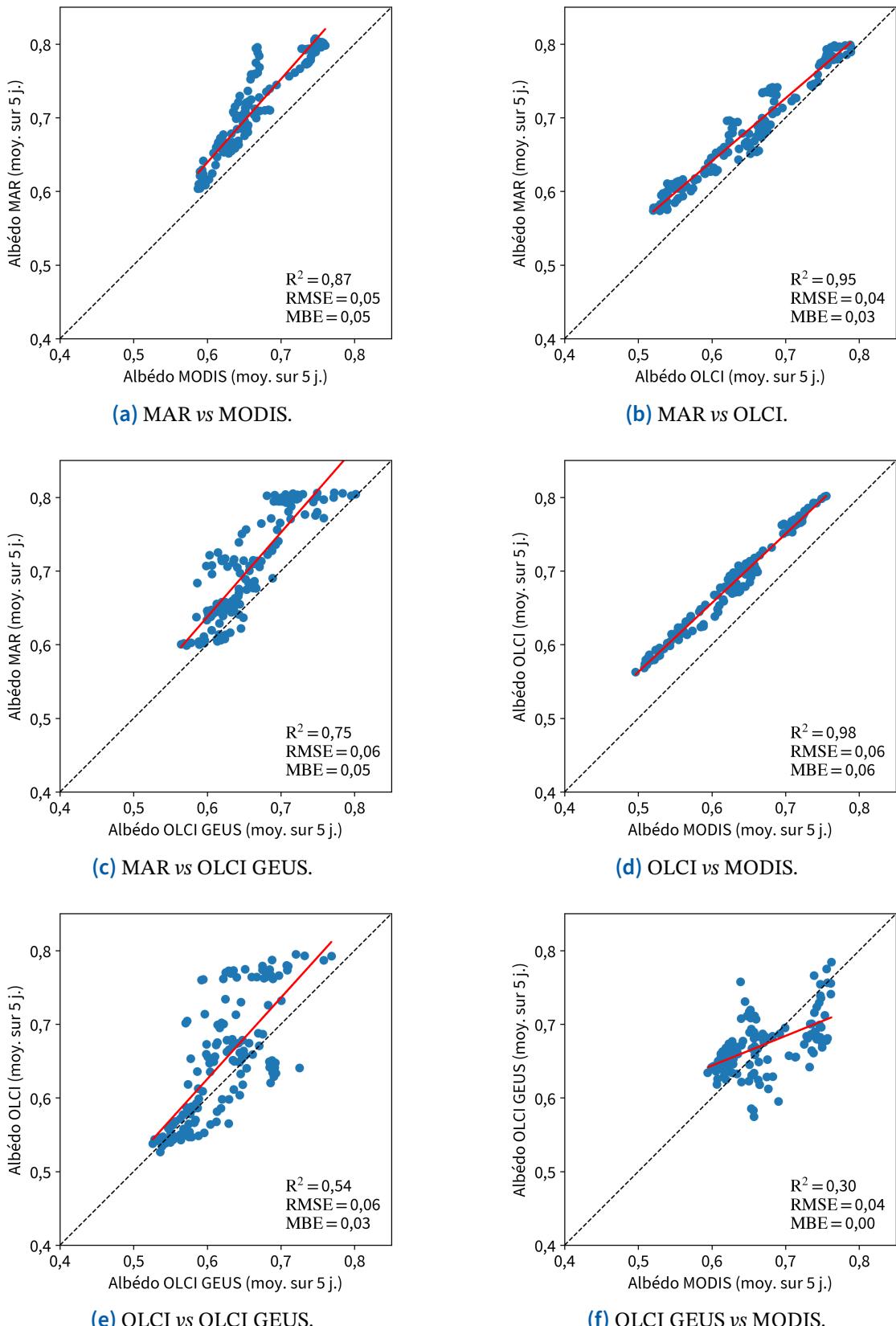
**FIGURE B.9** Différence, en JJA 2018, entre les moyennes d’albédo d’OLCI et OLCI GEUS (a), et OLCI GEUS et MODIS (b). À chaque fois, seules les données coïncidentes entre les deux ensembles de données sont utilisées.



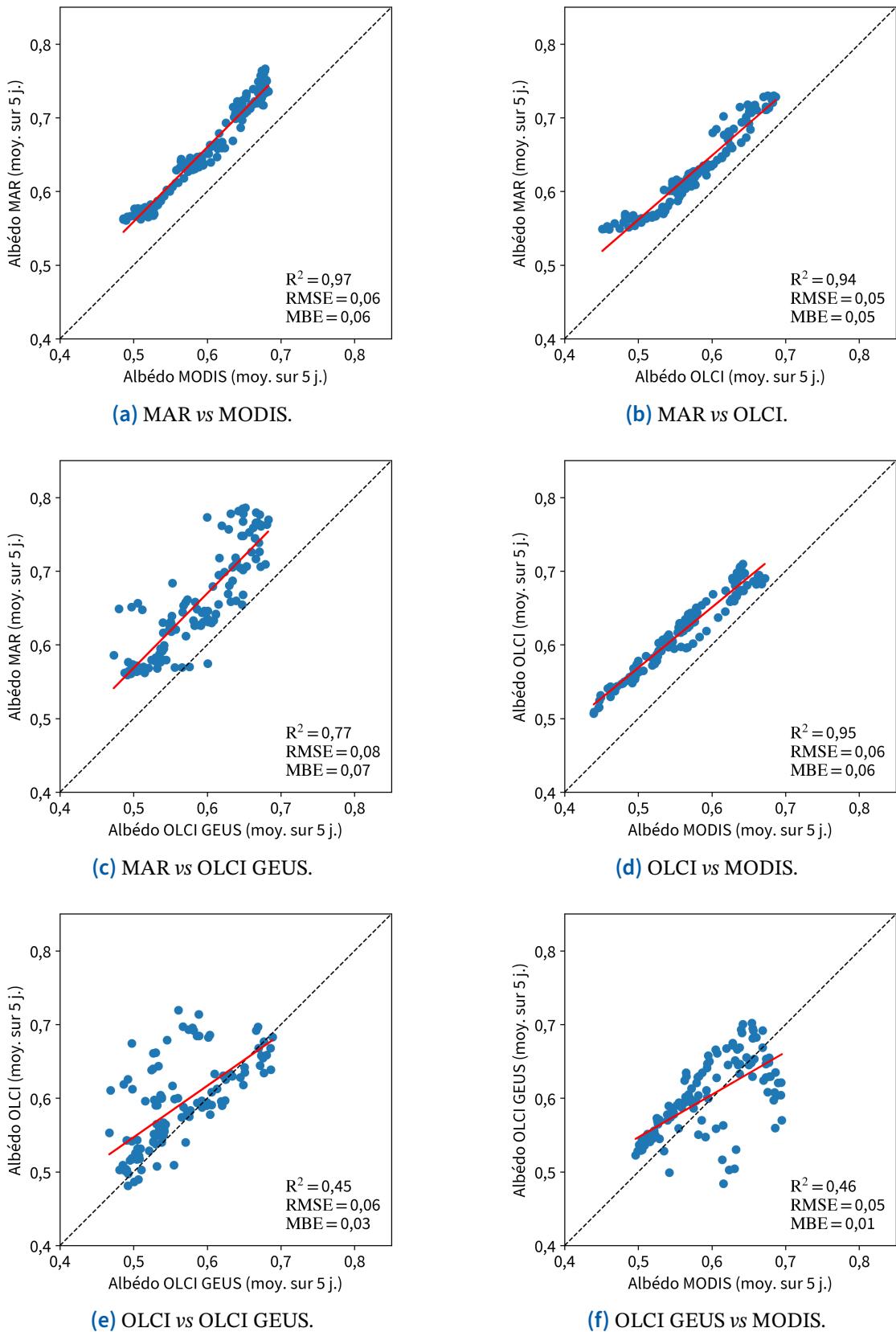
(a) Différence entre OLCI et OLCI GEUS.

(b) Différence entre OLCI GEUS et MODIS.

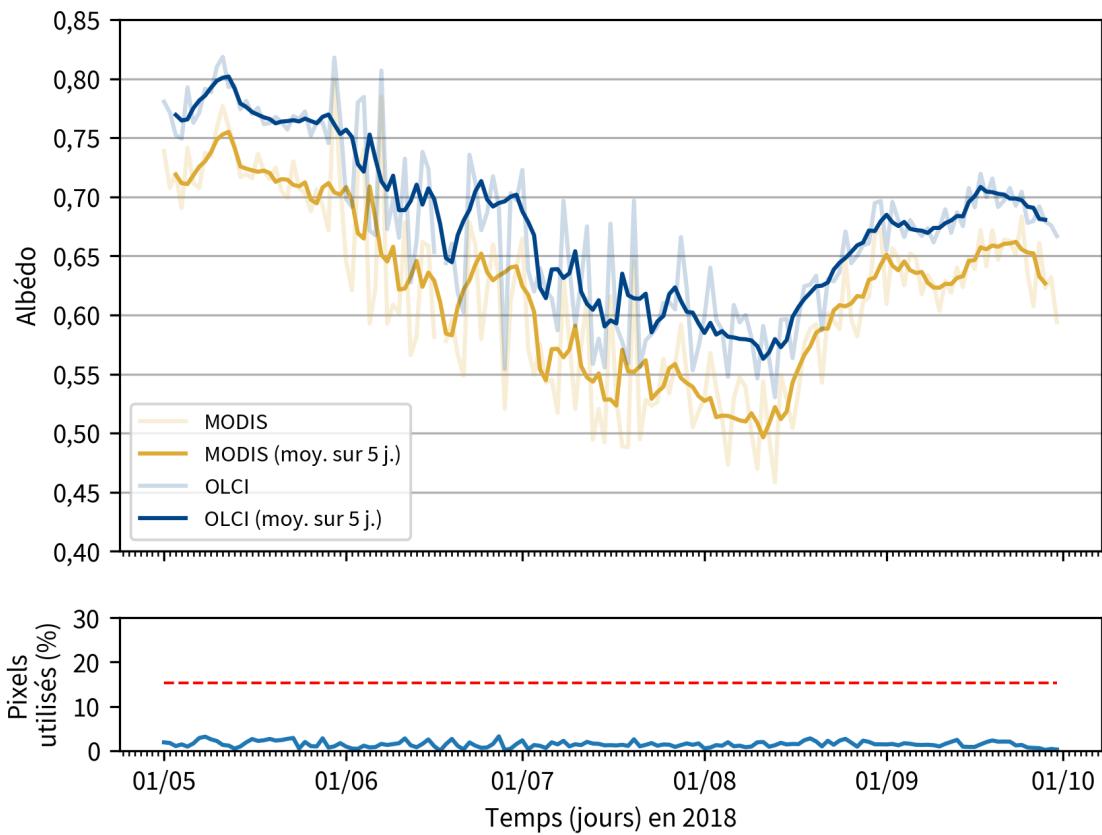
**FIGURE B.10** *Idem* figure B.9 mais en JJA 2019.



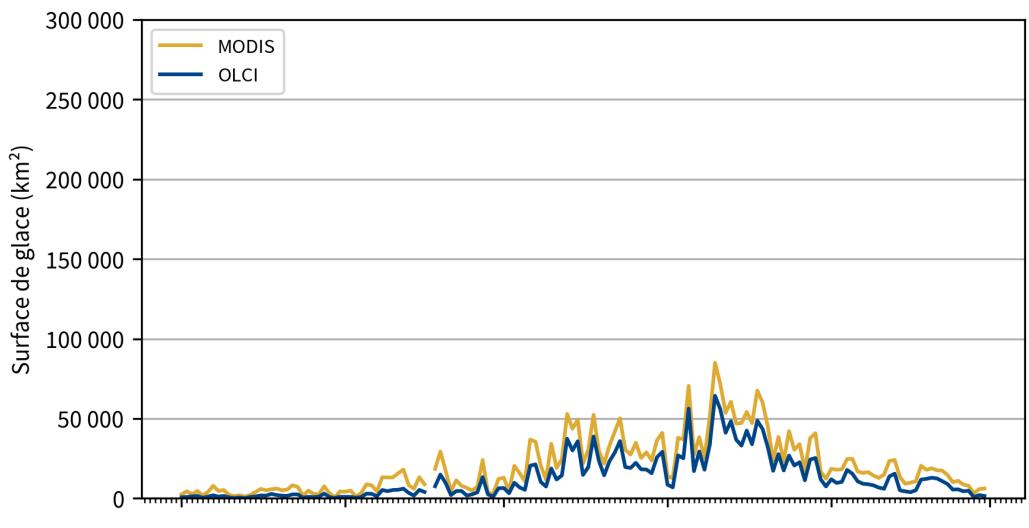
**FIGURE B.11** Comparaisons entre les moyennes journalières d’albédo (moyennées sur cinq jours, pondérées par la surface observée) en MJJAS 2018 pour les zones de la calotte glaciaire du Groenland dont l’altitude est inférieure à 1000 m. La ligne rouge correspond à la régression linéaire. La ligne pointillée correspond à la ligne d’erreur nulle.



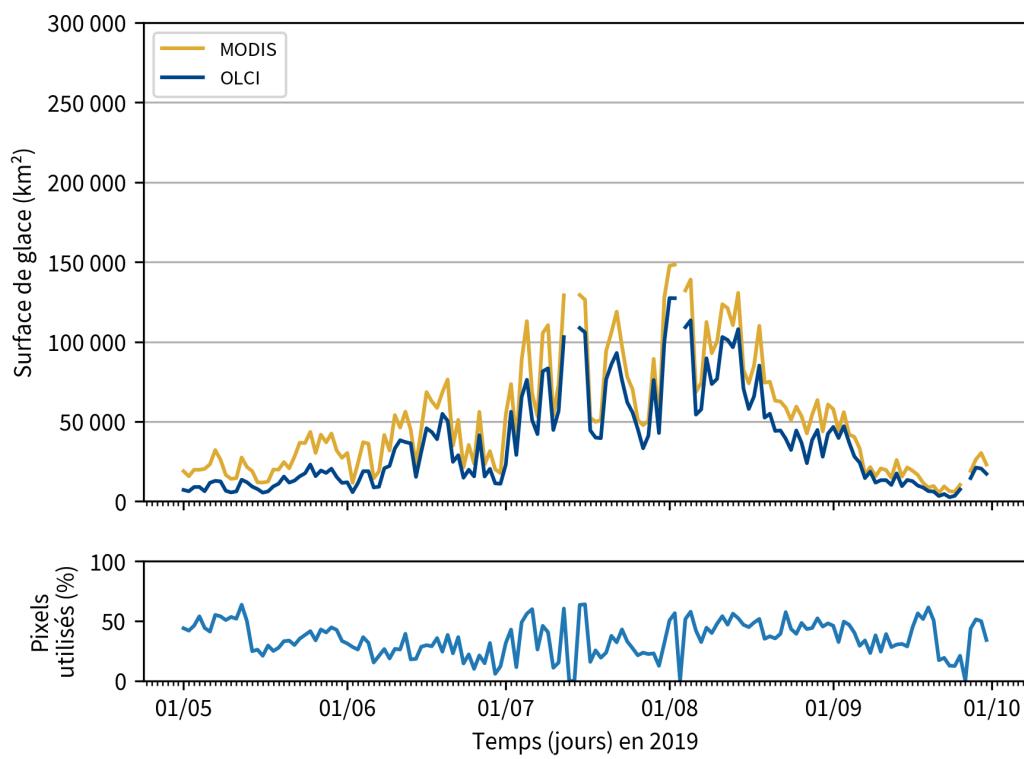
**FIGURE B.12** *Idem* figure B.11 mais en MJIAS 2019.



**FIGURE B.13** Dessus : moyennes journalières d’albédo (traits clairs) et leurs moyennes glissantes sur cinq jours, pondérées par la surface observée (traits foncés) en MJJAS 2018 pour les zones de la calotte glaciaire du Groenland dont l’altitude est inférieure à 1000 m. Seules les données coïncidentes entre les deux ensembles de données, OLCI et MODIS, sont utilisées. Dessous : part des pixels utilisés dans la moyenne (correspond au pourcentage de la superficie de la calotte glaciaire observée). La ligne rouge pointillée correspond au maximum possible étant donné la limite d’altitude.

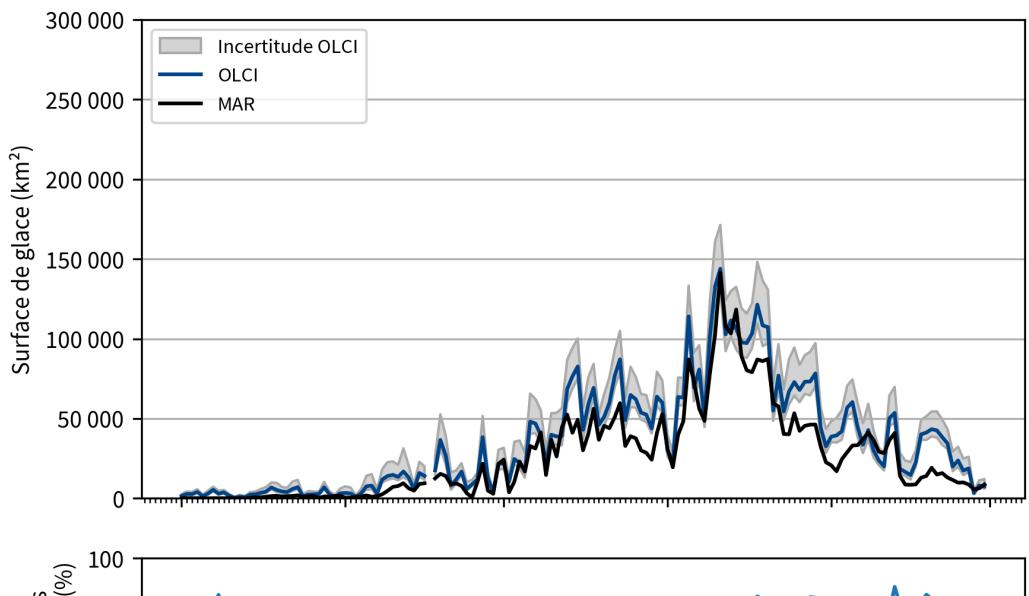


(a) OLCI vs MODIS en MJJAS 2018.

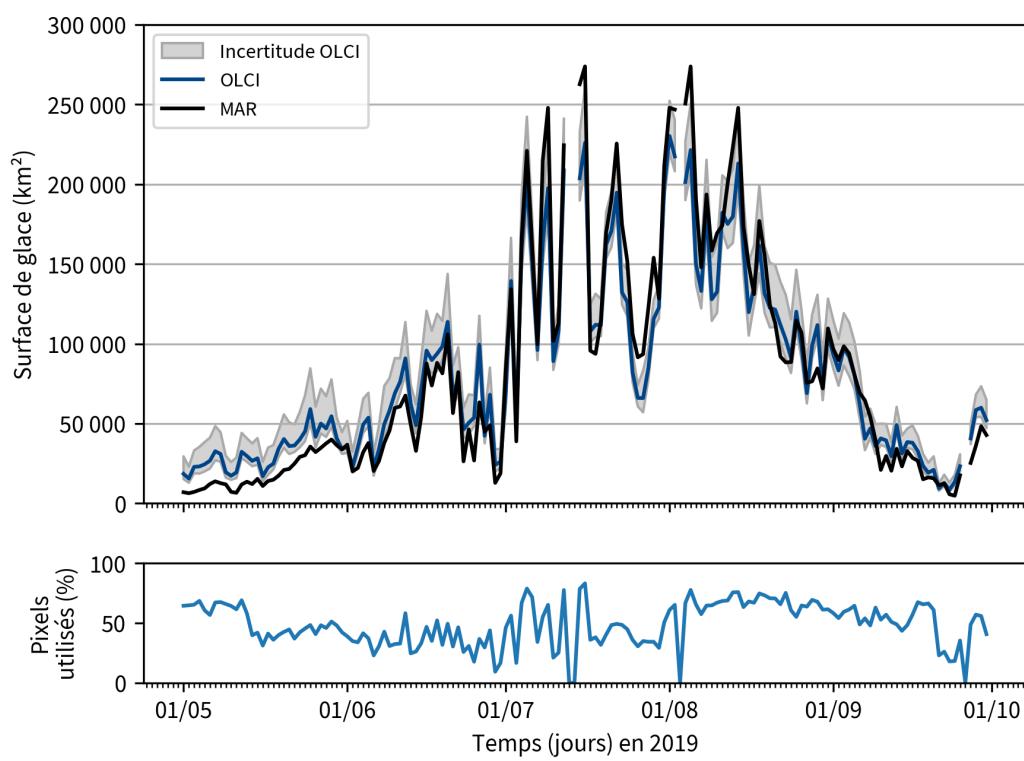


(b) OLCI vs MODIS en MJJAS 2019.

**FIGURE B.14** Dessus : surface de glace exposée en MJJAS 2018 (a) et MJJAS 2019 (b) au Groenland. Seules les données coïncidentes entre les deux ensembles de données, OLCI et MODIS, sont utilisées. Dessous : part des pixels utilisés (correspond au pourcentage de la superficie de la calotte glaciaire observée).

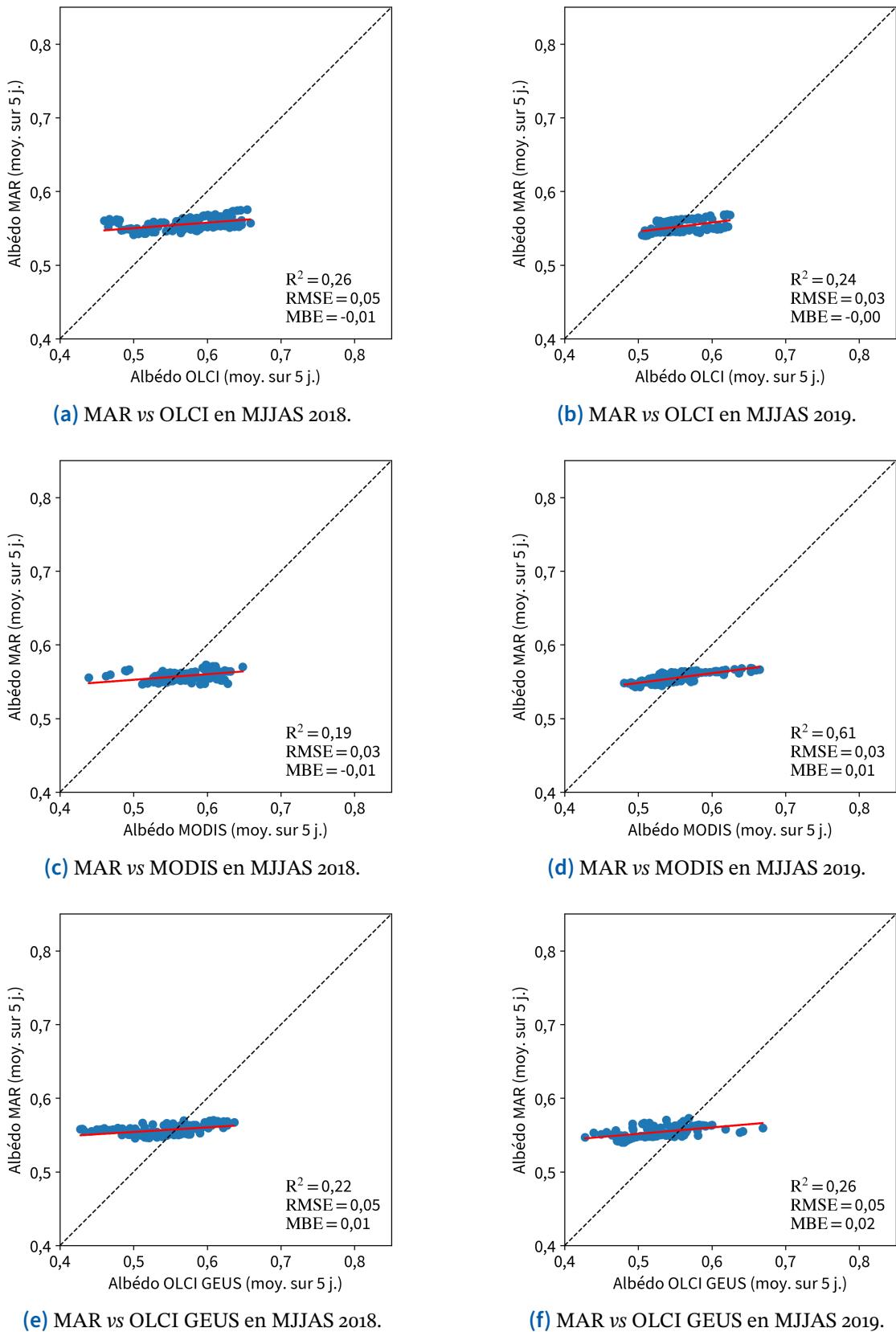


(a) MAR vs OLCI en MJJAS 2018.



(b) MAR vs OLCI en MJJAS 2019.

**FIGURE B.15** *Idem* figure B.14 mais pour le cas MAR-OLCI en MJJAS 2018 (a) et en MJJAS 2019 (b).



**FIGURE B.16** Comparaisons entre les moyennes journalières d’albédo (moyennées sur cinq jours, pondérées par la surface observée) en MJJAS 2018 (a, c, e) et en MJJAS 2019 (b, d, f) pour les zones de la calotte glaciaire du Groenland où MAR annonce de la glace. La ligne rouge correspond à la régression linéaire. La ligne pointillée correspond à la ligne d’erreur nulle.

## Bibliographie

Alexander, P. M., Tedesco, M., Fettweis, X., van de Wal, R. S. W., Smeets, C. J. P. P. & van den Broeke, M. R. (2014). Assessing spatio-temporal variability and trends in modelled and measured Greenland Ice Sheet albedo (2000–2013). *The Cryosphere*, 8(6), 2293-2312. <https://doi.org/10.5194/tc-8-2293-2014>.

Antwerpen, R. M., Tedesco, M., Fettweis, X., Alexander, P. & van de Berg, W. J. (2022). Assessing bare-ice albedo simulated by MAR over the Greenland ice sheet (2000–2021) and implications for meltwater production estimates. *The Cryosphere*, 16(10), 4185-4199. <https://doi.org/10.5194/tc-16-4185-2022>.

Bechtold, P., Bazile, E., Guichard, F., Mascart, P. & Richard, E. (2001). A mass-flux convection scheme for regional and global models. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 127(573), 869-886. <https://doi.org/10.1002/qj.49712757309>.

Bintanja, R. (2000). Snowdrift suspension and atmospheric turbulence. Part I : Theoretical background and model description. *Boundary-Layer Meteorology*, 95, 343-368. <https://doi.org/10.1023/A:1002676804487>.

Bourg, L. (2014). *OLCI level 0, level 1b algorithm theoretical basis document*. v5.0. ACRI-ST, 75 p. <https://sentinel.esa.int/documents/247904/2702575/Sentinel-3-OLCI-Level-0-and-1B-ATBD.pdf>. Consulté le 08 août 2024.

Bourg, L., Bruniquel, J., Henocq, C., Morris, H., Dash, J., Preusker, R. & Dransfeld, S. (2023). *Copernicus Sentinel-3 OLCI land user handbook*. v1.2. Optical Mission Performance Cluster (OPT-MPC), 54 p. <https://sentinel.esa.int/documents/247904/4598066/Sentinel-3-OLCI-Land-Handbook.pdf>. Consulté le 24 décembre 2023.

Box, J. E., Fettweis, X., Stroeve, J. C., Tedesco, M., Hall, D. K. & Steffen, K. (2012). Greenland ice sheet albedo feedback : thermodynamics and atmospheric drivers. *The Cryosphere*, 6(4), 821-839. <https://doi.org/10.5194/tc-6-821-2012>.

Box, J. E., van As, D., Steffen, K., Fausto, R. S., Ahlstrøm, A. P., Citterio, M. & Andersen, S. B. (2017). Greenland, Canadian and Icelandic land-ice albedo grids (2000–2016). *GEUS Bulletin*, 38, 53-56. <https://doi.org/10.34194/geusb.v38.4414>.

Brockmann Consult GmbH. (2021). *SEOM S3 for snow / SICE*. v2.0. Brockmann Consult GmbH, 36 p. [https://s3tbx-snow.readthedocs.io/\\_/downloads/en/latest/pdf/](https://s3tbx-snow.readthedocs.io/_/downloads/en/latest/pdf/). Consulté le 25 décembre 2023.

Brun, E., David, P., Sudul, M. & Brunot, G. (1992). A numerical model to simulate snow-cover stratigraphy for operational avalanche forecasting. *Journal of Glaciology*, 38(128), 13-22. <https://doi.org/10.3189/S0022143000009552>.

Carmagnola, C. M. (2013). *Mesure, analyse et modélisation des processus physiques du manteau neigeux sec*. Thèse de doctorat, Grenoble, Université de Grenoble, inédit, 189 p. <https://theses.hal.science/tel-01070005>. Consulté le 25 mars 2024.

Cathles, L. M., Abbot, D. S., Bassis, J. N. & MacAyeal, D. R. (2011). Modeling surface-roughness/solar-ablation feedback : application to small-scale surface channels and crevasses of the Greenland ice sheet. *Annals of Glaciology*, 52(59), 99-108. <https://doi.org/10.3189/172756411799096268>.

Cook, J. M., Tedstone, A. J., Williamson, C., McCutcheon, J., Hodson, A. J., Dayal, A., Skiles, M., Hofer, S., Bryant, R., McAree, O., McGonigle, A., Ryan, J., Anesio, A. M., Irvine-Fynn, T. D. L., Hubbard, A., Hanna, E., Flanner, M., Mayanna, S., Benning, L. G., van As, D., Yallop, M., McQuaid, J. B., Gribbin, T. & Tranter, M. (2020). Glacier algae accelerate melt rates on the south-western Greenland Ice Sheet. *The Cryosphere*, 14(1), 309-330. <https://doi.org/10.5194/tc-14-309-2020>.

De Ridder, K. & Gallée, H. (1998). Land surface-induced regional climate change in southern Israel. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 37(11), 1470-1485. [https://doi.org/10.1175/1520-0450\(1998\)037<1470:LSIRCC>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0450(1998)037<1470:LSIRCC>2.0.CO;2).

De Ridder, K. & Schayes, G. (1997). The IAGL land surface model. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 36(2), 167-182. [https://doi.org/10.1175/1520-0450\(1997\)036<0167:TILSM>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0450(1997)036<0167:TILSM>2.0.CO;2).

Dethinne, T. (2021). *Comparison between surface melt estimation from Sentinel-1 synthetic aperture radar and a regional climate model : Case study over the Roi Baudouin Ice Shelf, East Antarctica*. Mémoire, Liège, Université de Liège, inédit, 108 p. <https://hdl.handle.net/2268.2/11761>. Consulté le 01 janvier 2025.

Duynkerke, P. G. (1988). Application of the E- $\epsilon$  turbulence closure model to the neutral and stable atmospheric boundary layer. *Journal of Atmospheric Sciences*, 45(5), 865-880. [https://doi.org/10.1175/1520-0469\(1988\)045<0865:AOTTCM>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0469(1988)045<0865:AOTTCM>2.0.CO;2).

Elmes, A., Levy, C., Erb, A., Hall, D. K., Scambos, T. A., DiGirolamo, N. & Schaaf, C. (2021). Consequences of the 2019 Greenland Ice Sheet melt episode on albedo. *Remote Sensing*, 13(2), 227. <https://doi.org/10.3390/rs13020227>.

Fausto, R. S., Abermann, J. & Ahlström, A. P. (2020). Annual surface mass balance records (2009–2019) from an automatic weather station on Mittivakkat glacier, SE Greenland. *Frontiers in Earth Science*, 8, 251. <https://doi.org/10.3389/feart.2020.00251>.

Fausto, R. S., van As, D., Mankoff, K. D., Vandecrux, B., Citterio, M., Ahlstrøm, A. P., Andersen, S. B., Colgan, W., Karlsson, N. B., Kjeldsen, K. K., Korsgaard, N. J., Larsen, S. H., Nielsen, S., Pedersen, A. Ø., Shields, C. L., Solgaard, A. M. & Box, J. E. (2021). Programme for Monitoring of the Greenland Ice Sheet (PROMICE) automatic weather station data. *Earth System Science Data*, 13(8), 3819-3845. <https://doi.org/10.5194/essd-13-3819-2021>.

Feng, S., Wehrlé, A., Cook, J. M., Anesio, A. M., Box, J. E., Benning, L. G. & Tranter, M. (2024). The apparent effect of orbital drift on time series of MODIS MOD10A1 albedo on the Greenland ice sheet. *Science of Remote Sensing*, 9, 100116. <https://doi.org/10.1016/j.srs.2023.100116>.

Fettweis, X. (2006). *Reconstruction of the 1979-2005 Greenland ice sheet surface mass balance using satellite data and the regional climate model MAR*. Thèse de doctorat, Louvain, Université catholique de Louvain, inédit, 181 p. <http://hdl.handle.net/2078.1/5384>. Consulté le 25 décembre 2023.

Fettweis, X., Tedesco, M., van den Broeke, M. & Ettema, J. (2011). Melting trends over the Greenland ice sheet (1958–2009) from spaceborne microwave data and regional climate models. *The Cryosphere*, 5(2), 359-375. <https://doi.org/10.5194/tc-5-359-2011>.

Fettweis, X., Box, J. E., Agosta, C., Amory, C., Kittel, C., Lang, C., van As, D., Machguth, H. & Gallée, H. (2017). Reconstructions of the 1900–2015 Greenland ice sheet surface mass balance using the regional climate MAR model. *The Cryosphere*, 11(2), 1015-1033. <https://doi.org/10.5194/tc-11-1015-2017>.

Flanner, M. G., Arnheim, J. B., Cook, J. M., Dang, C., He, C., Huang, X., Singh, D., Skiles, S. M., Whicker, C. A. & Zender, C. S. (2021). SNICAR-ADv3 : a community tool for modeling spectral snow albedo. *Geoscientific Model Development*, 14(12), 7673-7704. <https://doi.org/10.5194/gmd-14-7673-2021>.

Fowler, C., Maslanik, J., Haran, T., Scambos, T., Key, J. & Emery, W. (2000). *AVHRR polar pathfinder twice-daily 5 km EASE-grid composites*. Boulder, Colorado USA : National Snow and Ice Data Center. <https://doi.org/10.5067/HRMXN6PE1Q0Q>.

Gallée, H. (1995). Simulation of the mesocyclonic activity in the Ross Sea, Antarctica. *Monthly Weather Review*, 123(7), 2051-2069. [https://doi.org/10.1175/1520-0493\(1995\)123<2051:SOTMAI>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0493(1995)123<2051:SOTMAI>2.0.CO;2).

Gallée, H. & Duynkerke, P. G. (1997). Air-snow interactions and the surface energy and mass balance over the melting zone of west Greenland during the Greenland Ice Margin Experiment. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, 102(D12), 13813-13824. <https://doi.org/10.1029/96JD03358>.

Gallée, H. & Schayes, G. (1994). Development of a three-dimensional meso- $\gamma$  primitive equation model : katabatic winds simulation in the area of Terra Nova Bay, Antarctica. *Monthly Weather Review*, 122(4), 671-685. [https://doi.org/10.1175/1520-0493\(1994\)122<0671:DOATDM>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0493(1994)122<0671:DOATDM>2.0.CO;2).

Gallée, H., Fontaine de Ghélin, O. & van den Broeke, M. R. (1995). Simulation of atmospheric circulation during the GIMEX 91 experiment using a meso- $\gamma$  primitive equations model. *Journal of Climate*, 8(11), 2843-2859. [https://doi.org/10.1175/1520-0442\(1995\)008<2843:SOACDT>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(1995)008<2843:SOACDT>2.0.CO;2).

Gallée, H., Guyomarc'h, G. & Brun, E. (2001). Impact of snow drift on the Antarctic ice sheet surface mass balance : possible sensitivity to snow-surface properties. *Boundary-Layer Meteorology*, 99, 1-19. <https://doi.org/10.1023/A:1018776422809>.

Gardner, A. S. & Sharp, M. J. (2010). A review of snow and ice albedo and the development of a new physically based broadband albedo parameterization. *Journal of Geophysical Research : Earth Surface*, 115(F1). <https://doi.org/10.1029/2009JF001444>.

GCOS. (2016). *The Global Observing System for Climate : Implementation needs*. Genève : World Meteorological Organization, GCOS-200, 315 p. <https://library.wmo.int/idurl/4/55469>. Consulté le 05 janvier 2025.

GCOS. (2022). *The 2022 GCOS ECVs requirements*. Genève : World Meteorological Organization, GCOS-245, 261 p. <https://library.wmo.int/idurl/4/58111>. Consulté le 05 janvier 2025.

GDAL/OGR contributors. (2023). *GDAL/OGR Geospatial Data Abstraction software Library*. Open Source Geospatial Foundation. <https://doi.org/10.5281/zenodo.5884351>.

Gillies & Rasterio contributors. (2023). *Rasterio : geospatial raster I/O for Python programmers*. Mapbox. <https://github.com/rasterio/rasterio>. Consulté le 01 janvier 2025.

Gómez-Dans, J. (2015). *EO-LDAS (new/next) generation : A new take on the EO-LDAS codebase*. [https://github.com/jgomezDans/eoldas\\_ng](https://github.com/jgomezDans/eoldas_ng). Consulté le 01 janvier 2025.

Greuell, W. & Konzelmann, T. (1994). Numerical modelling of the energy balance and the englacial temperature of the Greenland Ice Sheet. Calculations for the ETH-Camp location (West Greenland, 1155 m a.s.l.). *Global and Planetary Change*, 9(1-2), 91-114. [https://doi.org/10.1016/0921-8181\(94\)90010-8](https://doi.org/10.1016/0921-8181(94)90010-8).

Guyomarc'h, G. & Mérindol, L. (1998). Validation of an application for forecasting blowing snow. *Annals of Glaciology*, 26, 138-143. <https://doi.org/10.3189/1998AoG26-1-138-143>.

Hall, D. K. & DiGirolamo, N. (2019). *Multilayer Greenland ice surface temperature, surface albedo, and water vapor from MODIS, version 1*. Boulder, Colorado USA : NASA National Snow and Ice Data Center Distributed Active Archive Center. <https://doi.org/10.5067/7THUWT9NMPDK>.

Hall, D. K. & Riggs, G. A. (2016). *MODIS/Terra snow cover daily L3 global 500m SIN grid, version 6*. Boulder, Colorado USA : NASA National Snow and Ice Data Center Distributed Active Archive Center. <https://doi.org/10.5067/MODIS/MOD10A1.006>.

Hall, D. K. & Riggs, G. A. (2021). *MODIS/Terra snow cover daily L3 global 500m SIN grid, version 61*. Boulder, Colorado USA : NASA National Snow and Ice Data Center Distributed Active Archive Center. <https://doi.org/10.5067/MODIS/MOD10A1.061>.

Hall, D. K., Salomonson, V. V. & Riggs, G. A. (2006). *MODIS/Terra snow cover daily L3 global 500m SIN grid, version 5*. Boulder, Colorado USA : NASA National Snow and Ice Data Center Distributed Active Archive Center. <https://doi.org/10.5067/63NQASRDPDB0>.

Hall, D. K., Box, J. E., Casey, K. A., Hook, S. J., Shuman, C. A. & Steffen, K. (2008). Comparison of satellite-derived and in-situ observations of ice and snow surface temperatures over Greenland. *Remote Sensing of Environment*, 112(10), 3739-3749. <https://doi.org/10.1016/j.rse.2008.05.007>.

Harper, J., Humphrey, N., Pfeffer, W. T., Brown, J. & Fettweis, X. (2012). Greenland ice-sheet contribution to sea-level rise buffered by meltwater storage in firn. *Nature*, 491(7423), 240-243. <https://doi.org/10.1038/nature11566>.

Hersbach, H., Bell, B., Berrisford, P., Hirahara, S., Horányi, A., Muñoz-Sabater, J., Nicolas, J., Peubey, C., Radu, R., Schepers, D., Simmons, A., Soci, C., Abdalla, S., Abellán, X., Balsamo, G., Bechtold, P., Biavati, G., Bidlot, J., Bonavita, M., De Chiara, G., Dahlgren, P., Dee, D., Diamantakis, M., Dragani, R., Flemming, J., Forbes, R., Fuentes, M., Geer, A., Haimberger, L., Healy, S., Hogan, R. J., Hólm, E., Janisková, M., Keeley, S., Laloyaux, P., Lopez, P., Lupu, C., Radnoti, G., de Rosnay, P., Rozum, I., Vamborg, F., Villaume, S. & Thépaut, J.-N. (2020). The ERA5 global reanalysis. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 146(730), 1999-2049. <https://doi.org/10.1002/qj.3803>.

Hoyer, S. & Hamman, J. J. (2017). xarray : N-D labeled arrays and datasets in Python. *Journal of Open Research Software*, 5(1), 10. <https://doi.org/10.5334/jors.148>.

Janssens, I. & Huybrechts, P. (2000). The treatment of meltwater retention in mass-balance parameterizations of the Greenland ice sheet. *Annals of Glaciology*, 31, 133-140. <https://doi.org/10.3189/172756400781819941>.

Jordahl, K., Van den Bossche, J., Fleischmann, M., McBride, J., Wasserman, J., Richards, M., Garcia Badaracco, A., Snow, A. D., Tratner, J., Gerard, J., Ward, B., Perry, M., Farmer, C., Hjelle, G. A., Taves, M., ter Hoeven, E., Cochran, M., rraymondgh, Gillies, S., Caria, G., Culbertson, L., Bartos, M., Eubank, N., Bell, R., sangarshanan, Flavin, J., Rey, S., maxalbert, Bilogur, A. & Ren, C. (2023). *geopandas/geopandas* : v0.13.0. <https://doi.org/10.5281/zenodo.7902652>.

Kittel, C. (2021). *Present and future sensitivity of the Antarctic surface mass balance to oceanic and atmospheric forcings : insights with the regional climate model MAR*. Thèse de doctorat, Liège, Université de Liège, inédit, 246 p. <https://hdl.handle.net/2268/258491>. Consulté le 25 décembre 2023.

Klein, A. G. & Stroeve, J. (2002). Development and validation of a snow albedo algorithm for the MODIS instrument. *Annals of Glaciology*, 34, 45-52. <https://doi.org/10.3189/172756402781817662>.

Kokhanovsky, A., Lamare, M., Danne, O., Brockmann, C., Dumont, M., Picard, G., Arnaud, L., Favier, V., Jourdain, B., Le Meur, E., Di Mauro, B., Aoki, T., Niwano, M., Rozanov, V., Korkin, S., Kipfstuhl, S., Freitag, J., Hoerhold, M., Zuhr, A., Vladimirova, D., Faber, A.-K., Steen-Larsen, H. C., Wahl, S., Andersen, J. K., Vandecrux, B., van As, D., Mankoff, K. D., Kern, M., Zege, E. & Box, J. E. (2019). Retrieval of snow properties from the Sentinel-3 Ocean and Land Colour Instrument. *Remote Sensing*, 11(19), 2280. <https://doi.org/10.3390/rs11192280>.

Kokhanovsky, A., Box, J. E., Vandecrux, B., Mankoff, K. D., Lamare, M., Smirnov, A. & Kern, M. (2020a). The determination of snow albedo from satellite measurements using fast atmospheric correction technique. *Remote Sensing*, 12(2), 234. <https://doi.org/10.3390/rs12020234>.

Kokhanovsky, A. A., Box, J. & Vandecrux, B. (2020b). *Pre-operational Sentinel-3 snow and ice products : Algorithm theoretical basis document*. v3.0. 28 p. <https://github.com/GEUS-SICE/pySICE/releases/tag/1.4>. Consulté le 25 décembre 2023.

Kokhanovsky, A., Vandecrux, B., Wehrlé, A., Danne, O., Brockmann, C. & Box, J. E. (2022). An improved retrieval of snow and ice properties using spaceborne OLCI/S-3 spectral reflectance measurements : Updated atmospheric correction and snow impurity load estimation. *Remote Sensing*, 15(1), 77. <https://doi.org/10.3390/rs15010077>.

Konzelmann, T. & Ohmura, A. (1995). Radiative fluxes and their impact on the energy balance of the Greenland ice sheet. *Journal of Glaciology*, 41(139), 490-502. <https://doi.org/10.3189/S0022143000034833>.

Lacour, A. (2012). *Les nuages du Groenland observés par CALIPSO*. Thèse de doctorat, Paris, Université Pierre et Marie Curie (UPMC), Paris-VI, inédit, 215 p. <https://theses.hal.science/tel-01506120v2>. Consulté le 26 décembre 2023.

Lefebvre, F., Gallée, H., van Ypersele, J.-P. & Greuell, W. (2003). Modeling of snow and ice melt at ETH Camp (West Greenland) : A study of surface albedo. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, 108(D8), 4231. <https://doi.org/10.1029/2001JD001160>.

Libois, Q., Picard, G., France, J. L., Arnaud, L., Dumont, M., Carmagnola, C. M. & King, M. D. (2013). Influence of grain shape on light penetration in snow. *The Cryosphere*, 7(6), 1803-1818. <https://doi.org/10.5194/tc-7-1803-2013>.

Liu, Q., Wen, J., Qu, Y., He, T. & Peng, J. (2020). Broadband albedo. In Liang, S. & Wang, J. (eds), *Advanced remote sensing : Terrestrial information extraction and applications*. 2<sup>e</sup> éd. Oxford : Academic Press, 193-250. <https://doi.org/10.1016/B978-0-12-815826-5.00006-4>.

Lucas, S., Johannessen, J. A., Cancet, M., Pettersson, L. H., Esau, I., Rheinländer, J. W., Arduin, F., Chapron, B., Korosov, A., Collard, F., Herlédan, S., Olason, E., Ferrari, R., Fouchet, E. & Donlon, C. (2023). Knowledge gaps and impact of future satellite missions to facilitate monitoring of changes in the Arctic Ocean. *Remote Sensing*, 15(11), 2852. <https://doi.org/10.3390/rs15112852>.

Mankoff, K., Wehrlé, A. & Vandecrux, B. (2021). *GEUS-SICE/SICE : SICE : Sentinel-3 Snow and Ice properties retrieval*. v2.2. <https://doi.org/10.5281/zenodo.5574335>.

Meftah, M., Sarkissian, A., Keckhut, P. & Hauchecorne, A. (2023). The SOLAR-HRS new high-resolution solar spectra for disk-integrated, disk-center, and intermediate cases. *Remote Sensing*, 15(14), 3560. <https://doi.org/10.3390/rs15143560>.

Messager, C., Gallée, H. & Brasseur, O. (2004). Precipitation sensitivity to regional SST in a regional climate simulation during the West African monsoon for two dry years. *Climate Dynamics*, 22(2-3), 249-266. <https://doi.org/10.1007/s00382-003-0381-x>.

Metsämäki, S., Sandner, R., Nagler, T., Solberg, R., Wangensteen, B., Luojus, K. & Pulliainen, J. (2011). *Technical note 2 : Cloud detection algorithm SCDA*. v1.0. GlobSnow consortium, 20 p. [https://www.globsnow.info/docs/GlobSnow\\_technical\\_note2\\_scda\\_final\\_release.pdf](https://www.globsnow.info/docs/GlobSnow_technical_note2_scda_final_release.pdf). Consulté le 25 décembre 2023.

Metsämäki, S., Pulliainen, J., Salminen, M., Luojus, K., Wiesmann, A., Solberg, R., Böttcher, K., Hiltunen, M. & Ripper, E. (2015). Introduction to GlobSnow Snow Extent products with considerations for accuracy assessment. *Remote Sensing of Environment*, 156, 96-108. <https://doi.org/10.1016/j.rse.2014.09.018>.

Morcrette, J.-J. (1993). Revision of the clear-sky and cloud radiative properties in the ECMWF model. *ECMWF Newsletter*, 61, 3-14. <https://www.ecmwf.int/en/eli/library/80740-newsletter-no-61-march-1993>. Consulté le 13 février 2024.

Morcrette, J.-J. (2002). The surface downward longwave radiation in the ECMWF forecast system. *Journal of Climate*, 15(14), 1875-1892. [https://doi.org/10.1175/1520-0442\(2002\)015<1875:TSDLRI>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(2002)015<1875:TSDLRI>2.0.CO;2).

Moustafa, S. E., Rennermalm, A. K., Smith, L. C., Miller, M. A., Mioduszewski, J. R., Koenig, L. S., Hom, M. G. & Shuman, C. A. (2015). Multi-modal albedo distributions in the ablation area of the southwestern Greenland Ice Sheet. *The Cryosphere*, 9(3), 905-923. <https://doi.org/10.5194/tc-9-905-2015>.

Neutelings, I. (2017). *3D coordinate systems*. TikZ.net. <https://tikz.net/axis3d/>. Consulté le 02 janvier 2025.

Nicodemus, F. E., Richmond, J. C., Hsia, J. J., Ginsberg, I. W. & Limperis, T. (1977). *Geometrical considerations and nomenclature for reflectance*. Washington, D.C. : U.S. Government Printing Office, NBS monograph, 160, 52 p. <https://nvlpubs.nist.gov/nistpubs/Legacy/MONO/nbsmonograph160.pdf>. Consulté le 28 juillet 2024.

NOAA Global Monitoring Laboratory. (2024). *Solar calculation details*. Global Monitoring Laboratory. <https://gml.noaa.gov/grad/solcalc/calcdetails.html>. Consulté le 05 janvier 2025.

Noël, B., van de Berg, W. J., Lhermitte, S. & van den Broeke, M. R. (2019). Rapid ablation zone expansion amplifies north Greenland mass loss. *Science Advances*, 5(9), eaaw0123. <https://doi.org/10.1126/sciadv.aaw0123>.

Notarnicola, C., Santos, B., Barella, R., Claus, M., Cremonese, E., De Gregorio, L., Di Mauro, B., Schwaizer, G. & Nagler, T. (2024). Multisensor validation of snow albedo and grain size retrieval in mountain areas. *IGARSS 2024 - 2024 IEEE International Geoscience and Remote Sensing Symposium*, 619-622. <https://doi.org/10.1109/IGARSS53475.2024.10641957>.

NSIDC. (2021). *Ongoing changes in Terra and Aqua orbits impacting MODIS snow and sea ice products*. National Snow and Ice Data Center. <https://nsidc.org/data/user-resources/data-announcements/ongoing-changes-terra-and-aqua-orbits-impacting-modis-snow-and-sea-ice-products>. Consulté le 23 décembre 2024.

Picard, G., Dumont, M., Lamare, M., Tuzet, F., Larue, F., Pirazzini, R. & Arnaud, L. (2020). Spectral albedo measurements over snow-covered slopes : theory and slope effect corrections. *The Cryosphere*, 14(5), 1497-1517. <https://doi.org/10.5194/tc-14-1497-2020>.

Prikaziuk, E., Yang, P. & van der Tol, C. (2021). Google Earth Engine Sentinel-3 OLCI Level-1 dataset deviates from the original data : Causes and consequences. *Remote Sensing*, 13(6), 1098. <https://doi.org/10.3390/rs13061098>.

Ray, W. & Zlinszky, A. (2023). *Accessing Sentinel mission data via the new Copernicus Data Space Ecosystem APIs*. Copernicus. <https://dataspace.copernicus.eu/news/2023-9-28-accessing-sentinel-mission-data-new-copernicus-data-space-ecosystem-apis>. Consulté le 21 décembre 2024.

Riggs, G. A., Hall, D. K. & Román, M. O. (2019). *MODIS snow products collection 6.1 : User guide*. Boulder, Colorado USA : National Snow and Ice Data Center, 66 p. [https://nsidc.org/sites/default/files/c61\\_modis\\_snow\\_user\\_guide.pdf](https://nsidc.org/sites/default/files/c61_modis_snow_user_guide.pdf). Consulté le 25 décembre 2023.

Ryan, J. C., Hubbard, A., Stibal, M., Irvine-Fynn, T. D., Cook, J., Smith, L. C., Cameron, K. & Box, J. (2018). Dark zone of the Greenland Ice Sheet controlled by distributed biologically-active impurities. *Nature Communications*, 9(1), 1065. <https://doi.org/10.1038/s41467-018-03353-2>.

Schaaf, C. B., Liu, J., Gao, F. & Strahler, A. H. (2011a). Aqua and Terra MODIS albedo and reflectance anisotropy products. In Ramachandran, B., Justice, C. O. & Abrams, M. J. (eds), *Land remote sensing and global environmental change : NASA's Earth Observing System and the science of ASTER and MODIS*. New York : Springer, Remote sensing and digital image processing, 11, 549-561. [https://doi.org/10.1007/978-1-4419-6749-7\\_24](https://doi.org/10.1007/978-1-4419-6749-7_24).

Schaaf, C. B., Wang, Z. & Strahler, A. H. (2011b). Commentary on Wang and Zender—MODIS snow albedo bias at high solar zenith angles relative to theory and to in situ observations in Greenland. *Remote Sensing of Environment*, 115(5), 1296-1300. <https://doi.org/10.1016/j.rse.2011.01.002>.

Schaepman-Strub, G., Schaepman, M. E., Painter, T. H., Dangel, S. & Martonchik, J. V. (2006). Reflectance quantities in optical remote sensing—definitions and case studies. *Remote Sensing of Environment*, 103(1), 27-42. <https://doi.org/10.1016/j.rse.2006.03.002>.

Segal, M., Garratt, J. R., Pielke, R. A. & Ye, Z. (1991). Scaling and numerical model evaluation of snow-cover effects on the generation and modification of daytime mesoscale circulations. *Journal of Atmospheric Sciences*, 48(8), 1024-1042. [https://doi.org/10.1175/1520-0469\(1991\)048<1024:SANMEO>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0469(1991)048<1024:SANMEO>2.0.CO;2).

Sergent, C., Chevrand, P., Lafeuille, J. & Marbouty, D. (1987). Caractérisation optique de différents types de neige : extinction de la lumière dans la neige. *Le Journal de Physique Colloques*, 48(C1), 361-367. <https://doi.org/10.1051/jphyscol:1987150>.

Snow, A. D., Raspaud, M., Brochart, D., Kouzoubov, K., Taves, M., Bell, R., RichardScottOZ, Chegini, T., stefanko, Amici, A., Braun, R., Henderson, S., Annex, A., Brandt, C. H., Hoese, D., Bunt, F., Ballesteros, G., Carroll, I., Scheick, J., Hamman, J., Viehweger, J., Weidenholzer, L., Zehner, M., Cordeiro, M., Liang, S., Caldwell, S., Miller, S., The Gitter Badger, Augspurger, T. & Fröhlich, Y. (2023a). *corteva/rioxarray : 0.15.0 Release*. <https://doi.org/10.5281/zenodo.8247542>.

Snow, A. D., Whitaker, J., Cochran, M., Miara, I., Van den Bossche, J., Mayo, C., Cochrane, P., Lucas, G., de Kloe, J., Karney, C., Filipe, Couwenberg, B., Lostis, G., Dearing, J., Ouzounoudis, G., Jurd, B., Gohlke, C., McDonald, D., Hoese, D., Itkin, M., May, R., Little, B., Heitor, Shadchin, A., Wiedemann, B. M., Barker, C., Willoughby, C., Schneck, C. & DWesl. (2023b). *pyproj4/pyproj : 3.6.1 Release*. <https://doi.org/10.5281/zenodo.8365173>.

Stamnes, K., Tsay, S.-C., Wiscombe, W. & Jayaweera, K. (1988). Numerically stable algorithm for discrete-ordinate-method radiative transfer in multiple scattering and emitting layered media. *Applied Optics*, 27(12), 2502-2509. <https://doi.org/10.1364/AO.27.002502>.

Steffen, K., Box, J. & Abdalati, W. (1996). Greenland climate network : GC-Net. In Colbeck, S. C. (ed.), *Glaciers, ice sheets and volcanoes : A tribute to Mark F. Meier*. Hanover, New Hampshire USA : U.S. Army Corps of Engineers Cold Regions Research & Engineering Laboratory (CRREL), CRREL special report, 96-27, 98-103. <https://apps.dtic.mil/sti/pdfs/ADA321342.pdf#page=111>. Consulté le 22 novembre 2024.

Stroeve, J., Box, J. E., Gao, F., Liang, S., Nolin, A. & Schaaf, C. (2005). Accuracy assessment of the MODIS 16-day albedo product for snow : comparisons with Greenland in situ measurements. *Remote Sensing of Environment*, 94(1), 46-60. <https://doi.org/10.1016/j.rse.2004.09.001>.

Stroeve, J. C., Box, J. E. & Haran, T. (2006). Evaluation of the MODIS (MOD10A1) daily snow albedo product over the Greenland ice sheet. *Remote Sensing of Environment*, 105(2), 155-171. <https://doi.org/10.1016/j.rse.2006.06.009>.

Stroeve, J., Box, J. E., Wang, Z., Schaaf, C. & Barrett, A. (2013). Re-evaluation of MODIS MCD43 Greenland albedo accuracy and trends. *Remote Sensing of Environment*, 138, 199-214. <https://doi.org/10.1016/j.rse.2013.07.023>.

Tedesco, M., Doherty, S., Fettweis, X., Alexander, P., Jeyaratnam, J. & Stroeve, J. (2016). The darkening of the Greenland ice sheet : trends, drivers, and projections (1981–2100). *The Cryosphere*, 10(2), 477-496. <https://doi.org/10.5194/tc-10-477-2016>.

Tedstone, A. J., Bamber, J. L., Cook, J. M., Williamson, C. J., Fettweis, X., Hodson, A. J. & Tranter, M. (2017). Dark ice dynamics of the south-west Greenland Ice Sheet. *The Cryosphere*, 11(6), 2491-2506. <https://doi.org/10.5194/tc-11-2491-2017>.

Tekeli, A. E., Şensoy, A., Şorman, A., Akyürek, Z. & Şorman, Ü. (2006). Accuracy assessment of MODIS daily snow albedo retrievals with in situ measurements in Karasu basin, Turkey. *Hydrological Processes*, 20(4), 705-721. <https://doi.org/10.1002/hyp.6114>.

Van Dalum, C. T., van de Berg, W. J., Libois, Q., Picard, G. & van den Broeke, M. R. (2019). A module to convert spectral to narrowband snow albedo for use in climate models : SNOWBAL v1.2. *Geoscientific Model Development*, 12(12), 5157-5175. <https://doi.org/10.5194/gmd-12-5157-2019>.

Van Dalum, C. T., van de Berg, W. J., Lhermitte, S. & van den Broeke, M. R. (2020). Evaluation of a new snow albedo scheme for the Greenland ice sheet in the Regional Atmospheric Climate Model (RACMO2). *The Cryosphere*, 14(11), 3645-3662. <https://doi.org/10.5194/tc-14-3645-2020>.

Vandecrux, B., Box, J., Mankoff, K. & Wehrlé, A. (2021). *Snow broadband albedo, specific surface area and optical grain diameter from Sentinel-3's OLCI, daily 1 km mosaics, Greenland*. v1.1. GEUS Dataverse. <https://doi.org/10.22008/FK2/OIAJVO>.

Vandecrux, B., Box, J. E., Wehrlé, A., Kokhanovsky, A. A., Picard, G., Niwano, M., Hörhold, M., Faber, A.-K. & Steen-Larsen, H. C. (2022). The determination of the snow optical grain diameter and snowmelt area on the Greenland Ice Sheet using spaceborne optical observations. *Remote Sensing*, 14(4), 932. <https://doi.org/10.3390/rs14040932>.

Van de Wal, R. S. W., Greuell, W., van den Broeke, M. R., Reijmer, C. H. & Oerlemans, J. (2005). Surface mass-balance observations and automatic weather station data along a transect near Kangerlussuaq, West Greenland. *Annals of Glaciology*, 42, 311-316. <https://doi.org/10.3189/172756405781812529>.

Wang, S., Tedesco, M., Alexander, P., Xu, M. & Fettweis, X. (2020). Quantifying spatio-temporal variability of glacier algal blooms and the impact on surface albedo in southwestern Greenland. *The Cryosphere*, 14(8), 2687-2713. <https://doi.org/10.5194/tc-14-2687-2020>.

Wang, X. & Zender, C. S. (2010). MODIS snow albedo bias at high solar zenith angles relative to theory and to in situ observations in Greenland. *Remote Sensing of Environment*, 114(3), 563-575. <https://doi.org/10.1016/j.rse.2009.10.014>.

Warren, S. G. (1982). Optical properties of snow. *Reviews of Geophysics and Space Physics*, 20(1), 67-89. <https://doi.org/10.1029/RG020i001p00067>.

Warren, S. G. & Wiscombe, W. J. (1980). A model for the spectral albedo of snow. II : Snow containing atmospheric aerosols. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 37(12), 2734-2745. [https://doi.org/10.1175/1520-0469\(1980\)037<2734:AMFTSA>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0469(1980)037<2734:AMFTSA>2.0.CO;2).

Warren, S. G., Brandt, R. E. & O'Rawe Hinton, P. (1998). Effect of surface roughness on bidirectional reflectance of Antarctic snow. *Journal of Geophysical Research : Planets*, 103(E11), 25789-25807. <https://doi.org/10.1029/98JE01898>.

Wehrlé, A. & Box, J. (2021). *SICE implementation of the Simple Cloud Detection Algorithm (SCDA) v2.0. v1.0*. GEUS Dataverse. <https://doi.org/10.22008/FK2/N0XWSJ>.

Wehrlé, A., Box, J. E., Niwano, M., Anesio, A. M. & Fausto, R. S. (2021). Greenland bare-ice albedo from PROMICE automatic weather station measurements and Sentinel-3 satellite observations. *GEUS Bulletin*, 47, 5284. <https://doi.org/10.34194/geusb.v47.5284>.

Wevers, J., Müller, D., Kirches, G., Quast, R. & Brockmann, C. (2022). *Sentinel-3 OLCI IdePix (Identification of Pixel features) : Algorithm theoretical basis document*. v1.0. Brockmann Consult GmbH, 25 p. <https://doi.org/10.5281/zenodo.6517333>.

Whicker, C. A., Flanner, M. G., Dang, C., Zender, C. S., Cook, J. M. & Gardner, A. S. (2022). SNICAR-ADv4 : a physically based radiative transfer model to represent the spectral albedo of glacier ice. *The Cryosphere*, 16(4), 1197-1220. <https://doi.org/10.5194/tc-16-1197-2022>.

Whicker-Clarke, C. A., Antwerpen, R., Flanner, M. G., Schneider, A., Tedesco, M. & Zender, C. S. (2024). The effect of physically based ice radiative processes on Greenland ice sheet albedo and surface mass balance in E3SM. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 129(7), e2023JD040241. <https://doi.org/10.1029/2023JD040241>.

Wientjes, I. G. M. & Oerlemans, J. (2010). An explanation for the dark region in the western melt zone of the Greenland ice sheet. *The Cryosphere*, 4(3), 261-268. <https://doi.org/10.5194/tc-4-261-2010>.

Wille, M. & Clauss, K. (2023). *Sentinelsat documentation*. v1.2.1. 53 p. [https://sentinelsat.readthedocs.io/\\_/downloads/en/stable/pdf/](https://sentinelsat.readthedocs.io/_/downloads/en/stable/pdf/). Consulté le 19 décembre 2024.

Wiscombe, W. J. & Warren, S. G. (1980). A model for the spectral albedo of snow. I : Pure snow. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 37(12), 2712-2733. [https://doi.org/10.1175/1520-0469\(1980\)037<2712:AMFTSA>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0469(1980)037<2712:AMFTSA>2.0.CO;2).

Xiao, L., Che, T., Chen, L., Xie, H. & Dai, L. (2017). Quantifying snow albedo radiative forcing and its feedback during 2003–2016. *Remote Sensing*, 9(9), 883. <http://doi.org/10.3390/rs9090883>.

Xiong, X., Wolfe, R., Barnes, W., Guenther, B., Vermote, E., Saleous, N. & Salomonson, V. (2011). Terra and Aqua MODIS design, radiometry, and geometry in support of land remote sensing. In Ramachandran, B., Justice, C. O. & Abrams, M. J. (eds), *Land remote sensing and global environmental change : NASA's Earth Observing System and the science of ASTER and MODIS*. New York : Springer, Remote sensing and digital image processing, 11, 133-164. [https://doi.org/10.1007/978-1-4419-6749-7\\_7](https://doi.org/10.1007/978-1-4419-6749-7_7).

Zhuravleva, T. B. & Kokhanovsky, A. A. (2011). Influence of surface roughness on the reflective properties of snow. *Journal of Quantitative Spectroscopy and Radiative Transfer*, 112(8), 1353-1368. <https://doi.org/10.1016/j.jqsrt.2011.01.004>.

Zuo, Z. & Oerlemans, J. (1996). Modelling albedo and specific balance of the Greenland ice sheet : calculations for the Søndre Strømfjord transect. *Journal of Glaciology*, 42(141), 305-317. <https://doi.org/10.3189/S0022143000004160>.