



THÈSE DE DOCTORAT

présentée par

Simonne Guilbert

pour obtenir le grade de

Docteur de l'Université de Lille

dans la spécialité

« **Terre - Enveloppes Fluides** »

École Doctorale SMRE

Sciences de la Matière, du Rayonnement et de l'Environnement

Comparaisons des flux ondes courtes POLDER/PARASOL et CERES/Aqua, amélioration des flux ondes courtes POLDER/PARASOL

Thèse soutenue publiquement le 18/07/2022 devant le jury composé de :

Norman Loeb , CERES Principal Investigator, NASA Langley Research Center	Rapporteur
Marjolaine Chiriaco , Maîtresse de Conférences, Université Versailles St-Quentin	Rapporteuse
Dominique Bouniol , Chargée de Recherches, CNRS	Examinatrice
Steven Dewitte , Senior scientist, Royal Observatory of Belgium	Président du Jury
Frédéric Parol , Professeur des Universités, Université de Lille	Directeur de thèse
Céline Cornet , Professeure des Universités, Université de Lille	Directrice de thèse
Nicolas Ferlay , Maître de Conférences, Université de Lille	Co-encadrant
Adrien Deschamps , Docteur Ingénieur, CNES	Invité
Thierry Marbach , Docteur Ingénieur, EUMETSAT	Invité

Laboratoire d'Optique Atmosphérique
LOA UMR 8518 CNRS / Université de Lille
Bâtiment P5 - Université Lille - Sciences et Technologies
59655 Villeneuve d'Ascq Cedex

Remerciements

Cette thèse a été rendue possible par le co-financement du CNES et de la Région Hauts-de-France. Je les remercie pour la confiance qu'ils m'ont accordée en finançant cette thèse.

Et puis mes pensées vont bien sûr en tout premier à mon directeur de thèse Frédéric Parol, ma co-directrice Céline Cornet et mon co-encadrant, Nicolas Ferlay. Je les remercie pour leur aide scientifique si précieuse, mais aussi pour leur présence à mes côtés tout au long de cette thèse. Frédéric, merci d'avoir été si compréhensif et à l'écoute, et de m'avoir permis de surmonter les moments de doute. Céline, merci pour ton infaillible gentillesse, patience et soutien et, enfin, Nicolas, merci pour ta bonne humeur et tes encouragements. Vous m'avez tous les trois permis de travailler en confiance, sans avoir peur de me tromper, et de recommencer. Vous m'avez fait aimer la recherche, et je vous en serai pour toujours reconnaissante.

Je souhaite remercier chaleureusement Dominique Bouniol et Jean-Louis Dufresne, pour leur présence aux deux comités de thèse. Vos conseils m'ont permis à chaque fois de voir des pistes nouvelles.

Un grand merci à mes deux rapporteurs, Norman Loeb et Marjolaine Chiriaco, pour le temps qu'ils ont accordé à la lecture de cette thèse, leurs précieux conseils et commentaires encourageants qui m'ont permis de préparer au mieux ma soutenance. Merci à l'ensemble du jury, qui a été présent ce jour-là. Merci à Steven Dewitte pour avoir présidé cette soutenance, aux invités Thierry Marbach et Adrien Deschamps, merci pour votre gentillesse et l'intérêt que vous avez accordé à mon travail.

Un très grand merci à François Thieuleux et Fabrice Ducos. François, tu m'as été d'un soutien incroyable, au niveau technique mais aussi au niveau moral. Nos longues discussions ont souvent déclenché de nouveaux essais, ont permis de nouveaux résultats, et tu m'as permis d'acquérir un niveau bien meilleur. Je n'oublierai pas les fous rires empreints de désespoir face aux indices 3, 4 et 5. Fabrice, merci d'avoir été là, avec une patience et gentillesse infinies, à chaque fois que je suis venue te poser des questions (même lorsque je t'avais déjà posé trois fois la même question). J'ai appris énormément grâce à vous deux et j'espère progresser encore sur les bases que vous m'avez permis d'acquérir.

Cette thèse n'aurait pas été possible si deux personnes n'avaient pas cru en moi, et je pense à Agnès Maître et Philippe Dubuisson. Agnès, merci de m'avoir permis de rejoindre le master LuMI, et Philippe, merci de m'avoir permis d'intégrer le LOA.

Aussi difficile à croire que cela puisse paraître, la thèse peut parfois être un peu stressante, et le soutien de mes collègues, de mes amis et de ma famille a souvent été le seul rempart entre moi et l'élevage de chèvres dans le Larzac.

En plus de mon équipe d'encadrement, et de François et Fabrice, je remercie tous mes collègues du LOA pour votre bonne humeur et votre gentillesse. Romain, merci pour ton soutien, Nicolas H., merci pour les discussions sur POLDER et d'avoir pris autant de nouvelles de Georges. Luc, merci pour les fous-rires! Yevgeni, Odran, Ioana, Christian, Hélène, Souichiro, Abbinha, Isabelle J., Isabelle F., Jean-Jacques, Laurent et tous ceux à qui j'ai moins eu l'occasion de parler mais que j'aurais aimé connaître davantage. Un très grand merci à Marie-Lyse et Anne. Je suis heureuse pour les futurs doctorants de savoir que vous serez là pour eux comme vous l'avez été pour moi. Votre gentillesse m'a été précieuse.

J'ai bien sûr une pensée toute particulière pour Lucie et Faustine. Lucie, merci d'avoir

partagé mon quotidien pendant cette thèse. Merci pour les fous rires dans le bureau (et pardon, Jérôme) et merci pour ton soutien dans les moments les plus difficiles. Faustine, merci pour les longues discussions, merci de m'avoir autant écoutée, et pour les fous rires à base de memes. Mili et Fer, merci pour ces pauses café empreintes de bonne humeur. Merci à toutes les quatre d'avoir rendu ma journée de soutenance inoubliable. Shuo, Antoine, Raphaël, Gabriel, Perla, Smita, Marcos, Ale, j'ai eu de la chance de vous avoir tous à mes côtés.

J'adresse aussi un grand merci à ma famille et belle-famille. J'ai une pensée toute particulière pour ma grand-mère Simonne, qui a toujours cru en moi et m'a encouragée à reprendre mes études et à faire une thèse. Bien qu'elle soit partie juste avant que je ne fasse ce choix, savoir qu'elle aurait été fière de moi m'a aidée à avancer. Merci à mon père, à ma mère. Merci pour votre soutien mais aussi votre compréhension et patience lorsque des semaines se passaient sans que l'on se puisse se voir. Merci aussi d'avoir cru en moi, dès le tout début et de m'avoir dit que je pouvais toujours faire ce que j'avais réellement envie de faire. Merci à mon oncle Jacques, pour nos discussions, ta gentillesse vraie et ta présence lors de la soutenance. Brigitte, un grand merci, pour ta présence, ton soutien, tes encouragements tout au long de ces trois ans (et plus encore!).

À mes ami(e)s hors LOA, Clémence, Coralie, Coline, Marlène, Julien, Tony, Michaël, Fred, Laure...(et pardon si je vous oublie, j'ai bien sûr attendu le dernier moment pour rédiger ceci) j'adresse les mêmes remerciements. Merci pour votre compréhension, patience, et encouragements. Merci à mes amis musiciens, Loïc, Franck, Saad, Jérôme, Sylvain, d'avoir accepté que je rate autant de répétitions, que je mette des semaines à apprendre un morceau, et tout ça sans aucun reproche.

Chose promise chose dûe, merci à Georges! Même si je pense qu'il ne lira jamais ces lignes (l'inverse serait inquiétant). Merci d'avoir interrompu 50% des réunions en visio. Merci au Dr Leo Sternbach.

Et par dessus tout, merci à Eddie. Tu as été mon plus grand soutien, tous les jours, sans faille. Tu t'es réjoui de mes réussites, et tu m'as consolée lorsque je doutais. Merci de m'avoir assuré que tu me soutiendrais, thèse ou élevage de chèvres, et merci de m'avoir aidée à aller jusqu'au bout.

Comparaisons des flux radiatifs POLDER / PARASOL et CERES / Aqua : amélioration des flux visibles POLDER / PARASOL.

Dans le contexte actuel du changement climatique, il est essentiel de bien caractériser et de pouvoir suivre dans le temps le bilan d'énergie radiative terrestre au sommet de l'atmosphère et à la surface.

Du point de vue de la mesure, obtenir une estimation correcte du bilan radiatif passe par la détermination précise des flux radiatifs solaire et infra-rouge. L'objectif de cette thèse est d'étudier les flux radiatifs solaires obtenus à partir du radiomètre français POLDER embarqué sur le microsatellite PARASOL du CNES. Une première partie des travaux de thèse présentés consiste à comparer les produits opérationnels actuels de POLDER avec les flux de référence obtenus par les radiomètres à large bande spectrale CERES sur les plates-formes spatiales américaines Aqua et Terra.

La comparaison est faite sur une bande de latitude intertropicale de +/- 20° et sur deux périodes, la première pour laquelle nous disposons de mesures coïncidentes (2005-2009), et la seconde qui correspond à une période de dérive du satellite PARASOL (2010-2013). Nous montrons que cette dérive a eu un impact direct sur les observations, avec des répercussions sur les flux calculés. En effet, sur la période de coïncidence des mesures, les flux POLDER sont très proches des flux CERES pour deux des produits utilisés (SSF1deg, SYN1deg) avec des différences relatives inférieures à 2

Les résultats obtenus suite à cette comparaison nous ont menés à étudier plus particulièrement la composante de l'algorithme qui permet d'obtenir les moyennes mensuelles des flux POLDER à partir des mesures de luminances. Une extrapolation diurne est utilisée pour obtenir des estimations de l'albédo journalier à partir d'une seule observation instantanée en s'appuyant sur des modèles angulaires qui dépendent de la scène observée. Les modèles utilisés actuellement sont issus de quatre mois d'observations POLDER-1 (1996-1997). Dans ce travail de thèse, nous mettons à profit les données obtenues sur l'ensemble de la mission PARASOL pour construire de nouveaux modèles angulaires. Les flux solaires ainsi obtenus ne présentent quasiment plus de dépendance à la dérive du satellite au-dessus des océans alors qu'une tendance reste visible au-dessus des terres. Ces résultats nous ont amenés à proposer plusieurs pistes d'amélioration, principalement basées sur l'augmentation du nombre de modèles angulaires d'albédo pour l'instrument POLDER.

Ces travaux, basés sur les mesures de POLDER qui a cessé de fonctionner en décembre 2013 mais dont les données sont disponibles, seront en grande partie réutilisables pour les futurs radiomètres multispectraux, multi-angulaires et polarisés 3MI, développés par l'ESA et EUMETSAT et qui seront embarqués sur les prochaines missions spatiales opérationnelles EPS-SG d'EUMETSAT à partir de 2024 pour une durée d'environ 20 ans.

Comparison between POLDER / PARASOL and CERES / Aqua radiative fluxes : improvement of POLDER / PARASOL shortwave fluxes.

In the context of climate change, it is essential to characterize with accuracy the Earth's radiation budget at the top of the atmosphere and at the surface and to be able to monitor it over time. In terms of measurement, obtaining a correct estimate of the radiative balance requires the precise determination of the shortwave (solar) and longwave (thermal) radiative fluxes. The objective of this thesis is to study the shortwave radiative fluxes obtained from the French radiometer POLDER (POLarization and Directionality of Earth Reflectances) on board the CNES PARASOL (Polarization Anisotropy of Reflectances for Atmospheric Sciences coupled with Observations from a Lidar) microsatellite. The first part of the work presented here consists in the comparison of the current operational products of POLDER with the reference fluxes from the broadband radiometers CERES (Clouds and the Earth's Radiant Energy System) on the NASA space platforms Aqua and Terra. The comparison is made over a tropical latitude band of $\pm 20^\circ$ and over two periods, a first period corresponding to coincident measurements (2005-2009), and a second period which corresponds to the drift of PARASOL (2010-2013). We show that this drift had a direct impact on the observations, with repercussions on the computed fluxes. Indeed, throughout the course of coincident measurements, POLDER fluxes are very close to the CERES fluxes for two of the products used (SSF1deg, SYN1deg) with relative differences of less than 2

The results obtained through these comparisons led us to study in detail the part of the POLDER algorithm which leads to monthly averages of shortwave fluxes from the radiance measurements. A diurnal extrapolation is used to obtain daily albedo estimates from a single instantaneous observation based on angular models that are scene-dependent. The models currently used come from four months of POLDER-1 observations (1996-1997). We take advantage here of the data obtained on the entire PARASOL mission to build new angular models. The solar fluxes thus obtained show almost no dependence on the drift of the satellite above the oceans, whereas a trend remains visible above the land. These results allowed us to submit several propositions for improvement, mainly based on increasing the number of angular albedo models for the POLDER instrument.

This work, based on measurements from the POLDER-3 instrument, which ceased to operate in December 2013 but whose data is still available, will be exploitable for the future Multi-viewing Multi-channel Multi-polarisation Instruments (3MI), developed by ESA and EUMETSAT and which will fly onboard on the next EUMETSAT EPS-SG operational space missions starting in 2024 and for approximately 20 years.

Table des matières

remerciements	3
Introduction	12
1 Bilan radiatif terrestre	16
1.1 Importance de l'étude du bilan radiatif	16
1.1.1 Bilan radiatif	17
1.1.2 Déséquilibre énergétique	18
1.2 Flux radiatifs et bilan radiatif terrestre	20
1.2.1 Flux et luminances	20
1.2.2 Flux ondes courtes, flux ondes longues	24
1.2.3 Flux solaire incident	25
1.2.4 Albédo terrestre	26
1.3 Des satellites pour estimer les flux	28
1.3.1 Dédier des instruments à l'étude du bilan radiatif...	29
1.3.2 ...ou utiliser des instruments non dédiés?	31
1.4 Conclusion	33
2 La détermination des flux radiatifs dans l'A-Train	36
2.1 Afternoon Constellation	36
2.1.1 La mission Aqua (2002-)	37
2.1.2 La mission PARASOL (2004-2013)	38
2.1.3 Obtention de flux mensuels à partir d'instruments héliosynchrones	39
2.2 Obtention des flux radiatifs avec un instrument dédié : CERES	41
2.2.1 CERES : un instrument dédié au bilan radiatif	41
2.2.2 Des luminances aux flux instantanés	43
2.2.3 Extrapolation diurne	44

2.2.3.1	Le produit SSF1deg, extrapolation diurne à scène constante au cours de la journée (ERBE-like)	44
2.2.3.2	Le produit CERES SYN 1deg : une synergie d'observations satellitaires	45
2.3	Obtention des flux à partir d'un radiomètre multispectral : POLDER . . .	46
2.3.1	L'instrument POLDER	47
2.3.2	Des luminances spectrales à l'albédo spectral	48
2.3.3	Extrapolation diurne	51
2.4	Conclusion	54
3	Comparaison des flux et albédos ondes-courtes POLDER et CERES	57
3.1	Présentation des données utilisées pour les comparaisons entre les flux POLDER et CERES	58
3.1.1	Nombre d'observations	59
3.1.2	Evolution sur la période 2005-2013	60
3.1.3	Cartes de flux, cartes de différences	60
3.2	Comparaisons POLDER RB3 et CERES SSF1deg	61
3.2.1	Flux tout ciel	62
3.2.2	Flux ciel clair	64
3.2.3	POLDER ERBE-like et CERES SSF1deg : évaluation des modèles angulaires	67
3.2.4	Synthèse des comparaisons POLDER RB3 et SSF1deg	68
3.3	Comparaisons POLDER RB3 et CERES SYN1deg	69
3.3.1	Comparaisons POLDER RB3, CERES SSF1deg et SYN1deg	69
3.3.2	Comparaisons POLDER RB3, ERBE-like et CERES SYN1deg	70
3.3.3	POLDER RB3 et CERES SYN1deg : différences locales	71
3.3.4	Conclusion	73
3.4	Albédos instantanés POLDER et CERES/Aqua	73
3.5	Analyse des grandeurs influençant le calcul des flux	75
3.5.1	Flux solaire incident	77
3.5.2	Evolution de l'angle zénithal solaire	78
3.5.3	Evolution des propriétés nuageuses et effets sur l'albédo	78
3.6	Effets de l'extrapolation diurne de POLDER	81
3.6.1	Effets de l'extrapolation sur l'augmentation de l'albédo instantané	81
3.6.2	Effets de la climatologie sur les différences régionales	82
3.7	Conclusion	83
4	Extrapolation diurne POLDER	87

TABLE DES MATIÈRES

4.1	Modèles angulaires d'albédo issus de POLDER-1	88
4.1.1	Modèles angulaires au-dessus des déserts	88
4.1.2	Rôle des modèles angulaires dans la détermination de l'albédo diurne	90
4.1.3	Modèles angulaires POLDER utilisés actuellement	92
4.2	Exploitation de la dérive de POLDER-3 pour améliorer la plage angulaire disponible	93
4.2.1	Plage d'incidences solaires des observations POLDER-1 et POLDER- 3	93
4.2.2	Construction des nouveaux modèles angulaires	95
4.3	Evaluation des nouveaux modèles angulaires d'albédo issus des données POLDER-3	97
4.3.1	Présentation des modèles	97
4.3.2	Flux au-dessus des océans	99
4.3.3	Flux au-dessus des terres	100
4.3.4	Flux toutes surfaces	101
4.3.5	Flux tout ciel : ajout de la climatologie	103
4.4	Comparaisons des flux P3 avec les flux CERES SSF1deg et SYN1deg . . .	105
4.4.1	Comparaisons des évolutions temporelles des flux tout ciel	105
4.4.2	Comparaisons des évolutions temporelles de flux ciel clair	108
4.4.3	Cartes régionales des différences de flux POLDER P3 et CERES SSF1deg/SYN1deg	109
4.5	Conclusion	111
	Conclusion	114
	Annexes	124
	A Histogrammes POLDER-3	124
	B Modèles angulaires P3	127
	C Cartes d'occurrences par type de scène	130

Introduction

La Terre présente un système climatique complexe, qui paraît au quotidien en changement perpétuel : il nous suffit de prêter attention au ciel quelques minutes et nous voyons le mouvement des nuages, et un ciel aujourd'hui couvert sera peut-être dégagé demain. Les saisons sont différentes d'une année à l'autre et divers phénomènes climatiques se déclarent régulièrement autour de la planète. Malgré les avancées majeures obtenues dans les modèles de prévisions ces dernières décennies, les conditions météorologiques restent parfois imprévisibles à l'échelle d'une semaine, d'un mois ou d'une saison et seules des tendances peuvent être avancées. Si l'on change d'échelle spatiale et temporelle et que l'on s'intéresse aux évolutions des phénomènes climatiques sur des dizaines d'années, d'autres modèles permettent de prévoir les changements à venir à l'échelle séculaire. C'est là que réside la différence entre « la météo », changeante à l'échelle locale d'heure en heure, et le climat, dont l'évolution se fait à des échelles temporelles plus grandes.

La forme de la Terre, sa rotation sur elle-même, sa composition hétérogène et surtout sa position et son inclinaison par rapport au soleil sont autant de propriétés qui entrent en jeu dans la présence de différents climats sur Terre. Ainsi, à cause de sa quasi-sphéricité, l'irradiance solaire est plus forte aux tropiques qu'elle ne l'est aux pôles (Soon and Legates, 2013). L'émission d'énergie sous forme de rayonnement thermique par la Terre ne dépend quant à elle pas directement de la latitude mais plutôt de l'état de la surface terrestre (température, émissivité) et de la couverture nuageuse. Certaines zones, comme les pôles, ont au final un bilan émission/réception négatif : ces endroits émettent plus d'énergie qu'ils n'en reçoivent. À l'équateur, l'effet est inverse et plus d'énergie est reçue qu'émise. Cela crée des gradients de température à l'intérieur du système Terre-atmosphère. Des échanges d'énergie ont alors lieu entre les différents sous-ensembles du système climatique : les océans, la cryosphère, l'atmosphère, la lithosphère et la biosphère. Ces échanges, suivant leur nature, sont à l'origine de l'existence des différents climats présents sur Terre. Ainsi, l'excès de chaleur au niveau de l'équateur est évacué vers les pôles par la mise en place des cellules de Hadley, de Ferrel et des cellules polaires. Ces gradients sont également à l'origine de courants marins, comme le gulf stream, ou les courants froids qui vont de l'arctique vers l'équateur. On comprend aisément que la modification de l'un des éléments de cet équilibre dynamique puisse entraîner des changements dans les climats de la planète, et ce avec des conséquences graves. Cela peut rendre les sécheresses plus sévères Trenberth et al. (2014a), ou augmenter le nombre d'inondations, l'intensité des cyclones (Webster et al., 2005; Holland and Bruyère, 2014; Walsh et al., 2016) et avoir des effets catastrophiques sur les conditions de vie sur notre planète Haines and Patz (2004). De plus, des effets de rétroaction peuvent se produire et rendre les effets du changement climatique encore plus incontrôlables. Curry et al. (1995)

exposent par exemple les mécanismes de l'effet de rétroaction positive glace-albédo. L'albédo terrestre, quantité qui représente le pourcentage d'énergie réfléchi par la planète, diminue à cause de la fonte des glaces. L'albédo diminuant, davantage d'énergie solaire est absorbée, réchauffe la surface et fait fondre davantage de glace. Un autre phénomène de rétroaction concerne la libération de grandes quantités de gaz à effet de serre provoquée par la fonte du pergélisol (Schuur et al., 2015; Schaefer et al., 2014; MacDougall et al., 2012) ou le réchauffement des océans. L'augmentation de la quantité de vapeur d'eau due au réchauffement de l'atmosphère fait également partie de cette catégorie (Rind et al., 1991; Cess, 2005). Certaines modifications du climat sont naturelles et inévitables, comme le démontre la paléoclimatologie. Les cycles solaires, des éruptions volcaniques de grande intensité et d'autres phénomènes naturels ont déjà provoqué de grands changements climatiques. Néanmoins, nous sommes aujourd'hui, et depuis les débuts de l'ère industrielle, confrontés à des changements anthropogéniques. Ces derniers se caractérisent par des changements extrêmement rapides à l'échelle climatologique et dont l'évolution et les conséquences sont difficiles à prévoir avec précision. L'être humain modifie la composition de l'atmosphère, et des changements en découlent (Madden and Ramanathan, 1980; Hansen et al., 1981; Allan et al., 2014).

Bien que l'être humain se soit intéressé très tôt à la météorologie, dont la connaissance était essentielle pour l'agriculture, l'étude du climat ne s'est faite que bien plus tard, lorsque l'existence d'ères glaciaires et interglaciaires et de modifications climatiques sur de longues périodes furent pressenties par les géologues et paléontologues de la fin du XVIII^e siècle (Krüger, 2013). Ces derniers se heurtèrent à des preuves de l'existence de climats extrêmement différents dans le passé, et notamment d'au moins une ère glaciaire. Dans le même temps, en 1824, J-B.J. Fourier développa une première théorie autour du rôle de l'atmosphère terrestre dans le maintien d'une température presque constante sur Terre et avança la possibilité que l'être humain puisse influencer le climat au cours des siècles (Fourier, 1824). La deuxième moitié du XIX^e siècle apporta de nouvelles informations sur l'existence de gaz qui, en absorbant les radiations, permettraient de réchauffer la Terre, ou de la refroidir, notamment grâce aux travaux de John Tyndall (Tyndall, 1860a,b) ou de Svante Arrhenius (Arrhenius, 1896). Néanmoins, ces hypothèses restèrent longtemps ignorées à cause du manque de précision des moyens expérimentaux de l'époque. Les avancées technologiques du XX^e siècle permirent une meilleure compréhension du comportement des cycles de la vapeur d'eau et du CO₂, et du fait que les océans n'absorbent pas complètement le CO₂ comme on le pensait jusque là.

En parallèle, et jusqu'au milieu du XX^e siècle, de nombreuses études furent menées afin de comprendre les mécanismes du bilan radiatif terrestre. Comme nous le verrons au Chapitre 1, ce dernier représente l'équilibre entre l'énergie absorbée par notre planète et l'énergie irradiée vers l'espace. L'étude de l'albédo connut de grandes avancées. Estimé à 0,86 par Very (1913), sa valeur fut progressivement revue à la baisse jusqu'à la valeur de 0,35 donnée par (London, 1962). À l'aube de l'avènement des instruments satellitaires, les mécanismes des échanges d'énergie étaient donc déjà bien connus, mais l'absence de mesures précises et globales ne permettait pas de chiffrer les composantes du bilan radiatif avec précision (Hunt et al., 1986). La compréhension des phénomènes d'échanges d'énergie par le système Terre-Atmosphère-Soleil s'est accélérée avec l'arrivée des premiers satellites et instruments satellitaires. House et al. (1986) décrit en détail les progrès obtenus entre 1957 et 1984. En 1985, la mission ERBE (Barkstrom, 1984), permit aussi de grandes avancées, avec l'utilisation de satellites en synergie afin d'obtenir des données plus précises. Le successeur d'ERBE, CERES (Wielicki et al., 1996) permit d'améliorer

encore la précision de ces résultats. Six instruments CERES sont en vol au moment de la rédaction de cette thèse. Mais comme nous le détaillerons au Chapitre 1, des satellites non-dédiés à l'étude du bilan radiatif permettent également d'obtenir des valeurs de flux radiatifs. Le fait de pouvoir obtenir des flux grâce à des satellites non-dédiés augmente le nombre de données disponibles, calculées avec des propriétés observées différentes et à des heures différentes. Les inter-comparaisons peuvent dès lors permettre d'améliorer les méthodes de calcul des flux mais aussi de quantifier la précision des valeurs de flux obtenues.

Cette thèse se place dans cette optique d'inter-comparaisons et d'améliorations afin d'obtenir des flux radiatifs cohérents et suffisamment précis à l'échelle globale. En effet, l'objectif premier des travaux de thèse présentés a été d'analyser les flux radiatifs solaires réfléchis par le système Terre-atmosphère obtenus à partir du radiomètre POLDER (Deschamps et al., 1994) situé à bord du microsatellite PARASOL et de les comparer à ceux obtenus grâce à l'instrument CERES (Wielicki et al., 1996) situé sur la plateforme Aqua. La comparaison est faite sur deux périodes, la première pour laquelle nous disposons de mesures coïncidentes (2005-2009), et la seconde qui correspond à une période de dérive du satellite PARASOL (2010-2013). Comme nous le verrons tout au long de ce manuscrit, cette dérive a eu un impact direct sur les observations que nous détaillerons dans les chapitres 3 et 4.

Avant cette comparaison, nous verrons dans un premier chapitre d'introduction les moyens actuels de détermination des flux radiatifs. Le Chapitre 2 est consacré à la description des instruments qui ont été au cœur de cette thèse, à savoir POLDER et CERES, et une brève description des missions qui les concernent est faite. Les algorithmes employés pour l'obtention des flux radiatifs étudiés seront également décrits.

Le Chapitre 3 décrit les comparaisons des flux radiatifs solaires POLDER et CERES. Les résultats obtenus suite à cette comparaison nous ont menés à étudier plus particulièrement une partie de l'algorithme utilisé par POLDER pour obtenir les moyennes mensuelles de ces flux. Ce travail est explicité au Chapitre 4, dans lequel nous avons décidé de mettre à profit les données obtenues sur l'ensemble de la mission PARASOL pour faire en sorte d'améliorer l'algorithme existant. Les résultats obtenus, bien que prometteurs, nous ont ensuite menés à proposer des pistes d'amélioration, qui seront décrites dans le chapitre de conclusion et perspectives de ce manuscrit.

L'amélioration des algorithmes existants permettra à la communauté scientifique de disposer d'un set de données le plus précis possible. Les trois instruments POLDER ont fourni des mesures sur les années 96/97, 2003, et entre 2005 et 2013. L'intérêt de ce travail, en revisitant les algorithmes existants, est donc d'avoir les meilleurs résultats possibles sur ces périodes, afin d'améliorer les données disponibles.

Enfin, le lancement de l'instrument 3MI, directement dérivé de POLDER, doit avoir lieu en 2024. 3MI (Multi-viewing Multi-channel Multi-polarisation Imager, (Fougnie et al., 2018; Marbach et al., 2015)) est un radiomètre développé par EUMETSAT et l'Agence spatiale européenne dans le cadre du projet EPS-SG (Eumetsat Polar System - Second Generation). L'algorithme utilisé pour obtenir des flux avec POLDER pourra donc également être appliqué aux mesures 3MI.

Bilan radiatif terrestre

1.1 Importance de l'étude du bilan radiatif

L'étude du climat de la Terre, science relativement jeune, revêt de nos jours une importance capitale. Ce qui n'était encore qu'une hypothèse au milieu du siècle dernier est désormais assuré : le climat évolue suite à l'intensification des rejets de gaz à effet de serre par l'activité humaine depuis la révolution industrielle. Les indicateurs souvent cités pour mettre en évidence ce changement vont tous dans ce sens. Les températures à la surface des terres, au-dessus des océans et de la troposphère augmentent, tout comme la température des océans ou l'humidité. Pendant ce temps, la surface océanique recouverte par des glaces diminue, tout comme la masse des glaciers ou la couverture neigeuse (Cao et al., 2015; Hartmann and Ceppi, 2014; Pistone et al., 2014). D'autres indicateurs sont avancés, comme la longueur de la période de croissance des plantes voire les dates de floraison de certaines plantes (Planet and Wake, 2005; Brown et al., 2012). La question n'est plus de savoir si la terre se réchauffe, mais à quel rythme elle le fait et quelles en seront les conséquences.

Les causes et mécanismes de ce réchauffement sont complexes mais on en connaît les principales origines anthropiques. On peut citer la concentration en gaz à effet de serre et surtout en dioxyde de carbone (CO_2) dans l'atmosphère, mesurée depuis des décennies par des capteurs *in situ* mais également par des instruments satellitaires qui permettent de mesurer le CO_2 sur toute la colonne atmosphérique (Kobayashi et al., 1999; Aumann et al., 2003; Bovensmann et al., 1999; Blumstein et al., 2004; Harries et al., 2005; Crisp et al., 2004; Liu et al., 2018). D'autres instruments mesurent la concentration en ozone (Stolarski et al., 1991; Levelt et al., 2006), en méthane (Ehret et al., 2017) ou la quantité de vapeur d'eau dans l'atmosphère (Whiteman et al., 1992; Wiederhold, 2012). Les températures sont mesurées *in situ* ou restituées par télédétection à partir de satellites (Smith, 1972; Vidal, 1991; Bouillon et al., 2022). La surveillance précise de toutes ces grandeurs permet de nourrir et d'évaluer les modèles de prévision climatique. Le site du projet d'intercomparaison des modèles climatiques (<https://pcmdi.llnl.gov/CMIP6/>) répertorie les modèles utilisés et développés actuellement. Les modèles permettent d'effectuer des prévisions sur les changements à venir afin d'adapter les infrastructures et villes à certains de ces changements désormais impossibles à éviter (vagues de chaleur, montée des eaux, par exemple). Ils peuvent également permettre de déterminer des objectifs à tenir pour maintenir la hausse des températures en dessous de certaines limites. L'évaluation de ces modèles et la surveillance du climat et de son évolution se font aussi par l'estimation du

bilan radiatif terrestre. La Terre en tant que système physique isolé ne possède qu'une très faible source d'énergie, par la géothermie. Cette source est tout à fait négligeable comparée à l'énergie apportée par le Soleil, qui peut donc être considéré comme l'unique source d'énergie de la Terre. La Terre et son atmosphère peuvent être vues comme une machine thermique, à l'intérieur de laquelle divers échanges d'énergie se produisent, que nous détaillons en Sections 1.1 et 1.2. Les notions de flux radiatif et autres grandeurs liées seront aussi abordées en Section 1.2. En Section 1.3, nous ferons un bilan des efforts mis en œuvre par la communauté scientifique pour obtenir des valeurs de plus en plus précises et représentatives de ces flux et grandeurs associées.

1.1.1 Bilan radiatif

Bien que d'autres planètes reçoivent de l'énergie solaire en quantité plus ou moins grande, dans l'état de nos connaissances actuelles, seule la Terre présente une température stable et propice à la vie, non seulement de par de sa distance au Soleil mais surtout car elle possède une atmosphère, dont la composition permet de répartir l'énergie reçue sur tout le globe et d'en conserver une partie. Sans cette atmosphère, la température à la surface de la Terre ne serait en moyenne que de -18°C environ, alors qu'elle est en réalité de 15°C en moyenne planétaire. Le rayonnement solaire est en partie absorbé et réchauffe l'atmosphère et la surface terrestre, qui émettent alors un rayonnement infrarouge dépendant de leur température. Nous détaillerons ces échanges en section suivante. L'atmosphère agit alors en « piégeant » une partie du rayonnement infrarouge réémis par la planète. C'est ce que l'on appelle l'effet de serre, dont les mécanismes, ainsi que leur lien avec la concentration en CO_2 et la vapeur d'eau, sont détaillés par Dufresne and Treiner (2011). Il s'agit donc d'un effet qui permet à notre planète d'être un environnement où la vie telle que nous la connaissons peut se développer.

On peut noter que l'effet de serre existe également sur Vénus, qui possède elle aussi une atmosphère à une pression suffisamment élevée (Donahue and Pollack, 1983; Dotson, 2013). La composition de l'atmosphère de Vénus est néanmoins très différente de celle de la Terre, avec principalement du CO_2 (gaz à effet de serre) à une pression de quatre-vingt dix atmosphères terrestres, ce qui rend l'effet de serre si important que les températures sont en moyenne de 467°C contre $41,3^{\circ}\text{C}$ sans cette atmosphère. Malgré la couche de nuages composés d'acide sulfurique qui aide à « refroidir » la planète en réfléchissant une partie du rayonnement solaire, Vénus n'est que peu accueillante pour nous.

Le point commun entre les deux planètes (et toutes les autres planètes du système solaire) repose sur l'équilibre qui existe entre l'énergie radiative arrivant au sommet de l'atmosphère (sous forme de rayonnement solaire) et celle qui est réfléchié ou émise par le système planète et atmosphère (émission sous forme de rayonnement infrarouge). Les mécanismes, complexes, sont présentés de manière schématisée pour la Terre en Figure 1.1. Les valeurs qui y sont présentées sont indicatives et décrivent une situation d'équilibre radiatif. Comme nous le détaillerons plus tard, la mesure précise de ces valeurs est encore un problème d'actualité, et L'Ecuyer et al. (2015) proposent un bilan des observations satellitaires et *in situ* récentes et des valeurs ainsi mises à jour. La partie de gauche de la Figure 1.1 décrit les échanges de flux solaires au sein du système Terre-atmosphère, la partie de droite le bilan lié aux flux thermiques émis et échangés. L'énergie en provenance du Soleil (341 Wm^{-2} en moyenne planétaire) est réfléchié à environ 30% par la Terre et son atmosphère par effet d'albédo (soit 102 Wm^{-2}). Cet effet sera explicité en section 2.3 de ce chapitre. La majeure partie de l'énergie solaire réfléchié l'est par les nuages et l'atmosphère

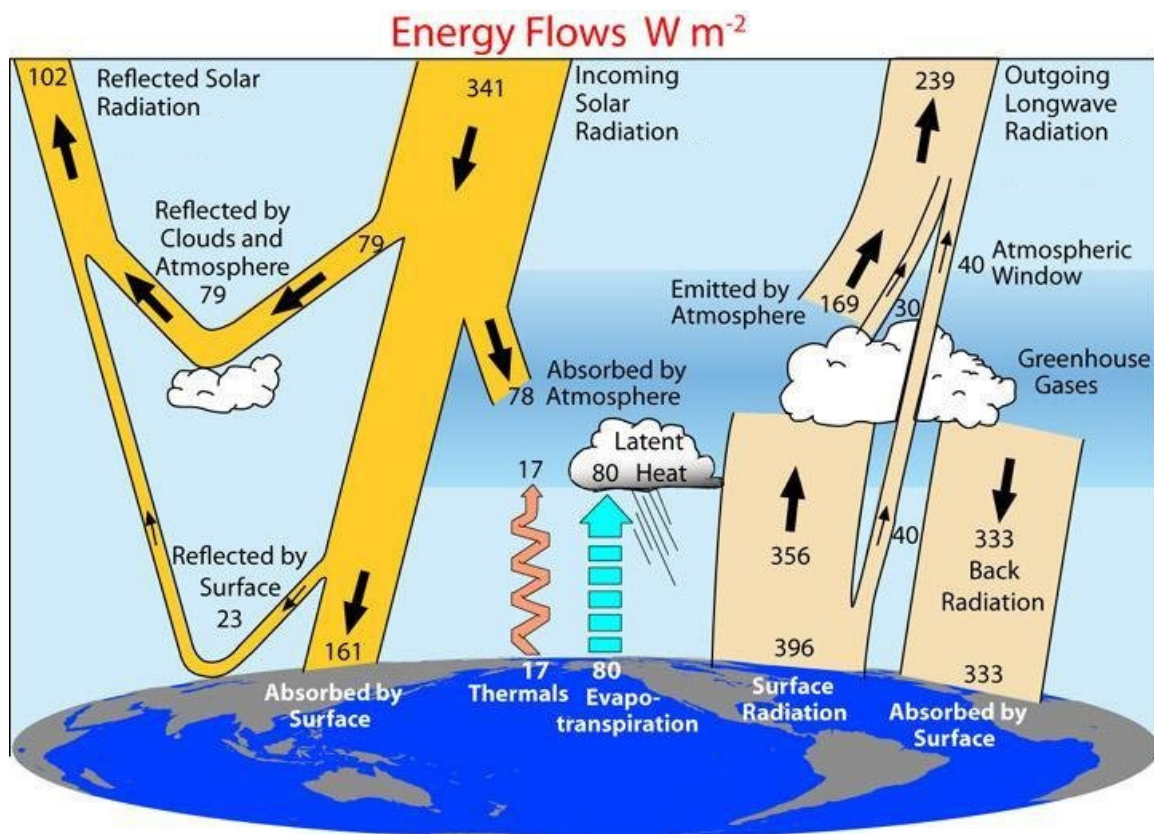


FIGURE 1.1 : Mécanismes de transfert radiatif entre l'espace et la Terre ainsi que les divers mécanismes internes. Les valeurs des flux sont estimées et indicatives d'un état d'équilibre. Image adaptée de Trenberth et al. (2009)

(79 $W m^{-2}$ sur ces 102 $W m^{-2}$), le reste étant dû principalement à la réflexion par les surfaces continentales. L'énergie non-réfléchie est absorbée par l'atmosphère et par la surface. Pour l'absorption, c'est la contribution de la surface qui prédomine. L'énergie émise par la surface (396 $W m^{-2}$) est en grande majorité absorbée et réémise par l'atmosphère dans toutes les directions et donc aussi vers la surface. Seule une faible partie, environ 10%, traverse l'atmosphère, très absorbante dans l'infrarouge. L'énergie thermique émise par l'atmosphère (169 $W m^{-2}$) et les nuages (30 $W m^{-2}$) est donc celle qui, en majorité, est renvoyée vers l'espace (239 $W m^{-2}$).

Ces échanges d'énergie radiative peuvent être séparés en deux catégories et le bilan radiatif est généralement évalué au sommet de l'atmosphère (Top Of the Atmosphere, TOA) et à la surface. À l'échelle de la planète entière l'équilibre de ces deux bilans assure l'équilibre climatique. Cependant, la géométrie presque sphérique de la Terre implique que la quantité d'énergie reçue n'est pas la même aux hautes et basses latitudes. C'est cette variabilité latitudinale qui produit les circulations atmosphériques et océaniques à grande échelle pour compenser en partie les déséquilibres énergétiques. À la surface, une partie de la chaleur excédentaire reçue par les régions de basses latitudes est redistribuée vers les régions de hautes latitudes via les cellules de Hadley.

1.1.2 Déséquilibre énergétique

L'augmentation de la concentration des gaz à effet de serre (principalement du CO_2 et, par rétroaction, de la vapeur d'eau) dans l'atmosphère crée un déséquilibre dans le

bilan radiatif terrestre car l'énergie thermique émise par la terre est davantage « piégée » dans l'atmosphère par des effets d'absorption, ce qui conduit à une élévation de l'altitude à laquelle le rayonnement infrarouge est émis vers l'espace. Cette élévation de l'altitude conduit à une diminution de l'énergie émise et à un réchauffement du système Terre-atmosphère (Von Schuckmann et al., 2016) jusqu'à ce qu'un nouvel équilibre soit atteint.

En réalité, le bilan entre l'énergie solaire absorbée par la Terre et son atmosphère et l'énergie thermique émise n'est que rarement équilibré à l'échelle d'une journée, voire d'une année. C'est le bilan radiatif sur plusieurs d'années qui est important et qui démontre une rupture de l'équilibre radiatif, présageant un réchauffement ou refroidissement. On parle d'EEI, pour Earth Energy Imbalance (Hansen et al., 2005, 2011, 2013; Dewitte et al., 2019; Trenberth et al., 2009, 2016; Loeb et al., 2021; Allan et al., 2014). Ce déséquilibre est illustré en Figure 1.2. Bien que les observations par satellite permettent d'estimer les divers composants du bilan radiatif terrestre à différentes échelles temporelles et spatiales, un enjeu de taille concerne la détection d'une tendance alors que la variabilité climatique interannuelle est importante et que les incertitudes liées à la mesure demeurent larges par rapport à la signature du changement climatique anthropogénique qui est de l'ordre du Wm^{-2} (Von Schuckmann et al., 2016; Liang et al., 2019). Une précision de $0,1 \text{ Wm}^{-2}$ à $0,2 \text{ Wm}^{-2}$ est donc estimée nécessaire dans l'établissement de ce bilan (Hansen et al., 2013; Loeb et al., 2018a). Cette précision est difficile à atteindre avec les mesures satellitaires seules. Une autre méthode employée pour mesurer l'EEI repose sur les études de Hansen et al. (2011); Trenberth et al. (2014b); Von Schuckmann et al. (2020), qui ont montré que les principaux « récepteurs » de la chaleur excédentaire due au réchauffement sont les océans, en stockant 90% de l'énergie supplémentaire. Il devient alors essentiel de mesurer avec précision les évolutions de la température des océans. Cette approche est cependant problématique pour l'établissement de tendances sur de très longues périodes, à cause des méthodes de mesure et du fait que ces données ne sont pas disponibles de manière uniforme dans le temps et dans l'espace.

Les mesures satellitaires de flux radiatifs sont alors très utiles car elles sont globales et suffisamment stables dans le temps. Elles permettent donc d'étudier les tendances de ces flux sur de longues périodes. En associant mesures satellitaires et mesures *in situ*, il est possible d'obtenir la précision des mesures *in situ* et la couverture spatiale et temporelle des observations par satellite. Ainsi, Loeb et al. (2018a) présentent un EEI sur Juin 2005 - Juillet 2015 de $4,3 \text{ Wm}^{-2}$ pour le produit CERES EBAF sans ajustement, plus grand que le déséquilibre attendu de l'ordre du Wm^{-2} . En combinant les mesures satellitaires et mesures de l'augmentation de la température des océans, cette valeur est ajustée à $0,71 \text{ Wm}^{-2}$ sur cette même période afin d'être en accord avec Johnson et al. (2016). Avec cet ajustement, les fluctuations entre les valeurs CERES EBAF 4.1 et des valeurs *in situ* sont très semblables (Figure 1.2). Dans une autre étude qui combine des mesures de la capacité thermique de l'océan, mesures CERES et modélisations, Trenberth et al. (2016) propose une valeur de déséquilibre de $0,9 \pm 0,3 \text{ Wm}^{-2}$ pour la période 2005–2014. La valeur de déséquilibre net au TOA est donc variable suivant les mesures et méthodes employées, ce qui montre l'importance de continuer les investigations sur cette grandeur et ses constituants. Ce besoin justifie le fait d'avoir autant de données que possible sur le rayonnement entrant et sortant, et ceci avec une bonne précision et des incertitudes connues. Comme nous le verrons en dernière section de ce chapitre, plusieurs instruments sont dédiés à l'étude du bilan radiatif. D'autres instruments, non dédiés, peuvent aussi être utilisés pour estimer les composantes de ce bilan afin de permettre les intercomparaisons et améliorations des quantités obtenues.

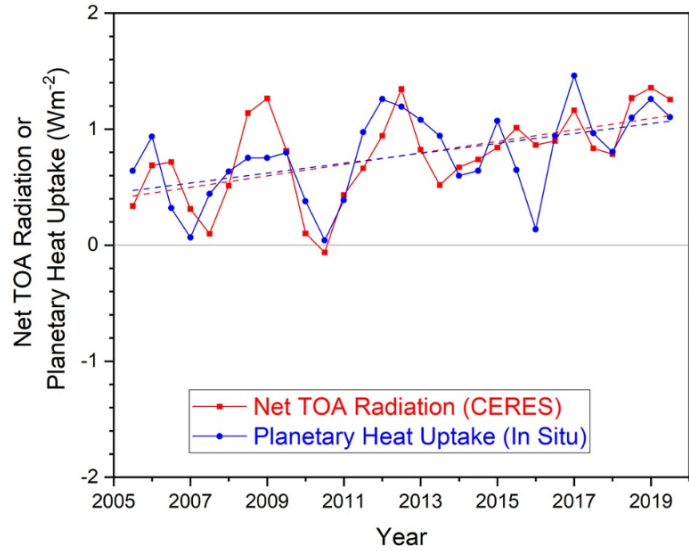


FIGURE 1.2 : En rouge : estimation de flux nets annuels (moyenne glissante par période de six mois) au sommet de l’atmosphère (données CERES EBAF 4.1). En bleu : estimations de l’augmentation d’énergie accumulée par le système Terre-atmosphère d’après mesures *in situ*. Les régressions linéaires correspondantes sont représentées en pointillés. Extrait de Loeb et al. (2021)

1.2 Flux radiatifs et bilan radiatif terrestre

1.2.1 Flux et luminances

Dans ce manuscrit, nous parlerons de flux pour désigner en réalité une densité de flux. Le flux total émis par une source ou reçu par un objet est homogène à une puissance, et s’exprime en Watts (ou Joules par seconde). La densité de flux, quant à elle, est donnée en Watts par unité de surface émettrice ou réceptrice (Wm^{-2}). Cette densité de flux est définie pour une bande de longueurs d’onde (celle du spectre solaire, par exemple) ou pour une longueur d’onde λ donnée (entre λ et $\lambda + d\lambda$, $d\lambda \rightarrow \infty$). La densité de flux spectrale est alors notée F_λ et donnée en $\text{Wm}^{-2}\text{nm}^{-1}$.

La densité de flux F ne peut pas être mesurée directement par un instrument et doit être calculée à partir de la luminance L , qui est l’énergie réfléchié ou émise dans une direction spécifique par unité de surface perpendiculaire à ce rayonnement ($\text{Wm}^{-2}\text{sr}^{-1}$). Pour obtenir la densité de flux, il faut donc intégrer cette luminance sur toutes les directions d’un demi-espace, comme suit :

$$F = \int_{(2\pi)} L(\theta, \phi) \cos\theta d\Omega \quad (1.1)$$

Où θ est l’angle zénithal, c’est à dire l’angle entre la normale à la surface et la direction de la luminance, ϕ est l’angle azimuthal et $d\Omega$ l’angle solide élémentaire (Figure 1.3). En coordonnées sphériques, on peut noter $d\Omega = \sin\theta d\theta d\phi$. La densité de flux est alors donnée par :

$$F = \int_0^{2\pi} \int_0^{\pi/2} L(\theta, \phi) \cos\theta \sin\theta d\theta d\phi \quad (1.2)$$

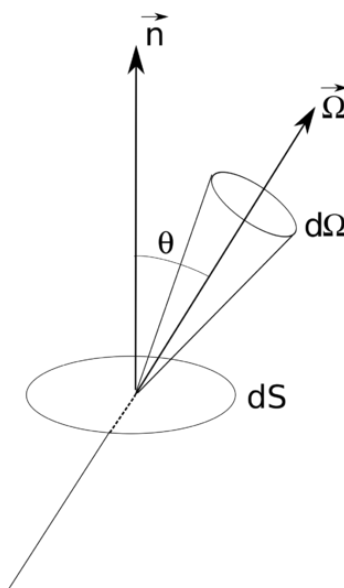


FIGURE 1.3 : Flux d'énergie émis ou réfléchi par la surface dS dans la direction $\vec{\Omega}$

Si la surface considérée réfléchit ou émet la lumière de façon isotrope (surface lambertienne, voir Figure 1.4), alors la luminance est indépendante de la direction et le flux peut être trouvé rapidement :

$$F = L \int_0^{2\pi} \int_0^{\pi/2} \cos\theta \sin\theta d\theta d\phi = L\pi \quad (1.3)$$

Néanmoins, les surfaces étudiées sont très rarement lambertiennes, en particulier dans le domaine solaire, et la luminance réfléchie dépend fortement de l'angle d'observation, comme illustré en Figure 1.4. Pour les surfaces « réelles », il faudrait effectuer des observations de luminances sous toutes les directions, ce qui est évidemment impossible pour un instrument satellitaire. À défaut d'avoir des mesures suivant tous les angles d'observation, il existe deux méthodes calculer un flux à partir d'une luminance. La première utilise des modèles de distribution angulaire (ADMs, Angular Distribution Models) qui sont un ensemble de facteurs anisotropiques dépendant des angles θ_0, θ, ϕ et du type de scène. Ceux-ci peuvent être appliqués une fois le type de scène identifié. Chaque géotype est en effet caractérisé par une « signature » angulaire qui détermine la manière dont le rayonnement incident sera réfléchi. En utilisant une longue série d'observations, à des angles de visée et angles zénithaux solaires différents, il est possible de caractériser cette signature et construire un ADM. Ainsi, la mesure d'une observation dans une direction donnée sera suffisante pour reconstituer l'énergie reçue dans toutes les directions, à condition de connaître le géotype et l'angle solaire sous lequel cette observation a été faite.

Les ADMs permettent alors d'estimer directement le flux à partir d'une luminance, comme suit :

$$F(\theta_0) = \frac{\pi L(\theta_0, \theta, \phi)}{A(\theta_0, \theta, \phi)} \quad (1.4)$$

Où $A(\theta_0, \theta, \phi)$ représente l'ADM du géotype considéré.

La Figure 1.5 montre des exemples de distributions de l'anisotropie du rayonnement pour différentes surfaces pour un angle zénithal solaire θ_0 compris entre 30° et 40° (Loeb et al., 2003). La distribution notée *Mod-Hi Tree/Shrub Coverage* correspond à l'ADM utilisé dans les algorithmes CERES pour obtenir des flux à partir de luminances sur des surfaces identifiées comme ayant une végétation moyenne à haute.

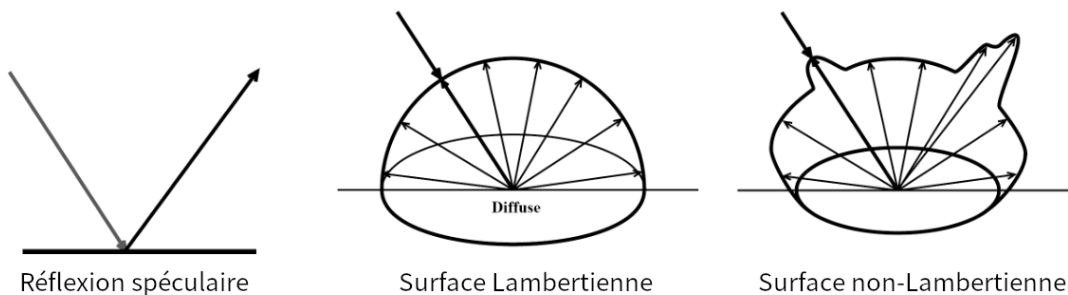


FIGURE 1.4 : Différents types de réflexions sur trois types de surfaces différentes. La réflexion spéculaire (a) est la réflexion gouvernée par les lois de Snell-Descartes issues de l'optique géométrique. Les cas (b) et (c) sont des réflexions diffuses, sur une surface lambertienne pour le cas (b) et non-lambertienne pour le cas (c). La majorité des surfaces réelles correspondent au cas (c). Figure adaptée de Schott (2007)

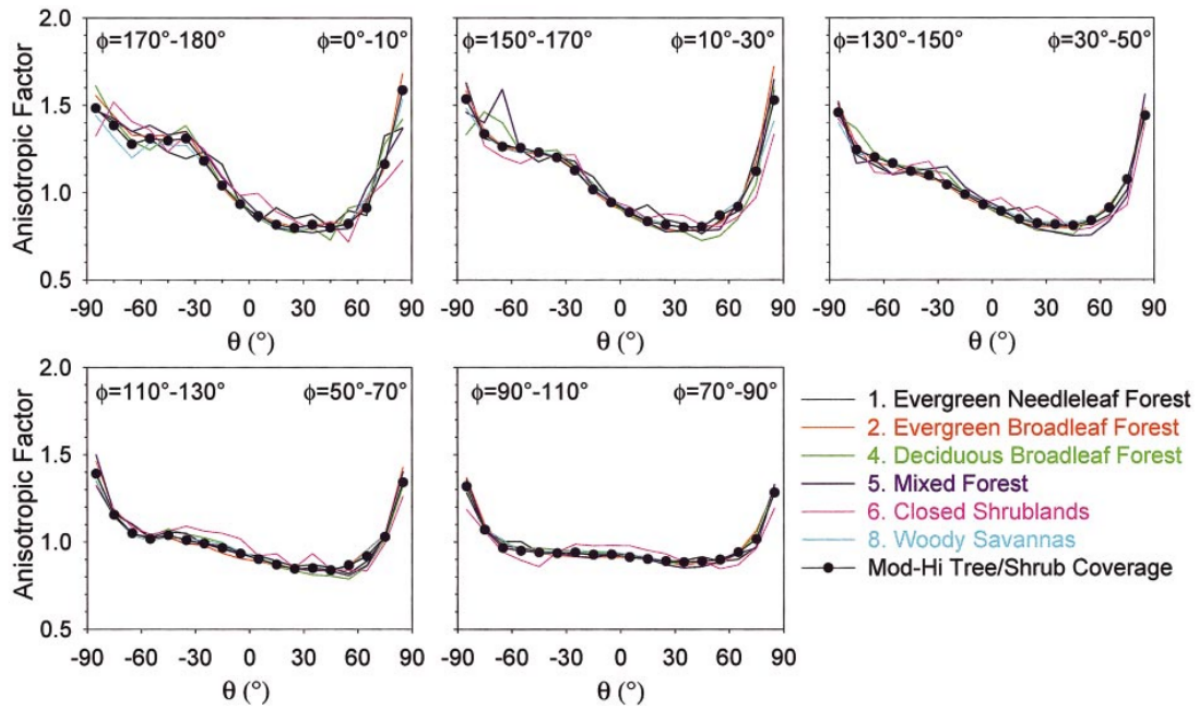


FIGURE 1.5 : ADMs pour plusieurs types de végétation dite « haute », pour un angle zénithal solaire compris entre $\theta_0=30$ et 40° et dix catégories d’angles azimutaux ϕ . Les ADMs représentent l’anisotropie de la réflexion sur une surface, ici sur divers types de forêts. Ces ADMs sont construits à partir d’observations de l’instrument CERES/TRMM. L’ADM noté « Mod Hi-Tree Shrub », moyenne du comportement des autres, fait partie des ADMs officiels TRMM. Figure extraite de Loeb et al. (2003)

Une deuxième méthode consiste à utiliser des modèles de transfert radiatif. C’est la méthode qui est employée par la chaîne de traitement de données POLDER et qui sera détaillée davantage au Chapitre 2, section 2.3.2. Des tables d’interpolation (Look Up Tables) sont précalculées en utilisant des modèles de transfert radiatif puis utilisées pour passer de la mesure (luminance ou réflectance spectrale) aux flux ou albédos (Section 1.2.4) (Chambers et al., 2001; Buriez et al., 2005; Ma and Pinker, 2012).

Tout comme un flux peut être donné sur une large plage de fréquences ou pour une seule longueur d’onde, une luminance peut être mesurée sur des bandes spectrales plus ou moins larges. Ainsi, comme nous le détaillerons au Chapitre 2, l’instrument CERES (Wielicki et al., 1996) mesure des luminances sur des bandes spectrales larges qui s’étendent sur plusieurs dizaines de micromètres, tandis que les instruments POLDER (Deschamps et al., 1994) mesurent des luminances spectrales, c’est à dire des luminances centrées sur une longueur d’onde précise et ayant une largeur spectrale beaucoup plus faible (entre 10 nm et 40 nm pour POLDER-3). Pour obtenir des flux large bande, une étape supplémentaire d’intégration des grandeurs spectrales sur la bande de fréquences souhaitée est nécessaire (Narrowband to Broadband, NB \rightarrow BB). Comme la plupart du temps seules des observations à quelques longueurs d’onde sont disponibles (trois pour POLDER, MISR, EPIC, voir Section 1.3.2), des hypothèses doivent être faites (Buriez et al., 2007; Su et al., 2018). La plupart du temps, l’intégration NB \rightarrow BB concerne des bandes spectrales situées dans le visible qui sont intégrées vers le domaine solaire, flux dits « ondes courtes » par opposition aux flux « ondes longues ».

1.2.2 Flux ondes courtes, flux ondes longues

Le flux solaire alimente notre système Terre-atmosphère à 99,97%. On peut considérer le Soleil comme un corps noir, qui émet un rayonnement dont les caractéristiques sont fonction seulement de sa température, dite « de rayonnement ». Le flux solaire a un spectre large, allant de l'ultraviolet à l'infrarouge thermique, c'est-à-dire entre environ 0,2 et au-delà de 5 μm . La température de rayonnement du Soleil engendre un spectre dont le pic se situe dans le visible à 0,55 μm (Loi de Wien) et environ 55% de l'énergie solaire se situe ce domaine, entre environ 0,38 et 0,78 μm . Ces ondes sont appelées ondes courtes (*shortwave*, *SW* en anglais).

Une partie du flux solaire incident est réfléchi par les nuages, l'atmosphère (molécules, aérosols) mais aussi la surface terrestre. La partie restante est absorbée. Et, comme tout système à température thermodynamique non nulle, la Terre réémet à son tour de l'énergie sous forme de rayonnement. Comme la Terre a une température beaucoup plus faible, les ondes qu'elle émet (que ce soit au niveau de la surface ou de l'atmosphère) présentent un maximum dans l'infrarouge, vers 10 μm , et l'on parle alors d'ondes longues (*longwave*, *LW*) ou rayonnement thermique. Ce rayonnement émis est diffusé ou absorbé puis réémis par les gaz à effet de serre et les nuages. La figure 1.6 donne un schéma simplifié de l'intensité émise par effet de corps noir par le Soleil et la Terre. L'axe vertical des intensités émises est différent pour les deux spectres, l'intensité maximale émise par le Soleil étant un million de fois plus élevée que celle émise par la Terre.

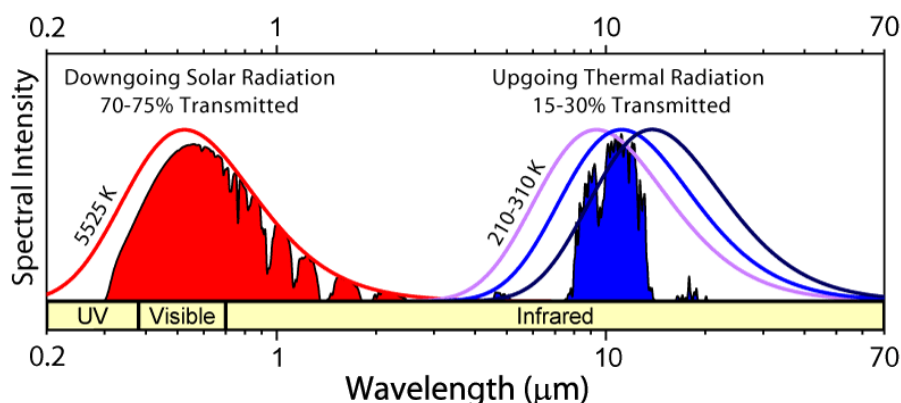


FIGURE 1.6 : Intensité du rayonnement solaire et terrestre suivant la longueur d'onde. Les courbes en rouge, violet, bleu clair et bleu foncé correspondent aux valeurs d'émission de corps noirs à, respectivement, 5525, 210, 260 et 310 K. Le rayonnement qui peut effectivement être transmis à travers l'atmosphère est également représenté. L'axe vertical n'est pas représentatif des ordres de grandeurs, les courbes sont normalisées.

Les radiomètres dédiés à l'obtention du bilan radiatif possèdent divers canaux, mais ils couvrent généralement les domaines des ondes courtes et ondes longues. Pour certains, un canal ondes courtes et un canal « total » permettent ensuite par soustraction d'obtenir les luminances ondes longues, pour d'autres un canal ondes longues est dédié (voir Section 1.3.1). L'instrument POLDER mesure des luminances spectrales uniquement dans le domaine ondes courtes et passe par une étape d'intégration NB→BB pour obtenir des flux ondes courtes. Par conséquent, pour le moment, seuls ces derniers sont proposés de manière opérationnelle. Dans la suite de ce manuscrit, les flux ondes longues ne sont donc pas considérés.

1.2.3 Flux solaire incident

Le rayonnement solaire hors atmosphère étant quasiment la seule source d'énergie pour la Terre, on comprend l'importance du point de vue climatique de mesurer avec précision ce flux incident. Les mesures du flux solaire incident sur de longues périodes sont nécessaires pour les travaux de l'UNFCCC (United Nations Framework Convention on Climate Change) et de l'IPCC (Intergovernmental Panel on Climate Change, Masson-Delmotte et al. (2021)).

Le Soleil, considéré comme un corps noir à une température de surface de 5700 K, émet un flux (ou une puissance) quasi constante, $\Phi_S \approx 3,8 \times 10^{26}$ W. Lorsqu'on s'éloigne de la photosphère solaire, la densité de flux reçue diminue comme l'inverse du carré de la distance. Cela nous permet de définir la *constante solaire*, aussi appelée irradiance solaire totale (en anglais *Total Solar Irradiance*, TSI) notée S_0 , comme étant la densité de flux solaire au sommet de l'atmosphère terrestre, c'est à dire à la distance Terre-Soleil D_{T-S} :

$$S_0 = \frac{\Phi_S}{4\pi(D_{T-S})^2} = 1361 \text{ Wm}^{-2} \quad (1.5)$$

Cette valeur, bien qu'ici considérée comme une constante et utilisée ainsi dans de nombreux ouvrages et algorithmes de calcul de flux solaire incident, ne l'est pas réellement. Elle a été estimée à plusieurs reprises, et ce dès 1838 (Dufresne, 2008). L'avènement des instruments satellitaires a fait avancer nos connaissances sur sa valeur et ses fluctuations avec une plus grande précision (Dewitte and Clerbaux, 2017). L'instrument ERB (Earth Radiation Budget) sur Nimbus-7 (1978-1994) fut le premier à mesurer le TSI sur de longues périodes (Hickey et al., 1988) et actuellement plusieurs missions sont en cours, telle le TIM (Total Irradiance Monitor) à bord de SORCE (Solar Radiation and Climate Experiment, Kopp and Lawrence (2005)). Les satellites Chinois FY3B (2011) et FY3C (2013) disposent des instruments TSIM (Total Solar Irradiance Monitor) afin de mesurer également cette quantité (Fang et al., 2014; Qi et al., 2016). La figure 1.7 montre des valeurs de l'irradiance solaire observées entre 1978 et 2008 par divers instruments. Après avoir employé une valeur de 1365 Wm^{-2} dans les années 1990 (Kopp and Lean, 2011), la valeur de S_0 est fixée à 1361 Wm^{-2} par l'Union Astronomique Internationale depuis 2015, ce qui signifie un flux solaire incident moyen pour chaque m^2 de notre planète de $F_0 = S/4 = 340,25 \text{ Wm}^{-2}$ au sommet de l'atmosphère (Coddington et al., 2016; Matthes et al., 2017). Malgré tout, des études sur la détermination précise de sa valeur sont toujours en cours avec des valeurs qui diffèrent de cette dernière valeur (Dewitte and Nevens, 2016; Dewitte et al., 2022).

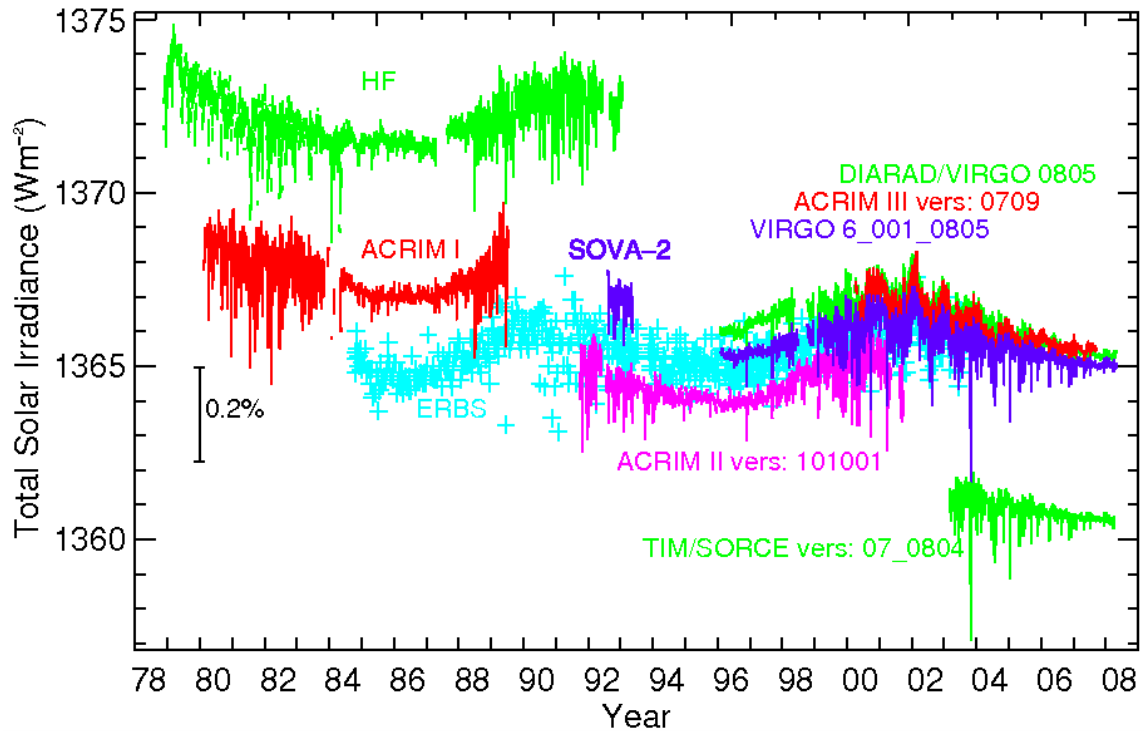


FIGURE 1.7 : Mesure de l'irradiance solaire entre 1978 et 2008 par divers instruments : HF sur Nimbus-7, ACRIM I sur SMM, ERBE sur ERBS, ACRIM II sur UARS, SOVA sur EURECA, VIRGO sur SOHO, ACRIM III sur ACRIM-Sat et TIM sur SORCE. Figure issue de Fröhlich (2009)

1.2.4 Albédo terrestre

Le rayonnement incident solaire est en partie absorbé par l'atmosphère, la terre ou les océans ou bien réfléchi. Le rapport entre le flux solaire sortant de l'atmosphère (réflexion à la surface, dans l'atmosphère et au sommet de l'atmosphère) et le flux solaire incident est appelé albédo de Bond, ou albédo planétaire.

$$\alpha_T = \frac{F_{SW}^r}{F_0} \quad (1.6)$$

F_{SW}^{in} est le flux solaire réfléchi, F_0 le flux solaire incident.

L'albédo est donc sans dimension et varie de 0 à 1. Un objet possédant un albédo égal à l'unité est équivalent à un miroir parfait qui réfléchit toute la lumière reçue, tandis qu'un objet possédant un albédo nul absorbe tout le rayonnement reçu ou le transmet complètement. L'albédo moyen de la Terre (surface et atmosphère) est de 0,29 (Stephens et al., 2015), ce qui signifie qu'environ 30% du rayonnement solaire incident est réfléchi, le reste étant absorbé par le système Terre-atmosphère. L'importance d'une bonne connaissance de l'albédo est donc primordiale pour la surveillance du climat, puisqu'il s'agit d'une grandeur qui détermine la quantité d'énergie solaire qui « peut » être absorbée (Stephens et al., 2015). Le flux solaire incident est principalement réfléchi par l'atmosphère et les nuages (Donohoe and Battisti, 2011) mais l'albédo de la surface terrestre est aussi important et contribue pour beaucoup aux variations saisonnières de l'albédo planétaire. C'est le cas notamment en présence des variations saisonnières de couverture neigeuse (Flanner et al., 2011; Chen et al., 2015, 2016, 2017). L'effet d'Amplification Arctique, dû à la fonte

des grands glaciers, est un autre exemple frappant de l'importance de l'albédo de surface (Cao et al., 2015; Hartmann and Ceppi, 2014; Pistone et al., 2014). La carte présentée en Figure 1.9 présente les contributions de la surface et de l'atmosphère à l'albédo planétaire présenté par Donohoe and Battisti (2011).

Le cycle annuel de l'albédo mesuré au sommet de l'atmosphère présente deux maxima, l'un au printemps boréal, qui résulte de la réflexion sur les surfaces enneigées entre 30°N et 60°N et un second, plus faible, à l'automne boréal, dû à la couverture nuageuse présente dans l'hémisphère Sud (Stephens et al., 2015). Par ailleurs, concernant les différences Nord/Sud, Stephens et al. (2015) ont montré qu'en moyenne annuelle les deux hémisphères présentent la même quantité de flux réfléchi à environ $0,2 \text{ Wm}^{-2}$ près, confirmant les résultats de (Vonder Haar and Suomi, 1971; Voigt et al., 2013).

North et al. (1981) ont montré qu'une variation de 5% de l'albédo planétaire, soit une modification de l'albédo de 0,015, pourrait être responsable d'un changement de température de l'ordre d'1 K. En considérant un flux incident de $340,25 \text{ Wm}^{-2}$, Wielicki et al. (2005) trouvent une variation de flux réfléchi de $3,4 \text{ Wm}^{-2}$ pour une modification de l'albédo de 0,01, ce qui est semblable à l'impact du doublement du taux de CO_2 dans l'air.

Une bonne connaissance de la contribution de chaque composante de l'atmosphère ou de la surface (océans, terres, cryosphère) à l'albédo total est essentielle si l'on veut estimer l'impact de l'évolution des composantes du système Terre-atmosphère sur son albédo. Ainsi, Loeb et al. (2018b) chiffrent l'impact de la « pause » du réchauffement climatique (1998-2013) sur le bilan radiatif terrestre et trouvent une diminution du flux réfléchi de $0,83 \pm 0,41 \text{ Wm}^{-2}$ sur la période 2000-2017, comparé à 2000-2014, liée aux changements dans la couverture nuageuse basse, ces changements provoquant une diminution d'albédo. De même, Hartmann and Ceppi (2014) montrent que des anomalies sur la couverture en glace de l'Arctique au début des années 2000 (diminution de 106 km^2) correspondent à des anomalies dans le flux solaire réfléchi au sommet de l'atmosphère (de l'ordre de $2,5 \text{ Wm}^{-2}$ en moyenne sur 75°-90°N). Sur la période 2000-2018, Dewitte et al. (2019) montrent une corrélation de 85% entre les variations de la couverture en glace (Sea Ice Extent) de l'Arctique et le flux solaire réfléchi en ciel clair (60°N-90°N), et de 88% pour l'Antarctique (60°S-90°S). Ces variations se reflètent à leur tour sur le flux solaire réfléchi en ciel clair au niveau planétaire (corrélation de 80% entre le flux solaire réfléchi polaire et global). Ces études montrent bien que des modifications de l'une des composantes de l'albédo planétaire peut avoir un impact fort sur le bilan radiatif.

Pour un flux incident constant selon une direction donnée, l'albédo ne dépend que de la surface et des composantes atmosphériques considérées. Selon le type de surface, l'albédo est très variable : les océans présentent en moyenne un albédo inférieur à 0,1, les déserts dits « clairs » peuvent présenter un albédo supérieur à 0,3. L'albédo des nuages dépend beaucoup de leurs caractéristiques (épaisseur optique, phase thermodynamique de l'eau condensée par exemple). Pour une même surface terrestre, des paramètres tels que l'humidité du sol peuvent aussi faire varier l'albédo, faisant passer du sable blanc de 0,4 à 0,2 (Mironova, 1973). Plusieurs études ont également montré l'existence d'une asymétrie dans la variation de l'albédo dans la journée pour des surfaces avec végétation (Song, 1998; Minnis et al., 1997; Ripley and Redmann, 1976). Les raisons de cette asymétrie sont diverses, mais des vents changeants dans la journée semblent en être la cause majeure (Song, 1998; Ripley and Redmann, 1976). Sur ces surfaces, des variations saisonnières sont également parfois importantes (Song, 1999).

La carte 1.8 représente l'albédo terrestre obtenu à partir de mesures CERES/Aqua

CERES SSF : CERES All-Sky TOA Albedo - Regional 09/2008

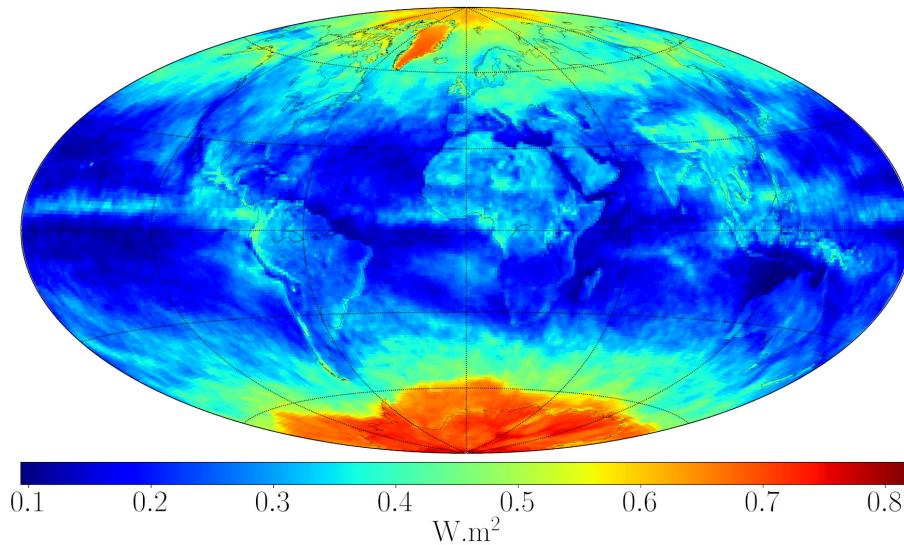


FIGURE 1.8 : Carte d'albédo terrestre pour le mois de septembre 2008, produit CERES SSF1deg Aqua.

pour le mois de septembre 2008. On peut constater la grande diversité des valeurs d'albédo suivant les surfaces, depuis les océans clairs à l'albédo moyen mensuel inférieur à 0,1 jusqu'aux pôles glacés qui présentent un albédo (toujours en moyenne mensuelle) supérieur à 0,7.

En considérant cette fois l'albédo sur une surface donnée, il s'avère très dépendant du flux solaire incident, et tout particulièrement de l'angle avec lequel celui-ci atteint la surface en question. Or ce dernier varie suivant la latitude, et en un même endroit il varie au cours de la journée. Les effets angulaires sont aussi importants dans le cas de situations nuageuses. Ainsi, en comparant trois types de nuages différents, Singer et al. (2021) ont démontré que l'albédo est très dépendant de la géométrie des nuages et que cette dépendance est liée à l'angle zénithal solaire. Ceci entraîne des limitations pour l'utilisation des modèles de calcul d'albédo qui négligent la structure tridimensionnelle des nuages. Cette dépendance sera importante aux Chapitres 3 et 4, où nous la mettrons en évidence avec des mesures POLDER/PARASOL.

1.3 Des satellites pour estimer les flux

L'importance de la mesure des flux radiatifs a donné naissance à des instruments dédiés à leur étude dès la deuxième moitié du siècle dernier. Ces instruments, de plus en plus perfectionnés, possèdent des caractéristiques qui maximisent la précision des flux obtenus, que ce soit les flux infrarouges ou visibles (Table 1.1). Etant données les échelles de temps des changements climatiques, il est également très important d'avoir des données sur de longues périodes, car la surveillance des changements climatiques s'effectue sur des périodes d'au moins plusieurs dizaines d'années. Les valeurs de flux obtenues depuis les années 1980 fournissent également des données à prendre en compte dans les modèles

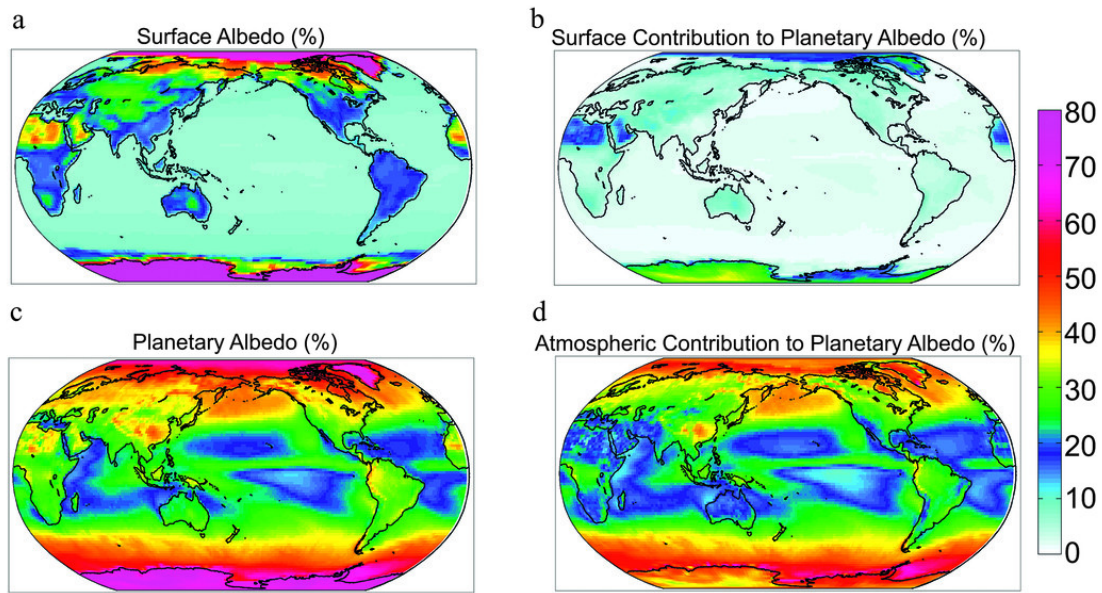


FIGURE 1.9 : Contributions de la surface et de l'atmosphère à l'albédo planétaire (au TOA) telles que déterminées par Donohoe and Battisti (2011) à partir de données CERES.

climatiques afin d'obtenir une estimation des flux à des périodes antérieures aux premiers instruments satellitaires (Smith et al., 2015). Le fait de déterminer des flux radiatifs à partir de satellites qui ne sont pas conçus pour cette étude présente un intérêt théorique mais permet également d'élargir la base de données de flux utilisable par la communauté scientifique. De ce fait, de nombreux instruments non-dédiés (Table 1.2) ont été utilisés pour déterminer des flux solaires et/ou thermiques.

1.3.1 Dédier des instruments à l'étude du bilan radiatif...

Le premier instrument satellitaire destiné à l'étude du bilan radiatif fut le radiomètre imaginé par Verner Suomi et embarqué à bord d'Explorer-7 en 1959 (Suomi and Kuhn, 1958; Suomi, 1962). Nommé « Low Resolution Omnidirectional Radiometer », il consistait en deux paires d'hémisphères peints en noir et blanc reliés à des thermistances, l'idée étant que le rayonnement émis par le Soleil et réfléchi par la Terre réchaufferait les hémisphères peints en noir et l'énergie thermique émise par la Terre ferait quant à elle monter en énergie la sphère blanche, qui resterait insensible à la lumière solaire. Ce type d'instrument fut ajouté aux satellites TIROS (Television Infrared Observation Satellites) -3, 4 et 7 (1961, 1962 et 1968 respectivement, Manna (1985)). Bien que de nos jours il puisse paraître rudimentaire, cet instrument permit de nombreuses études et une avancée notable dans la connaissance du bilan radiatif terrestre (Weinstein and Suomi, 1961; House, 1965; Vonder Haar, 1968; Vonder Haar and Suomi, 1969). Raschke and Bandeen (1970) s'attachèrent à obtenir des flux radiatifs ondes courtes et ondes longues à partir des mesures de MRIR (Medium-Resolution Infrared Radiometer) sur le satellite Nimbus-2, exploitant des données qui couvrent mai à juillet 1966. Cet instrument effectuait des mesures sur des bandes comprises entre 0,2 et 4 μm et entre 0,5 et 30 μm . Ils proposent un albédo compris entre 0,29 et 0,31, donc remarquablement proche de la valeur acceptée aujourd'hui. Un deuxième instrument MRIR fut installé à bord de Nimbus-3 mais le canal 0,5-30 μm fut remplacé par un canal 20-23 μm . La détermination des flux ondes longues relève donc davantage de la section 1.3.2 avec cette configuration d'instrument (Raschke

et al., 1973). Quelques années plus tard, les radiomètres multicanaux satellitaires Earth Radiation Budget (ERB) furent installés à bord des plateformes Nimbus-6 (1975 à 1983) (Smith et al., 1977) et Nimbus-7 (1978 à 1994) (Kyle et al., 1993; Jacobowitz et al., 1979; Smith et al., 1977). Jusqu’au lancement de la mission ERBE (Earth Radiation Budget Experiment, Barkstrom (1984)), ils permirent d’obtenir des valeurs et des cartes de flux ondes courtes, ondes longues et un bilan radiatif net. C’est également sur ces données que s’appuya la validation des algorithmes utilisés ensuite pour ERBE (Suttles et al., 1992).

La mission ERBE a eu pour objectif d’améliorer les mesures de l’époque, notamment en utilisant la synergie entre plusieurs instruments différents, mais également en utilisant de nouveaux modèles pour simuler la variation diurne de l’albédo. Le premier satellite, ERBS (Earth Radiation Budget Satellite), fut lancé en 1985 et comprenait trois instruments : ERBE scanner, ERBE non-scanner et SAGE (Stratospheric Aerosol and Gas Experiment, Zawodny and McCormick (1991)), destiné à la mesure des aérosols et des gaz dans la stratosphère. Deux autres jeux d’instruments ERBE furent lancés à bord des satellites NOAA-9 et NOAA-10. Les résultats obtenus pendant les 15 années qui ont suivi ont permis d’obtenir des flux avec une précision de 5 Wm^{-2} contre 10 Wm^{-2} pour l’instrument à bord de Nimbus-7 seul et ont permis des avancées notables (Wong et al., 2018).

Afin d’améliorer encore les résultats d’ERBE, le programme CERES (Clouds and the Earth’s Radiant Energy System, Wielicki et al. (1996)) fut mis en place. L’objectif était de prendre la relève des mesures obtenues grâce à la mission ERBE tout en améliorant la résolution, à la fois temporelle et spatiale. Nous détaillerons davantage l’instrument CERES dans le Chapitre 2. Tout comme ERBE, il s’agit d’un radiomètre à trois canaux de mesure, un premier canal dans le visible (*Shortwave*, $0,3\text{-}5 \mu\text{m}$), un second qui mesure le rayonnement dans une fenêtre atmosphérique (*Window*, $8\text{-}12 \mu\text{m}$) et le troisième qui mesure tout le spectre entre $0,3$ et $100 \mu\text{m}$ (*Total*). Six instruments CERES, de FM1 à FM6 (Flight Model 1 à Flight Model 6) sont actuellement en vol à bord de quatre plateformes : Terra (FM1, FM2), Aqua (FM3, FM4), S-NPP (FM5) et NOAA-20 (FM6). Depuis le premier instrument lancé à bord de TRMM (Tropical Rainfall Measuring Mission) en 1997, nommé PFM (Proto-Flight Model), des modifications ont été progressivement apportées sur les instruments CERES, jusqu’au remplacement du canal *Window* par un canal purement thermique pour FM6 (Smith et al., 2018). En 2020, la NASA a sélectionné le projet Libera pour succéder à CERES (Harber, 2020). Ce dernier s’inspire très fortement de son prédécesseur afin de conserver une continuité dans les flux restitués. Il comprend quatre canaux de mesure au lieu de trois, dont deux qui ne changent pas (« shortwave » et « total »). Le canal « window » est remplacé par un canal thermique tout comme pour CERES FM6. Le quatrième canal est un canal « split shortwave », entre $0,7$ et $5 \mu\text{m}$, qui permettra d’obtenir des flux « proche infrarouge » et « visible » séparément. L’instrument se situera à bord du Joint Polar Satellite System-3 (JPSS-3) de la NOAA, qui devrait être lancé en décembre 2027.

Côté Europe et Asie, une collaboration internationale entre la France, la Russie et l’Allemagne permet de mettre en orbite le premier instrument ScaRaB (Scanner for Radiative Budget) (Kandel et al., 1998) à bord du satellite en orbite polaire Meteor 3. Cet instrument, ScaRaB-1, a fourni des données entre février 1994 et mars 1995 (Kandel et al., 1998). Il fut suivi de ScaRaB-2 sur Resurs (Duvel et al., 2001), entre novembre 1998 et 1999. Le dernier instrument ScaRaB en date fut lancé en 2011 à bord de Megha-Tropiques (Desbois et al., 2003; Roca et al., 2015), dans le cadre cette fois d’une collaboration entre la France au travers du CNES (Centre National d’Etudes Spatiales) et l’Inde au travers de l’ISRO (Indian Space Research Organization) (Sathiyamoorthy et al., 2013). L’orbite n’est cette fois plus polaire, mais inclinée de 20° , la mission ayant pour objectif l’étude

des tropiques. L'instrument dispose de deux canaux large bande pour les calculs de flux (0,2–4 μm et 0,2–50 μm) et deux canaux bandes-étroites (0,5–0,7 μm , 10,5–12,5 μm) pour l'identification de la scène. La Chine, de son côté, a lancé le Earth Radiation Measurement (ERM), qui possède deux canaux large bande (0,2-4,3 μm et 0,2-50 μm) à bord de FY-3A, satellite météorologique de la série *FengYun-3*, en 2008 (Zhang et al., 2009).

Des satellites géostationnaires emportent également des instruments destinés à l'étude des flux. On peut prendre pour exemple les instruments GERB (Geostationary Earth Radiation Budget) sur Meteosat-8 (2002) et Meteosat-9 (2007) (Harries et al., 2005) ou l'instrument BOS (Broadband Bolometric Oscillation Sensor) à bord de Picard entre 2010 et 2014 (Zhu et al., 2015), dont la conception rappelle l'instrument conçu par Verner Suomi à la fin des années 1950. En plus des instruments géostationnaires classiques, le satellite DSCOVR (Deep Space Climate Observatory, Burt and Smith (2012)) emporte l'instrument NISTAR (NIST Advanced Radiometer, Rice et al. (2011)) qui permet des observations de tout le disque éclairé de la Terre depuis le point de Lagrange L1, à 1,5 millions de kilomètres de la Terre sur des bandes 0,2-4 μm , « total » (0,4-100 μm) et proche infrarouge (0,7-4 μm). Après avoir démontré la possibilité d'obtenir des flux avec un autre instrument situé à bord de DSCOVR (voir Section 1.3.2), Su et al. (2020) ont calculé des flux ondes courtes et ondes longues à partir des observations NISTAR.

Instrument	Solaire	WN ou NIR	Thermique	Total
MRIR	0,2-4	-	0,5-30	-
ERB/Nimbus	0,2-3 / 0,4-7	-	4-50	0,2-50
ERBE	0,2-5	-	0,5 - 50	0,2-50
CERES	0,3-5	8-12	-	0,3-100
ScaRaB	0,2-4	-	-	0,2-100
GERB	0,32-4	-	4-30	0,32-30
NISTAR	0,2-4	0,7-4	4-100	-

TABLE 1.1 : Largeurs en micromètres des canaux des instruments dédiés à l'estimation de flux radiatifs solaires et thermiques.

1.3.2 ...ou utiliser des instruments non dédiés ?

Comme nous venons de le voir, les capteurs des instruments dédiés à l'étude du bilan radiatif mesurent le rayonnement dans des bandes spectrales larges. Il est cependant possible d'estimer des flux à partir de mesures de luminances spectrales. Avec ce type d'instruments, il est nécessaire de passer par une étape supplémentaire d'intégration spectrale (Buriez et al., 2007; Su et al., 2018; Liang, 2001; Liang et al., 2003, 2005). Cela implique des hypothèses supplémentaires mais les flux ainsi restitués peuvent venir enrichir la base de données de flux radiatifs disponibles pour les études climatiques. Tout comme pour

les radiomètres large-bande, les radiomètres spectraux utilisés pour obtenir des flux radiatifs peuvent se trouver à bord de satellites géostationnaires ou défilants. Nous citons ici quelques exemples (parmi de nombreuses études existantes) d'utilisation d'instruments non dédiés.

Buriez et al. (2005, 2007) mettent en avant la possibilité d'utiliser les mesures de l'instrument POLDER (POLarization and Directionality of the Earth's Reflectances, (Deschamps et al., 1994)) pour estimer des albédos ondes courtes à partir d'albédos spectraux. À partir de ces albédos ondes courtes, Viollier et al. (2002) démontrent la possibilité d'obtenir des moyennes mensuelles de flux réfléchis ondes courtes. L'instrument POLDER, ainsi que les algorithmes qui lui sont attachés, seront décrits plus en détail au Chapitre 2. Avant POLDER-3, qui sera au cœur de cette étude, deux instruments POLDER avaient déjà été mis en orbite, POLDER-1/ADEOS-I (1996-1997) et POLDER-2/ADEOS-II (2002). POLDER-3 a pu bénéficier des algorithmes de traitement de mesures établis pour ces deux instruments, bien que des modifications aient été apportées à l'instrument et des adaptations aient été nécessaires pour les algorithmes.

Ma and Pinker (2012) présentent une méthode pour obtenir des moyennes mensuelles de flux ondes courtes à partir d'un modèle (UMD/SRB v3.3.3) en utilisant des données ISCCP DX provenant de cinq satellites géostationnaires, un satellite en orbite polaire et un mélange géostationnaires/polaires.

Le radiomètre multispectral MODIS (Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer) à bord des plateformes Terra et Aqua a également été utilisé pour obtenir des flux ondes courtes Wang and Pinker (2009). MODIS possède 36 bandes spectrales entre 0,41 et 14,24 μm et une résolution spatiale comprise entre 250 m et 1 km suivant les bandes spectrales considérées. Son objectif principal est donc de permettre l'estimation entre autres des profils atmosphériques, du contenu en vapeur d'eau ou de propriétés d'aérosols et nuages (King et al., 1992). Comme nous le préciserons au Chapitre 2, cet instrument est aussi essentiel pour l'obtention de flux par CERES puisqu'il permet la caractérisation précise des scènes qui permettent ensuite à CERES de choisir le modèle angulaire à appliquer pour passer de la luminance au flux solaire. Wang and Pinker (2009) ont restitué des flux ondes courtes à partir des luminances spectrales observées par MODIS en utilisant un modèle de transfert radiatif à partir des données atmosphériques restituées par l'instrument. Ils présentent trois ans (2003-2005) de flux ondes courtes au sommet de l'atmosphère, à plusieurs niveaux de l'atmosphère et au niveau de la surface.

Gupta et al. (2016) ont montré la possibilité d'estimer des flux ondes courtes avec une très bonne précision à partir des mesures hyperspectrales dans l'UV d'OMI (Ozone Monitoring Instrument, Levelt et al. (2006)), à bord d'Aura, un instrument situé dans la constellation de satellites A-Train. Un réseau neuronal est employé pour transformer les luminances comprises entre 270 et 500 nm en flux ondes courtes. La comparaison des flux instantanés avec CERES/Aqua donne des coefficients de corrélation supérieurs à 0,95. L'étude prévoit d'appliquer cette méthode aux observations TOMS (Levelt et al., 2006), dont les observations remontent à 1978, ce qui permettrait d'avoir des flux sur une période bien plus longue qu'aujourd'hui.

Enfin, Su et al. (2018) ont calculé des flux ondes courtes à partir des observations de l'instrument EPIC (Enhanced Polychromatic Imaging Camera, Marshak et al. (2018)) situé, comme NISTAR dont nous avons parlé précédemment, à bord de DSCOVR. L'avantage de l'utilisation d'EPIC est la possibilité d'observer la Terre depuis l'espace en considérant toute la partie éclairée du globe à la fois (Herman et al., 2018).

L'instrument 3MI (Multi-viewing Multi-channel Multi-polarisation Imager, Fougnie

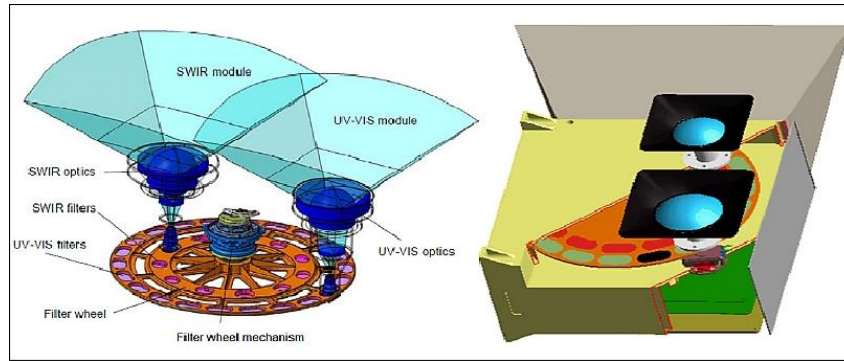


FIGURE 1.10 : Principe de fonctionnement de l'instrument 3MI. Crédits image : ESA.

et al. (2018); Marbach et al. (2015)) est un radiomètre développé par EUMETSAT et l'Agence spatiale européenne dans le cadre du projet EPS-SG (Eumetsat Polar System - Second Generation). Ses capacités de multidirectionnalité, d'analyse mutispectrale et de polarisation de la lumière sont basées sur son prédécesseur, l'instrument POLDER. Un schéma simplifié de l'instrument 3MI est donné en Figure 1.10. Vingt-et-un ans de mesures sont prévues avec trois instruments 3MI, lancés à bord de satellites MetOp-SG en 2024, 2030 et 2037. Les travaux développés dans ce manuscrit serviront pour l'implémentation d'algorithmes destinés à restituer des flux ondes courtes à partir des observations 3MI.

Instrument	Solaire	WN ou NIR	Thermique	Total
POLDER	490 nm, 670 nm, 865 nm	-	-	-
MISR	446 nm, 558 nm, 670 nm, 865 nm	-	-	-
OMI	270–500 nm	-	-	-
EPIC	443 nm, 551 nm, 680 nm	-	-	-
MODIS	19 canaux, de 620 nm à 965 nm	-	17 canaux, de 3,660 μm à 14,385 μm	-

TABLE 1.2 : Canaux des radiomètres spectraux cités dans ce chapitre ayant servi au calcul de flux ondes courtes ou ondes longues.

1.4 Conclusion

Nous avons souligné dans ce chapitre l'importance de la mesure des flux radiatifs depuis l'espace pour la surveillance climatique qui, en association avec d'autres méthodes pour quantifier le déséquilibre radiatif de la Terre, devient un outil indispensable pour le suivi et la prévision des changements à venir. Les divers mécanismes du réchauffement

climatique sont trop nombreux pour être résumés ici, mais l'importance du suivi de grandeurs telles que l'albédo planétaire est mise en avant. Ce dernier est en effet directement lié à la quantité d'énergie solaire qui peut être absorbée par notre planète, qui est la source principale d'énergie pour le système Terre-atmosphère. En effet, l'albédo représente le rapport entre le flux solaire réfléchi et le flux solaire incident, et les deux premières grandeurs sont au cœur de cette thèse. La bonne quantification des flux réfléchis ou albédos, au niveau régional ou planétaire, permet d'étudier et chiffrer l'effet des divers composants de l'atmosphère ou de la surface. Par exemple, en identifiant avec précision l'évolution de l'albédo des nuages, qui varie beaucoup suivant leur composition, on peut faire le lien avec les effets indirects des pollutions particulaires (Heintzenberg and Wendisch, 1996). L'albédo est aussi au cœur d'effets tels que la rétroaction glace-albédo qui font partie des effets qu'il faut surveiller et étudier afin de les prendre en compte dans les modélisations.

La mesure des flux radiatifs par satellite possède un avantage indéniable, celui de la couverture spatiale, puisque des satellites en orbite polaire comme CERES/Aqua et POLDER/PARASOL couvrent la planète entière en l'espace d'un ou plusieurs jours (suivant les largeurs de fauchée de chaque instrument). Les satellites géostationnaires, quant à eux, sont capables d'observer l'évolution temporelle d'une partie du globe sur toute la journée, et le nombre de satellites géostationnaires en orbite permet de couvrir quasiment tout le globe. L'inconvénient majeur de ces derniers est que les instruments à bord de ces satellites possèdent souvent des caractéristiques différentes et une résolution spatiale large en particulier aux hautes latitudes.

Nous avons également vu que l'estimation des flux radiatifs par des instruments satellitaires peut se faire grâce à des radiomètres dédiés à cette étude mais aussi à l'aide de radiomètres effectuant des mesures sur des bandes spectrales plus étroites (Viollier et al., 2002; Su et al., 2018; Wang and Pinker, 2009; Ma and Pinker, 2012; Gupta et al., 2016). Le fait d'avoir une grande base de données de flux radiatifs provenant de divers instruments, avec des mesures à des heures différentes et des méthodes de calculs différents, permet de faire avancer notre compréhension de l'évolution de ces flux dans la journée, au cours d'un mois, d'une dizaine d'années ou plus. Cela rend également possible l'inter-comparaison des résultats, dans l'objectif de rendre les algorithmes de plus en plus précis. Le chapitre suivant présente les deux instruments qui seront utilisés dans l'étude de flux ondes courtes des chapitres 3 et 4.

La détermination des flux radiatifs dans l'A-Train

Nous avons vu au chapitre précédent l'importance de la détermination des flux radiatifs avec une bonne précision. Dans un contexte de changement climatique, on s'intéresse particulièrement aux valeurs mensuelles qui sont utiles au suivi du climat, car elles permettent non seulement de surveiller l'évolution des flux sur plusieurs années mais révèlent également les fluctuations intra-saisonnières. Les valeurs horaires ou moyennes diurnes varient quand à elles beaucoup trop pour apporter une information supplémentaire utile sur des périodes qui s'étendent sur des dizaines d'années.

Les flux et albédos qui seront comparés au Chapitre 3 ont été restitués à partir de deux instruments : CERES (Clouds and the Earth's Radiant Energy System, Wielicki et al. (1996)) et POLDER (POLARization and Directionality of the Earth's Reflectances, (Deschamps et al., 1994)). Ces deux instruments sont très différents de par leur conception, puisque les capteurs de CERES mesurent des luminances dans des bandes spectrales larges (5 μm de largeur pour le canal ondes-courtes) tandis que l'instrument POLDER mesure des luminances dans des bandes spectrales plutôt étroites d'une largeur comprise entre 10 nm et 40 nm. Les mêmes algorithmes ne peuvent donc pas être utilisés pour déterminer des flux radiatifs à partir des luminances provenant de ces deux instruments. Ce chapitre décrit ces deux instruments plus en détail ainsi que les algorithmes développés pour obtenir les flux et albédos ondes courtes. Nous présenterons dans un premier temps les algorithmes employés par CERES pour convertir des luminances large bande en flux ondes courtes puis nous verrons comment POLDER met à profit ses capacités multiangulaires et multispectrales afin de caractériser les scènes et en déduire des albédos spectraux et ondes courtes. Pour chaque instrument, nous décrirons également les algorithmes utilisés pour obtenir les moyennes mensuelles de flux que l'on comparera au Chapitre 3. Dans le cadre de cette thèse, seuls les flux ondes courtes ont été étudiés, et nous limiterons au maximum la description des algorithmes à la restitution de ces flux.

2.1 Afternoon Constellation

La « constellation de l'après-midi » (*Afternoon Constellation*) est un ensemble de satellites d'observation de la terre coordonnés entre eux pour obtenir des mesures simultanées avec des instruments différents. Elle tire son nom de son heure de passage à

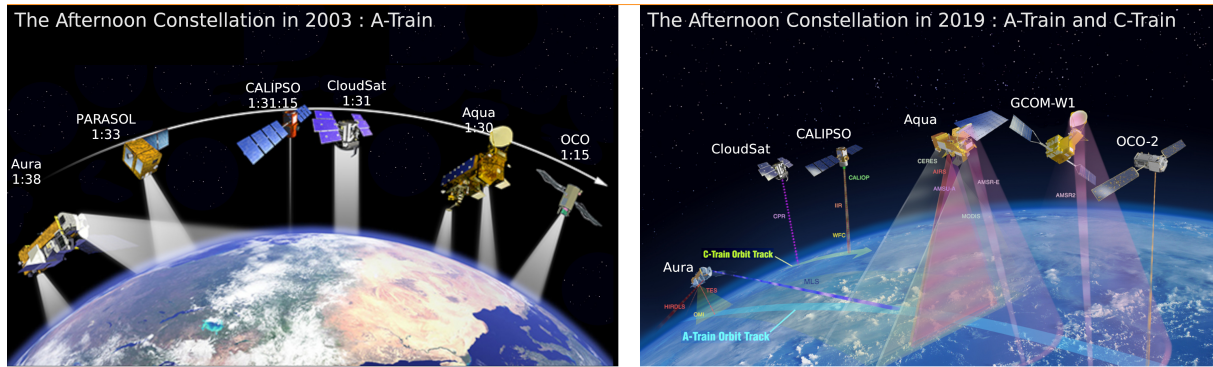


FIGURE 2.1 : Représentations de la constellation en 2003 et 2019. Depuis décembre 2013, PARASOL ne fait plus partie de la constellation, divisée désormais en deux « trains » de satellites, le A-Train et C-Train. Figure de <https://atrain.nasa.gov/>.

l'équateur (nœud ascendant) de 13h30 environ, heure locale. Bien que pendant des années la constellation ait été nommée simplement A-Train, elle est depuis 2018 constituée de deux « trains », le A-Train et le C-Train. En date de février 2022, elle comprend six satellites : Aqua (2002), Aura (2004), GCOM-W1 (2012), OCO-2 (2014) se situent dans le A-Train tandis que CALIPSO (2006) et CloudSat (2006) constituent le C-Train.

Au début de son existence, la constellation ne comprenait qu'un ensemble de trois satellites, Aqua, Aura et PARASOL (2004) et le surnom « A-Train » fut donné à la constellation à cause des noms des satellites en tête du cortège (et en référence au standard de jazz de Billy Strayhorn, *Take the A Train*). Elle fut complétée par CALIPSO (Winker et al., 2003) et CloudSat (Stephens et al., 2002) en 2006 puis par GCOM-W1 (Oki et al. (2010)) en 2012 et OCO-2 (Crisp, 2015) en 2014, tandis que PARASOL quittait définitivement la constellation en décembre 2013. En février 2018, l'orbite de CloudSat fut abaissée à cause de problèmes techniques et il fut rejoint par CALIPSO en septembre de cette même année, ces deux satellites donnant naissance au C-Train. Le C-Train se situe à 16,5 km en dessous du A-Train, avec une trace au sol légèrement différente. Des mesures simultanées entre les instruments du A-Train et ceux du C-Train sont malgré tout possibles tous les vingt jours environ. La Figure 2.1 représente la constellation telle que prévue en 2003 à gauche, et celle en place en 2019 à droite.

2.1.1 La mission Aqua (2002-)

La mission Aqua (Parkinson, 2003) fait partie du programme EOS (Earth Observing System) piloté par la NASA, qui comprend des dizaines de satellites destinés à l'observation de la Terre. Aqua est une plate-forme qui comporte six instruments : AIRS (Atmospheric Infrared Sounder), AMSU (Advanced Microwave Sounding Unit), HSB (Humidity Sounder for Brazil) (Aumann et al., 2003), MODIS (Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer, Justice et al. (1998)), CERES (Clouds and the Earth's Radiant Energy System, Wielicki et al. (1996)) et AMSR-E (Advanced Microwave Scanning Radiometer, Kawanishi et al. (2003)). Aqua est le fruit d'une coopération internationale, puisque HSB a été fourni par l'agence spatiale brésilienne INPE (Brazilian Institute for Space Research) et AMSR-E par l'agence spatiale japonaise JAXA (Japan Aerospace Exploration Agency).

Le nom de la mission renvoie à son objectif principal qui est d'acquérir des données sur l'eau sur Terre sous toutes ses formes : vapeur, glace, précipitations, humidité du sol. Mais

les objectifs d'Aqua vont plus loin, puisque l'ensemble des instruments permet également d'obtenir des données sur la végétation, les aérosols et le bilan radiatif terrestre. Ce dernier objectif est possible grâce à la synergie des instruments CERES et MODIS.

Comme nous l'avons mentionné au Chapitre 1, l'instrument CERES fut conçu afin de prendre la relève de la mission ERBE (Earth Radiation Budget Experiment) (Barkstrom, 1984) tout en augmentant la précision des flux restitués. Sa conception est calquée sur le modèle du scanner de la mission ERBE (ERBS) et comporte donc trois canaux de mesure large-bande. L'objectif de CERES est l'observation et l'étude des flux radiatifs émis ou réfléchis par la Terre, par les particules de l'atmosphère et par les nuages dans le but d'étudier le climat. MODIS, quant à lui, est un imageur spectral à 36 canaux de mesure allant du visible à l'infrarouge. Sa résolution spatiale est de 250 m, 500 m ou 1 km suivant les canaux. C'est la résolution spatiale la plus fine de tous les instruments présents sur Aqua. Cela permet une identification très précise des scènes nuageuses. La présence de MODIS et CERES sur la même plateforme, comme c'était déjà le cas sur la plateforme Terra (mission « sœur » d'Aqua, lancée en 1999, Ranson (2003); Kelly et al. (2014)), offrent à CERES la possibilité de choisir au mieux les modèles angulaires (qui dépendent de la scène) qui permettent de convertir les luminances en flux (voir Section 2.2.2). Dix ans après son lancement, les instruments embarqués sur la plate-forme Aqua avaient déjà permis plus de 2000 publications scientifiques (Parkinson, 2013). Au moment de la rédaction de ce manuscrit, soit vingt ans après le début de la mission, quatre des six instruments sont encore opérationnels. En 2020, il était prévu que les réserves de carburant permettent à Aqua de rester dans le A-Train jusqu'en 2022, tandis que les cellules solaires et les batteries pourraient durer jusqu'en 2025 et 2031 respectivement (Broberg et al., 2020).

2.1.2 La mission PARASOL (2004-2013)

La mission PARASOL (Polarization and Anisotropy of Reflectances for Atmospheric science coupled with Observations from a Lidar, Lier and Bach (2008)) avait comme principal objectif l'étude des aérosols et des propriétés nuageuses en exploitant les mesures de luminances multi-spectrales polarisées de l'instrument POLDER-3, effectuées sous plusieurs angles d'observation (multi-directionnalité). Les observations POLDER-3 ont permis des avancées remarquables sur l'étude des aérosols et nuages, ainsi que démontré, entre autres, par Zeng et al. (2012, 2014); Parol et al. (2013); Waquet et al. (2013); Peers et al. (2015); Desmons et al. (2017); Chen et al. (2019, 2020). Une autre particularité de la mission PARASOL était de rendre possible le couplage des mesures de POLDER-3 à celles d'un LIDAR situé à bord de CALIPSO (Cloud-Aerosol Lidar and Infrared Pathfinder Satellite Observation, Winker et al. (2003)). C'est d'ailleurs cet objectif qui a conduit à la coopération internationale nécessaire pour faire voler PARASOL dans le A-Train. Le fait d'avoir des mesures quasi coïncidentes provenant d'instruments très différents, et en particulier d'instruments passifs et actifs, a permis de nombreuses études de caractérisation des nuages et des aérosols (Kacenelenbogen et al., 2011, 2010; Deaconu et al., 2017; Chen and Sun, 2019; Sèze et al., 2007).

Le satellite PARASOL fut lancé le 18 décembre 2004 par une fusée Ariane 5, et les premières images furent obtenues le 7 janvier 2005. On considère néanmoins que les données scientifiquement exploitables s'étendent de mars 2005 à octobre 2013, quelques mois avant que la connexion avec POLDER-3 ne soit définitivement interrompue. PARASOL volait « derrière » Aqua dans le A-Train, avec un décalage temporel des mesures de trois

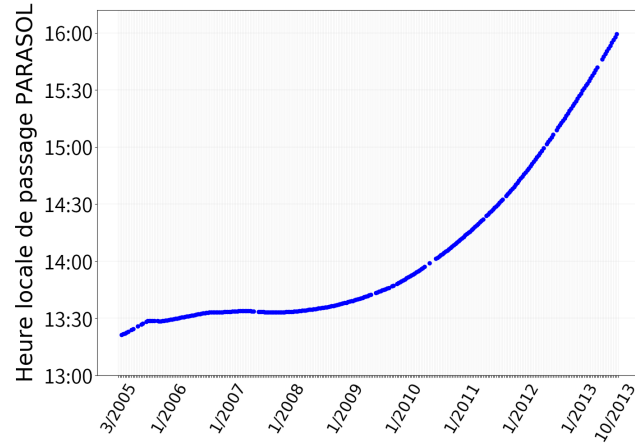


FIGURE 2.2 : Evolution de l'heure locale de passage à l'équateur de PARASOL.

minutes et des observations à 13h33 heure locale. En 2009, PARASOL avait déjà dépassé de deux ans sa durée de vie pressentie et le satellite n'avait plus les réserves de carburant nécessaires pour rester facilement manœuvrable. Il fallut donc modifier son orbite afin de préserver les autres satellites de la constellation et il fut descendu à 3 km sous l'A-Train le 10 décembre 2009. À partir de ce moment-là, le satellite entama une lente dérive vers l'Est et l'heure locale d'observation fut progressivement modifiée, le satellite effectuant des observations de plus en plus tard dans la journée. En novembre 2011, une nouvelle manœuvre fit descendre PARASOL à 9,5 km en dessous de l'A-Train avant d'être définitivement éteint en décembre 2013. La Figure 2.2 montre l'évolution de l'heure locale de passage au nœud ascendant entre 2005 et 2013. La dérive temporelle apparaît nettement à partir de mi-2009.

Cette dérive a eu pour conséquence directe la modification de plusieurs grandeurs dépendantes de l'heure d'observation, la première d'entre elles étant l'angle zénithal solaire, qui augmente significativement entre 2005 et 2013. D'autres propriétés météorologiques observées ont également été modifiées, telle la couverture nuageuse et/ou la catégorie de nuages présents. Nous verrons que la variation de toutes ces grandeurs a mis à l'épreuve les algorithmes d'extrapolation diurne car, ainsi qu'expliqué au Chapitre 1, l'albédo instantané issu des observations dépend fortement de l'angle zénithal solaire et des caractéristiques de la scène observée.

2.1.3 Obtention de flux mensuels à partir d'instruments héliosynchrones

Nous avons vu au Chapitre 1 que la densité de flux au sommet de l'atmosphère représente l'énergie réfléchiée par le système Terre-atmosphère dans un demi-espace par unité de surface et peut être calculée en utilisant l'équation suivante :

$$F(\theta_0) = \int_0^{2\pi} \int_0^{\pi/2} L(\theta_0, \theta_v, \phi) \cos\theta_v \sin\theta_v d\theta_v d\phi \quad (2.1)$$

où $L(\theta_0, \theta_v, \phi)$ représente la luminance, θ_0 l'angle zénithal solaire, θ_v l'angle de visée de l'instrument et ϕ l'angle azimuthal entre le plan de visée de l'instrument et le plan solaire, rappelés sur la figure 2.3.

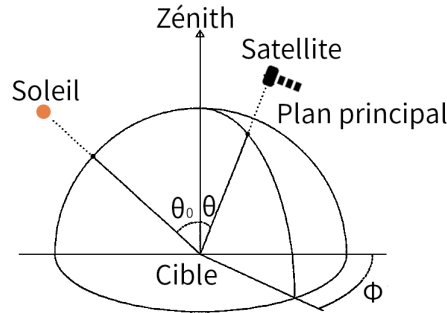


FIGURE 2.3 : Géométrie d’observation à l’angle de visée θ_v d’une cible éclairée sous un angle zénithal solaire θ_0 . L’angle azimuthal entre le plan solaire et le plan de visée de l’instrument est ϕ . Figure adaptée de Capderou (1998)

Les instruments satellitaires ne mesurent pas directement des densités de flux, ils mesurent la luminance. Même si la largeur spectrale de la luminance mesurée correspond déjà à la largeur spectrale de la densité de flux que l’on veut calculer, comme c’est le cas pour les mesures CERES, il faut tout de même calculer l’intégrale 2.1 sur toutes les directions d’un demi espace pour obtenir la densité de flux. Si la luminance est indépendante de la direction (rayonnement isotrope) on obtient simplement $F=\pi I$. Néanmoins, ce cas ne correspond pas à la réalité du fait de l’hétérogénéité des scènes observées et de la rugosité des surfaces (vagues sur l’océan, relief sur la terre, différences de végétation). Il faut alors tenir compte des caractéristiques de la scène d’où provient le rayonnement réfléchi et avoir des méthodes qui permettent d’accéder à des valeurs de flux par type de scène observée. En sections 2.2.2 et 2.3.2 nous présentons les méthodes employées pour chaque instrument pour obtenir des valeurs de flux ou d’albédo ondes courtes instantanés à partir d’observation de luminances large-bande (CERES) ou de luminances spectrales (POLDER).

Au delà des valeurs instantanées, nous nous intéressons dans ce chapitre aux méthodes employées pour obtenir les valeurs journalières et les moyennes mensuelles de flux ondes courtes. Pour obtenir des valeurs réalistes, il faut que la valeur journalière calculée tienne compte de la variation des valeurs d’albédo (et/ou de flux réfléchi) au cours de la journée. Or les satellites du A-Train suivent une orbite héliosynchrone, ce qui signifie qu’ils ne survolent un lieu donné qu’une seule fois par jour, effectuant environ 14 rotations autour de la Terre en 24h. Il est fréquent malgré tout d’avoir plusieurs observations CERES dans une journée pour un lieu donné car la largeur de fauchée de cet instrument permet des recouvrements même aux faibles latitudes, mais concernant POLDER-3, ce recouvrement n’est possible que près des pôles car la fauchée est plus étroite. Afin d’avoir des moyennes mensuelles qui représentent au mieux la réalité, et tiennent compte des variations de luminance et densité de flux dans la journée, il est donc nécessaire d’avoir recours à une méthode d’extrapolation diurne. L’objectif de cette méthode est d’estimer la valeur moyenne de l’albédo diurne en déterminant les valeurs « manquantes » à partir d’une (ou plusieurs) mesure(s) dans la journée.

Les méthodes d’extrapolation diurne ont beaucoup évolué depuis les premiers programmes de détermination de flux. Ainsi, les satellites NOAA-1 et Nimbus-6 n’en utilisaient pas, et l’albédo observé dans une région donnée était supposé être équivalent à l’albédo diurne dans cette même région (Flanders and Smith, 1975). À partir de la mission ERBE, des méthodes prenant en compte au minimum la variation de l’angle solaire au

2.2. OBTENTION DES FLUX RADIATIFS AVEC UN INSTRUMENT DÉDIÉ : CERES

cours de la journée ont été utilisées (Suttles et al., 1992). Des algorithmes plus évolués permettent aujourd'hui la prise en compte des conditions météorologiques à l'aide de diverses méthodes. L'une d'entre elles est l'utilisation de bases de données climatologiques construites à partir d'observations complémentaires et indépendantes, méthode développée pour ScaRaB et adaptée à POLDER (Standfuss et al. (2001); Viollier et al. (2002)). La deuxième est l'utilisation de données quasi instantanées provenant d'instruments à bord de satellites géostationnaires (Doelling et al., 2013).

Les algorithmes d'extrapolation diurne permettent également de calculer un flux artificiel, dit « flux ciel clair ». Ce flux est une estimation du flux tel qu'il aurait été calculé si - lors des jours de l'observation - le ciel était resté clair toute la journée. Le flux ciel clair est utilisé pour l'étude du forçage radiatif par les nuages, afin d'estimer leur effet par rapport à un ciel qui serait totalement clair (Ramanathan et al., 1989; Harrison et al., 1990; Hartmann et al., 2001; Yang et al., 2007; Lee et al., 2009). Pour l'extrapolation diurne, cela signifie plus concrètement que les parties des algorithmes destinées à prendre en compte les variations diurnes des conditions nuageuses ne sont pas appliquées.

2.2 Obtention des flux radiatifs avec un instrument dédié : CERES

Comme expliqué au Chapitre 1, six instruments CERES sont actuellement en orbite (de FM1 à FM6), un septième (PFM) ayant volé de 1997 à 2015 à bord de TRMM (Tropical Rainfall Measuring Mission). Cette thèse s'appuie principalement sur l'instrument FM3 à bord d'Aqua. Les mesures des instruments FM1, FM2 à bord de Terra, sont aussi utilisés pour l'établissement des flux du produit SYN1deg. Pour plus de simplicité, nous nous bornerons à décrire ces trois instruments CERES.

2.2.1 CERES : un instrument dédié au bilan radiatif

Les instruments CERES sont des radiomètres à trois canaux (Figure 2.4). Le premier canal permet la mesure des luminances ondes courtes (canal *shortwave*, SW), c'est-à-dire surtout l'énergie solaire réfléchi par le système Terre-atmosphère, entre 0,3 et 5 μm , avec une précision de 1%. Le second canal permet la mesure du rayonnement thermique émis par la Terre dans la fenêtre atmosphérique située entre 8 et 12 μm (*window*, WN), et le dernier (*total*, TOT) mesure tout le spectre compris entre 0,3 μm et 100 μm . Les instruments CERES FM1 à FM5 ne possèdent donc pas de canal spécifique pour le domaine thermique ($>4\mu\text{m}$) et les luminances ondes-longues sont obtenues en soustrayant les luminances ondes-courtes aux luminances du canal « total ».

CERES possède un champ de vue étroit, avec une empreinte au sol au nadir allant de 10 km à 24 km de diamètre suivant l'instrument (20 km pour FM3 et FM4). Le balayage se fait suivant trois modes principaux : crosstrack ou FAP (*Fixed Azimuth Plane*), RAP (*Rotating Azimuth Plane*) ou PAP (*Programmable Azimuth Plane*). Lorsque l'instrument est en mode crosstrack, le balayage se fait dans une direction perpendiculaire au mouvement du satellite. Ces mesures sont utilisées pour la détermination des flux car les fauchées ainsi obtenues sont plus régulières. En mode RAP, l'instrument effectue des rotations autour de son axe azimuthal, ce qui permet d'obtenir des enregistrements sous une grande variété d'angles pour développer les modèles de distribution angulaire (ADMs)

2.2. OBTENTION DES FLUX RADIATIFS AVEC UN INSTRUMENT DÉDIÉ : CERES

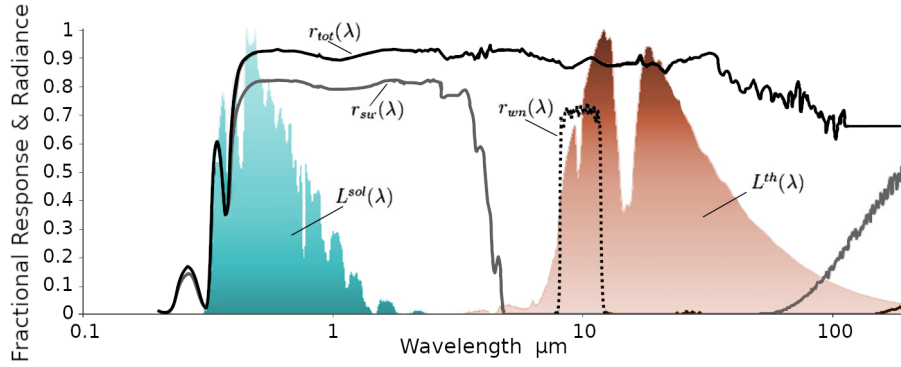


FIGURE 2.4 : Réponse spectrale de CERES. Les trois canaux « SW » (shortwave), « WN » (window) et « TOT » (total) sont représentés en traits continus et pointillés respectivement ainsi que les luminances réfléchies (L^{sol}) et thermiques émises (L^{th}). Figure adaptée de Matthews et al., 2009.

que nous présenterons en Section 2.2.2 et qui sont utilisés par CERES pour convertir des luminances ondes courtes en flux. Ces deux modes de mesure sont illustrés en Figure 2.5. Le mode programmable sert, quant à lui, à aligner le scan sur d'autres instruments en vue de comparaisons ou études croisées (Trémas et al., 2016).

L'équipe scientifique CERES propose divers types de moyennes mensuelles de flux ondes courtes. Ces flux sont tous établis à partir des mesures de luminances CERES mais en utilisant différents algorithmes. Certains produits ont été créés pour assurer la continuité des produits ERBE (CERES ERBE-like Time-Interpolated TOA Fluxes Aqua Crosstrack Edition 4, *CER_ES4_Aqua-Xtrk_Edition4*). Ils sont obtenus en ajustant les mesures de CERES à la résolution ERBE de $2,5^\circ \times 2,5^\circ$ en utilisant les mêmes algorithmes que ceux utilisés lors des missions ERBE (Team, 1995). La même méthode d'extrapolation diurne « ERBE-like » est utilisée pour le calcul du produit CERES SSF1deg en profitant de la résolution améliorée de CERES de $1^\circ \times 1^\circ$ et avec un plus grand nombre de types de scènes et de modèles angulaires (ADMs). Enfin, d'autres algorithmes, plus complexes, tirent bénéfice des combinaisons de luminances provenant de différentes plateformes et de données provenant d'instruments géostationnaires pour obtenir des moyennes diurnes de flux plus précises. (Doelling et al., 2013; Loeb et al., 2018a).

Deux produits CERES ont été utilisés pour les travaux que nous avons menés. Tout d'abord, le produit SSF1deg Aqua Edition 4, car il n'utilise que les luminances de l'instrument FM3 sur la plateforme Aqua, et aucune donnée géostationnaire complémentaire, ce qui permet des comparaisons entre les flux CERES et POLDER obtenus à partir de mesures coïncidentes. Le second produit est le produit SYN1deg qui est obtenu via l'utilisation combinée des observations instantanées CERES et de mesures provenant de satellites géostationnaires pour tenir compte de l'évolution diurne des nuages. Ce dernier produit est choisi car, comme nous le verrons en détail dans la suite de ce chapitre, l'algorithme de calcul des flux mensuels de POLDER s'appuie sur une base de données climatologique qui prend en compte l'évolution diurne des nuages. Bien que les configurations matérielles sont très différentes pour le produit CERES SYN1deg qui utilise des données provenant d'instruments CERES situés sur deux plateformes (Aqua et Terra) et de cinq instruments géostationnaires, ce produit nous permet de tester la composante climatologique de l'algorithme POLDER.

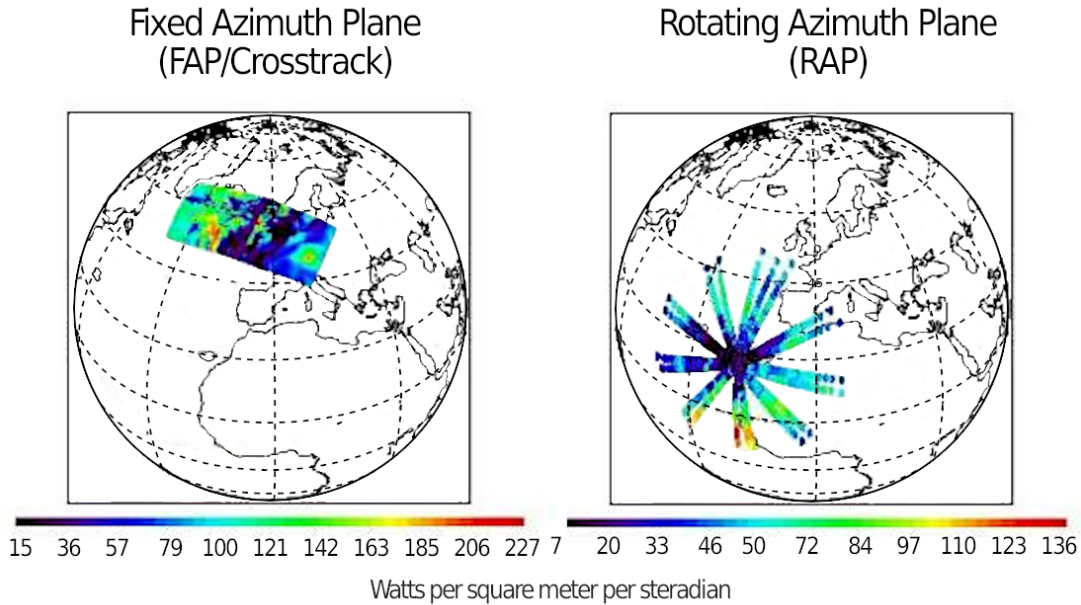


FIGURE 2.5 : Modes de scan de CERES. Le mode FAP/Crosstrack permet d’acquérir des mesures avec une large couverture spatiale le long de la trajectoire du satellite. C’est ce mode qui est utilisé pour la détermination de flux. Le mode RAP donne accès à des angles de vue plus variés que pendant le mode FAP/Crosstrack et permet la construction des ADMs (Angular Distribution Models). Figure adaptée de Szewczyk and Priestley (2006).

2.2.2 Des luminances aux flux instantanés

Les luminances instantanées mesurées par CERES sont dans un premier temps traitées afin de corriger les effets de filtrage des trois canaux (Loeb et al., 2001, 2016). Cela permet d’obtenir des luminances dans l’état dans lequel elles se trouvent avant d’entrer dans l’instrument. Pour l’obtention des flux, comme nous l’avons signalé en Section 2.1.3, CERES utilise des ADMs (Angular Distribution Models) pour convertir les luminances mesurées en densités de flux. Les ADMs sont des fonctions de la scène, de l’angle zénithal solaire θ_0 , de l’angle de visée de l’instrument θ_v et de l’angle azimutal de visée ϕ . Ils permettent d’obtenir le flux instantané $F(\theta_0)$ à partir d’une luminance $L(\theta_0, \theta_v, \phi)$. Les ADMs sont établis par type de scène de manière statistique, en utilisant la méthode du Sorting-into-Angular-Bins (Suttles et al., 1992; Loeb et al., 2003; Su et al., 2015). Pour cela, les observations sont classées en intervalles (les *bins*) dont la taille dépend des ADMs : pour la conception des ADMs TRMM, les intervalles sont de 10° en θ_0 et θ_v et de 20° pour ϕ , avec un intervalle supplémentaire de 10° entre 0° et 10° (Loeb et al., 2003). Pour les ADMs construits à partir des instruments CERES sur les plateformes Terra et Aqua, la largeur des intervalles est réduite à 2° pour tous les angles (Su et al., 2015).

L’augmentation du nombre de scènes (et donc du nombre d’ADMs) permet d’augmenter la précision des flux instantanés restitués. Lors du lancement du programme ERBE (Earth Radiation Budget Experiment) en 1984 (Barkstrom, 1984; Barkstrom and Smith, 1986), douze modèles angulaires avaient été créés à partir de données de Nimbus-7 et de GEOS (Geostationary Operational Environmental Satellite) (Suttles et al., 1992). Le lancement de CERES PFM à bord de TRMM en 1997 permet de créer de nouveaux ADMs (Loeb et al., 2003) sur une plage de latitudes comprise entre 38°N - 38°S , en mettant à profit le fait que TRMM couvrait tout le cycle diurne. Pour les hautes latitudes, non accessibles à TRMM, des ADMs furent créés à partir d’observations de

2.2. OBTENTION DES FLUX RADIATIFS AVEC UN INSTRUMENT DÉDIÉ : CERES

CERES/Terra et CERES/Aqua (Loeb et al., 2005). À l’heure actuelle, près de 600 ADMs existent pour des discriminations de scènes très précises. Gristey et al. (2021) présentent une revue de l’utilisation d’ADMs depuis les premiers instruments TIROS mentionnés au Chapitre 1. Tous les ADMs CERES sont consultables et téléchargeables sur <https://ceres.larc.nasa.gov/data/angular-distribution-models/>

La résolution spatiale de la grille CERES mène à une forte hétérogénéité sous-pixel. Ceci implique que la luminance mesurée dans un pixel CERES ($1^\circ \times 1^\circ$) peut provenir en réalité de scènes différentes (*e.g.* terre/mer, ciel clair/nuage). Un seul ADM ne suffit donc généralement pas pour un pixel entier. Les flux sont alors déterminés pour chaque type scène présent dans un pixel puis moyennés en multipliant chaque composante par la fraction qu’elle représente. Pour chaque observation, ce sont les données issues de l’instrument MODIS (Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer, Justice et al. (1998); Minnis et al. (2011)), à une résolution de 1 km, présent sur les mêmes plateformes que CERES (Aqua et Terra) qui sont utilisées pour définir la ou les scène(s) correspondant à l’observation CERES. Cela permet de choisir les modèles angulaires adaptés en tenant compte du géotype, de la vitesse du vent sur océans clairs, de la couverture nuageuse et des propriétés des nuages.

Les flux obtenus ainsi sont dits instantanés, ils représentent le flux au sommet de l’atmosphère à l’heure de l’observation. Avant de calculer la moyenne mensuelle, il faut estimer les flux diurnes en utilisant les observations disponibles ainsi qu’une méthode d’extrapolation qui permettra de calculer une valeur de flux pour chaque heure de la journée. Nous décrivons en section suivante les deux méthodes différentes employées pour obtenir les flux mensuels contenus dans les produits CERES SSF1deg et CERES SYN1deg.

2.2.3 Extrapolation diurne

2.2.3.1 Le produit SSF1deg, extrapolation diurne à scène constante au cours de la journée (ERBE-like)

Pour SSF1deg, l’extrapolation diurne consiste à employer des modèles qui estiment la variation diurne de l’albédo suivant la valeur de l’angle zénithal solaire (méthode ERBE-like). Ces modèles peuvent être construits à partir des ADMs présentés dans la section précédente intégrés sur tous les angles d’observation θ_v et ϕ , afin d’obtenir un modèle qui ne dépend que de l’angle zénithal solaire θ_0 . Par la suite, on notera ce modèle $\delta_i(\mu_0(t))$, avec $\mu_0(t) = \cos(\theta_0(t))$, le cosinus de l’angle solaire. C’est un rapport qui dépend du type de scène i , et qui représente la valeur de l’albédo à un instant t de la journée, $\alpha_i(\mu_0(t))$ valeur normalisée par celle de l’albédo au zénith, $\alpha_i(\mu_0 = 1)$:

$$\delta_i(\mu_0(t)) = \frac{\alpha_i(\mu_0(t))}{\alpha_i(\mu_0 = 1)} \quad (2.2)$$

Le calcul des albédos au cours de la journée se fait par boîte horaire, chaque boîte étant centrée sur un temps t_h . Pour tout le mois, il peut y avoir jusqu’à 744 boîtes horaires (vingt-quatre heures par trente-et-un jours) par pixel CERES de $1^\circ \times 1^\circ$. La première étape de l’extrapolation diurne SSF1deg consiste donc à placer les données instantanées sur cette grille $1^\circ \times 1^\circ$ et dans les boîtes horaires correspondantes. En utilisant la fonction normalisée $\delta_i(\mu_0(t))$ correspondant à un type de scène i , l’albédo de n’importe quelle boîte horaire centrée en t_h peut être donné à partir de l’albédo au temps t_{obs} :

2.2. OBTENTION DES FLUX RADIATIFS AVEC UN INSTRUMENT DÉDIÉ : CERES

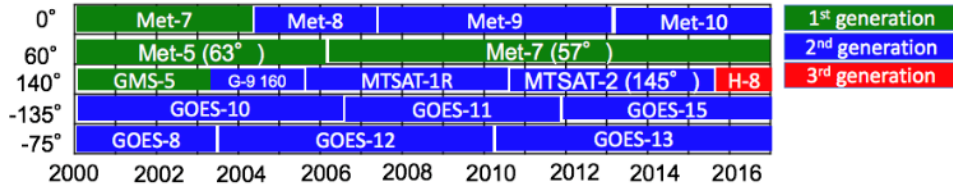


FIGURE 2.6 : Satellites géostationnaires utilisés pour développer le produit SYN1deg, donnés suivant la longitude correspondante. G-9 et H-8 correspondent à GOES-9 et Himawari-8. Figure provenant du Data Quality Summary de SYN1deg, disponible sur <https://ceres.larc.nasa.gov/data> (dernier accès le 17 janvier 2022).

$$\alpha_i(t_h) = \alpha_i(\mu_0(t_{obs})) \frac{\delta_i(\mu_0(t_h))}{\delta_i(\mu_0(t_{obs}))} \quad (2.3)$$

L'albédo pour le pixel complet est calculé en multipliant tous les albédos des scènes i présentes dans le pixel par la fraction f_i correspondante :

$$\alpha(t_h) = \sum_{i=1}^N \alpha_i(t_h) \times f_i \quad (2.4)$$

Dans le cas où plusieurs observations sont disponibles pour une même journée, les albédos situés dans les boîtes horaires entre les deux observations sont interpolés linéairement en utilisant les valeurs obtenues pour chaque observation séparément. Une fois qu'on dispose de 24 valeurs par jour pour tous les jours du mois avec au moins une observation, la moyenne mensuelle peut être calculée et l'albédo mensuel est ensuite converti en flux mensuel.

2.2.3.2 Le produit CERES SYN 1deg : une synergie d'observations satellitaires

Le produit SYN1deg a été développé en mettant à profit l'existence de nombreux instruments satellitaires géostationnaires ainsi que de plusieurs instruments CERES survolant la même zone à des heures différentes. Les premiers utilisés ont été Terra (10h30) et Aqua (13h30). Un produit SYN utilisant Terra et NPP (Suomi National Polar-orbiting Partnership), qui a la même heure de passage qu'Aqua, est également disponible depuis 2012. L'intégralité des algorithmes qui mènent au produit SYN est décrite par (Doelling et al., 2013) et on en fait ci-après une description succincte.

Afin de pallier l'absence d'information sur l'évolution des scènes dans la journée entre les passages de Terra et Aqua ou Terra et NPP, des données provenant d'instruments géostationnaires (données notées GEO dans la suite) sont ajoutées lors de l'extrapolation diurne qui mène au produit SYN pour des latitudes s'étendant de 60° N à 60° S. Depuis son instauration, selon les latitudes et les années, seize satellites GEO ont servi à calculer le produit SYN1deg (Figure 2.6). Sur la période étudiée ici (2005-2013), 12 satellites ont été utilisés, à raison de cinq simultanément.

L'ajout de ces données supplémentaires nécessite de calibrer les luminances provenant des instruments géostationnaires en utilisant des données coïncidentes avec MODIS sur des zones de 0,5×0,5 km et ayant la même direction de visée. Cette intercalibration se fait

2.3. OBTENTION DES FLUX À PARTIR D'UN RADIOMÈTRE MULTISPECTRAL : POLDER

sur les bandes centrées sur $0,65\mu\text{m}$ et $11\mu\text{m}$ pour les luminances visibles et thermiques respectivement. Des algorithmes similaires à ceux utilisés sur MODIS (Minnis et al., 2011; Trepte et al., 2019) sont appliqués aux luminances GEO afin d'obtenir les propriétés nuageuses de la scène sur des pixels de $8\text{ km} \times 8\text{ km}$. Les flux visibles réfléchis et thermiques émis sont, quant à eux, calculés sur la grille $1^\circ \times 1^\circ$ de CERES. Des algorithmes de conversion bandes étroites à large bande sont appliqués. Les ADMs utilisés pour CERES convertissent ensuite les luminances large-bande obtenues en flux ondes courtes et ondes longues. Le choix des ADMs est le même que pour le produit SSF1deg, les ADMs TRMM sont utilisés pour les régions non polaires et les ADMs Terra et Aqua pour les pôles (Kato and Loeb, 2003). Ces propriétés nuageuses et flux sont calculés toutes les heures pour l'édition 4 de SYN1deg (utilisée dans cette étude), contre toutes les trois heures pour les éditions précédentes. A ce stade, et malgré les étapes d'intercalibration, des biais subsistent à cause des différences de conception de chaque instrument géostationnaire. Les flux sont donc normalisés avec ceux de CERES lorsque des mesures coïncidentes sont disponibles, afin d'éviter de trop grandes différences lors du passage d'un instrument géostationnaire à un autre.

En dehors de la zone $60^\circ\text{ N}-60^\circ\text{ S}$, puisqu'il n'y a pas de données GEO, seules les observations CERES sont employées. Néanmoins, un grand nombre de recouvrements d'orbites a lieu sur ces zones, et il peut y avoir jusqu'à 14 passages d'instruments CERES/Aqua et CERES/Terra, ce qui permet une bonne prise en compte du cycle diurne malgré l'absence de données GEO (Doelling et al., 2013).

Doelling et al. (2013) présentent une validation du produit SYN1deg, par comparaison avec GERB (Geostationary Earth Radiation Budget) ainsi qu'une comparaison des flux obtenus avec les flux ERBE-like (produit SSF1deg). Pour cette étude, les produits SYN1deg comparés sont calculés avec seulement Aqua (Aqua CO pour CERES Only), seulement Terra (Terra CO), Aqua+GEO (Aqua CG pour CERES et GEO), Terra+GEO (Terra CG) et Aqua+Terra+GEO. Une moyenne planétaire sur la période juillet 2002 - juin 2011 donne exactement la même valeur de flux ondes-courtes pour Terra CG et Aqua CG, avec une valeur de $97,7\text{ Wm}^{-2}$, et une très légère différence entre Terra CO et Aqua CO ($96,6\text{ Wm}^{-2}$ et $96,4\text{ Wm}^{-2}$ respectivement). Mais au niveau régional (une région étant définie par un pixel CERES de 1°) de plus grandes différences sont obtenues, allant jusqu'à 25 Wm^{-2} pour le domaine ondes-courtes sur la période de 9 ans considérée. Des cartes de différences entre Terra CO et Aqua CO montrent que les plus grandes valeurs se situent au niveau des régions où les cycles diurnes sont les plus marqués, et notamment des zones de nuages bas, où l'évolution est très forte entre 10h30 et 13h30. Les différences entre Terra CG et Aqua CG présentent quelques anomalies mais qui ne semblent plus liées à la couverture nuageuse, et qui restent inférieures à 10 Wm^{-2} . Ces résultats montrent que l'utilisation de données géostationnaires lors du calcul des moyennes mensuelles de flux permettent de prendre en compte les fortes variations de nébulosité présentes sur certaines zones en particulier.

2.3 Obtention des flux à partir d'un radiomètre multispectral : POLDER

L'obtention de flux à partir d'instruments qui ne sont pas spécifiquement dédiés à l'étude du bilan radiatif permet d'accroître le nombre de données disponibles pour la communauté scientifique. Dans cette section, nous décrivons les principales caractéristiques

2.3. OBTENTION DES FLUX À PARTIR D'UN RADIOMÈTRE MULTISPECTRAL : POLDER

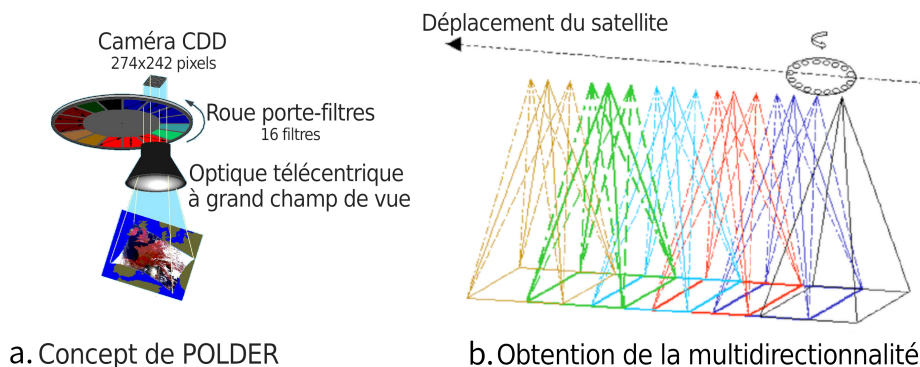


FIGURE 2.7 : Conception de l'instrument POLDER (schéma de gauche) et principe de la multidirectionnalité (schéma de droite). Adaptés de Bermudo et al. (2017)

de l'instrument POLDER (Deschamps et al., 1994), en nous concentrant sur l'instrument POLDER-3, qui conserve le même principe de fonctionnement que ses prédécesseurs POLDER-1 et -2 (instruments ayant volé respectivement sur ADEOS-1 et ADEOS-2, voir Section 1.3 du Chapitre 1) même si certaines modifications ont été faites au niveau des longueurs d'onde mesurées, de la largeur de fauchée et du nombre de directions de visée. Nous donnons ensuite un aperçu de la manière dont POLDER estime des valeurs d'albédo ondes-courtes à partir de mesures spectrales et, enfin, nous détaillons l'algorithme d'extrapolation diurne qui permet d'obtenir des moyennes mensuelles de flux ondes-courtes.

2.3.1 L'instrument POLDER

L'instrument POLDER est décrit en détail dans Deschamps et al. (1994); Hagolle et al. (1996) et consiste en une optique télécentrique à grand champ de vue, un capteur photographique CCD (charge-coupled device) de 274×242 pixels, et une roue porte-filtres et polariseurs. L'ensemble est schématisé sur la Figure 2.7a.

La multidirectionnalité s'acquiert pendant le déplacement du satellite (Figure 2.7b). La roue qui porte les filtres et polariseurs tourne avec une période de 4,9 secondes et la séquence complète de mesures dure 19,6 secondes (Figure 2.7a). Les filtres permettent des observations à 443, 490, 565, 670, 763, 765, 865, 910 et 1020 nm. Pour les canaux à 490, 670 et 865 nm, trois états de polarisation sont mesurés (443 au lieu de 490 pour POLDER-1 et POLDER-2), à 60° d'écart. Un filtre opaque monté sur la roue permet de mesurer le courant d'obscurité de la CCD. Les observations à 1020 nm ont été ajoutées sur POLDER-3 pour être comparées avec le LIDAR sur CALIPSO. Par rapport à ses prédécesseurs POLDER-1 et -2, la matrice de la caméra CCD a été tournée de 90° et l'axe long est désormais le long de la trace. Cela permet de favoriser la multidirectionnalité au détriment de la couverture spatiale (les fauchées étant plus étroites, une couverture complète du globe terrestre en une journée n'est plus possible). On obtient ainsi des mesures sous 16 angles d'observation au lieu de 14 précédemment. Chaque champ de vue observé mesure environ $1600 \text{ km} \times 2400 \text{ km}$, avec une résolution au sol et au nadir de $5,3 \text{ km} \times 6,2 \text{ km}$. Les données sont placées sur une grille de 3240×6480 pixels qui possède une résolution constante le long des méridiens, et variable suivant les parallèles, ce qui permet de faire en sorte que chaque pixel possède une aire quasi-constante (projection sinusoidale de Sanson-Flamsteed) (Deschamps et al., 1994). Les données de niveau 1 de POLDER sont utilisées dans trois chaînes de traitement différentes : Océans (OC),

2.3. OBTENTION DES FLUX À PARTIR D'UN RADIOMÈTRE MULTISPECTRAL : POLDER

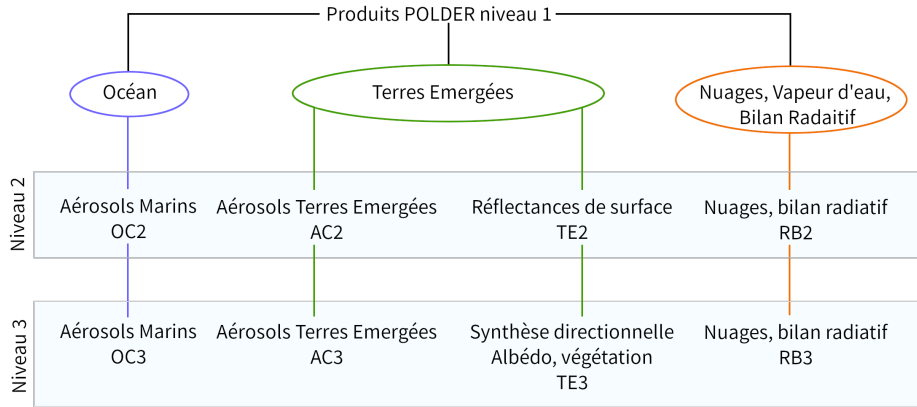


FIGURE 2.8 : Chaînes de traitement des données POLDER. Crédits CNES, figure adaptée.

Terres Emergées (AC et TE) et Bilan Radiatif et Nuages (RB). Les trois chaînes sont schématisées en Figure 2.8. Dans la suite de ce manuscrit, nous utilisons des données de niveau 2 (valeurs instantanées) et 3 (moyennes mensuelles) de la chaîne RB, aussi nommée ERB (Earth Radiation Budget, Water Vapour and Clouds). Ces produits sont projetés sur une grille 1080×2160 superpixels, où un superpixel $\equiv 3 \times 3$ pixels.

2.3.2 Des luminances spectrales à l'albédo spectral

La chaîne de traitement « Earth Radiation Budget, Water Vapour and Clouds » de POLDER est schématisée sur la Figure 2.9 à partir des fichiers de luminances 1B qui comprennent aussi les paramètres auxiliaires tels que les géotypes utilisés. Chaque bloc EC représente un algorithme dont l'objectif est décrit à sa droite. Les données d'entrée sont les luminances POLDER normalisées (EC0), dites de niveau 1B. Des données supplémentaires sont nécessaires : données météorologiques et données de niveau 2 issues de la chaîne de traitement des données POLDER « Terres Emergées », comme les réflectances et les albédos de surface à 490, 670 et 865 nm. L'algorithme noté EC0 sur le diagramme est un algorithme de pré-traitement qui permet, pour chaque superpixel, d'éliminer les mesures saturées, de lui associer des paramètres atmosphériques auxiliaires et de déterminer le géotype correspondant (terre, mer, côte, mer près des côtes, terre près des côtes). Les luminances subissent ensuite une correction pour l'absorption gazeuse et les aérosols stratosphériques (EC1) avant de passer à la suite du traitement.

Les informations sur la présence de nuage et sa caractérisation, effectuées par les algorithmes EC2 à EC5, permettent de passer à la détermination des albédos spectraux α_λ à 490 nm, 670 nm et 865 nm. L'algorithme correspondant, EC6, est décrit en détail dans Buriez et al. (2005). L'albédo spectral instantané et l'épaisseur optique des nuages τ_C (Cloud Optical Thickness, COT) sont déterminés à partir de tables d'interpolation ou Look-Up Tables (LUTs). Pour construire ces LUT, les valeurs de réflectances sont calculées pour différentes épaisseurs optiques (ou différents albédos spectraux) dans plusieurs directions d'observation grâce à un modèle de transfert radiatif basé sur l'approximation de nuage plan-parallèle. Les LUTs sont ensuite utilisées pour relier la réflectance mesurée R_{mes} à l'épaisseur optique et à l'albédo spectral.

L'atmosphère est composée de molécules, d'aérosols et de nuages composés de gouttelettes d'eau liquide ou de cristaux de glace. Au-dessus des océans, les aérosols sont dis-

2.3. OBTENTION DES FLUX À PARTIR D'UN RADIOMÈTRE MULTISPECTRAL : POLDER

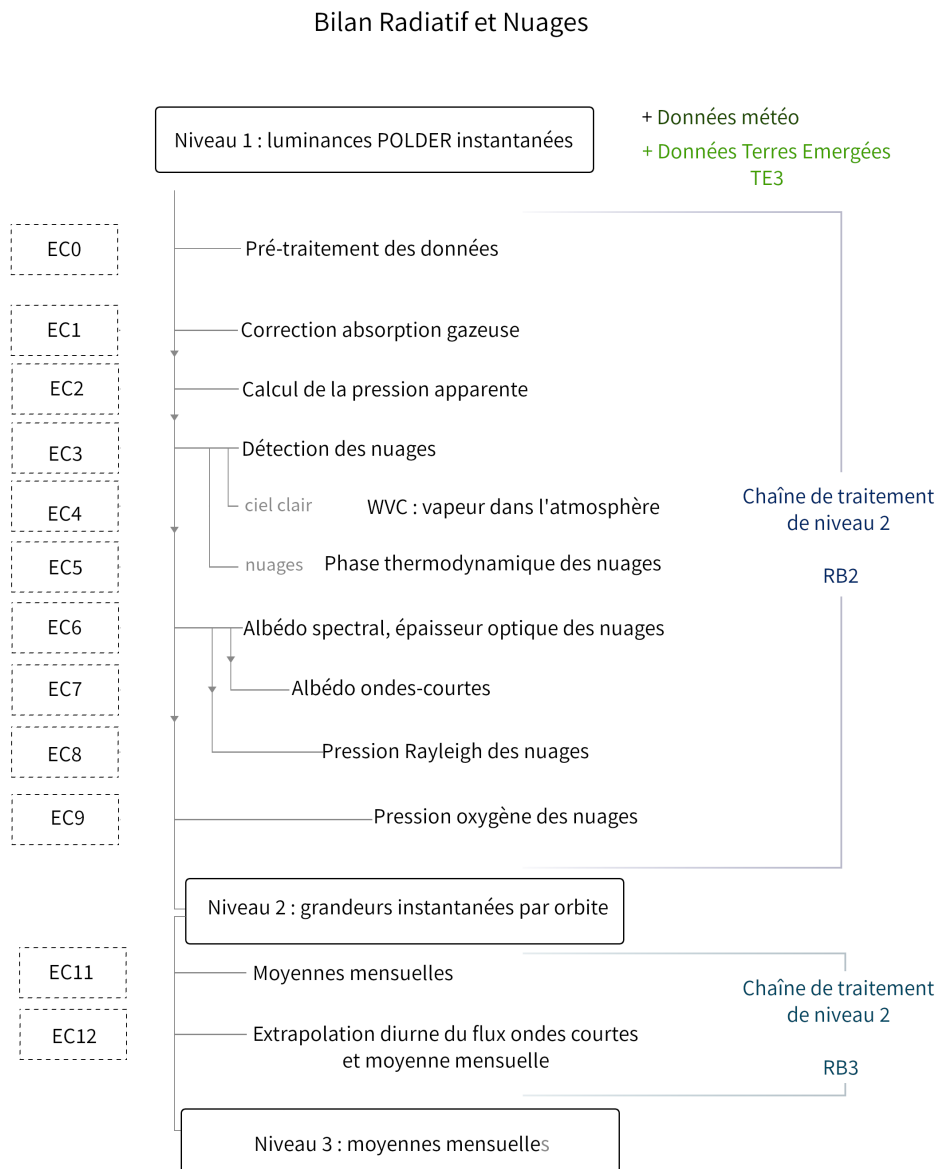


FIGURE 2.9 : Diagramme des divers algorithmes et produits de la chaîne ERB, Water Vapor and Clouds.

2.3. OBTENTION DES FLUX À PARTIR D'UN RADIOMÈTRE MULTISPECTRAL : POLDER

tribués de manière uniforme sur les deux kilomètres les plus bas de l'atmosphère. Leurs caractéristiques sont celles des composants maritimes déterminés par Smirnov et al (2003) à partir d'observations AERONET. Au-dessus des terres, l'épaisseur optique des aérosols (AOT) est égale à zéro pour être en accord avec les valeurs de réflectances et d'albédos de surface issues de la chaîne de traitement Terres Emergées qui incluent une composante aérosol. Pour le ciel nuageux, la couche de nuages a une épaisseur géométrique de 1 km pour les nuages bas, et 2 km pour des nuages hauts, ce qui est en accord avec la climatologie de Poore et al. (1995). Les particules d'eau liquide sont modélisées par des gouttelettes de rayon effectif de 11 μm au-dessus des mers et 9 μm au-dessus des terres. Ces valeurs correspondent aux valeurs proposées par Bréon and Colzy (2000) à partir de mesures de polarisation au-dessus de nuages liquides et sont proches de celles données par Han et al. (1994). Elles remplacent le modèle de gouttelettes uniques de rayon effectif de 10 μm auparavant utilisées (Buriez et al., 1997). Pour les particules de glace c'est le modèle de cristaux hexagonaux IHM développé par C.-Labonnote et al. (2000); C.-Labonnote et al. (2001) qui est utilisé.

La réflectance bidirectionnelle au-dessus des océans est calculée en utilisant le modèle de Cox and Munk (1956) avec une distribution gaussienne et isotrope et un vent de référence $V_0 = 7 \text{ m/s}$. Au-dessus des terres, les réflectances sont considérées Lambertiennes. Dans un second temps, l'anisotropie provenant de la réflectance bidirectionnelle à la surface au-dessus des terres et l'effet du vent sur la surface des océans sont ajoutés.

L'étape suivante consiste à moyenner les valeurs d'albédo spectral ou de COT pour toutes les directions de visée par superpixel (3×3 pixels). Cela permet d'obtenir des grandeurs qui dépendent uniquement de l'angle zénithal solaire, θ_0 . De plus, cette moyenne est réalisée en utilisant des fonctions poids établies de manière statistique à partir de POLDER-1 afin de limiter les effets du modèle plan parallèle et des modèles microphysiques (Buriez et al., 2005). Ces fonctions permettent de donner plus de poids aux directions les plus fiables.

L'algorithme EC7 sur le diagramme en Figure 2.9 utilise les trois albédos spectraux à 490, 670 et 865 nm obtenus en EC6 afin de calculer un albédo ondes courtes α_{SW} . De la même manière, les réflectances à 490, 670 et 865 nm servent au calcul d'une réflectance ondes-courtes R_{SW} . Ces trois albédos spectraux (ou les réflectances spectrales) sont respectivement considérés comme représentatifs des intervalles 0,2-0,55 μm , 0,55-0,7 μm et 0,7-4 μm (Buriez et al., 2007). Les deux premiers intervalles sont considérés comme étant uniquement affectés par l'ozone dont la concentration et répartition sont estimées à l'aide de données TOMS (Total Ozone Mapping Spectrometer) ou de données ECMWF suivant l'instrument (POLDER-1,-2 ou -3). Le dernier intervalle est quant à lui considéré comme affecté uniquement par le contenu en vapeur d'eau dont l'absorption est calculée par le ratio des réflectances POLDER à 910 et 865 nm. L'albédo ondes courtes est estimé par une combinaison de ces albédos pondérés par des fonctions de transmittance des absorptions par l'ozone et par la vapeur d'eau. Ces fonctions de poids ont été créées à partir de données CERES/Terra qui offrait des mesures coïncidentes avec POLDER/ADEOS-2. Une fois les poids ajustés, la comparaison des albédos ondes courtes issus de POLDER-2 et de CERES montre une différence RMS de 6% (Buriez et al., 2007). Les différences POLDER - CERES augmentent avec l'angle zénithal solaire, ce qui semble montrer les limites du modèle plan-parallèle pour des scènes hétérogènes ou des nuages aux formes complexes. Dans la suite de ce manuscrit, seuls les albédos ondes courtes sont utilisés. Par souci de simplification, on omettra parfois la précision « ondes courtes ».

A l'issue de ces traitements (jusqu'à EC9), on dispose de valeurs dites de niveau 2,

2.3. OBTENTION DES FLUX À PARTIR D'UN RADIOMÈTRE MULTISPECTRAL : POLDER

c'est-à-dire des valeurs calculées à l'heure de la mesure. Les algorithmes notés EC11 et EC12 permettent d'obtenir des valeurs dites de niveau 3, c'est-à-dire des moyennes mensuelles à l'échelle du superpixel. L'algorithme EC11 permet de calculer des moyennes arithmétiques de toutes les grandeurs déterminées à l'heure de la mesure par les algorithmes qui précèdent, telles que l'épaisseur optique, l'albédo, la couverture nuageuse, la phase thermodynamique de l'eau condensée, etc. L'algorithme EC12, quant à lui, est l'algorithme d'extrapolation diurne de POLDER. Il permet l'estimation d'une moyenne mensuelle réaliste de flux ondes courtes en calculant les valeurs d'albédo manquantes aux différentes heures de la journée.

2.3.3 Extrapolation diurne

Comme signalé en Section 2.1.3, POLDER-3 n'offre accès qu'à une seule mesure par jour par superpixel aux basses latitudes et ce n'est qu'aux latitudes plus élevées que plusieurs observations par jour sont possibles grâce à des recouvrements d'orbites. Or pour pouvoir fournir une valeur mensuelle de flux, il est nécessaire d'avoir au moins une valeur d'albédo par heure puisque l'albédo au sommet de l'atmosphère varie au cours de la journée, principalement en fonction de l'angle zénithal solaire (Rutan et al., 2014).

La méthode d'extrapolation diurne de POLDER est dérivée de celle développée pour la mission ScaRaB (Standfuss et al., 2001). Cette méthode est conçue pour tenir compte des deux grandeurs principales qui font varier l'albédo au cours de la journée : l'angle zénithal solaire et la couverture nuageuse. La dépendance de l'albédo à l'angle zénithal solaire est prise en compte par l'utilisation de modèles angulaires (méthode ERBE-like, semblable à celle utilisée pour le produit SSF1deg de CERES). L'évolution de la couverture nuageuse est quant à elle modélisée par un albédo météorologique horaire. Ce dernier se présente sous la forme d'une base de données conçue à l'aide de cinq ans de données du satellite ERBS. Il donne, pour des régions de $2,5^\circ \times 2,5^\circ$ une valeur d'albédo par heure, pour toutes les latitudes comprises entre $\pm 50^\circ$. Cette valeur permet d'ajuster la valeur ERBE-like en tenant compte des changements de nébulosité.

L'algorithme complet est décrit par Viollier et al. (2002) pour des mesures POLDER-2, bien que l'algorithme ait ensuite été appliqué aux mesures des trois instruments POLDER. Nous développons ci-dessous son fonctionnement.

Albédo ERBE-like La méthode ERBE-like appliquée à POLDER se base sur des modèles d'albédo développés pour vingt types de scènes. Ces scènes sont résumées dans le tableau 2.10. L'identification de la scène se fait à l'échelle du superpixel (3×3 pixels POLDER). Les propriétés correspondant à ce superpixel sont déterminées par les algorithmes EC1, EC5, EC6, EC7 : géotype du superpixel, couverture nuageuse, épaisseur optique et phase thermodynamique du nuage.

Il existe cinq catégories de surfaces : terres (sauf déserts), déserts Nord, déserts Sud, côtes, océans. Le cas glace/neige est traité à part. Les déserts Nord et Sud sont identifiés par des masques géographiques statiques. Une fois l'identification faite pour les autres propriétés, un indice de scène est attribué au superpixel. Concernant les couvertures nuageuses, quatre catégories sont déterminées : ciel clair (couverture nuageuse inférieure à 0,05), ciel nuageux (entre 0,05 et 0,5), ciel très nuageux (de 0,5 à 0,95) et couvert (couverture nuageuse supérieure à 0,95). Lorsque le ciel est considéré couvert, une distinction est faite sur l'épaisseur optique du nuage. Quatre catégories sont introduites : nuage très épais ($\tau > 20$), épais ($10 < \tau < 20$), peu épais ($4 < \tau < 10$) et transparent ($\tau < 4$).

2.3. OBTENTION DES FLUX À PARTIR D'UN RADIOMÈTRE MULTISPECTRAL : POLDER

	Type de scène	Géotype	Taux de couverture nuageuse	Epaisseur optique
1	Océan clair	Océan	[0.00 , 0.05[-
2	Terre claire	Terre		
3	Désert nord clair	Désert nord		
4	Désert sud clair	Désert sud		
5	Côte claire	Côte		
6	Neige/glace	Quelconque	[0.00 , 0.95]	
7	Océan nuageux	Océan	[0.05 , 0.5[Quelconque
8	Terre nuageuse	Terre, côte		
9	Côte nuageuse	Côte		
10	Océan très nuageux	Océan	[0.5 , 0.95]	
11	Terre très nuageuse	Terre, côte		
12	Côte très nuageuse	Côte		
13	Couvert, très épais, liquide	Quelconque]0.95 , 1.00]	[20, ∞]
14	Couvert, très épais, non-liquide			
15	Couvert, épais, océan	Océan		[10, 20]
16	Couvert, épais, terre	Terre		
17	Couvert, peu épais, océan	Océan		[4, 10]
18	Couvert, peu épais, terre	Terre		
19	Couvert, transparent, océan	Océan		
20	Couvert, transparent, terre	Terre		[0, 4]

FIGURE 2.10 : Scènes distinguées par l'algorithme POLDER EC12 pour l'extrapolation diurne.

Chaque type de scène correspond à un modèle angulaire d'albédo. Les modèles angulaires d'albédo sont des polynômes de degré 3 en μ_0 . Pour chaque heure h_i , ils permettent de calculer une valeur d'albédo noté α_{dir} à partir de l'angle solaire à cette heure-là. Quelques exemples en sont donnés en Figure 2.12.

Les principales étapes de l'algorithme d'extrapolation diurne POLDER sont schématisées sur la Figure 2.11. L'objectif de l'extrapolation est d'obtenir des valeurs d'albédo pour toutes les heures de la journée à partir de l'albédo calculé à l'heure d'observation, $\alpha(h_{obs})$, qui aura été ajusté à la demi-heure la plus proche en utilisant l'équation 2.5. La même équation est utilisée pour calculer les albédos pour les heures précédant ($h_i=h_{obs} - 1$) et suivant la mesure ($h_i=h_{obs} + 1$). Ces albédos serviront comme référence de calcul pour toutes les heures deux heures avant ($h_i < h_{obs} - 2$) et après l'observation ($h_i > h_{obs} + 2$) respectivement. On note que ces trois premiers calculs n'utilisent que les modèles angulaires, et ne font pas appel à l'albédo météorologique horaire. Les albédos obtenus aux heures h_i sont notés $\alpha^E(h_i)$ pour ERBE-like.

$$\alpha^E(h_i) = \alpha(h_{obs}) \frac{\alpha_{dir}(h_i)}{\alpha_{dir}(h_{obs})} \quad (2.5)$$

Albédo proportionnel à l'albédo climatologique Pour les autres heures de la journée l'albédo météorologique horaire est pris en compte. La formule 2.6 est tout d'abord utilisée pour calculer un albédo ERBE-like α^E .

2.3. OBTENTION DES FLUX À PARTIR D'UN RADIOMÈTRE MULTISPECTRAL : POLDER

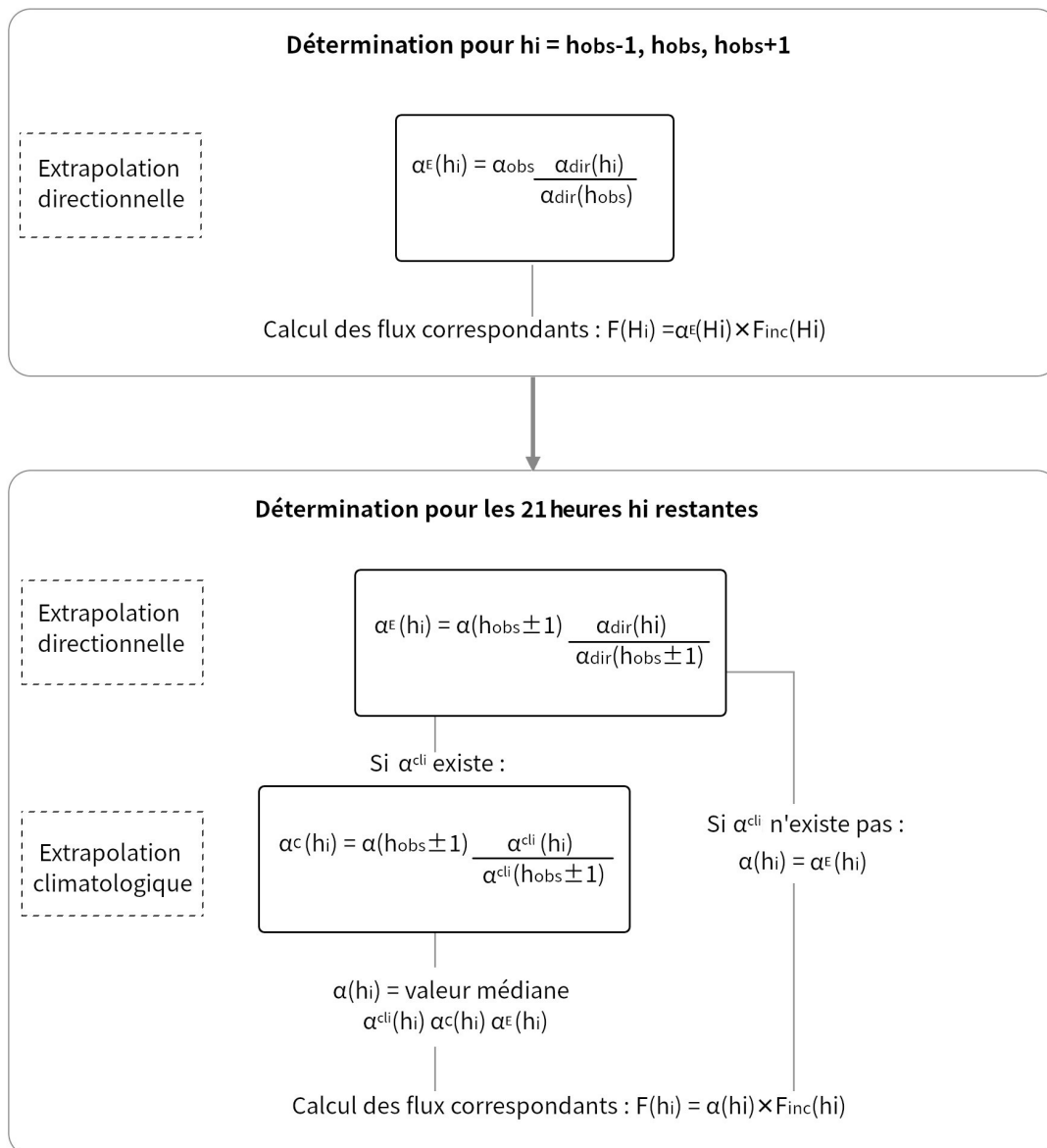


FIGURE 2.11 : Diagramme simplifié de l'algorithme d'extrapolation diurne de POLDER permettant d'estimer les valeurs d'albédo et flux heure par heure.

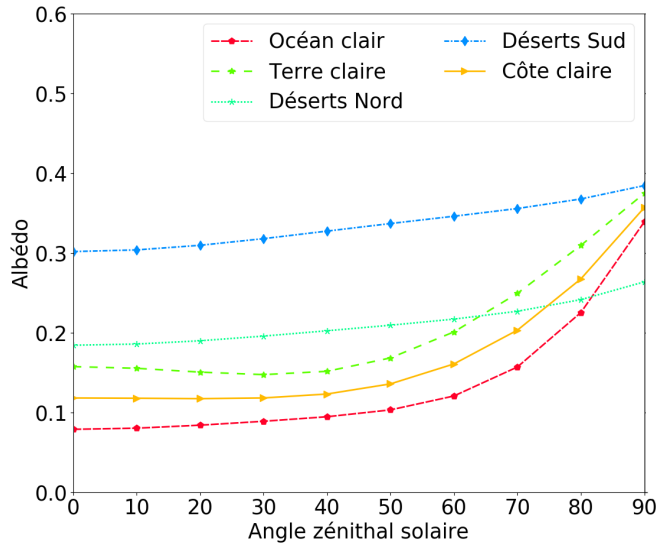


FIGURE 2.12 : Modèles angulaires d'albédo α_{dir} utilisés par POLDER pour estimer les valeurs d'albédo au cours de la journée.

$$\alpha^E(h_i) = \alpha^E(h_{obs} \pm 1) \frac{\alpha_{dir}(h_i)}{\alpha_{dir}(h_{obs} \pm 1)} \quad (2.6)$$

Entre les latitudes $\pm 50^\circ$, le calcul de l'albédo climatologique est aussi effectué, en supposant une proportionnalité entre l'albédo horaire et l'albédo climatologique :

$$\alpha^C(h_i) = \alpha^E(h_{obs} \pm 1) \frac{\alpha^{cli}(h_i)}{\alpha^{cli}(h_{obs} \pm 2)} \quad (2.7)$$

Dans ce cas, on dispose pour le même superpixel et pour chaque heure h_i de trois valeurs, un albédo ERBE-like, $\alpha^E(h_i)$, un albédo proportionnel à la climatologie du lieu $\alpha^C(h_i)$ et un albédo climatologique $\alpha^{cli}(h_i)$. Afin d'éviter des valeurs non réalistes en cas d'anomalies climatiques, la valeur médiane parmi ces 3 albédos est choisie.

Moyenne diurne et moyenne mensuelle A l'issue de cette étape, on dispose, par superpixel et par observation, d'au moins une valeur d'albédo par boîte horaire. S'il n'y a eu qu'une observation, le calcul de la moyenne diurne est simple et consiste en la moyenne de toutes les valeurs calculées. Dans le cas où on dispose de n observations, une interpolation linéaire entre toutes les valeurs est effectuée puis les 24 albédos sont moyennés dans la journée. Un albédo moyen par jour est calculé, puis la moyenne sur toutes les journées avec au moins une observation est effectuée. Grâce à cette valeur moyenne d'albédo par mois, le flux moyen mensuel est calculé.

2.4 Conclusion

Pour ce travail de thèse, nous avons recours à des mesures provenant de deux instruments très différents, POLDER/PARASOL (Deschamps et al., 1994) et CERES/Aqua

(Wielicki et al., 1996). La présence de ces deux instruments dans la constellation satellitaire de l'A-Train offre des mesures coïncidentes sur une période allant de mars 2005 à décembre 2009. POLDER-3 mesure des luminances dans plusieurs bandes spectrales étroites entre 0,4 et 1,0 μm sous plusieurs directions et mesure l'état de polarisation de la lumière pour trois de ces bandes. Ceci est un avantage pour l'identification de la composition microphysique des nuages ou la caractérisation des aérosols mais ne permet pas d'avoir accès à des luminances large bande directement. CERES, quant à lui, est dédié à l'étude des flux radiatifs : il possède trois canaux large bande qui lui permettent de mesurer des luminances ondes courtes (0,3 μm à 5 μm) et thermiques ($>5 \mu\text{m}$). Ce chapitre décrit les algorithmes CERES et POLDER utilisés pour calculer des moyennes mensuelles de flux ondes courtes à partir des luminances mesurées par chaque instrument. Dans le cas de CERES, des modèles de distribution angulaire (ADMs) (Loeb et al., 2003, 2005; Su et al., 2015) permettent de convertir directement les luminances en flux et albédos. Les ADMs dépendent de la scène observée, et CERES utilise les données de l'imagerieur MODIS/Aqua pour identifier le type de scène. Dans le cas de POLDER, les luminances mesurées sont spectrales et l'utilisation d'un modèle de transfert radiatif est nécessaire pour calculer des albédos spectraux à 490, 670 et 865 nm (Buriez et al., 2005). Une intégration bandes étroites vers large bande de ces trois albédos permet d'obtenir les albédos ondes courtes (Buriez et al., 2007).

Ces calculs de flux pour CERES et albédos pour POLDER se font au niveau instantané, c'est à dire que les valeurs de flux ou d'albédo sont obtenues à l'instant de la mesure. Or pour l'étude de l'évolution du climat, il est plus intéressant d'avoir des moyennes mensuelles des albédos journaliers. Une étape d'extrapolation diurne est donc nécessaire, puisqu'elle permet d'estimer des valeurs d'albédo pour toutes les heures de la journée à partir d'une seule mesure. Cette étape est commune à POLDER et CERES mais les algorithmes sont différents. POLDER utilise une méthode dérivée de celle développée pour ScaRaB (Standfuss et al., 2001) qui combine la variation de l'albédo en fonction de l'angle zénithal solaire à une composante climatologique statistique (Viollier et al., 2002). L'équipe scientifique de CERES propose plusieurs algorithmes, menant à différents produits. Dans les comparaisons développées au chapitre suivant, nous avons choisi d'utiliser les produits SSF1deg, qui utilise des modèles angulaires pour estimer la variation de l'albédo au cours de la journée et SYN1deg, qui utilise des données satellitaires géostationnaires afin de tenir compte de la variabilité des conditions météorologiques au cours de la journée (Young et al., 1998; Doelling et al., 2013).

Comparaison des flux et albédos ondes-courtes POLDER et CERES

Nous avons présenté au Chapitre 2 les étapes nécessaires au calcul des flux moyennés mensuellement à partir de mesures POLDER (Viollier et al., 2002) et CERES (Doelling et al., 2013). Les instruments sont de conception très différente et les algorithmes permettant d'obtenir les albédos ou flux réfléchis instantanés, adaptés en conséquence, le sont également. CERES utilise des modèles de distribution angulaire construits à partir d'observations, POLDER utilise la modélisation de l'atmosphère. Des algorithmes d'extrapolation diurne sont ensuite utilisés afin d'estimer les valeurs d'albédo pour toute la journée à partir d'une seule mesure, ce qui permet d'obtenir des moyennes mensuelles qui se rapprochent au mieux de la réalité (Young et al., 1998; Viollier et al., 2002; Doelling et al., 2013). Les méthodes employées par POLDER et CERES pour le calcul des valeurs d'albédo diurne mesurent différent également, tout en se partageant l'utilisation de modèles angulaires d'albédo établis à partir de la mesure (mesures CERES/TRMM, CERES/Aqua et CERES/Terra pour les modèles CERES et POLDER/ADEOS-I pour les modèles POLDER).

La première partie de ce chapitre est consacrée à la comparaison des flux réfléchis mensuels ainsi obtenus avec POLDER/PARASOL et CERES/Aqua. Comme expliqué précédemment, la comparaison avec CERES/Aqua a été justifiée par le fait qu'il s'agit d'un instrument dédié au bilan radiatif et qu'il existe des mesures coïncidentes entre POLDER et CERES dans la constellation A-Train entre 2005 et 2009. Les flux POLDER sont comparés avec des flux CERES provenant des produits SSF1deg (NASA/LARC/SD/ASDC, 2015) et SYN1deg (NASA/LARC/SD/ASDC, 2017) de CERES. Le produit SSF1deg Aqua n'utilise que les luminances provenant de CERES/Aqua, ce qui permet d'utiliser au mieux le principe de comparaison de mesures coïncidentes. Le produit CERES SYN1deg Aqua+Terra, quant à lui, utilise des mesures d'instruments CERES/Aqua, CERES/Terra et de cinq instruments satellitaires géostationnaires afin de tenir compte des variations diurnes des nuages. Bien que la configuration matérielle s'éloigne cette fois de celle de POLDER, les comparaisons avec SYN1deg permettront d'étudier l'effet de la composante climatologique de l'extrapolation diurne de POLDER décrite au Chapitre 2. Les comparaisons de flux se font sur toutes les latitudes comprises entre 20°N et 20°S. Le choix de cette bande permet de s'affranchir des larges variations météorologiques saisonnières présentes aux plus hautes latitudes. Pour chacune des comparaisons POLDER/CERES, nous étudions tout d'abord l'évolution de moyennes spatiales sur $\pm 20^\circ$ dans le temps (2005-2013),

3.1. PRÉSENTATION DES DONNÉES UTILISÉES POUR LES COMPARAISONS ENTRE LES FLUX POLDER ET CERES

puis des cartes géographiques permettent de repérer d'éventuelles incohérences spatiales entre les produits CERES et POLDER.

La deuxième partie de ce chapitre est consacrée à la comparaison des albédos instantanés POLDER-3 et CERES/Aqua. Cette comparaison a pour objectif de nous assurer que les albédos à l'origine des flux mensuels sont cohérents. Buriez et al. (2007) ont mené une comparaison semblable entre les albédos POLDER/ADEOS II et CERES/Terra. Notre comparaison est plus succincte, se limitant aux albédos instantanés colocalisés. Dans un troisième temps, nous nous intéressons aux effets que la dérive de PARASOL après décembre 2009 a pu avoir sur les albédos instantanés (dérive décrite au Chapitre 2, Section 2.1.2). Cette dérive entraîne un décalage temporel de deux heures et demie entre les mesures au début et à la fin de la mission, ce qui conduit à des variations d'angle solaire mais aussi de certaines conditions météorologiques au moment de la mesure, or nous avons signalé au Chapitre 1 que l'albédo dépend de ces deux paramètres.

Dans la dernière partie de ce chapitre, nous analysons les effets de l'extrapolation diurne en comparant les moyennes mensuelles d'albédos instantanés aux moyennes mensuelles d'albédos après extrapolation diurne. Nous étudions également les effets de l'ajout de la composante climatologique à l'algorithme d'extrapolation diurne de POLDER au niveau local, grâce à des cartes géographiques de moyennes mensuelles de flux réfléchis ayant été calculés avec et sans l'utilisation de la composante climatologique. Néanmoins, avant de présenter les comparaisons et études menées, il est essentiel de définir clairement les données à comparer. C'est le sujet de la section suivante.

3.1 Présentation des données utilisées pour les comparaisons entre les flux POLDER et CERES

Un produit est un ensemble de données (propriétés nuageuses, flux, albédos) déduites des mesures satellitaires par des algorithmes spécifiques à chacun de ces produits. Des paramètres géographiques et propres à la géométrie d'observation (latitude, longitude, angle zénithal solaire) accompagnent ces grandeurs et donnent des informations essentielles sur la mesure ayant permis la restitution de ces produits. Nous parlerons dans la suite de produits de niveau 2 et de niveau 3. La définition est légèrement différente pour ces deux niveaux de produits pour POLDER et CERES. Pour POLDER, les produits de niveau 2 (RB2) désignent des données instantanées, mesurées ou calculées au moment de l'observation, tandis que les produits de niveau 3 (RB3) désignent des données qui ont été moyennées mensuellement, après extrapolation diurne ou non. Pour CERES, la définition des produits de niveau 2 est sensiblement la même, mais des données instantanées peuvent être classées en niveau 3. Ainsi, l'albédo instantané ondes-courtes que nous comparons en Section 3.4 est dit de niveau 3 car il a subi un traitement pour être placé dans la grille CERES ($180^\circ \times 360^\circ$), grille géographique retenue pour les produits de niveau 3.

Les tableaux 3.1 et 3.2 répertorient les produits utilisés dans la Section 3.4 de ce chapitre et leurs caractéristiques. Le tableau 3.1) répertorie les produits utilisés aux Sections 3.2 et 3.3. La colonne du milieu résume les grandeurs effectivement utilisées par produit. Chaque fichier contenant les produits contient également les informations des données géographiques de latitude, longitude et l'angle zénithal solaire pour lequel ceux-ci ont été obtenus

3.1. PRÉSENTATION DES DONNÉES UTILISÉES POUR LES COMPARAISONS ENTRE LES FLUX POLDER ET CERES

Dénomination et Version	Produit utilisé	Résolution
POLDER RB3 Version v08.06.v21.22 Data Manual	Flux ondes-courtes extrapolé Flux ondes-courtes ciel clair extrapolé Albédo instantané* Couverture nuageuse Epaisseur optique	Grille POLDER 1080x2160 superpixels 1 superpixel \equiv 1/6°
CERES SSF1deg-month Aqua Ed4A Data Quality Summary	Flux ondes-courtes extrapolé Flux ondes-courtes ciel clair extrapolé	Grille CERES 180×360 mailles
CERES SYN1deg-month Aqua+Terra Ed4A Data Quality Summary	Flux ondes-courtes extrapolé Flux ondes-courtes ciel clair extrapolé	Grille CERES 180×360 mailles

* moyenné mensuellement

TABLE 3.1 : Produits de niveau 3

3.1.1 Nombre d'observations

Afin de pouvoir comparer au mieux les moyennes mensuelles dont on dispose, il est important de connaître le nombre d'observations instantanées à partir desquelles ces moyennes ont été construites. La Figure 3.1 représente le nombre moyen d'observations par pixel et par mois pour CERES et POLDER sur la bande $\pm 20^\circ$. Concernant CERES, le nombre d'observations est assez stable, avec entre vingt-six et vingt-neuf observations par mois et par pixel. À l'inverse, le nombre d'observations POLDER-3 RB3 fluctue beaucoup. Nous disposons en moyenne de quatorze observations par mois et par pixel, soit moitié moins par rapport à CERES, et pour certains mois on compte moins de cinq observations en moyenne par pixel. La différence entre le nombre moyen d'observations POLDER et CERES sur toute la période s'explique par le fait que la fauchée de POLDER-3 ne permet pas de recouvrements dans cette bande de latitudes tandis que la fauchée plus large de CERES le permet. Quatre mois se distinguent particulièrement sur ce graphique. Les deux mois en début et fin de mission étant incomplets, le nombre d'observations est faible. En effet, les données POLDER/PARASOL ont été enregistrées entre le 12 mars 2005 et le 11 octobre 2010, ce qui réduit inévitablement la quantité de données disponibles. Pour juillet 2007 et juillet 2010, des données ont été perdues à cause d'incidents techniques dus au passage de la Lune dans le champ de vision de POLDER. Nous verrons dans la suite de ce manuscrit que ce faible nombre de données impacte parfois les valeurs de flux restituées, particulièrement en ciel clair.

3.1. PRÉSENTATION DES DONNÉES UTILISÉES POUR LES COMPARAISONS ENTRE LES FLUX POLDER ET CERES

Dénomination et Version	Produit utilisé	Résolution
POLDER RB2 Version v08.06 Data Manual	Albédo instantané	Grille POLDER 1080x2160 superpixels 1 superpixel \equiv 1/6°
CERES SSF1deg_hour Aqua Ed4A** Data Quality Summary	Albédo instantané	Grille CERES 180×360 mailles

** Le produit CERES SSF1deg_hour est un produit de niveau 3 car il a été placé sur la grille CERES $1^\circ \times 1^\circ$, néanmoins les albédos fournis sont bien des albédos instantanés. Un fichier par heure regroupe les propriétés, flux et albédos souhaités.

TABLE 3.2 : Produits de niveau 2 et 3 - grandeurs instantanées

3.1.2 Evolution sur la période 2005-2013

L'évolution temporelle des flux réfléchis, albédos instantanés et propriétés nuageuses est étudiée sur tous les mois entre mars 2005 et octobre 2013, en incluant ceux avec un très faible nombre d'observations. Nous rappellerons néanmoins l'existence de ces mois précis car, comme signalé précédemment, ces mois se distinguent parfois par de plus grandes différences entre les flux CERES et POLDER, surtout pour les cas d'observations en ciel non nuageux. La décision de conserver les données pour ces mois-là permet d'avoir une série continue d'observations et d'observer l'effet de peu d'observations sur le calcul des flux mensuels.

3.1.3 Cartes de flux, cartes de différences

Des différences géographiques de flux réfléchis peuvent exister entre les produits CERES SYN1deg et SSF1deg et le produit POLDER RB3. La comparaison de cartes de différences de flux CERES et POLDER permet d'étudier la distribution spatiale de ces différences. Ce type de comparaison peut aussi s'appliquer aux données POLDER RB3 seules, afin d'évaluer par exemple la variation de la couverture nuageuse observée entre le début et la fin de la mission, c'est à dire entre des observations à 13h30 (heure locale d'observation de POLDER/PARASOL dans l'A-Train) et 16h (fin de la mission PARASOL).

Trois périodes clés sont choisies pour le tracé des cartes dans tout ce chapitre, une première période entre 2005 et 2006, représentative des observations POLDER-3 dans l'A-Train, une seconde entre 2008 et 2009 juste avant la dérive de PARASOL et, enfin, une troisième proche de la fin de la mission, entre 2012 et 2013. Les mois choisis sont les premiers mois de chaque saison météorologique soit mars, juin, septembre et décembre. Cette sélection permet de s'approcher au maximum d'octobre 2013 pour la troisième période, là où les plus grands changements météorologiques sont présents au niveau des observations POLDER à cause de la dérive PARASOL, tout en évitant au maximum les mois avec un faible nombre d'observations. La figure 3.2 résume les années incomplètes

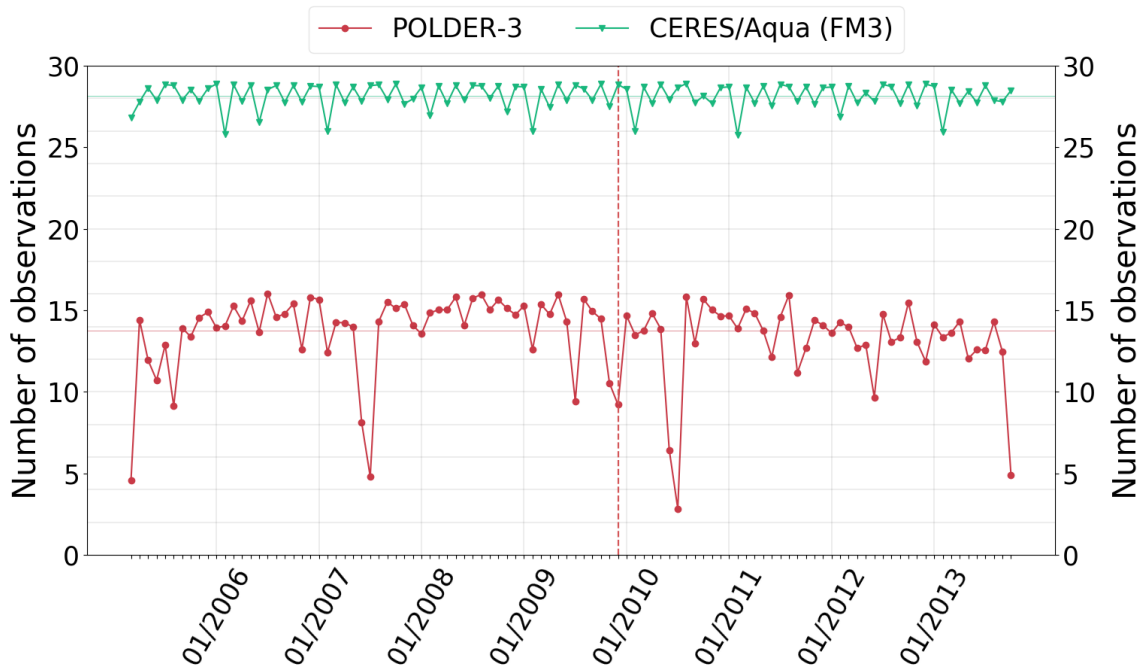


FIGURE 3.1 : Nombre moyen d’observations par pixel dans la bande de latitudes $\pm 20^\circ$ utilisées pour le calcul des moyennes mensuelles POLDER/PARASOL (POLDER-3) et CERES/Aqua (instrument FM3) sur la période 2005-2013.

et les mois avec peu d’observations. En vert, les mois choisis pour les comparaisons. Afin d’alléger les graphiques et pour plus de facilité de lecture, on notera simplement une carte comme « 2005/2006 » pour décembre 2005 + mars 2006 + juin 2006 + septembre 2006.

Une autre considération importante à prendre en compte pour le tracé de cartes construites à partir de différences de données POLDER et CERES est la résolution des produits. La différence sera calculée en moyennant les pixels POLDER à la résolution CERES ($1^\circ \times 1^\circ$) et les cartes de différences seront présentées sur la grille CERES 180×360 discrétisée par degré. En revanche, pour les cartes de propriétés nuageuses ou d’albédos POLDER, la résolution initiale de POLDER (2160×1080 superpixels) sera conservée. Concernant le choix de la projection pour ces cartes, il est habituel de représenter les flux et albédos sur des projections qui conservent les aires afin de pouvoir visualiser la répartition de ces grandeurs sans déformation. Néanmoins, le choix est fait ici de conserver une représentation cylindrique équidistante, puisque l’intérêt des cartes est surtout d’observer des différences régionales. De plus, la plupart des cartes se limitent à la bande latitudinale $\pm 20^\circ$ qui ne présente pas de grandes variations de dimension en fonction de la latitude.

3.2 Comparaisons POLDER RB3 et CERES SSF1deg

Dans cette section, nous évaluons les moyennes mensuelles de flux ondes-courtes POLDER RB3 en les comparant au produit SSF1deg-month Aqua, pris comme référence. L’objectif est de mettre en regard deux flux calculés à partir d’observations quasi-coïncidentes grâce à la présence de PARASOL et Aqua dans l’A-Train entre 2005 et 2009, les plateformes ayant seulement trois minutes de décalage. Les grandeurs météorologiques et l’éclairement solaire vus par les deux instruments sont donc quasi-identiques sur toute cette période. La seule différence est donc liée aux caractéristiques des instruments et

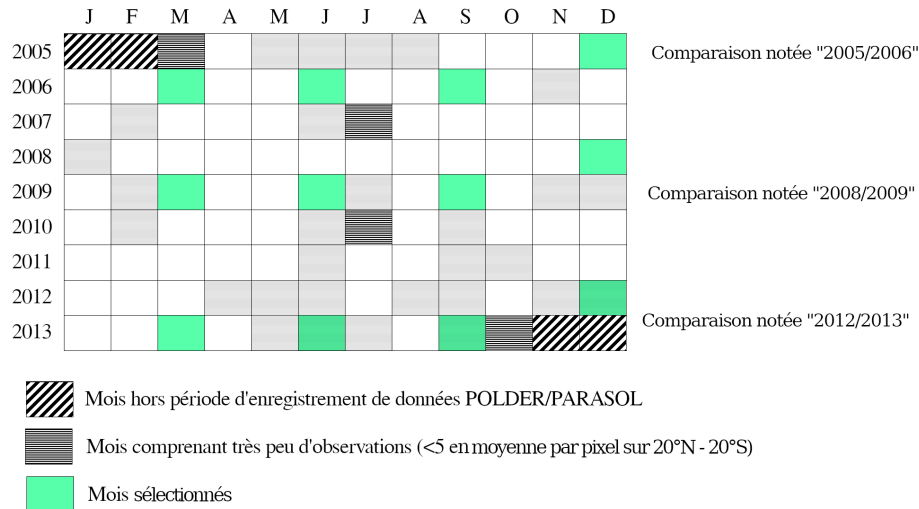


FIGURE 3.2 : Mois constituant la période couverte par PARASOL. En hachures gris foncé, les mois avec très peu d'observations exploitables pour le calcul (<5), en hachures gris clair, les mois avec moins d'observations que la moyenne (<14). En vert, les trois sélections de mois pour les cartes qui seront tracées par la suite : 2005/2006, 2008/2009, 2012/2013.

algorithmes utilisés.

Les deux premières parties de cette section sont des comparaisons des flux ondes-courtes provenant des produits officiels CERES SSF1deg et POLDER RB3, tels que distribués par le LaRC ASDC (NASA Langley Research Center, Atmospheric Science Data Center, <https://ceres.larc.nasa.gov/>) et AERIS/ICARE (<https://www.icare.univ-lille.fr/>) respectivement. Dans une troisième partie, nous comparons les flux CERES SSF1deg à un produit intermédiaire POLDER ERBE-like. Ce dernier a été créé en omettant la composante climatologique de l'extrapolation diurne lors du calcul des flux, dans l'objectif de n'évaluer que la partie dite « angulaire » de l'algorithme d'extrapolation diurne de POLDER. Ce produit n'est pas distribué et n'a été créé que pour cette étude.

3.2.1 Flux tout ciel

Les moyennes spatiales des flux mensuels POLDER RB3 et CERES SSF1deg sur la bande 20°N - 20°S sont représentées sur la figure 3.3 pour tous les mois entre mars 2005 et octobre 2013. La différence relative entre les deux flux est également représentée, donnée en pourcentage : $Rel_{diff} = 100 * (f_{POLDER} - f_{CERES}) / f_{CERES}$.

Les flux POLDER RB3 et CERES SSF1deg présentent des variations saisonnières très semblables. La différence relative entre les deux flux reste inférieure à 4% (3 Wm^{-2}) et ne montre pas de tendance liée à la saison. On remarque néanmoins une dérive progressive des valeurs de flux RB3 par rapport aux flux SSF1deg ; dérive qui semble s'accroître à partir de fin 2009, période qui correspond à la modification de l'orbite du satellite PARASOL (décembre 2009).

La différence relative entre les deux produits est de 1% ($0,75 \text{ Wm}^{-2}$) en moyenne sur la période de coïncidence des mesures et de 2% ($1,5 \text{ Wm}^{-2}$) sur la période de dérive de PARASOL. Elle fluctue entre -0,4% ($0,5 \text{ Wm}^{-2}$) (coïncidence) et 4% (3 Wm^{-2}) environ fin 2013. Ces valeurs sont du même ordre de grandeur que les différences entre les produits

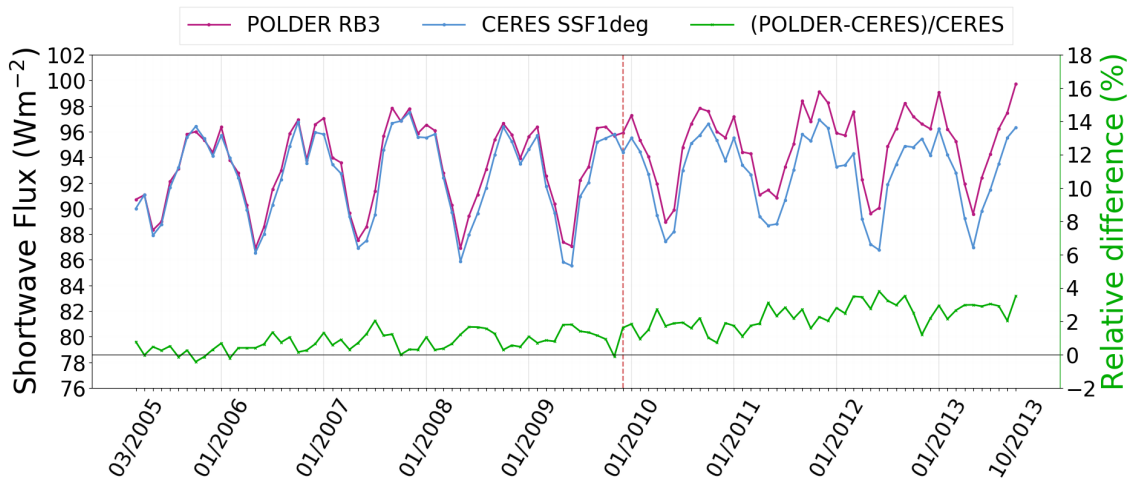


FIGURE 3.3 : Moyennes mensuelles de flux ondes-courtes POLDER RB3 et CERES SSF1deg sur la bande de latitudes $\pm 20^\circ$ et différence relative $Rel_{diff} = 100 * (f_{POLDER} - f_{CERES}) / f_{CERES}$

mensuels SSF1deg Aqua et SSF1deg Terra, qui sont en moyenne de 1,7% ($1,5 \text{ Wm}^{-2}$) pour la même période, ou à la différence de $2,7 \text{ Wm}^{-2}$ rapportée par Viollier et al. (2002) entre les flux RB3 POLDER/ADEOS-I et CERES/Terra sur la période allant de novembre 1996 à juin 1997.

Les flux RB3 et SSF1deg sont dans un deuxième temps séparés en « flux au-dessus des terres » et « flux au-dessus des océans ». Pour plus de facilité de lecture, on ne trace sur la Figure 3.4 que les différences relatives. Comme les variations interannuelles des flux CERES restent relativement stables sur la période étudiée, le comportement de cette différence reflète principalement le comportement des flux POLDER. Le résultat est très différent suivant la surface, que ce soit avant ou après la dérive du satellite PARASOL. En effet, les flux POLDER au-dessus des océans sont très proches de ceux de CERES sur 2005-2009 (environ 1% d'écart) puis augmentent fortement, jusqu'à une différence relative de 6% environ en 2013. Au-dessus des terres, au contraire, la différence relative entre POLDER et CERES est élevée sur la première période de la mission (4,5% en moyenne), et les flux POLDER diminuent de manière assez brusque à partir d'environ mi-2011, jusqu'à une différence quasi nulle en août, septembre et octobre 2013.

Ces résultats montrent que le cas où terres et océans ne sont pas séparés masque en réalité un effet de compensation. On cherche alors à savoir si dans les catégories « terre » ou « océan » elles-mêmes ne se trouvent pas des différences bien plus localisées. Nous traçons pour cela des cartes géographiques de différences absolues de flux POLDER RB3 – CERES SSF à la résolution CERES $1^\circ \times 1^\circ$ (Figure 3.5). On retrouve sur ces cartes le fait que les flux POLDER au-dessus des terres sont plus élevés que ceux de CERES entre 2005 et 2011. Cependant, la différence quasi-nulle en 2013 dévoile en réalité une grande hétérogénéité, puisque certaines zones présentent des écarts inférieurs à -25 Wm^{-2} et d'autres des écarts supérieurs à $+30 \text{ Wm}^{-2}$. Des zones de différences négatives ou positives se distinguent aussi au-dessus des océans, notamment le long de l'ITCZ. L'augmentation très forte de la moyenne de flux POLDER au-dessus des océans est bien visible, mais on remarque qu'elle n'est pas homogène puisque certaines zones présentent encore des différences négatives en 2013. Comme signalé au Chapitre 2, CERES distingue six-cents types de scènes environ, alors que POLDER n'en distingue que vingt. Cela pourrait être l'une des raisons pour expliquer les différences très localisées, surtout pour les scènes nuageuses.

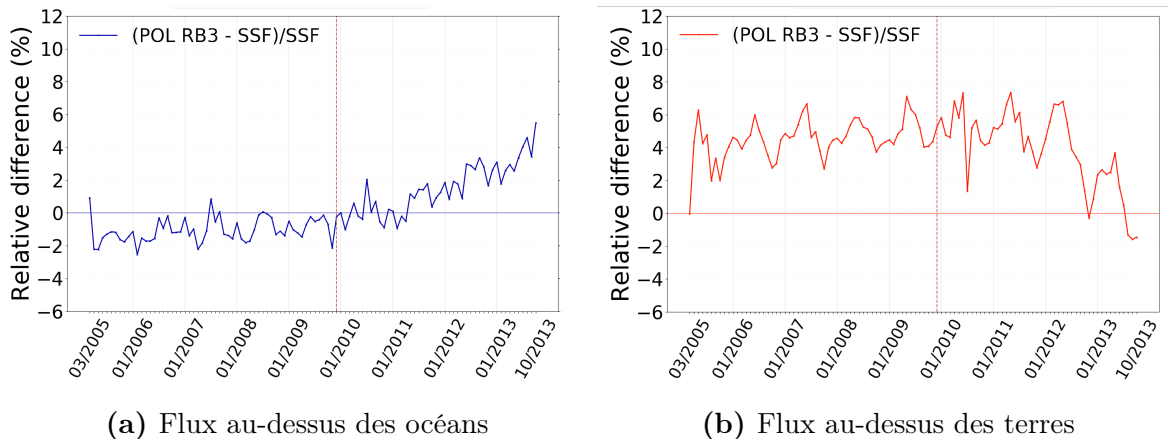


FIGURE 3.4 : Différences relatives entre les moyennes mensuelles POLDER RB3 et CERES SSF1deg pour les flux ondes-courtes au dessus des océans seulement (figure de gauche) ou au dessus des terres seulement (figure de droite), toujours sur la bande latitudinale $\pm 20^\circ$.

Dans l'ensemble, nous pouvons affirmer au vu de ces premiers résultats que les flux POLDER RB3 tout-ciel reproduisent assez fidèlement les variations des flux SSF1deg en considérant la bande $20^\circ\text{N} - 20^\circ\text{S}$ dans son ensemble, ceci tant que les observations sont quasi-coïncidentes. En revanche, après la dérive de PARASOL, des différences parfois importantes sont observées, avec un comportement opposé au-dessus des terres et au-dessus des océans. De plus, les cartes géographiques de différences de flux POLDER RB3 et CERES SSF1deg mettent en évidence des différences localisées parfois très importantes, qu'on peut supposer liées à l'écart entre le nombre de scènes distinguées par CERES (600) et par POLDER (20). Nous ne pouvons pas, avec les seuls éléments de ces deux comparaisons, avancer une explication pour les comportements très singuliers au-dessus des terres et océans après 2009. L'effet de la dérive de PARASOL semble s'imposer au vu des dates correspondant à l'augmentation des flux au-dessus des océans, mais il reste à comprendre de quelle manière. De plus, la diminution des flux au-dessus des terres pose un problème, puisqu'elle ne coïncide pas avec le changement d'orbite de PARASOL.

3.2.2 Flux ciel clair

Comme nous l'avons vu au Chapitre 2, POLDER RB3 et CERES SSFdeg1 fournissent deux types de flux ondes courtes au sommet de l'atmosphère, les flux tout ciel et les flux en ciel clair, ces derniers étant calculés suivant la méthode ERBE-like et en ne tenant compte que des pixels déterminés clairs au moment du passage du satellite. Cinq modèles angulaires d'albédo sont utilisés pour l'extrapolation diurne (ici purement angulaire) dans le cas de POLDER, correspondant aux scènes sans nuages : océan clair, terre claire, côtes claires, déserts Nord et déserts Sud. CERES SSF1deg utilise huit modèles pour les flux en ciel clair : désert Nord, désert Sud, deux catégories « terre claire » (végétation haute et basse) et quatre catégories « océan clair » (pour quatre vitesses de vent distinctes). Une étude comparative des flux ciel-clair permet donc d'analyser l'effet des extrapolations diurnes basées sur une méthode ERBE-like avec un nombre de modèles plus faible. De plus, certains modèles angulaires en ciel clair sont communs à CERES et POLDER, comme « désert Nord » (« bright desert ») et « désert Sud » (« dark desert »).

La Figure 3.6 présente les moyennes mensuelles POLDER RB3, CERES SSF1deg des flux ciel clair et leur différence relative $Rel_{diff} = 100 * (f_{POLDER} - f_{CERES}) / f_{CERES}$. Tout

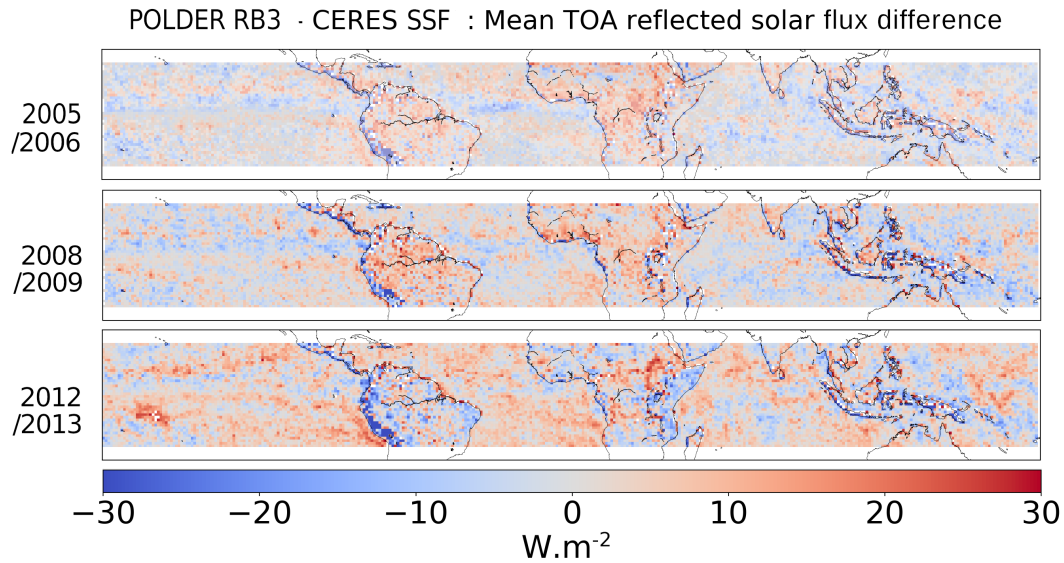


FIGURE 3.5 : Cartes de différences de flux ondes-courtes au sommet de l’atmosphère POLDER RB3 - CERES SSF1deg. Les flux POLDER sont moyennés à la résolution spatiale du produit CERES SSF1deg. Des différences positives signifient que les flux POLDER sont plus élevés que les flux CERES.

comme pour les flux tout ciel, on peut constater sur la Figure 3.6 que les flux POLDER et CERES suivent les mêmes variations temporelles mais avec un écart plus important dès 2005 et qui, comme précédemment, augmente jusqu’en 2013. L’augmentation est cependant déjà visible dès 2007 et s’accroît fin 2009. Nous pouvons noter qu’une valeur des flux POLDER se distingue des autres, en juillet 2010 qui correspond à l’un des quatre mois pour lesquels POLDER dispose de très peu d’observations avec une observation en moyenne par superpixel pour tout le mois sur la bande 20°N - 20°S.

Les différences relatives entre les flux ciel-clair POLDER et CERES sont d’environ 5% (2 Wm^{-2} d’écart) en 2005, 7% en 2009 (3 Wm^{-2}) et 14% en 2013. (9 Wm^{-2}). Pour comparaison, entre SSF1deg Terra et SSF1deg Aqua, les flux ciel-clair présentent une différence relative plus faible d’environ 2%, soit $1,5 \text{ Wm}^{-2}$.

Comme précédemment, les flux au-dessus des terres et au-dessus des océans sont tracés séparément (Figure 3.7). Le comportement est le même que pour les flux tout ciel, avec des flux au-dessus des océans qui augmentent au cours de la période étudiée (on retrouve l’accentuation de cette augmentation en 2009) et des flux au-dessus des terres qui diminuent après 2011. Les différences, ainsi que leurs augmentations ou diminutions, sont néanmoins plus marquées, allant de 3% (2005) à 20% (2013) au-dessus des océans et de 14% (2010) jusqu’à -6% (2013) au-dessus des terres.

Les cartes géographiques de différences de flux, représentées sur la Figure 3.8, confirment ces résultats. Contrairement au cas tout ciel, les différences sont ici très homogènes, ce qui est dû à l’absence de variabilité nuageuse. Les différences au-dessus des océans sont faibles sur 2005, avec des minima à 2 Wm^{-2} et des maxima à 8 Wm^{-2} très localisés. En fin de mission (2012/2013), la distribution géographique de la différence de flux en ciel clair reste à peu près la même, mais avec des minima de 5 Wm^{-2} et des maxima d’environ 16 Wm^{-2} , localisés sur les mêmes régions que durant les années précédentes. Au-dessus des terres, on constate dès 2005 des zones qui présentent des différences très élevées, notamment au-dessus des déserts Nord, avec des maxima de 30 Wm^{-2} . Peu de

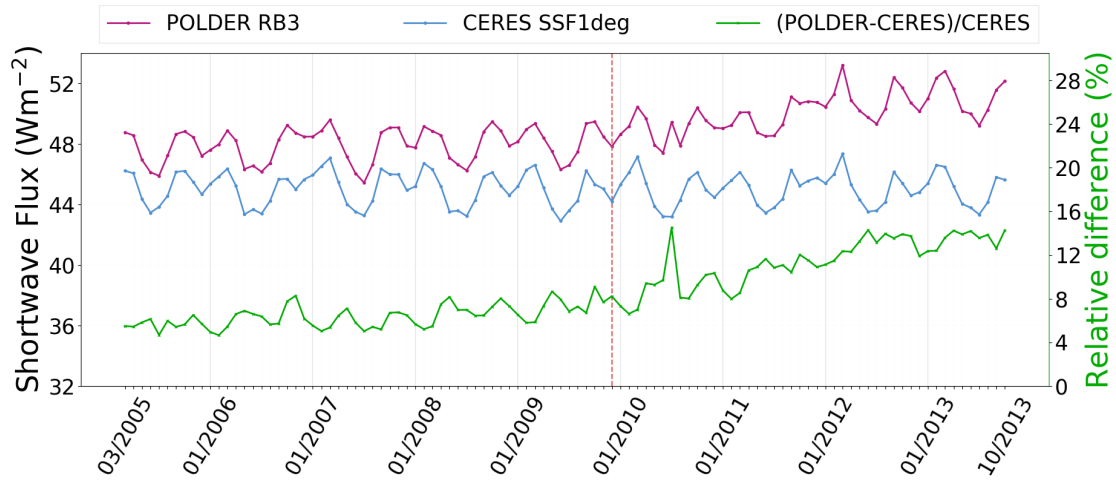
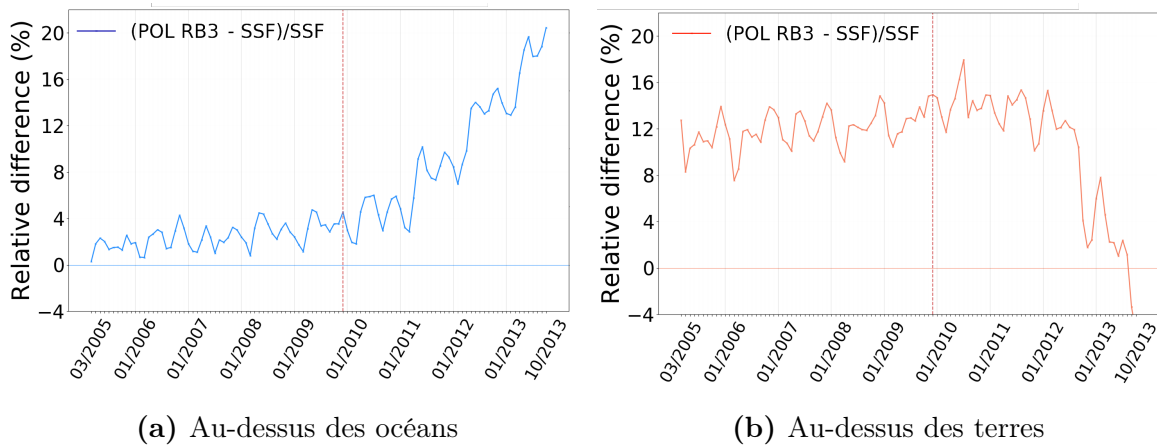


FIGURE 3.6 : Comme la figure 3.3 mais pour les flux mensuels ciel-clair.



(a) Au-dessus des océans

(b) Au-dessus des terres

FIGURE 3.7 : Comme la figure 3.4 mais pour les flux ciel clair pour POLDER.

zones présentent des différences négatives (où POLDER donne des valeurs inférieures à CERES), à part une bande située au sud du Sahara et deux zones au niveau des déserts Australien et du Kalahari. Ces deux déserts sont néanmoins tronqués par notre sélection des latitudes $\pm 20^\circ$. Ces différences varient peu jusqu'en 2011/2012 (carte non montrée). En 2012/2013, en revanche, les différences sont largement négatives, atteignant les -30 Wm^{-2} , sauf au-dessus du désert d'Australie et au sud du Sahara.

Nous pouvons déduire de ces comparaisons de flux ciel-clair que les modèles angulaires d'albédo utilisés par POLDER et CERES donnent des résultats assez proches sur les océans tant que les mesures sont coïncidentes (un modèle pour POLDER et quatre modèles pour CERES), alors que les résultats au-dessus des terres présentent de plus grandes différences, particulièrement au-dessus des déserts. Lorsque les mesures ne sont plus coïncidentes, et que POLDER-3 effectue des mesures plus tard dans la journée, les différences absolues POLDER-CERES sont « inversées », les zones négatives devenant positives (océans) et les zones positives devenant négatives (terres). Le cas des déserts est remarquable car un seul modèle existe pour SSF1deg et pour RB3 par type de désert (Nord ou Sud). Les écarts importants entre les moyennes mensuelles peuvent donc signifier que les modèles de désert CERES et POLDER sont très différents. Ce point sera étudié plus en détail au Chapitre 4.

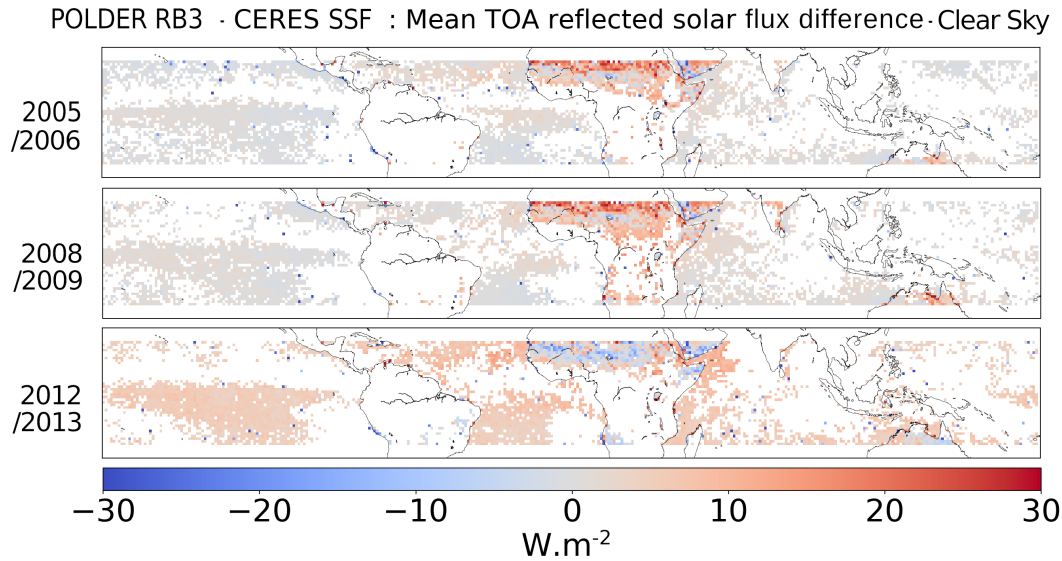


FIGURE 3.8 : Comme 3.5 mais pour les flux ciel clair.

3.2.3 POLDER ERBE-like et CERES SSF1deg : évaluation des modèles angulaires

La comparaison des flux RB3 aux flux SSF1deg présentée en Section 3.2.1 montre un bon accord sur la période de coïncidence mais révèle un effet de compensation entre les flux au-dessus des terres et des océans. Cet effet de compensation est vérifié aussi lors de la comparaison des flux en ciel clair. Celle-ci ne fait pas intervenir la composante climatologique de l'algorithme POLDER et permet donc une comparaison des flux calculés avec des méthodes proches : un seul instrument pour chaque produit (CERES/Aqua et POLDER/PARASOL) et une extrapolation de type ERBE-like. Dans cette partie, nous avons décidé d'étendre la comparaison entre CERES et POLDER sans composante climatologique à toutes les scènes, claires et nuageuses, en calculant pour cela des flux que nous nommerons POLDER ERBE-like.

La comparaison s'articule comme les précédentes, en commençant donc par le calcul des moyennes spatiales sur la bande 20°N-20°S ainsi que de la différence relative pour les flux POLDER ERBE-like et CERES SSF1deg, données en Figure 3.9.

Même sans la composante climatologique, les valeurs de flux POLDER ainsi que leurs variations saisonnières restent proches de celles de CERES SSF1deg. Néanmoins, on peut noter que la différence relative est légèrement plus importante sur toute la période 2005-2013. Elle reste inférieure à 2% jusqu'à 2007 (correspondant à une différence absolue de l'ordre d' $1 Wm^{-2}$), dépasse les 2% avant 2009 puis augmente jusqu'à environ 4% après la dérive de PARASOL ($3,5 Wm^{-2}$). La comparaison en séparant les flux au-dessus des terres et des océans est représentée en Figure 3.10. À nouveau, on retrouve le comportement bien particulier au-dessus des terres avec une diminution rapide de la différence entre POLDER et CERES après 2011 et l'augmentation au-dessus des océans après 2009, qui reste très semblable à celui qui avait été noté sur la Figure 3.4. La suppression de la composante climatologique de l'algorithme POLDER entraîne une forte augmentation de la différence relative au-dessus des terres (+3%) et une légère diminution de celle-ci au-dessus des océans (-1%).

Les cartes de différences absolues POLDER ERBE-like - CERES SSF1deg (Figure

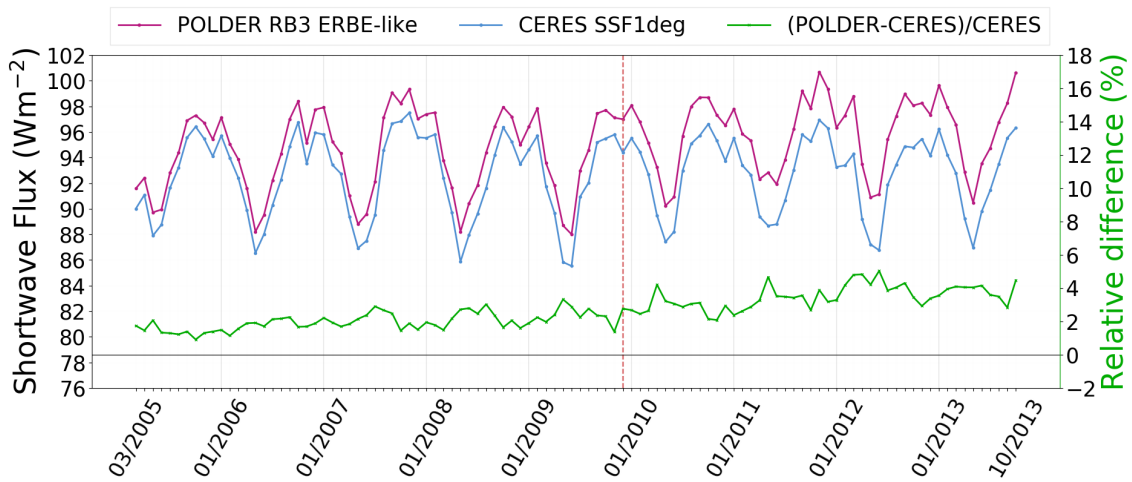


FIGURE 3.9 : Comme la figure 3.3 mais pour les flux ERBE-like tout-ciel pour POLDER (flux non distribués dans le produit opérationnel).

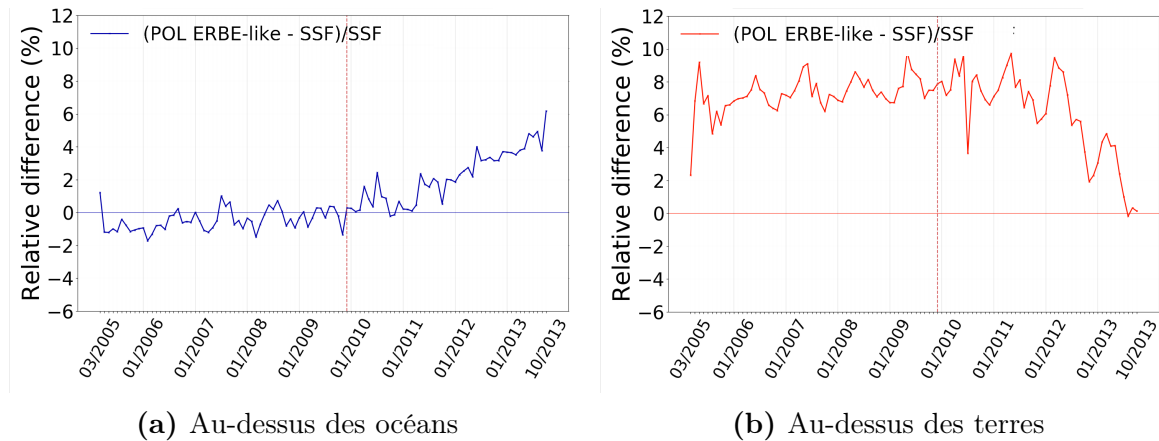


FIGURE 3.10 : Comme la figure 3.4 mais pour les flux ERBE-like tout ciel pour POLDER (flux non distribués dans le produit opérationnel).

3.11) mettent encore plus en avant l'effet de la composante climatologique, tout particulièrement pour la sélection de mois « 2005/2006 » (Figure 3.2). Par rapport aux cartes présentées en Figure 3.5, les contrastes entre les différences négatives et positives sont plus importants : avec le produit officiel de POLDER les différences sont comprises entre environ $\pm 12 \text{ Wm}^{-2}$ tandis qu'elles dépassent parfois la gamme des $\pm 30 \text{ Wm}^{-2}$ avec les flux POLDER ERBE-like. À part ce plus grand contraste, l'évolution dans le temps (augmentation ou diminution) des flux est quasiment la même que pour les différences entre POLDER RB3 et CERES SSF1deg tout ciel. Dès 2008/2009 la différence avec et sans climatologie est moins marquée, et en 2012/2013 la climatologie ne semble plus atténuer les fortes différences de manière notable.

3.2.4 Synthèse des comparaisons POLDER RB3 et SSF1deg

À partir des comparaisons des produits POLDER RB3 et CERES SSF1deg sur la bande $\pm 20^\circ$, nous avons montré que les algorithmes menant au produit POLDER RB3 permettent l'obtention d'un flux tout ciel très proche de celui donné par CERES SSF1deg Aqua, tant que les mesures POLDER/PARASOL et CERES/Aqua sont coïncidentes. Les fluctuations mensuelles sont très fidèlement reproduites, et cela même après la dérive

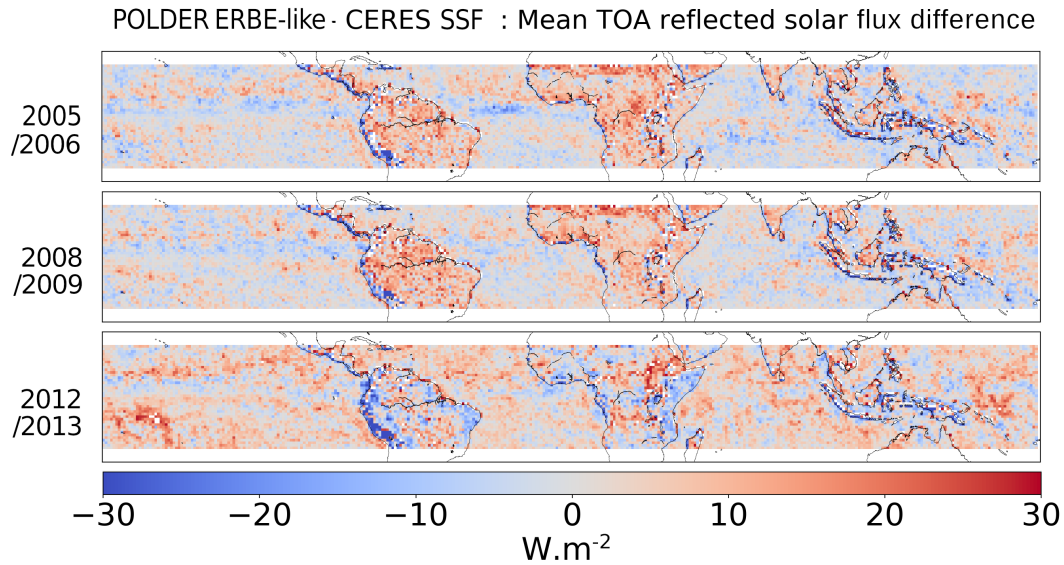


FIGURE 3.11 : Comme 3.5 mais pour les flux tout ciel ERBE-like pour POLDER (flux non distribués dans le produit opérationnel)

du satellite PARASOL. La différence relative entre les deux produits est assez faible et comparable avec les différences qui existent entre des produits SSF1deg calculés à partir d’observations issues de CERES/Aqua et CERES/Terra. En ciel clair, les fluctuations saisonnières sont à nouveau bien reproduites mais la différence relative entre POLDER RB3 et CERES SSF1deg est plus importante, les valeurs de flux étant plus faibles. Que ce soit en ciel clair ou en tout ciel, il existe néanmoins un effet de compensation entre les flux au-dessus des terres et les flux au-dessus des océans. La composante climatologique de l’algorithme d’extrapolation diurne de POLDER RB3 réduit les fortes différences locales qu’il peut y avoir entre les produits POLDER ERBE-like et CERES SSF1deg. Dans l’ensemble, elle conduit à des valeurs de flux plus faibles et plus proches des flux CERES sur la bande $\pm 20^\circ$.

Les comparaisons avec le produit CERES SSF1deg ne peuvent pas nous apporter d’informations sur la capacité de la composante climatologique de l’algorithme POLDER à fournir des flux mensuels plus proches de la réalité puisque le produit SSF1deg ne tient pas compte de la variation diurne des nuages. En revanche, le produit SYN1deg a été conçu pour tenir compte de cette variation, et une comparaison de POLDER RB3 avec ce dernier produit peut nous permettre de compléter l’analyse et d’évaluer les effets de l’utilisation d’une climatologie pour POLDER.

3.3 Comparaisons POLDER RB3 et CERES SYN1deg

3.3.1 Comparaisons POLDER RB3, CERES SSF1deg et SYN1deg

Le produit CERES SYN1deg tient compte de la variation diurne de la couverture nuageuse et du type de nuages présents en ayant recours à des données horaires provenant de satellites géostationnaires (Doelling et al., 2013). Notre objectif est ici de comparer les flux POLDER avec et sans la composante climatologique avec ce produit. Néanmoins, dans un premier temps, nous mettons en regard les moyennes mensuelles des flux SYN1deg,

SSF1deg et POLDER RB3. Ces flux et les différences relatives entre POLDER et les deux produits CERES sont représentées en Figure 3.12.

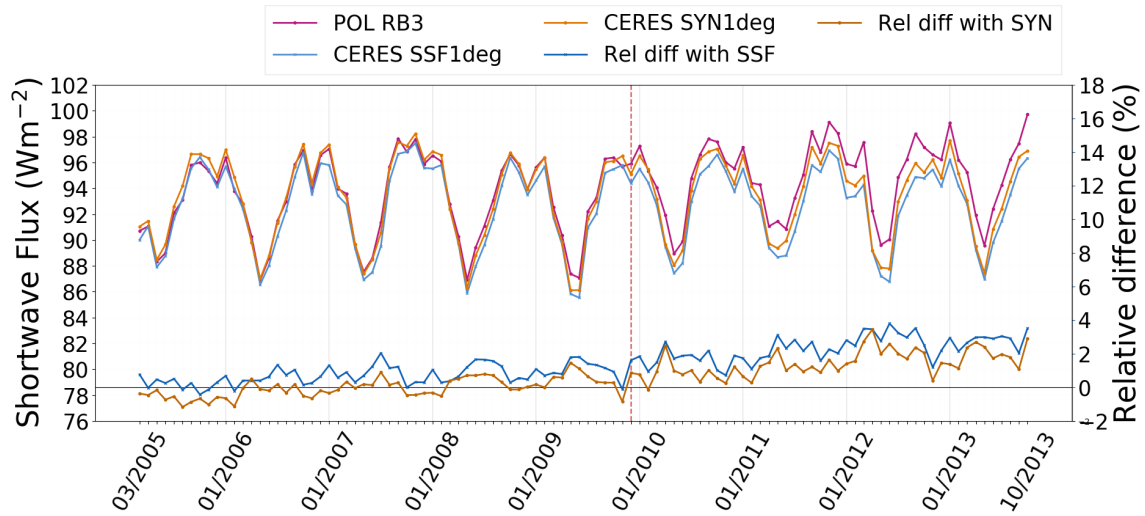


FIGURE 3.12 : Moyennes mensuelles sur la bande latitudinale $\pm 20^\circ$ des flux ondes courtes pour les produits CERES SYN1deg Aqua+Terra, SSF1deg Aqua, POLDER RB3, ainsi que les différences relatives entre POLDER RB3 et les deux flux CERES.

Les moyennes mensuelles des flux ondes courtes CERES SSF1deg et CERES SYN1deg sont très proches les unes des autres, avec une différence sur toute la période qui reste inférieure à 1 Wm^{-2} (toujours sur la bande $\pm 20^\circ$). Les flux POLDER RB3, quant à eux, sont remarquablement proches des flux SYN1deg sur la période 2006-2009, avec une différence relative oscillant autour de zéro et comprise entre -1% (-1 Wm^{-2}) et $1,5\%$ ($1,4 \text{ Wm}^{-2}$). Après 2009, lorsque PARASOL dérive, les flux POLDER deviennent plus élevés et la différence relative augmente, oscillant autour de 2% en 2013. Les résultats sur 2006-2009 pourraient nous amener à penser que l'ajout de la composante climatologique à l'extrapolation POLDER réussit à tenir compte des variations diurnes de nébulosité puisqu'elle permet de s'approcher davantage des flux CERES SYN1deg, mais les différences plus élevées en 2005 ne nous permettent pas de l'affirmer. Afin de s'assurer que c'est l'ajout d'une composante climatologique dans l'extrapolation diurne de POLDER qui rapproche les flux POLDER RB3 de SYN1deg à partir de 2006, nous comparons le produit POLDER ERBE-like calculé précédemment à SYN1deg.

3.3.2 Comparaisons POLDER RB3, ERBE-like et CERES SYN1deg

L'objectif de cette partie est d'analyser l'effet de l'ajout de la climatologie sur les flux POLDER tout ciel. On présente pour cela une double comparaison entre les flux POLDER ERBE-like créés dans la section précédente, les flux POLDER RB3 officiels et les flux du produit CERES SYN1deg Aqua+Terra.

Comme précédemment, on évalue tout d'abord les variations temporelles sur 2005-2013. Les deux différences relatives, pour POLDER ERBE-like et POLDER RB3, sont calculées par rapport à CERES SYN1deg. Les résultats sont reportés en Figure 3.13. Sans la composante climatologique, les flux POLDER ERBE-like sont plus élevés que les flux CERES SYN1deg. On peut toutefois noter que cette différence POLDER ERBE-like et

CERES SYN1deg est très légèrement inférieure à la différence POLDER ERBE-like et CERES SSF1deg Aqua vue en Section 3.2.3 (Figure 3.9). La composante climatologique de l'algorithme POLDER permet donc de mieux prendre en compte les évolutions diurnes de la météorologie de manière générale sur la bande $\pm 20^\circ$ de latitude, puisque les flux RB3 se rapprochent des flux SYN1deg. Malgré tout, un comportement inverse se produit en 2005, et la différence relative entre POLDER ERBE-like et SYN1deg est plus faible qu'entre POLDER RB3 et SYN1deg.

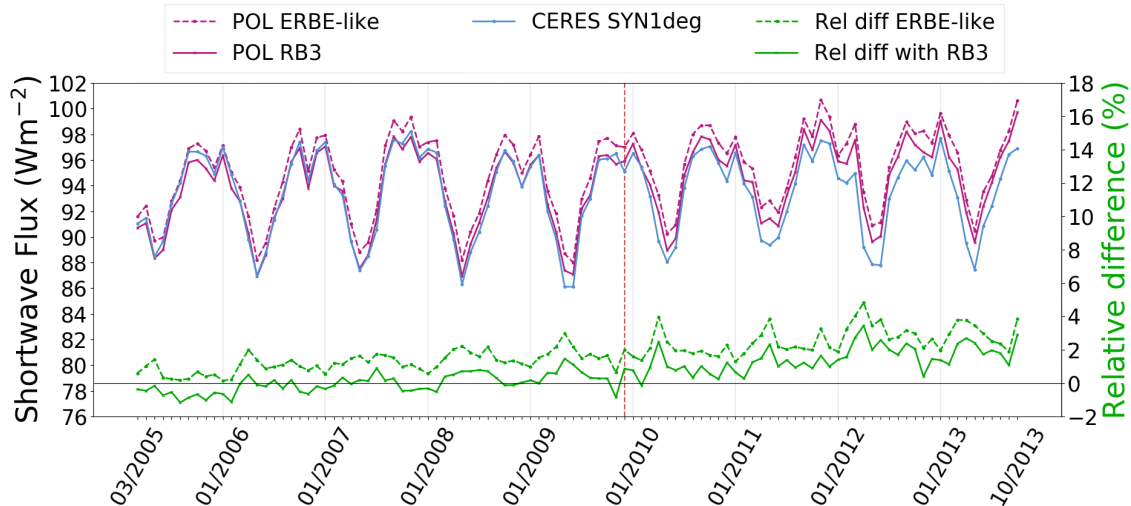


FIGURE 3.13 : Moyennes mensuelles sur la bande latitudinale $\pm 20^\circ$ de flux ondes-courtes pour les produits CERES SYN1deg Aqua+Terra, POLDER RB3 et POLDER ERBE-like tout-ciel (produit non officiel), ainsi que les différences relatives entre POLDER RB3, POLDER ERBE-like et les deux flux CERES.

Comme précédemment, on sépare les flux au-dessus des terres et au-dessus des océans. La Figure 3.14 représente les différences relatives entre les deux flux POLDER et les flux CERES SYN1deg. On note en examinant ces différences que l'effet de compensation terre/mer existe toujours avec les valeurs POLDER ERBE-like mais qu'il est plus important qu'entre POLDER RB3 et CERES SSF1deg Aqua. En effet, si on compare la Figure 3.14 avec les Figures 3.4 et 3.10, on voit qu'en valeur absolue les différences des produits POLDER RB3 et POLDER ERBE-like sont plus grandes avec SYN1deg (Figure 3.14) qu'avec SSF1deg (Figures 3.4 et 3.10). L'ajout de la composante climatologique à l'algorithme POLDER diminue les flux obtenus sur toute la période, les conduisant à être plus proches de CERES-SYN au-dessus des terres mais légèrement plus éloignés au-dessus des océans, en tout cas jusqu'en 2012.

3.3.3 POLDER RB3 et CERES SYN1deg : différences locales

Les différences plus importantes entre POLDER RB3 et CERES SYN selon le type de surface sont clairement observées sur les cartes POLDER RB3-CERES SYN1deg (Figure 3.15) par comparaison aux différences entre POLDER RB3 et CERES SSF1deg (Figure 3.5) présentées en Section 3.2.1. Néanmoins, l'évolution interannuelle au-dessus des océans est moins marquée que sur les cartes RB3-SSF1deg, et la forte augmentation de la différence de flux au-dessus des zones océaniques situées à l'Est de d'Angola ou à l'Est de la Bolivie en 2012/2013 n'est plus visible sur les différences RB3-SYN1deg. Cela peut s'expliquer par les différences qui existent entre les produits CERES SSF1deg et CERES

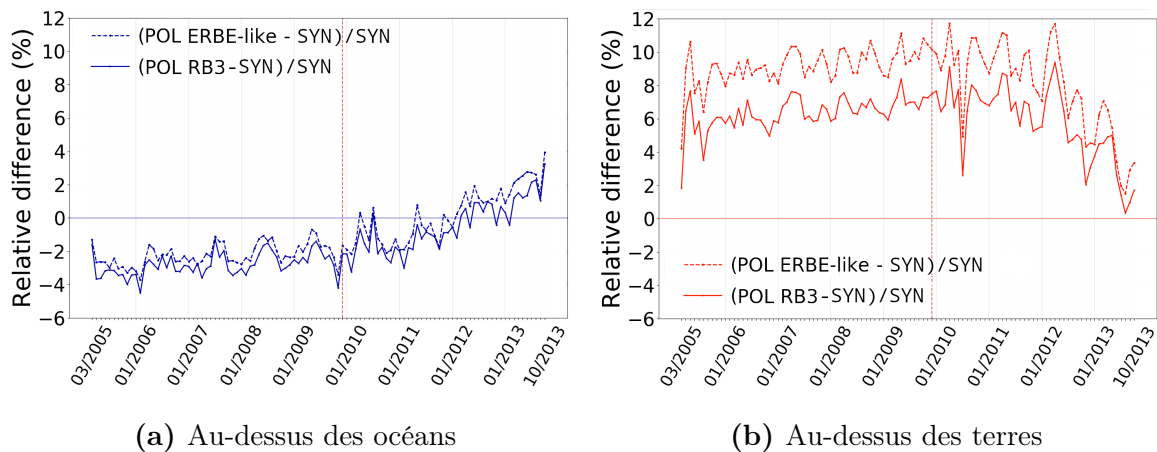


FIGURE 3.14 : Différences relatives sur la bande latitudinale $\pm 20^\circ$ des moyennes mensuelles flux ondes courtes pour les produits CERES SYN1deg Aqua+Terra, POLDER RB3 et POLDER ERBE-like.

SYN1deg, mises en évidence par Doelling et al. (2013) et illustrées en Figure 3.16. En effet, Doelling et al. (2013) démontrent que l'ajout de données géostationnaires réduit les différences locales pouvant exister entre les produits SSF1deg dérivés d'observations CERES/Aqua (heure locale 13h30) et CERES/Terra (heure locale 10h30). Les différences entre POLDER RB3 et CERES SYN1deg sont plus faibles dans ces deux zones que les différences entre POLDER RB3 et CERES SSF1deg, ce qui montre que l'ajout d'une composante climatologique dans l'algorithme d'extrapolation diurne de POLDER permet de bien prendre en compte l'évolution diurne, tout du moins sur ces deux régions.

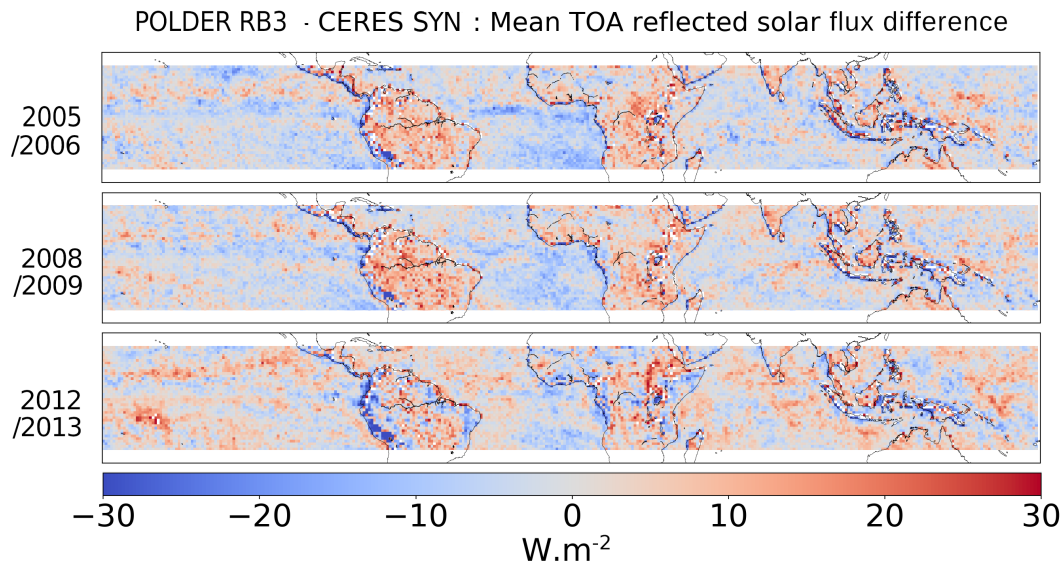


FIGURE 3.15 : Comme la Figure 3.5 mais pour les flux POLDER RB3 moins les flux CERES SYN1deg.

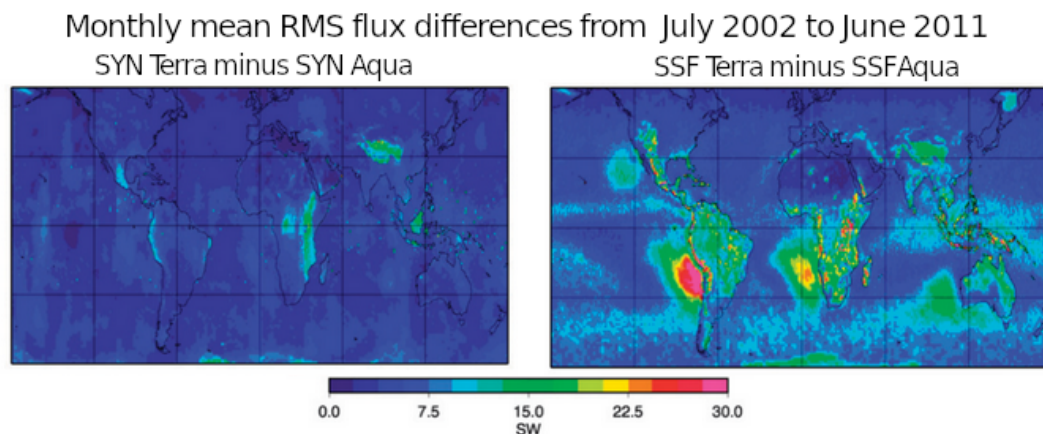


FIGURE 3.16 : Cartes de différences de flux ondes-courtes moyennés sur la période 2002-2011. À gauche, SYN1deg Terra-SYN1deg Aqua, à droite SSF1deg Terra - SSF1deg Aqua. Figures issues de Doelling et al. (2013).

3.3.4 Conclusion

Cette section nous a permis d'illustrer l'apport d'une composante climatologique dans le calcul des flux officiels POLDER RB3 en ayant recours à un produit CERES qui utilise des instruments sur deux plateformes (Terra et Aqua) et cinq instruments géostationnaires pour tenir compte de l'évolution des conditions météorologiques au cours de la journée. Les cartes de différences de flux POLDER RB3 moins CERES SYN1deg montrent des zones où les différences évoluent peu entre 2005/2006 et 2012/2013 par rapport aux cartes POLDER RB3 moins CERES SSF1deg, zones que Doelling et al. (2013) avaient relevées comme étant des zones de forte variabilité diurne. Au niveau des moyennes mensuelles sur la bande latitudinale $\pm 20^\circ$, POLDER RB3 est plus proche des valeurs de flux CERES SYN1deg, avec des valeurs identiques sur plusieurs mois (en période de coïncidence). Néanmoins, cela masque toujours un effet de compensation terres/océans qui est plus grand que celui qui existait entre POLDER RB3 et CERES SSF1deg. Dans tous les cas, l'ajout de la composante climatologique à l'algorithme POLDER RB3 diminue la valeur des flux POLDER, qui sont alors plus proches des flux CERES (SSF1deg et SYN1deg).

3.4 Albédos instantanés POLDER et CERES/Aqua

Dans cette section nous comparons les albédos instantanés issus des produits CERES SSF1deg-hour Aqua et POLDER RB2, en nous limitant aux albédos colocalisés, afin de nous assurer que les produits de niveau 2 utilisés pour obtenir ensuite les flux mensuels sont proches. L'objectif est de comparer les albédos calculés pour une même cible à partir des deux instruments et suivant deux méthodologies différentes. Afin de réduire la possibilité de comparer des scènes qui seraient très différentes, les albédos POLDER sont moyennés à la résolution de la grille CERES, 1° par 1° . Cela signifie que pour un pixel CERES, jusqu'à 36 superpixels POLDER peuvent être moyennés.

Une validation des algorithmes POLDER menant aux albédos instantanés ondes-courtes a été menée par Buriez et al. (2007) en comparant les données POLDER-2 (POLDER/ADEOS-II) et CERES/Terra sur la période de fonctionnement de POLDER-2, c'est à dire d'avril à octobre 2002. Les deux instruments fournissent des albédos instan-

tanés calculés à partir de mesures effectuées à 10h30 heure locale, mais leurs orbites sont différentes et les mesures colocalisées ne sont pas toujours coïncidentes. Pour les comparaisons menées, Buriez et al. (2007) ne retiennent que des albédos instantanés dont les mesures ont été faites à moins de 10 min d'intervalle. Les résultats obtenus montrent des différences relatives (RMS) de 5,5% entre les valeurs comparées d'albédo instantané. Buriez et al. (2007) présentent également des biais qui apparaissent avec l'augmentation de l'angle zénithal solaire pour les albédos en ciel nuageux, et avancent l'hypothèse des limitations dues à l'utilisation d'un modèle plan-parallèle pour expliquer ces biais. Ceux-ci vont jusqu'à 5% pour un angle zénithal solaire de 70° mais sont réduits lorsque les scènes nuageuses sont homogènes, le biais est de 0,8% si seuls les nuages de glace sont considérés.

Dans notre étude, nous augmentons l'intervalle de temps afin de pouvoir observer l'effet du décalage temporel sur les albédos calculés après le début de la dérive de PARASOL. Les mesures sont quasi-coïncidentes de 2005 à 2009, avec un écart compris entre 3 et 10 minutes suivant l'année considérée, puis cet écart s'accroît progressivement jusqu'à obtenir un décalage de deux heures de « retard » pour POLDER par rapport à CERES/Aqua.

Les albédos instantanés POLDER sont tracés en fonction de ceux de CERES pour différentes saisons et années couvrant l'ensemble de la mission PARASOL sur les Figures 3.17, 3.18 et 3.19, qui correspondent respectivement aux cas toutes surfaces, terres et océans. Le tableau 3.3 résume l'évolution de la corrélation et la dispersion entre les données POLDER-3 et CERES/Aqua pour ce cas général et pour les albédos au-dessus des océans/des terres, pour les saisons présentées sur ces trois figures.

Les albédos instantanés sont très dépendants de l'angle zénithal solaire (Rutan et al. (2014)). Nous séparons donc les albédos en quatre catégories suivant la différence d'angle zénithal solaire, qui est directement liée à la différence d'heure d'acquisition des observations entre POLDER et CERES : $\Delta < 2^\circ$, $2^\circ < \Delta < 8^\circ$, $8^\circ < \Delta < 12^\circ$ et $\Delta > 12^\circ$.

La quantité de données obtenues est très importante sur la période de coïncidence des mesures mais diminue considérablement après décembre 2009. Par exemple, dans le cas le plus général (sans séparation des cas océan et terre) nous disposons de 56547 données coïncidentes pour le printemps 2007 et leur nombre diminue à 2119 pour l'hiver 2012/2013. On note aussi que, du fait de la dérive de POLDER, les albédos instantanés sont obtenus pour des différences d'incidence solaire de plus en plus importantes.

Les figures montrent une très bonne corrélation entre les albédos instantanés POLDER et CERES avant 2010. Dans le cas général sans distinction terre/océan (Figure 3.17), le coefficient de corrélation est de $R=0,995$ pour le printemps 2007, et de $R=0,993$ pour l'automne 2009. Après la dérive, la corrélation diminue mais reste très bonne, même pour l'hiver 2012-2013, avec $R=0,92$. Néanmoins, l'écart-type augmente puisque les points sont de plus en plus dispersés, passant de $\sigma=0,0004$ au printemps 2007 à 0,009 pour l'hiver 2012/2013, soit plus de 20 fois la valeur de 2007. En séparant terres et océans, les coefficients de corrélation sont tous supérieurs à 0,98 sur les mois de coïncidence des mesures (voir Tableau 3.3). Au-dessus des terres, la corrélation diminue dès l'hiver 2009/2010 jusqu'à obtenir un coefficient de corrélation $R=0,839$ pour l'hiver 2012/2013. Au-dessus des océans, bien que la corrélation diminue également, elle reste supérieure à 0,939 pour l'hiver 2012/2013. Tout comme pour le cas sans distinction terre et océans, la dispersion est de plus en plus élevée au fur et à mesure qu'on se rapproche de la fin de la mission. En considérant une moyenne entre le printemps 2007 et l'automne 2009, la dispersion est équivalente entre les terres et les océans ($\sigma=0,00085$) mais elle augmente beaucoup plus au-dessus des terres ($\sigma=0,0266$ pour l'hiver 2012/2013) qu'au-dessus des océans ($\sigma=0,0101$).

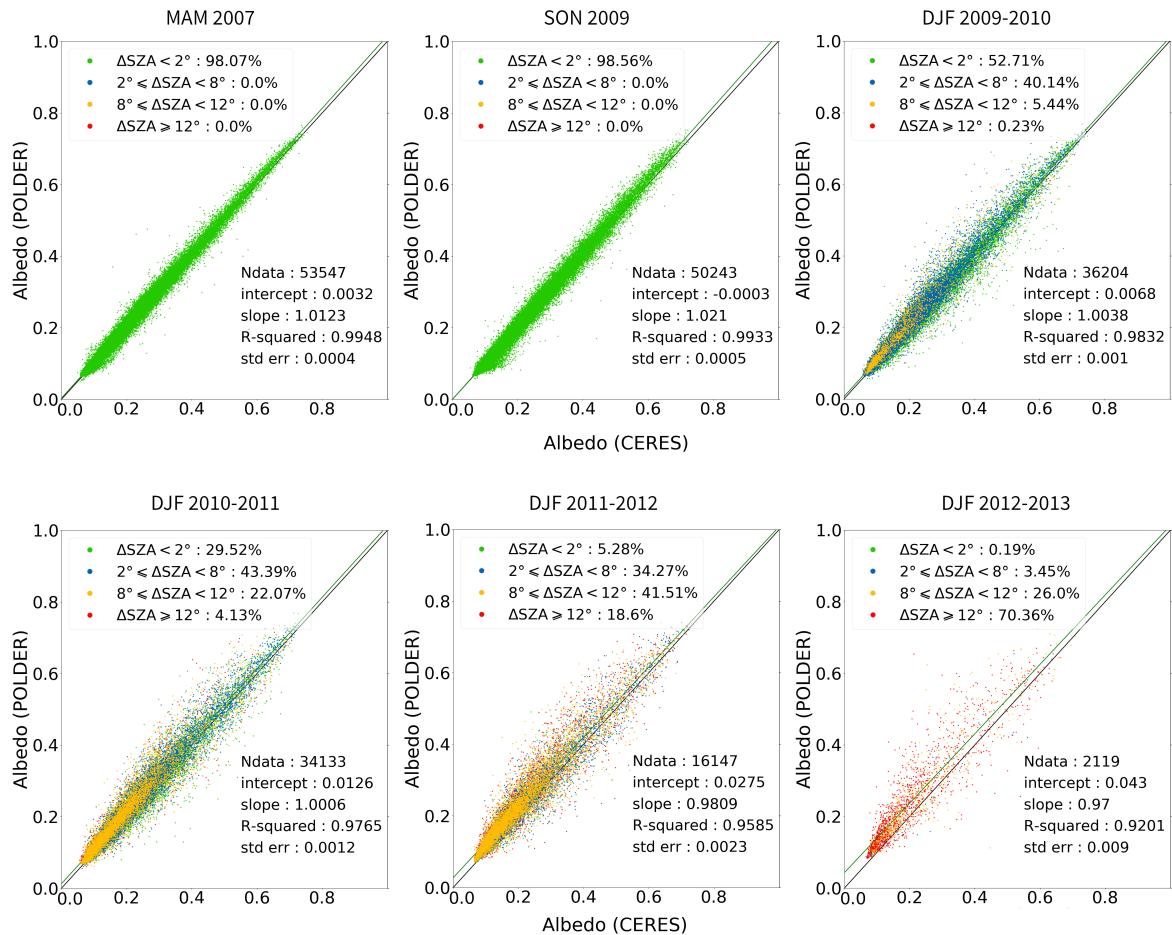


FIGURE 3.17 : Albédos instantanés POLDER RB2 représentés en fonction des albédos instantanés CERES SSF1deg-hour Aqua. Cas général, tous les albédos colocalisés sont choisis sans distinction terre/océan.

Ces résultats mettent en avant la bonne corrélation entre les albédos POLDER-3 et CERES/Aqua ainsi que l'augmentation des albédos instantanés POLDER-3 après décembre 2009. Cette augmentation est liée à l'augmentation de l'angle zénithal solaire mais, puisque l'albédo dépend également des types de scène considérées, on peut se demander si elle n'est pas aussi liée à d'autres changements dans les scènes observées. Dans la section suivante, nous analysons les propriétés qui pourraient avoir une influence sur les albédos instantanés ou sur les calculs des flux mensuels.

3.5 Analyse des grandeurs influençant le calcul des flux

A partir de 2009, l'orbite de PARASOL dérive par rapport à celle de CERES : les observations sont faites plus tard dans la journée pour PARASOL, avec un décalage allant jusqu'à deux heures et demie. Dans cette section, nous présentons et analysons les différents éléments utilisés dans le calcul des flux mensuels qui pourraient influencer le calcul des flux mensuels ondes courtes. Certains ont été impactés par la dérive, d'autres, tel le flux incident, ont évolué indépendamment de celle-ci. Nous pouvons néanmoins nous interroger sur son influence dans le calcul des flux ondes courtes.

3.5. ANALYSE DES GRANDEURS INFLUENÇANT LE CALCUL DES FLUX

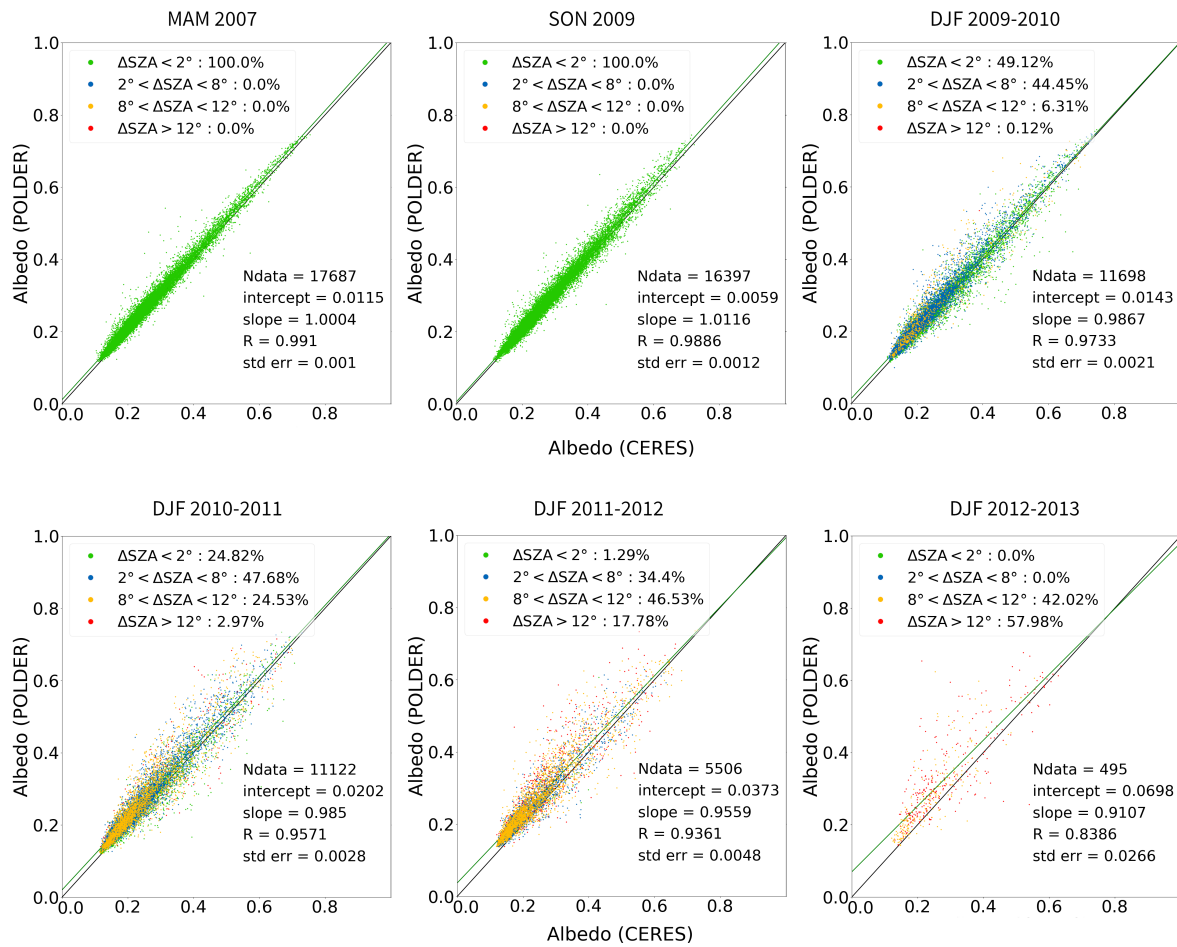


FIGURE 3.18 : Comme la figure 3.17 mais pour les albédos au-dessus des terres uniquement.

Saison		Toutes surfaces	Océan	Terre
MAM 2007	R	0.9948	0.9965	0.991
	stderr	0.0004	0.0005	0.001
SON 2009	R	0.9933	0.9886	0.9944
	stderr	0.0005	0.0012	0.0007
DJF 2009/2010	R	0.9832	0.9879	0.9733
	stderr	0.001	0.0012	0.0021
DJF 2010/2011	R	0.9765	0.9833	0.9571
	stderr	0.0012	0.0014	0.0028
DJF 2011/2012	R	0.9585	0.9686	0.9361
	stderr	0.0023	0.0029	0.0048
DJF 2012/2013	R	0.9201	0.9388	0.8386
	stderr	0.009	0.0101	0.0266

TABLE 3.3 : Coefficients de corrélation et écart-type entre les albédos POLDER et CERES pour les cas étudiés (toutes surfaces, océan, terres).

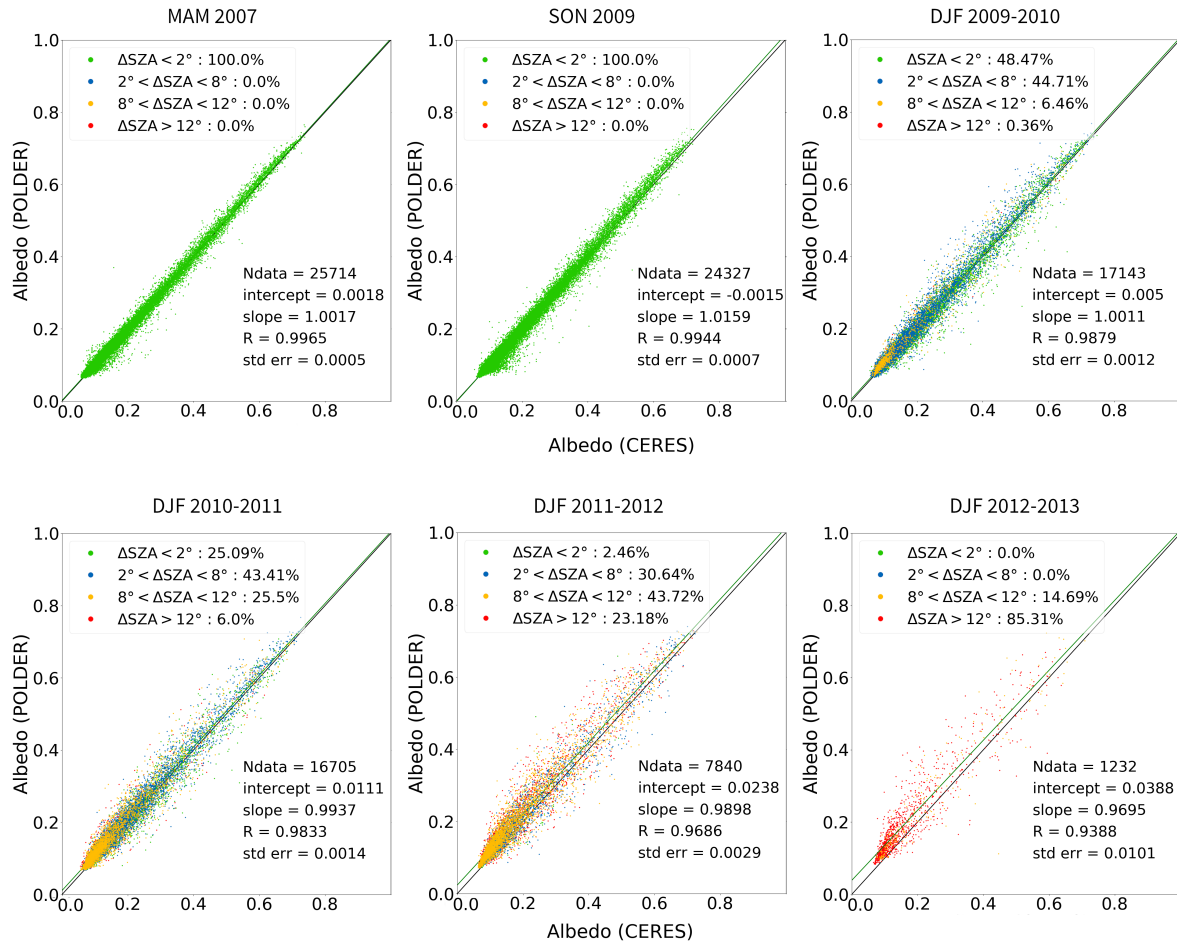


FIGURE 3.19 : Comme la figure 3.17 mais pour les albédos au-dessus des océans uniquement.

3.5.1 Flux solaire incident

Le flux solaire incident est pris en compte différemment pour les produits CERES étudiés dans ce chapitre et le produit POLDER RB3. En effet, l'algorithme d'extrapolation diurne POLDER considère un flux solaire extraterrestre $S_0 = 1361 \text{ Wm}^{-2}$. De son côté, CERES utilise les données TSI (Total Solar Irradiance) fournies par l'instrument TIM (Total Irradiance Monitor) à bord de SORCE (Solar Radiation and Climate Experiment) (Kopp et al. 2005). En moyenne, l'irradiance solaire issue de SORCE est d'environ 1361 Wm^{-2} mais sa valeur est mise à jour quotidiennement. Or sur la période 2005-2009, l'irradiance solaire mesurée par SORCE varie légèrement (Figure 3.20) et augmente de 2009 à 2013 d'une valeur de $1360,1 \text{ Wm}^{-2}$ à $1361,8 \text{ Wm}^{-2}$.

Pour vérifier l'influence de ces fluctuations sur les flux mensuels POLDER, nous avons utilisé les moyennes mensuelles des valeurs de SORCE pour recalculer des flux corrigés. Les flux obtenus avec ces nouvelles valeurs sont extrêmement proches des flux originels, avec des différences absolues inférieures à $0,5 \text{ Wm}^{-2}$. La prise en compte de la variabilité de la constante solaire par CERES et non par POLDER ne peut pas expliquer la grande amplitude de l'augmentation des flux après 2009.

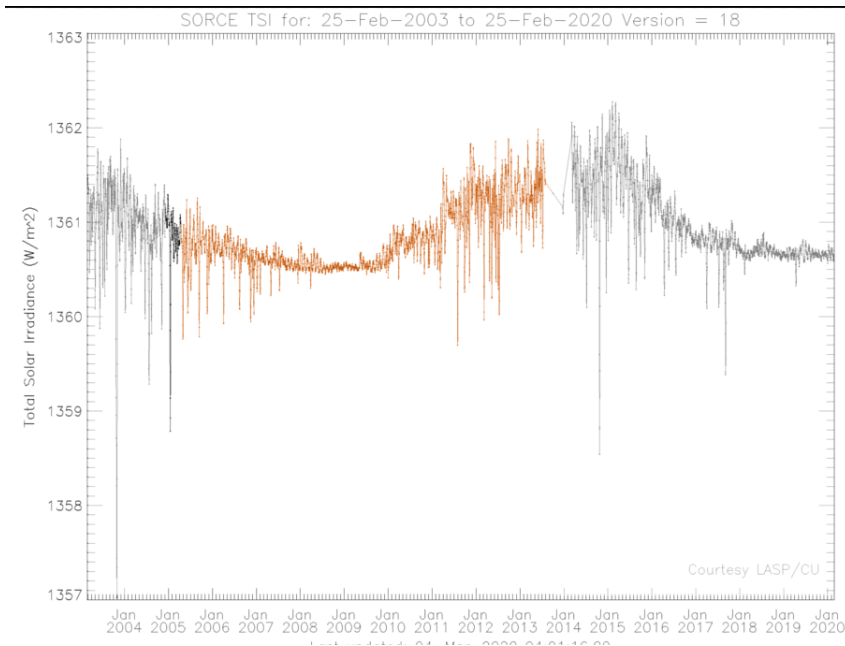


FIGURE 3.20 : Irradiance solaire telle que mesurée par *SORCE* sur la période 2003-2020. En orange, la période correspondant à la mission *PARASOL*.

3.5.2 Evolution de l’angle zénithal solaire

L’angle zénithal solaire est directement impacté par le fait que les mesures sont effectuées de plus en plus tard dans la journée. Comme vu au Chapitre 1, l’angle zénithal solaire représente l’angle d’incidence solaire par rapport à la verticale du lieu. Si l’observation est faite à 16h au lieu de 13h30, le soleil se sera approché de l’horizon de l’emplacement observé et l’angle zénithal solaire aura augmenté. La Figure 3.21a montre l’évolution de l’angle zénithal solaire moyen à l’heure d’observation sur la bande intertropicale 20°N - 20°S. La valeur moyenne varie suivant les saisons, avec des maxima aux solstices d’été et d’hiver et des minima aux équinoxes. On remarque néanmoins en moyenne une augmentation dès 2008, accentuée après la modification de l’orbite de *PARASOL* fin 2009. Cette augmentation est importante, puisque l’angle zénithal solaire est compris entre 25 et 30° sur la période 2005-2009 et augmente vers une valeur légèrement inférieure à 65° en octobre 2013. Cette évolution temporelle de l’angle zénithal solaire conduit à une modification de l’albédo instantané, comme on peut le voir en Figure 3.21b. On constate que l’albédo instantané moyenné sur la bande de latitudes $\pm 20^\circ$ augmente de 0,2 environ à plus de 0,3 sur la période de 2005 à 2013. Ce résultat est en accord avec les nombreuses études sur l’évolution de l’albédo instantané au cours de la journée (Rutan et al., 2014; Yang et al., 2008; Gristey et al., 2018) et les modèles angulaires établis pour *ERBE* ou *CERES*(Suttles et al., 1988; Green et al., 1990; Loeb et al., 2003, 2005; Su et al., 2015).

3.5.3 Evolution des propriétés nuageuses et effets sur l’albédo

Plusieurs études montrent que l’angle zénithal solaire est le paramètre qui influe le plus sur l’évolution de l’albédo au cours de la journée mais que la variation diurne des nuages joue également un rôle important (Rutan et al., 2014; Gristey et al., 2018). Or les types de nuages présents à 13h30 sont souvent différents de ceux présents à 16h, particulièrement au-dessus des terres. Nous nous attachons donc dans cette section à analyser l’effet de la

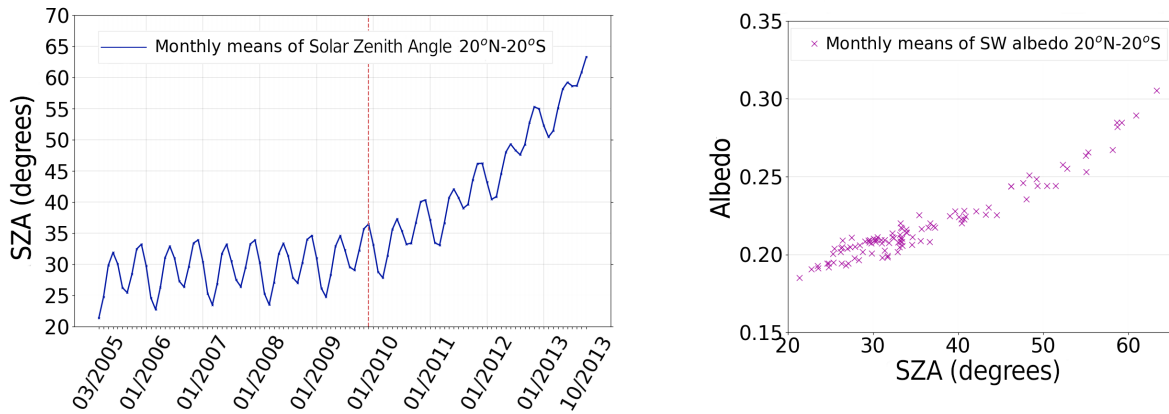


FIGURE 3.21 : À gauche : évolution de l'angle zénithal solaire en fonction des années de mesures POLDER/PARASOL. À droite : moyennes mensuelles d'albédo ondes-courtes tracées en fonction de la valeur moyenne d'angle zénithal solaire correspondante. Toutes les moyennes sont faites sur la bande 20°N - 20°S.

dérive de PARASOL sur les propriétés nuageuses observées par POLDER-3.

La Figure 3.22 représente la variation au cours de la période 2005-2013 de l'albédo en tout ciel et en ciel clair ainsi que de deux des paramètres les plus importants pour décrire la nébulosité d'une scène : la fraction nuageuse et l'épaisseur optique des nuages. La fraction nuageuse représente le taux de couverture nuageuse dans un superpixel avec une valeur comprise entre 0 (superpixel clair) et 1 (superpixel complètement couvert). La fraction nuageuse ne donne pas d'autre information sur les nuages présents, et il peut tout aussi bien s'agir de nuages fins à l'albédo très faible que de nuages épais à l'albédo très élevé. L'épaisseur optique des nuages, calculée dans la chaîne de traitement de niveau 2 des mesures POLDER (Buriez et al., 2005), permet de fournir cette information. Physiquement, elle est liée à la capacité d'un nuage à atténuer le rayonnement, et est sans unité.

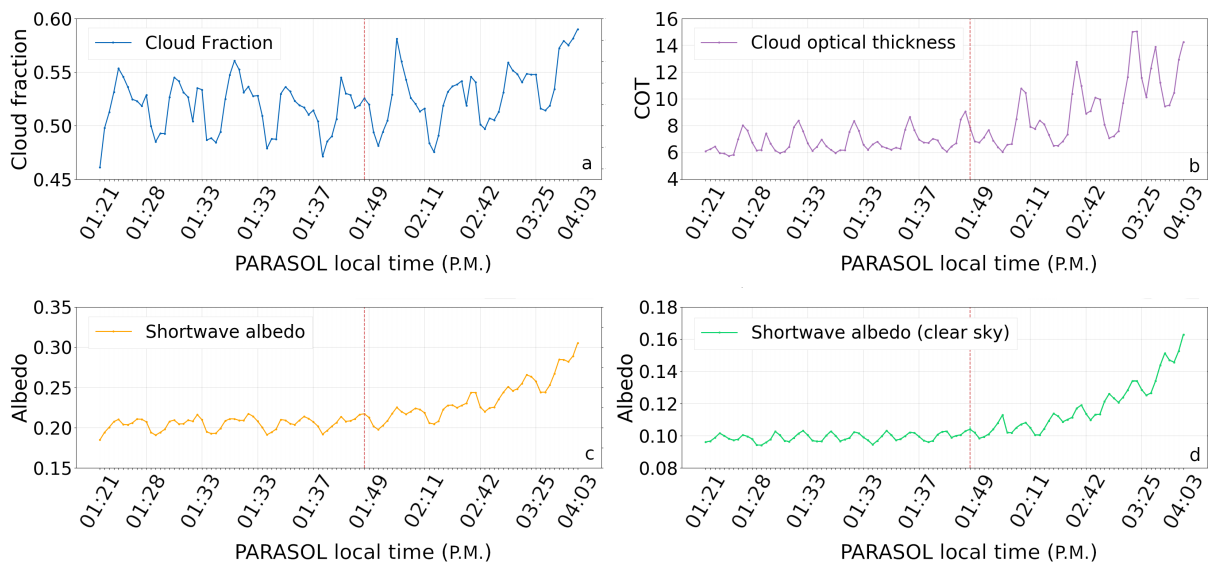


FIGURE 3.22 : Moyennes mensuelles sur la bande latitudinale 20°N - 20°S de la fraction nuageuse (en haut à droite), de l'épaisseur optique (en haut à gauche), et des albédos ondes-courtes tout-ciel (en bas à gauche) et ciel-clair (en bas à droite).

La fraction nuageuse observée à 16h tend à être plus importante que celle observée à 13h, ce qui signifie que POLDER observe des scènes de plus en plus nuageuses (Figure 3.22.a). L'épaisseur optique observée augmente elle aussi (Figure 3.22.b). On peut également noter une augmentation plus importante de l'épaisseur optique des nuages liquides et une augmentation plus tardive (à partir de 2011) de l'occurrence et de l'épaisseur optique des nuages de glace (distinction non-représentée sur la figure).

L'évolution concomitante de ces propriétés nuageuses permet de déduire que les nuages sont légèrement plus nombreux mais sont également plus épais optiquement. Les nuages en phase glace tendent à être plus nombreux en fin de période d'observations POLDER (non montré sur les figures), ce qui correspondrait à la formation de nuages hauts convectifs, fréquents en milieu d'après-midi au-dessus des terres.

Pour compléter l'analyse de l'évolution des propriétés nuageuses, la Figure 3.23 montre des cartes de différences « 2012/2013 moins » 2005/2006 » de ces mêmes propriétés (fraction nuageuse, épaisseur optique) ainsi que de l'albédo ondes-courtes. On note que la fraction nuageuse peut augmenter sans modification de l'épaisseur optique, comme au-dessus des océans, ce qui indique des nuages en plus grande quantité mais sans modification de leurs propriétés optiques. L'inverse, c'est à dire une augmentation de l'épaisseur optique sans augmentation de la fraction nuageuse, signifie que le type de nuage a été modifié (nuages plus épais) sans pour autant être plus étendu. C'est le cas sur des scènes déjà complètement couvertes, comme au-dessus des zones de végétation tropicale (Amazonie, Afrique équatoriale) et de l'océan Indien, zones soumises à de fortes convections. Cela est en accord avec l'étude menée par Liu and Zipser (2008), qui démontre l'occurrence importante des nuages convectifs en milieu d'après-midi dans la zone de convergence intertropicale.

Pour la plupart des zones où l'albédo augmente on peut retrouver une augmentation soit de la fraction nuageuse soit de l'épaisseur optique, soit des deux. Cela nous amène à penser que l'évolution des propriétés nuageuses au cours de la journée observée par POLDER entre 13h30 et à 16h a bien une influence sur l'albédo instantané.

À ce stade de notre étude, nous avons plusieurs constatations. Premièrement, les flux ondes-courtes restitués à partir d'observations POLDER augmentent après décembre 2009 au-dessus des océans et diminuent après 2011 au-dessus des terres. Ces flux sont obtenus à partir d'une valeur d'albédo instantané par jour, qu'on extrapole pour estimer les moyennes diurnes d'albédo.

Deuxièmement, les albédos instantanés augmentent, mais cette augmentation est attendue et est liée d'une part à l'augmentation de l'angle zénithal solaire au moment de la mesure et d'autre part au changement des conditions nuageuses de la scène. POLDER observe en effet à 16h des scènes plus nuageuses, et avec une épaisseur optique plus importante, par rapport aux scènes observées à 13h30.

Cependant, l'algorithme d'extrapolation diurne utilisé par POLDER pour le calcul des flux mensuels tient compte de deux paramètres : l'évolution de l'angle zénithal solaire au moment de la mesure via l'utilisation de modèles angulaires et la variation de nébulosité au cours de la journée via l'utilisation d'une base de données climatologique. L'augmentation des valeurs d'albédo instantané est inévitable et naturelle, mais les flux mensuels ne devraient pas augmenter si l'extrapolation diurne tenait parfaitement compte de toutes les grandeurs citées (angle zénithal solaire, propriétés nuageuses au moment de l'observation).

L'augmentation des flux mensuels visible après 2009 signifie donc que l'extrapolation diurne ne fonctionne pas parfaitement. Dans la section suivante, nous analysons les effets

Observations between 3:25 p.m. and 4:01 p.m. minus observations
between 01:28 p.m. and 01:33 p.m.

2012/2013 min 2005/2006

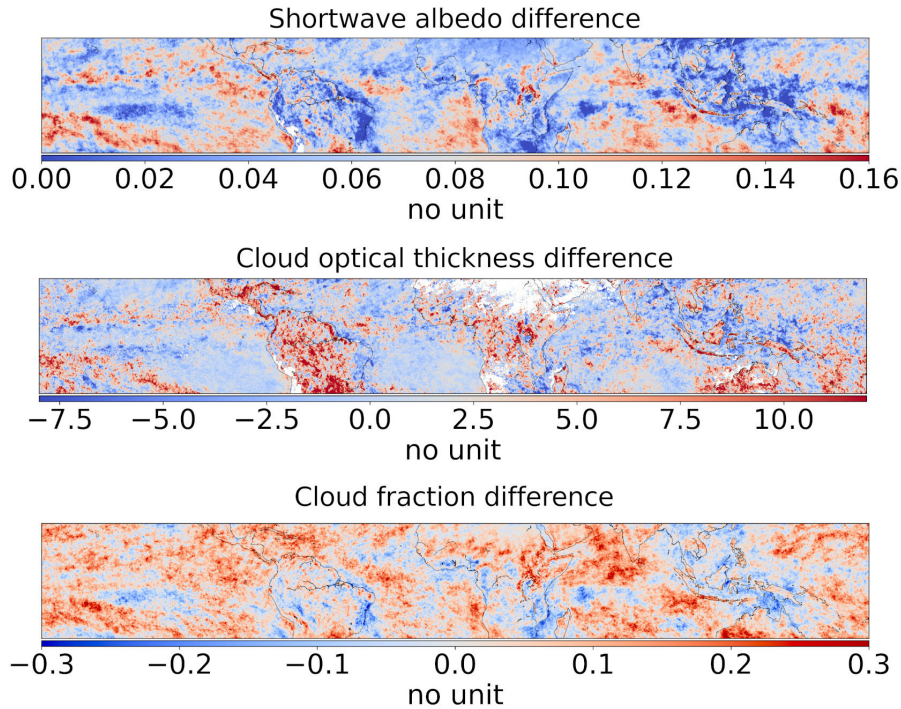


FIGURE 3.23 : Cartes de différences « 2012/2013 moins 2005/2006 » de l'albédo ondes-courtes, l'épaisseur optique et la fraction nuageuse. Ces cartes représentent l'évolution de la moyenne des observations entre le début et le milieu d'après-midi.

de l'extrapolation diurne sur l'albédo instantané, tout d'abord sur des moyennes spatiales de la bande $\pm 20^\circ$, puis sur toute la zone où la composante climatologique de l'extrapolation diurne est appliquée.

3.6 Effets de l'extrapolation diurne de POLDER

3.6.1 Effets de l'extrapolation sur l'augmentation de l'albédo instantané

Afin de comprendre l'effet de l'extrapolation diurne sur les valeurs instantanées d'albédo déduites de POLDER-3, nous comparons sur la Figure 3.24 les moyennes mensuelles d'albédos instantanés aux moyennes mensuelles d'albédos diurnes. Ces dernières sont obtenues à partir des moyennes mensuelles de flux réfléchis que nous divisons par la moyenne mensuelle des flux incidents, (voir Chapitre 2). L'opération est répétée pour les flux tout ciel et les flux ciel clair, en séparant les flux au-dessus des terres et des océans. Pour rappel, les albédos « diurnes » ciel clair sur la Figure 3.24 sont calculés sans climatologie (méthode ERBE-like), tandis que les albédos « diurnes » tout ciel sont calculés avec celle-ci.

Cette comparaison nous permet de vérifier que pour la période 2005-2009, avec des mesures acquises à environ 13h30 heure locale, les moyennes mensuelles d'albédo diurne

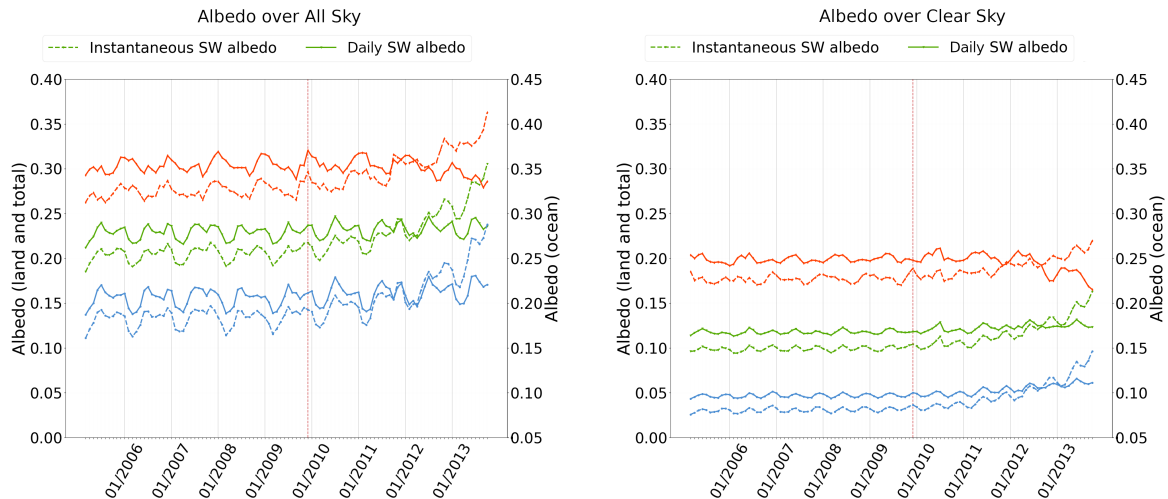


FIGURE 3.24 : Moyennes mensuelles sur la bande latitudinale 20°N - 20°S des albédos instantanés (en pointillés) et des albédos obtenus à partir des moyennes mensuelles de flux diurnes (en traits pleins). À gauche pour les albédos tout-ciel, à droite pour les albédos ciel-clair. Les albédos au-dessus des terres sont représentés en orange, les albédos au-dessus des océans sont représentés en bleu et le cas toutes surfaces confondues est représenté en vert.

sont supérieures à celles des albédos instantanés que ce soit au-dessus des terres ou des océans. Ce résultat est cohérent puisque les valeurs à 13h30 sont inférieures à la moyenne diurne (Rutan et al., 2014). Lorsque les mesures se font plus tard dans la journée, la valeur instantanée augmente et dans certains cas devient supérieure à la moyenne diurne. Cette dernière reste stable pour une plus longue période, ce qui montre que l'extrapolation diurne fonctionne bien jusqu'à environ 2009 au-dessus des océans et 2011 au-dessus des terres.

3.6.2 Effets de la climatologie sur les différences régionales

En Section 3.3.3, nous avons noté que l'ajout de la climatologie dans la méthode d'extrapolation diurne de POLDER permettait d'atténuer les différences qui pouvaient apparaître entre les flux POLDER et CERES sur certaines zones en particulier. Nous avons pour cela comparé des cartes de différences POLDER RB3 et CERES SYN1deg. Pour visualiser géographiquement l'apport de la climatologie sans les différences par rapport à CERES, nous traçons sur la Figure 3.25 les différences entre les cartes POLDER RB3 et les cartes POLDER ERBE-like. Ces cartes sont étendues aux latitudes $\pm 50^\circ$, zones où l'extrapolation diurne avec utilisation de la climatologie est utilisée dans l'algorithme. Des différences négatives signifient que la climatologie prévoit des flux plus faibles que ERBE-like et des différences positives indiquent que la climatologie entraîne des flux plus élevés que les flux ERBE-like.

Pour rappel, comme expliqué dans la Section 2.3.3 du Chapitre 1, entre $\pm 50^\circ$, pour chaque jour avec au moins une observation, pour chaque superpixel et pour chaque heure trois albédos sont calculés : l'albédo donné par le modèle angulaire, α^E , l'albédo qui mélange climatologie et modèle angulaire, α^C et l'albédo qui provient directement de la base de données climatologique, α^{ci} . L'albédo médian est finalement choisi comme valeur d'albédo diurne. Les zones sur les cartes où la différence est nulle signifient donc que α^E

a été choisi pour l'ensemble des quatre mois moyennés. Lorsque des différences existent, positives ou négatives, c'est qu'un nombre non-négligeable de valeurs α^{cli} ou α^C a été choisi.

Les effets de la partie « climatologie » (choix de α^C ou α^{cli}) de l'extrapolation diurne se remarquent surtout sur des types de scène précis : on reconnaît aisément les déserts du Sahara et d'Arabie, l'ITCZ et des zones caractéristiques de nuages bas (particulièrement au-dessus des océans Atlantique et Pacifique, à l'ouest de l'Angola et du Pérou respectivement). Des régions désertiques (bien que non caractérisées comme « désert » dans l'algorithme POLDER) présentent également des corrections semblables à celles identifiables sur les déserts du Sahara/Arabie : les déserts de Gobi et de l'Atacama. Si on compare ces cartes à celles données par Doelling et al. (2013) (Figure 3.16), on retrouve des zones communes, ce qui met en évidence les zones où de fortes variations diurnes de nébulosité sont présentes.

Les effets de la climatologie sur le calcul des flux mensuels sont très semblables entre les moyennes 2005/2006 et 2008/2009, où les valeurs de flux climatologiques sont plus faibles que les valeurs ERBE-like comme au-dessus du Sahara (-10 Wm^2) et plus élevées au-dessus des zones nuageuses (jusqu'à $+7 \text{ Wm}^2$). En réalité, bien que nous ne reproduisions pas toutes les cartes ici, les cartes 2005/2006 et 2008/2009 sont représentatives de ce qui se passe jusqu'en 2012. Ce n'est qu'en 2012/2013 que l'effet de la climatologie au-dessus des déserts est moins marqué, mais de fortes diminutions apparaissent au-dessus de l'océan Pacifique.

Sur la Figure 3.26, nous avons reporté la proportion de chacun des choix d'albédo. α^{cli} est sélectionné dans moins de 10% des cas sur la bande complète $\pm 50^\circ$ tandis que α^C l'est dans plus de 30% des cas en début de mission, pourcentage qui augmente jusqu'à 50% en 2013. La climatologie prend de plus en plus d'importance dans le calcul des flux moyens mensuels lorsque l'angle zénithal solaire augmente.

En résumé, la comparaison entre l'augmentation importante de l'albédo instantané entre 2005 et 2013 et l'augmentation comparativement faible des flux après 2009 montre que l'extrapolation diurne prend bien en compte les modifications induites par la dérive de PARASOL. L'effet de l'angle zénithal solaire est pris en compte explicitement par les modèles angulaires d'albédo et implicitement par la base de données climatologique, qui fournit des valeurs horaires d'albédo provenant de cinq années d'observation ERBS. La forte variabilité diurne sur certaines zones, particulièrement celles mises en évidence par Doelling et al. (2013), est bien prise en compte par l'extrapolation climatologique, comme on peut le voir lorsqu'on compare les cartes de différences entre POLDER RB3 et CERES SSF1deg (Figure 3.5) aux cartes de différences entre POLDER RB3 et CERES SYN1deg (Figure 3.15) : les différences qui apparaissent avec CERES SSF1deg sur certaines zones nuageuses n'existent pas dans la comparaison avec CERES SYN1deg. Malgré tout, certains points restent encore à éclaircir. En effet, les différences importantes visibles sur la Figure 3.23 au dessus des déserts du Sahara et d'Arabie rappellent la grande différence de flux entre CERES SSF1deg et POLDER RB3 ERBE-like tout ciel ou ciel clair (Section 3.2.3). Ce point fera l'objet d'une étude plus approfondie au Chapitre 4.

3.7 Conclusion

La comparaison des moyennes mensuelles de flux ondes-courtes POLDER RB3 avec les flux CERES SSF1deg Aqua et CERES SYN1deg Aqua+Terra a démontré la capacité

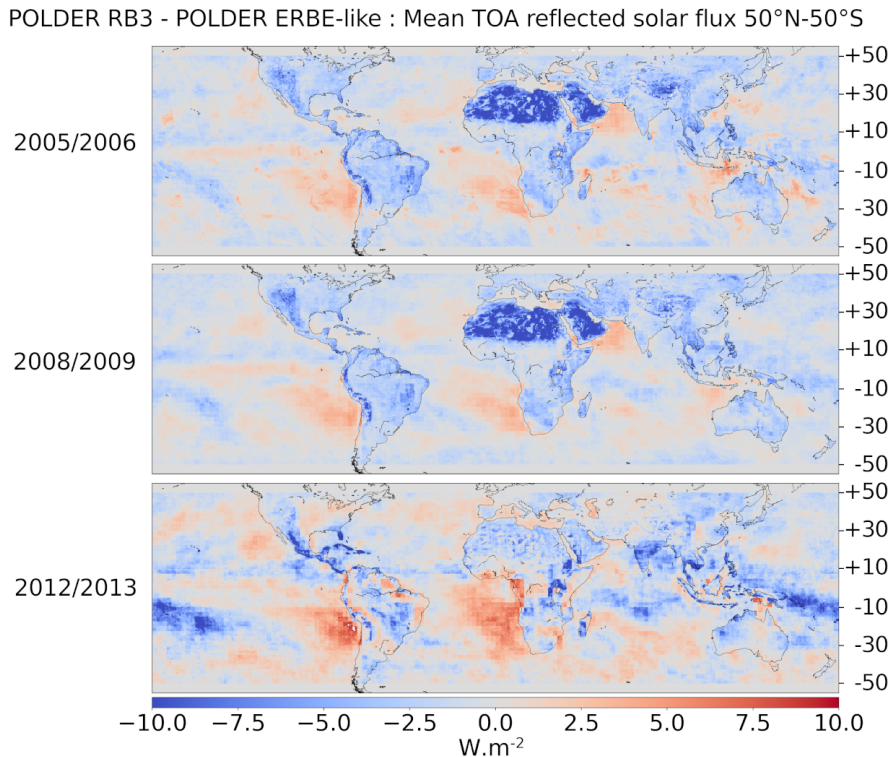


FIGURE 3.25 : Cartes de différences de flux POLDER RB3 moins POLDER ERBE-like (produit non officiel) pour les trois périodes sélectionnées, 2005/2006, 2008/2009 et 2012/2013. Les cartes permettent de voir l'effet de l'extrapolation basée sur une climatologie d'albédos. En rouge, les endroits où l'extrapolation climatologique augmente les valeurs finales de flux par rapport aux flux ERBE-like. En bleu, les zones où la composante climatologique diminue les valeurs de flux par rapport aux flux ERBE-like.

de POLDER à restituer des flux ondes courtes à partir de mesures de luminances spectrales. Les flux RB3 sont en effet remarquablement proches des flux CERES SSF1deg et SYN1deg sur toute la période de coïncidence des mesures entre POLDER/PARASOL et CERES/Aqua, c'est à dire entre mars 2005 et décembre 2009. Néanmoins, un effet de compensation existe entre les flux au-dessus des terres et ceux au-dessus des océans. Les flux POLDER RB3 sont plus éloignés des flux CERES SSF1deg en ciel clair qu'en tout ciel (entre -0,5% et +4% de différence relative pour les flux tout ciel contre +5 à +14% pour les flux ciel clair).

À partir de la période 2010-2013, les mesures POLDER/PARASOL se font de plus en plus tard dans la journée, passant progressivement de 13h30 à 16h00. Cela a pour conséquence un changement d'incidence solaire et de conditions de nébulosité observées : en 2013, POLDER observe davantage de nuages et des nuages plus épais qu'en 2005. Les zones où les nuages sont plus nombreux ou plus épais correspondent à des zones d'augmentation de l'albédo instantané. Néanmoins, l'augmentation de l'albédo est surtout due à l'augmentation de l'angle zénithal solaire au moment de l'observation, ce qui est cohérent avec Rutan et al. (2014); Gristey et al. (2018), qui ont montré que c'est ce paramètre qui prédomine dans l'évolution diurne de l'albédo.

L'extrapolation diurne de l'algorithme de traitement des données de POLDER tient compte de ces variations, que ce soit celles de l'angle zénithal solaire ou le changement des conditions météorologiques dans la journée. La composante climatologique de l'algorithme

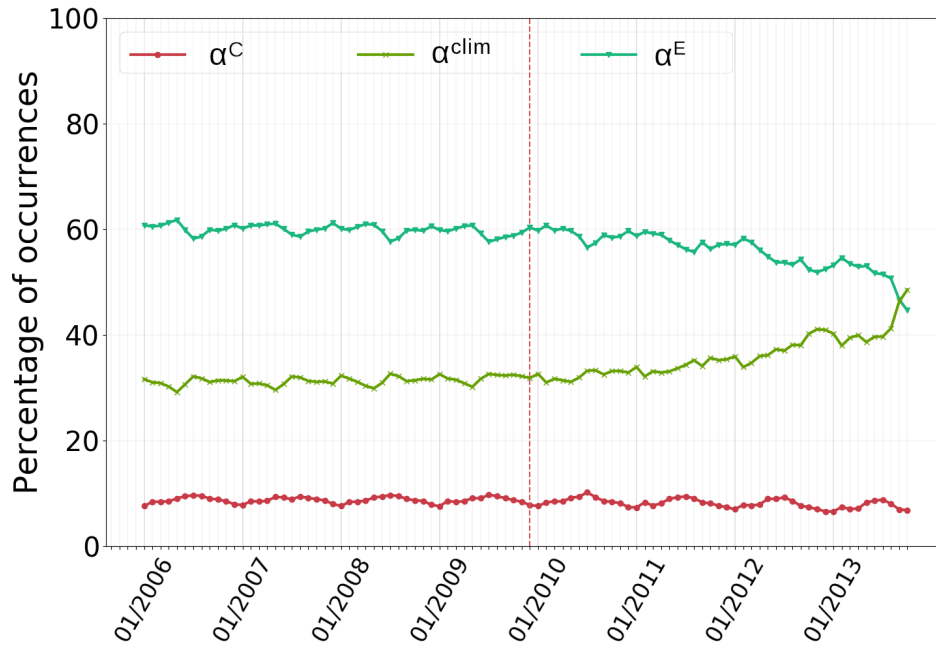


FIGURE 3.26 : Pourcentage, en moyenne mensuelle sur la bande de latitudes $\pm 50^\circ$, des choix de chaque albédo lors de l’extrapolation diurne. L’albédo angulaire α^E est choisi dans 60% des cas avant 2012, et ce pourcentage tombe en dessous des 50% de cas en 2013. L’albédo issu de la base de données, α^{cli} , est le moins choisi, avec seulement 10% de cas, ce pourcentage demeurant stable.

permet de prendre en compte les zones de forte variabilité diurne. L’augmentation des flux mensuels, comparativement à l’augmentation des moyennes mensuelles d’albédos instantanés, est bien plus faible, ce qui montre que l’extrapolation diurne joue son rôle sur l’ensemble de la bande latitudinale considérée. Néanmoins, un effet de « sous-compensation » de l’augmentation de l’albédo au-dessus des océans et de « sur-compensation » au-dessus des terres apparaît, que ce soit avec ou sans la composante climatologique. On peut en déduire que ces effets proviennent des modèles angulaires utilisés pour l’extrapolation diurne. Cela nous a amenés à étudier plus en détail les modèles d’extrapolation diurne de POLDER, travail développé au Chapitre 4.

Extrapolation diurne POLDER

Les comparaisons menées entre les moyennes mensuelles de flux ondes courtes POLDER RB3 et CERES SSF1deg ou SYN1deg ont permis d'analyser les flux ondes courtes calculés à partir des observations spectrales de POLDER-3. Les flux obtenus montrent une dérive sur toute la période 2005-2013 puisqu'ils augmentent avec le temps au-dessus des océans et ils diminuent au-dessus des terres. L'augmentation des flux au-dessus des océans s'accroît à partir de fin 2009, ce qui nous mène à penser que celle-ci est due à la dérive du satellite PARASOL, entamée avec la modification de son orbite en décembre 2009. Cependant, le scénario est différent au-dessus des terres, et la diminution des flux ne débute qu'après 2011, ce qui suggère qu'un autre effet existe. La dérive de PARASOL a donc probablement plusieurs effets directs et indirects sur les observations POLDER-3. Tout d'abord, l'observation a lieu plus tard dans la journée (16h au nœud ascendant en octobre 2013 contre environ 13h33 pour 2005-2009) ce qui a pour conséquence une augmentation de l'angle zénithal solaire au moment de la mesure. De plus, les scènes observées à 16h ne sont plus les mêmes que celles observées à 13h30 en termes de nébulosité : elles sont globalement plus nuageuses et les nuages sont plus épais, comme nous l'avons montré au Chapitre 3. La variation de l'angle zénithal solaire et les changements de nébulosité sont deux paramètres qui influencent les valeurs de l'albédo au cours de la journée, comme montré par Rutan et al. (2014), valeurs qui permettent d'obtenir les flux moyennés mensuellement.

L'extrapolation diurne utilisée dans l'algorithme RB3 de POLDER (Viollier et al., 2002) prend en compte, par construction, ces évolutions : les modèles angulaires d'albédo $\alpha_{dir}(\mu_0)$ sont fonction du cosinus de l'angle zénithal solaire μ_0 et les changements de nébulosité sont pris en compte par l'utilisation d'un albédo climatologique (qui prend aussi en compte implicitement la modification d'angle zénithal solaire au cours de la journée). Les variations diurnes de l'albédo instantané ne devraient donc pas impacter les calculs de flux diurnes moyennés mensuellement. Puisqu'il y a, il est nécessaire d'examiner plus en détail l'extrapolation diurne.

L'étude de différences géographiques de cartes de flux ondes courtes ciel clair entre CERES et POLDER a permis de dégager un argument pour justifier l'étude des modèles angulaires d'albédo (Section 3.2.2). En effet, au-dessus des déserts (particulièrement des déserts du Sahara et d'Arabie) les moyennes mensuelles de flux POLDER RB3 ont des valeurs beaucoup plus élevées que celles données par CERES SSF1deg, avec des différences de l'ordre de 30 Wm^{-2} contre une différence moyenne de $\pm 10 \text{ Wm}^{-2}$ partout ailleurs. Or, alors qu'on peut imputer certaines différences POLDER/CERES à la différence du nombre

de modèles angulaires d'albédo utilisés (huit pour CERES en ciel clair contre cinq pour POLDER), il n'y a qu'un modèle CERES et un modèle POLDER sur cette zone désertique. De plus, lorsqu'on analyse l'effet de l'extrapolation diurne climatologique POLDER en comparant des flux calculés avec et sans celle-ci, on constate que la climatologie agit de manière particulièrement forte sur cette région en diminuant la moyenne mensuelle des flux (Section 3.6.2), ce qui signifie que les albédos horaires calculés à partir des modèles angulaires sont fréquemment trop élevés sur ces zones.

Une étude des modèles angulaires d'albédo utilisés par POLDER, particulièrement au-dessus des déserts, s'est donc avérée nécessaire et est présentée en Section 4.1. Cette étude a ensuite été étendue à tous les modèles angulaires POLDER. Nous avons dans un second temps utilisé les données POLDER-3, qui permettent d'accéder à une gamme d'angles solaires plus importante, afin de construire de nouveaux modèles. Ceux-ci ont été testés sur les données de niveau 2 POLDER-3 (données instantanées) avant de répéter les comparaisons avec CERES SSF1deg et SYN1deg menées au Chapitre 3. Il est à noter que, puisque l'objectif est désormais de comprendre puis de construire des modèles applicables à toutes les données POLDER et d'utiliser toutes les informations fournies par POLDER-3, la construction des nouveaux modèles a été effectuée en utilisant toutes les latitudes disponibles et plus seulement $\pm 20^\circ$. Cependant, dans les Sections 4.3 et 4.4, seuls les résultats sur la bande $\pm 20^\circ$ sont présentés afin d'être en accord avec les comparaisons effectuées au Chapitre 3.

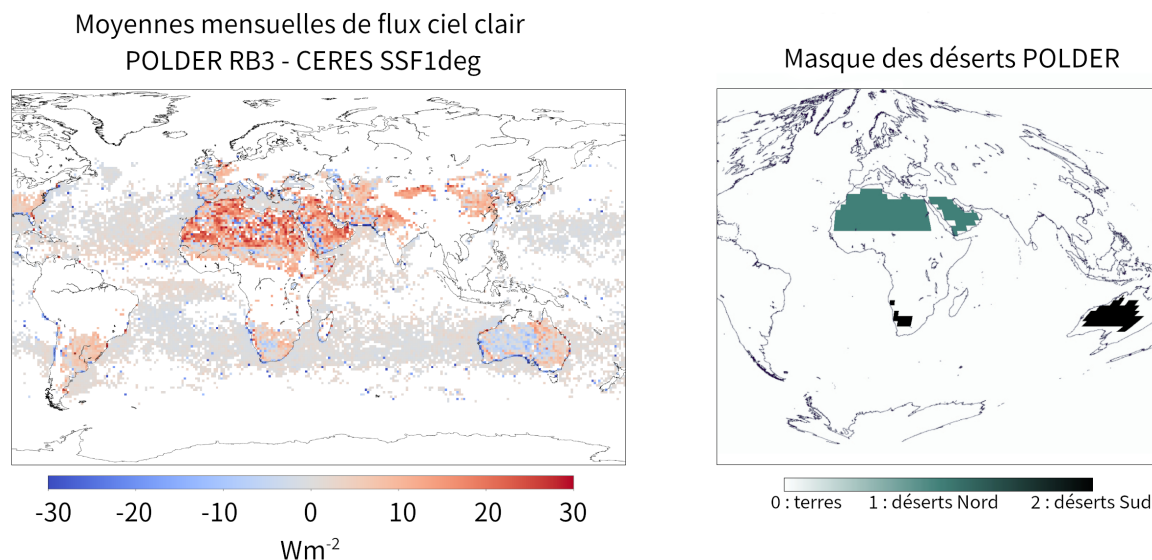
4.1 Modèles angulaires d'albédo issus de POLDER-1

4.1.1 Modèles angulaires au-dessus des déserts

Les modèles angulaires d'extrapolation diurne utilisés pour produire les flux POLDER RB3 officiels ont été construits à partir d'observations POLDER-1 (Viollier et al., 2002) pour les mois de novembre 1996, février, mai et juin 1997. Les catégories « désert » n'ont pas pu être construites de la même manière en raison du manque d'observations à des angles solaires élevés. Pour ces deux catégories, ce sont les modèles développés par Capderou (1998) qui sont utilisés. Les modèles sont construits en ajustant un polynôme de degré 3 sur les albédos ondes courtes instantanés par intervalle de cosinus d'angle solaire (avec une taille des intervalles de 0,02).

La Figure 4.1 représente, sur la gauche, une carte de différences de moyennes mensuelles de flux ondes courtes ciel clair POLDER RB3 et CERES SSF1deg Aqua pour 2005/2006, avant la dérive. Puisqu'il s'agit de flux ciel clair, l'extrapolation diurne s'appuyant sur la variation climatologique de l'albédo n'est pas appliquée. À droite, les masques statiques utilisés par POLDER pour identifier les zones « désert Nord » et « désert Sud » sont représentés. En mettant en regard les deux cartes, il apparaît clairement que les plus fortes différences de flux sont liées aux zones désertiques.

CERES et POLDER utilisent un seul modèle « désert Nord » (nommé « bright desert » pour CERES) et un seul modèle « désert Sud » (« dark desert ») (Loeb et al., 2003). Il est donc aisé de comparer ces quatre modèles. La Figure 4.2 représente les modèles ciel clair pour POLDER (4.2a) et CERES (4.2b). Les modèles sont très différents les uns des autres, surtout pour des angles supérieurs à 70° . Néanmoins, le fait le plus marquant est que le modèle POLDER « désert Sud » semble correspondre mieux au modèle « bright desert » de CERES. De même, le modèle « désert Nord » de POLDER semble davantage



(a) Différences de flux POLDER RB3 - CERES SSF1deg, moyenne de la sélection 2005/2006 du Chapitre 3

(b) Masque des déserts POLDER

FIGURE 4.1 : Différences POLDER RB3 et CERES SSF1deg pour la sélection de mois 2005/2006 (Figure 4.1a) et masque utilisé pour définir les scènes désert nord et désert sud (Figure 4.1b). On remarque que les zones de déserts correspondent à des différences bien marquées, tout particulièrement les régions étiquetées « désert nord ».

correspondre au modèle « dark desert » de CERES, bien que ce dernier soit moins caractéristique et soit à première vue semblable à d'autres modèles existants qui donnent aussi une valeur d'albédo au zénith proche de 0,15. Après comparaison des modèles POLDER avec les modèles développés et validés par Capderou (1998), nous avons pu déterminer qu'il y avait eu des inversions entre les modèles dans l'algorithme d'extrapolation diurne de la chaîne opérationnelle RB3 de POLDER : le modèle « désert Nord » est utilisé pour les zones désert Sud, le modèle « côtes claires » est utilisé pour les déserts Nord, tandis que le modèle « désert Sud » est utilisé pour les côtes claires. Cette triple permutation dans l'algorithme a été corrigée et la Figure 4.3 permet de vérifier les effets de ces inversions avant correction (haut de la figure) et après correction (bas de la figure). Les zones désertiques ne se distinguent plus de manière aussi prononcée que lorsque les coefficients étaient inversés. Si on regarde ces mêmes cartes tracées en 2013 (après la dérive de POLDER), on remarque que la forte diminution des valeurs sur les déserts Nord n'est presque plus visible, les différences restent semblables aux différences en 2005/2006. Sur les déserts Sud la différence avec CERES diminue mais se fond avec les scènes « terres claire ». On peut également remarquer que les zones qui ne sont pas classées comme « désert » par POLDER subissent encore une forte augmentation en 2013.

Cette première approche des modèles angulaires nous a permis de voir les effets qu'une permutation entre des modèles, et donc une utilisation de modèles « erronés », pouvait avoir. Les zones géographiques où les flux sont calculés avec les mauvais modèles angulaires présentent des différences avec CERES SSF1deg bien plus importantes que celles qui existent par ailleurs (+30 Wm⁻² localement en 2005/2006 pour une moyenne de 6 Wm⁻² sur toute la bande $\pm 20^\circ$). Le fait d'avoir corrigé cette permutation fait baisser ces différences locales et atténue la forte diminution des flux sur cette même zone. Il est également envisageable que les fortes augmentations de valeurs de flux observées au-dessus des océans

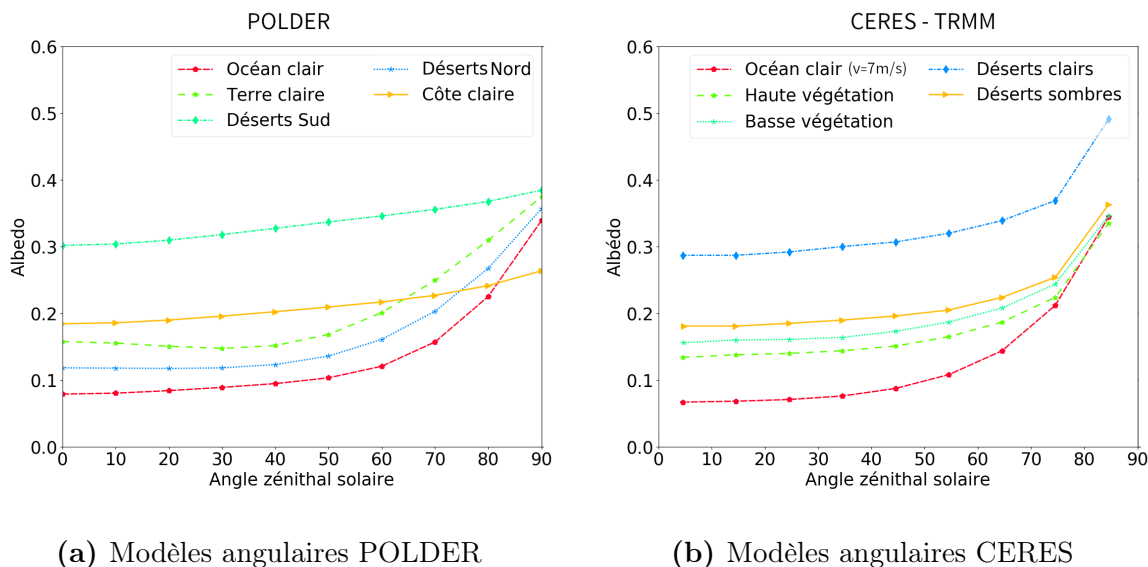


FIGURE 4.2 : Modèles angulaires utilisés pour l'extrapolation diurne CERES SSF1deg (4.2b) et l'extrapolation diurne POLDER RB3 (4.2a) pour les scènes classées « ciel clair » ($CN < 0,05$). Le modèle « désert sombre » CERES devrait correspondre au modèle « désert Sud » de POLDER et le modèle « désert clair » CERES au modèle « désert Nord » POLDER.

soient dues à des modèles imparfaits. Dans la section suivante, nous illustrons l'importance des modèles angulaires.

4.1.2 Rôle des modèles angulaires dans la détermination de l'albédo diurne

Les modèles angulaires pour le calcul des flux ou albédos mensuels moyens à partir des mesures instantanées ont pour rôle de prendre en compte l'évolution de l'albédo en fonction de l'angle zénithal solaire (Suttles et al., 1988; Young et al., 1998; Standfuss et al., 2001; Viollier et al., 2002; Doelling et al., 2013). Ils dépendent directement de celui-ci et sont généralement définis par type de scène. Le nombre de modèles construits à partir des observations à différentes heures de la journée est variable : douze pour ERBE (Suttles et al., 1988), vingt pour POLDER (Viollier et al., 2002), six-cent pour CERES (Doelling et al., 2013). L'objectif est le même dans tous les cas : avoir des modèles qui permettent d'approcher au mieux la variation réelle de l'albédo au cours de la journée pour chaque type de scène. L'utilisation des modèles angulaires seuls dans un algorithme d'extrapolation diurne permet donc d'obtenir des flux diurnes dont la variation angulaire liée à l'incidence solaire aura été prise en compte. Néanmoins, cela implique d'émettre l'hypothèse d'une nébulosité constante au cours de la journée alors qu'en réalité en un même endroit les conditions de couverture nuageuse et types de nuage changent dans la journée, surtout dans les zones tropicales étudiées au chapitre précédent (Meisner and Arkin, 1987; Yang and Slingo, 2001). Dans cette section, nous considérerons cette hypothèse vraie, l'objectif étant de n'analyser que l'effet des modèles angulaires.

Afin d'expliquer l'effet que peuvent avoir des modèles angulaires erronés sur l'extrapolation diurne, nous avons schématiquement représenté sur la Figure 4.4 trois modèles d'extrapolation diurne volontairement exagérés. Le premier modèle, en haut, représente

Moyennes mensuelles de flux ciel clair POLDER RB3 - CERES SSF1deg

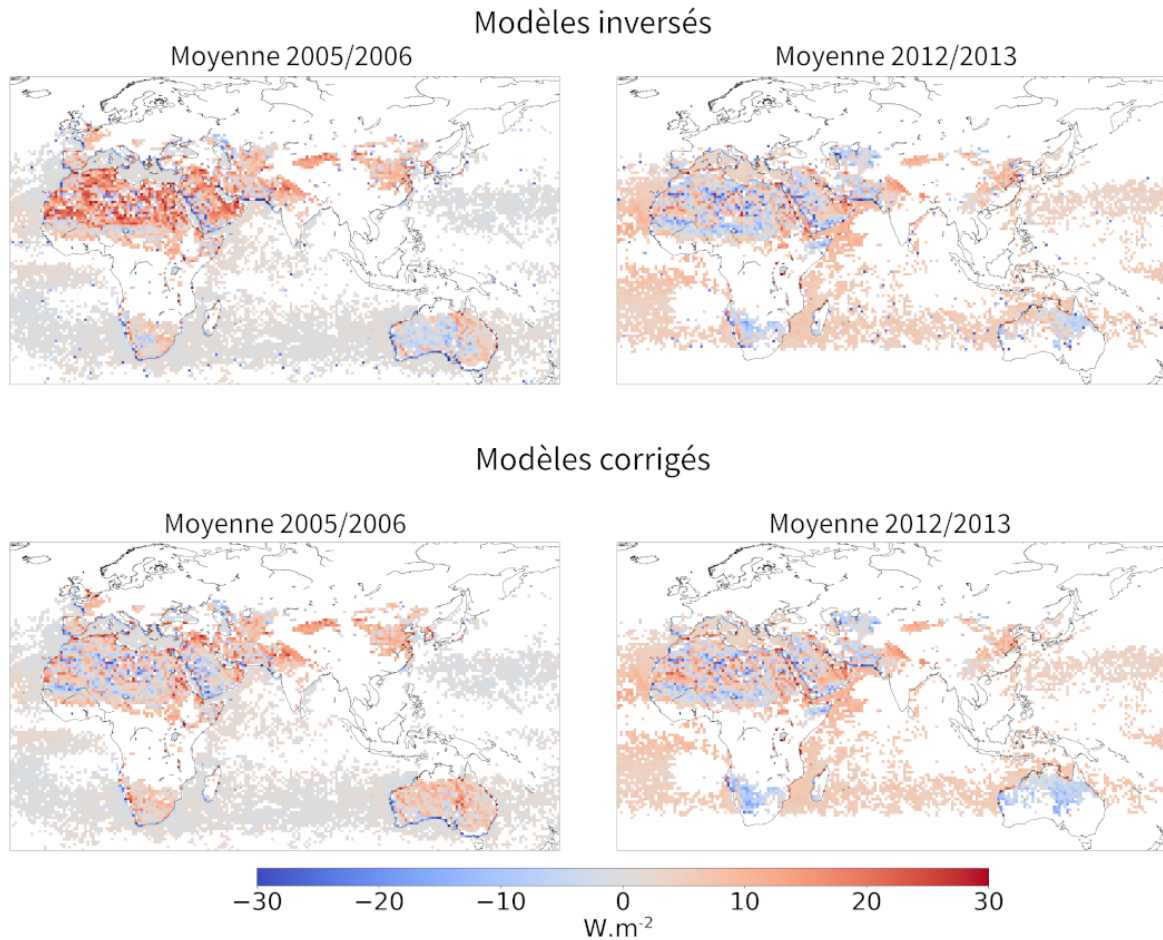


FIGURE 4.3 : Cartes de différences de flux ciel clair POLDER RB3 - CERES SSF1deg. Différences de moyennes sur les mois de décembre 2005, mars, juin et septembre 2006 (notées 2005/2006) et sur les mois de décembre 2012, mars, juin et septembre 2013 (notées 2012/2013). Les cartes sont faites à partir de flux obtenus avec la chaîne opérationnelle POLDER (haut de la figure) et de flux calculés après avoir mis les modèles angulaires dans l'ordre (bas de la figure).

un modèle idéal, dont l'évolution décrit parfaitement la réalité. Peu importe l'heure d'observation (point vert), la moyenne diurne correspond à la moyenne diurne « réelle » (dans l'hypothèse où la scène reste la même toute la journée). Le modèle au centre (en orange) présente quant-à-lui une évolution trop incurvée par rapport à l'évolution réelle de l'albédo (en vert). Si l'observation a lieu à 13h30, la valeur moyenne diurne obtenue est trop élevée par rapport à la réalité. Lorsque l'observation se fait plus tard dans la journée (par exemple 15h30), la moyenne diurne est cette fois trop faible. À l'inverse, pour le dernier modèle (en bleu) l'évolution de l'albédo est trop faible par rapport au modèle idéal. La moyenne diurne est trop basse pour une observation à 13h30 et trop élevée en cas d'observation plus tard dans la journée. Bien sûr, les modèles d'albédo sont plus complexes qu'une simple augmentation trop élevée ou basse, et des inflexions peuvent exister à divers moments de la journée, avec des évolutions trop faibles sur une certaine plage d'angle solaire et trop importantes en dehors de cette plage. Comme nous le verrons en Section 4.3, cela peut donner lieu à des augmentations puis diminutions des moyennes mensuelles

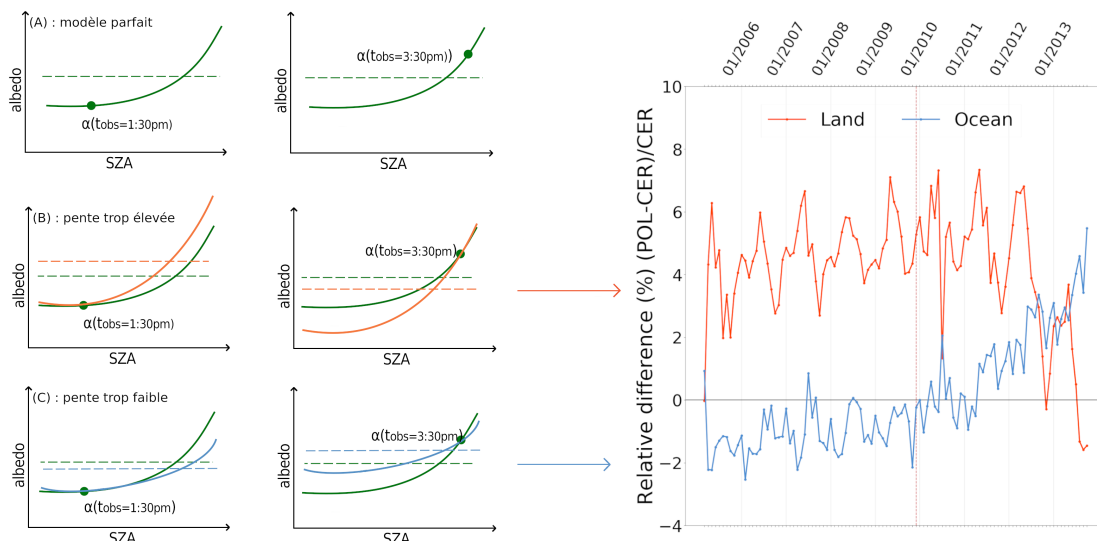


FIGURE 4.4 : Colonne de gauche : représentation schématique de l’extrapolation diurne. En trait plein vert, évolution réelle de l’albédo au cours de la journée. En trait plein orange, évolution de l’albédo prévue par le modèle d’extrapolation diurne. Le point vert représente l’albédo ondes courtes obtenue à l’heure de mesure. Colonne de droite : différences relatives entre POLDER RB3 et CERES SSF1deg au-dessus des océans et au-dessus des terres.

de flux calculés à partir de modèles qui ne prendraient pas en compte ces inflexions.

La Figure 4.4b présente les différences relatives de flux ondes courtes moyennées mensuellement entre POLDER RB3 et CERES SSF1deg Aqua au-dessus des terres et des océans, déjà vues au Chapitre 3 Section 3.2.1. Les modèles angulaires exagérés de la figure 4.4 permettent de commenter les évolutions temporelles de ces différences. Au-dessus des continents, les valeurs POLDER sont plus élevées que celles de CERES au début de la période de mesures PARASOL et diminuent à partir de 2012. Ce comportement peut être expliqué en supposant que la courbure d’au moins un modèle angulaire d’albédo « terre » est trop élevée. Le fait que la diminution ne se fait pas immédiatement après le début de la dérive de PARASOL peut signifier que le modèle angulaire décrit assez bien le comportement réel jusqu’à mi-2011 environ (SZA moyen de 40°) mais ne le fait plus au-delà de cette valeur d’angle zénithal solaire. Au-dessus des océans, la différence relative avec CERES SSF1deg est négative avant 2008 et augmente fortement après 2010. On peut donc supposer que le modèle angulaire d’albédo est trop plat et ne permet pas de restituer les valeurs réelles d’albédo instantané.

Pour tester ces hypothèses, nous nous proposons dans un premier temps de confronter une sélection d’albédos instantanés POLDER-3 aux modèles utilisés actuellement. Cette sélection est faite de manière à prendre en compte des mois dans toute l’archive PARASOL mais principalement après la dérive, afin de profiter des angles zénithaux plus élevés.

4.1.3 Modèles angulaires POLDER utilisés actuellement

Les modèles angulaires d’albédo utilisés dans la version actuelle de l’algorithme RB3 sont représentés en traits pleins bleus sur la Figure 4.5 pour quatre types de scène POLDER : océan clair, terre claire, océan très nuageux et terre très nuageuse. On superpose

4.2. EXPLOITATION DE LA DÉRIVE DE POLDER-3 POUR AMÉLIORER LA PLAGE ANGULAIRE DISPONIBLE

sur cette même figure des histogrammes d'albédos ondes courtes en fonction du cosinus de l'angle zénithal solaire, μ_0 , provenant d'une sélection de données instantanées POLDER-3 (vingt-deux mois entre 2005 et 2013). Les modèles « terre » sont ceux qui semblent s'éloigner le plus des données POLDER-3 avec des pentes qui sont clairement plus incurvées que l'augmentation observée de l'albédo avec le SZA. Au-dessus des océans cette différence est plus faible mais tout de même visible, et l'évolution prédite par le modèle angulaire est plus faible que l'augmentation des albédos en fonction de μ_0 . Ce schéma se répète sur plusieurs des scènes océan ou terre, à part quelques exceptions : les pentes des modèles « terre, couvert, peu épais » et « terre, couvert, épais » sont proches de la distribution des albédos correspondants (histogrammes en Annexe A). Les cas « très nuageux » sur les terres et océans sont quant à eux difficiles à évaluer, puisqu'ils présentent des populations de scènes très hétérogènes en matière d'albédo. Les cas « océan, très nuageux » et « océan, nuageux » présentent même deux populations différentes. Nous analyserons plus en détail ces types de scène dans le chapitre de conclusion et perspectives de ce manuscrit.

Ces modèles angulaires ont été construits à partir d'observations POLDER-1, donc à partir de plages de μ_0 assez restreintes car les observations ont été effectuées à heure solaire locale constante sur seulement 9 mois. Les mesures obtenues avec la mission PARASOL, qui a une durée de vie plus étendue (neuf ans) et qui a effectué des mesures à des heures plus variées, peuvent être utilisées avantageusement : nous disposons désormais de plus de cent mois de données POLDER-3 et, à partir de décembre 2009, d'une gamme d'angles zénithaux solaires plus larges que lors d'une observation à 13h30 seulement. Ces données sont donc utilisables afin d'améliorer les modèles angulaires. La construction de nouveaux modèles est présentée dans la section suivante.

4.2 Exploitation de la dérive de POLDER-3 pour améliorer la plage angulaire disponible

4.2.1 Plage d'incidences solaires des observations POLDER-1 et POLDER-3

En changeant d'orbite à partir de 2009, PARASOL a perdu son héliosynchronisme. Les mesures de POLDER-3 ont été faites de plus en plus tard dans la journée, avec pour conséquence un angle zénithal solaire de plus en plus élevé. Ainsi, comme nous l'avons montré en section 3.5 du Chapitre 3, la valeur de l'angle zénithal solaire sur la bande $\pm 20^\circ$ est de 30° en moyenne entre 2005 et 2009 mais dépasse les 60° en octobre 2013. Cette augmentation de l'angle zénithal solaire met en difficulté l'algorithme d'extrapolation diurne, avec les conséquences présentées au Chapitre 3. D'un autre côté, cela permet de disposer de données instantanées mesurées ou calculées avec des angles zénithaux solaires présentant une plus large gamme de valeurs.

La Figure 4.6 représente la distribution des $\mu_0 = \cos(\theta_0)$ pour les quatre mois utilisés pour construire les modèles POLDER-1 pour la scène océan clair. Cette scène est la plus utilisée sur le globe. Les distributions sont principalement centrées autour des grandes valeurs de μ_0 , c'est à dire de petits angles d'incidence solaire, la mesure ayant lieu à 10h30 heure locale. POLDER-1 ne fournit donc qu'une statistique angulaire limitée, et les valeurs des modèles angulaires d'albédo pour des μ_0 inférieurs à 0,4 sont extrapolées sans ajustement du polynôme de degré 3 sur des valeurs réellement disponibles.

4.2. EXPLOITATION DE LA DÉRIVE DE POLDER-3 POUR AMÉLIORER LA PLAGE ANGULAIRE DISPONIBLE

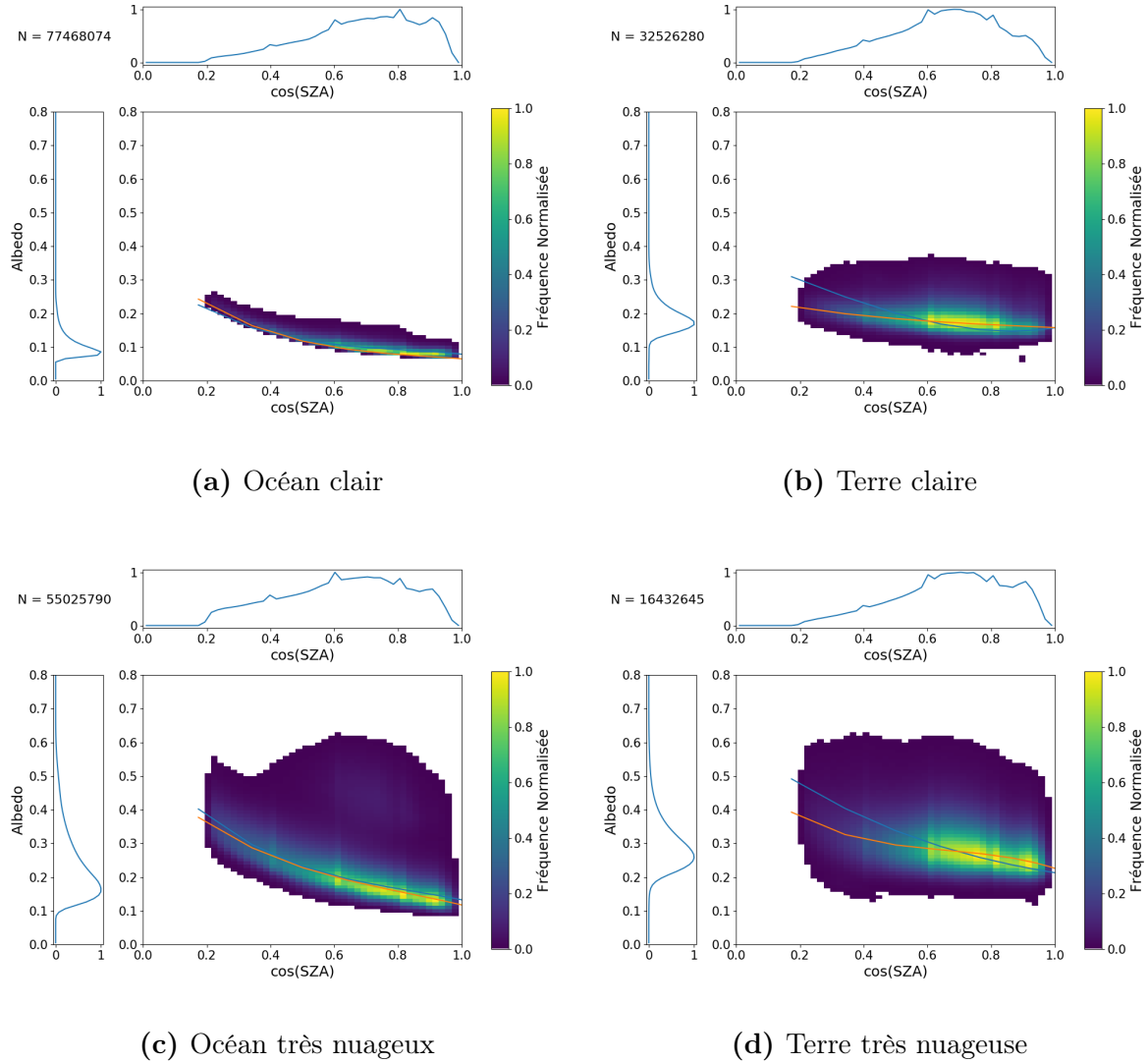


FIGURE 4.5 : Histogrammes d'albédo en fonction de l'angle zénithal solaire, données POLDER-3. Les données sont normalisées par le maximum de la distribution pour en faciliter la comparaison. Pour chaque figure on représente également la distribution en albédo et en cosinus d'angle solaire. Les modèles angulaires POLDER sont superposés sur les histogrammes (trait continu bleu). Modèles et albédos sur océan à gauche : pente sous-estimée par rapport aux observations, sur terres à droite : pente surestimée par rapport aux observations.

Concernant POLDER-3, la distribution angulaire change beaucoup suivant la période analysée, à savoir avant ou après 2009. La Figure 4.7 représente la distribution des μ_0 pour les mois d'octobre 2005, 2009, 2012 et 2013. En 2005, les valeurs de μ_0 sont encore assez proches de celles disponibles avec les données POLDER-1, mais avec moins de données proches de l'unité, ce qui est principalement dû à l'orientation différente de la matrice CCD dans POLDER-3 par rapport à POLDER-1. La plage d'angles se décale ensuite vers les grands angles (valeurs plus faibles de μ_0). Plus les mesures sont proches de fin 2013, plus les mesures aux petits angles (grands μ_0) sont rares car on s'éloigne de plus en plus du zénith, mais des mesures avec de grands angles d'incidence solaire ($\mu_0 < 0,4$) deviennent disponibles.

En combinant des mesures prises sur la période 2005-2013, on obtient une distribution

4.2. EXPLOITATION DE LA DÉRIVE DE POLDER-3 POUR AMÉLIORER LA PLAGE ANGULAIRE DISPONIBLE

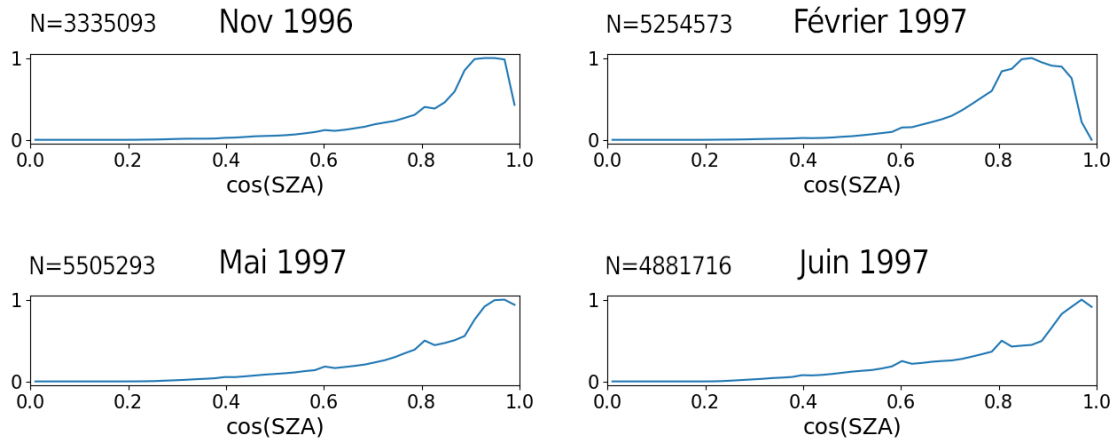


FIGURE 4.6 : Distribution en cosinus de l'angle zénithal solaire des mesures au-dessus des océans en ciel clair pour les mois d'établissement des modèles dits POLDER-1. La scène océan clair est choisie car elle représente la plus grande proportion de cas.

statistique d'angles qui couvre des valeurs de μ_0 allant de 0,2 à 0,95 environ. La dérive de POLDER-3 peut donc nous permettre non seulement d'évaluer les modèles angulaires d'albédo précédemment construits, comme nous l'avons fait à l'aide de la Figure 4.5, mais aussi d'en proposer de nouveaux.

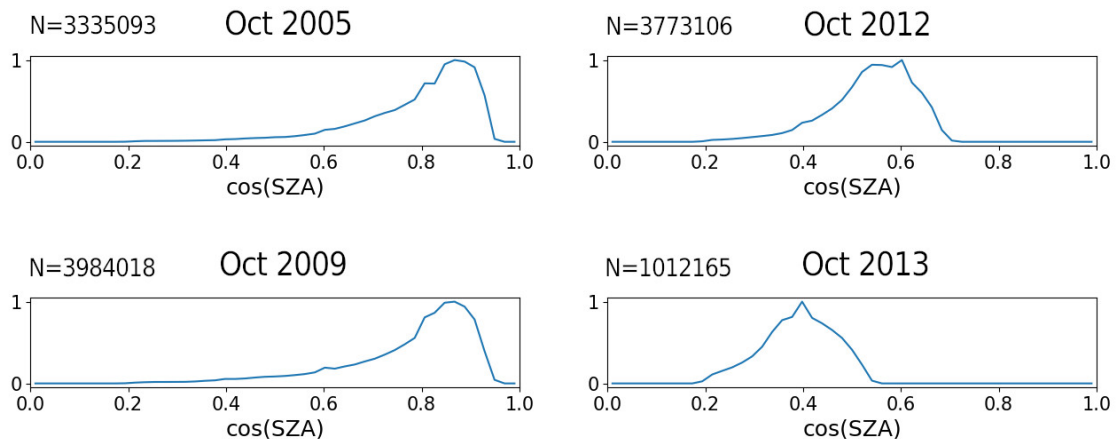


FIGURE 4.7 : Comme 4.6 mais pour quatre mois POLDER-3. L'évolution entre 2005 et 2013 correspond à un décalage de la distribution en μ_0 vers les grands angles, donc faibles μ_0 .

4.2.2 Construction des nouveaux modèles angulaires

Cette section est consacrée à l'établissement de nouveaux modèles angulaires en exploitant l'élargissement de la gamme d'angles d'incidence solaire obtenue avec les observations de POLDER-3. Les vingt scènes définies pour POLDER-1, et présentées au Chapitre 2, sont conservées. Elles se distinguent par le type de surface (terre, océan, côte, neige/glace), quatre catégories de couverture nuageuse, et dans certains cas l'épaisseur optique des nuages ainsi que la phase thermodynamique de l'eau condensée. Le tableau 2.10 présenté au Chapitre 2 résume les vingt types de scène de la chaîne de traitement

POLDER.

La Figure 4.7 met en avant la large gamme d'angles zénithaux solaires rendue disponible par POLDER-3. Les mois sélectionnés l'ont été en analysant la distribution des μ_0 pour chaque mois par scène et en choisissant les données qui fournissent une distribution la plus homogène possible, c'est à dire un nombre de données à peu près égal dans chaque intervalle de cosinus de SZA. La distribution des μ_0 varie néanmoins entre chaque scène, et pour certains types de scènes très localisés géographiquement (par exemple les déserts de l'hémisphère Sud), la distribution reste très inégale.

La distribution d'albédo est elle aussi très différente d'un type de scène à un autre. La Figure 4.8 représente les distributions d'albédo pour plusieurs valeurs d'angle solaire pour quatre scènes, océan clair, terre claire, océan très nuageux et terre très nuageuse. Les distributions sont la plupart du temps asymétriques (non gaussiennes) sauf dans de rares cas. Une première difficulté se présente, car l'objectif est de choisir une valeur d'albédo par intervalle d'angle solaire pour représenter l'albédo de la scène en question. Si sur des scènes comme « océan clair » ou « terre nuageuse » la moyenne paraît une solution acceptable à première vue, elle ne représente pas au mieux la distribution sur des scènes comme « terre très nuageuse » ou même « terre claire ». Elle s'éloigne de la valeur la plus fréquente (le mode de la distribution) et est tout de même éloignée des valeurs d'albédo les plus élevées. Pour certains cas, comme « océan très nuageux », certaines distributions présentent même deux maximums, comme on peut le voir en figure 4.9 pour des $\cos(\text{SZA})=0,7$ ou $0,8$. Comme signalé précédemment, nous reviendrons sur ces derniers cas dans le chapitre de conclusion et perspectives.

Le choix du mode de la distribution peut être envisagé, arguant qu'on représente ainsi la valeur la plus fréquente. Néanmoins, pour certaines formes de distributions cela ne permet pas de prendre en compte le plus grand nombre de valeurs d'albédos. Il reste la possibilité d'effectuer l'ajustement sur la médiane de chaque distribution, qui est généralement acceptée comme étant l'indicateur le plus solide d'une distribution.

En plus de ces indicateurs, nous avons déterminé un indicateur pour chaque distribution qui correspond à la valeur centrale d'une fenêtre de 0,02 en albédo pour laquelle l'intégrale sous la courbe est la plus élevée. Cet indicateur, nommé ici « mode glissant », doit permettre d'identifier la valeur qui représente le plus de population à $\pm 0,1$ d'albédo parmi le mode, la moyenne et la médiane. Cet indicateur est généralement plus proche du mode au-dessus des terres et des côtes et plus proche de la médiane au-dessus des océans. Pour visualiser l'effet du choix de l'un ou l'autre de ces indicateurs statistiques (moyenne, mode, médiane ou « mode glissant »), nous avons calculé des modèles angulaires d'albédo en utilisant chacun de ces indicateurs statistiques et nous avons utilisé ces différents modèles pour le calcul de moyennes mensuelles de flux.

Une fois une valeur déterminée comme représentative par bin de μ_0 (mode, médiane, moyenne ou mode glissant), un polynôme de 3ème degré est ajusté sur l'indicateur sélectionné. Pour éviter les valeurs aberrantes, lorsque l'effectif pour un intervalle est inférieur à 5% du nombre de valeurs dans le bin le plus peuplé, cette valeur n'est pas prise en compte dans l'ajustement.

4.3. EVALUATION DES NOUVEAUX MODÈLES ANGULAIRES D'ALBÉDO ISSUS DES DONNÉES POLDER-3

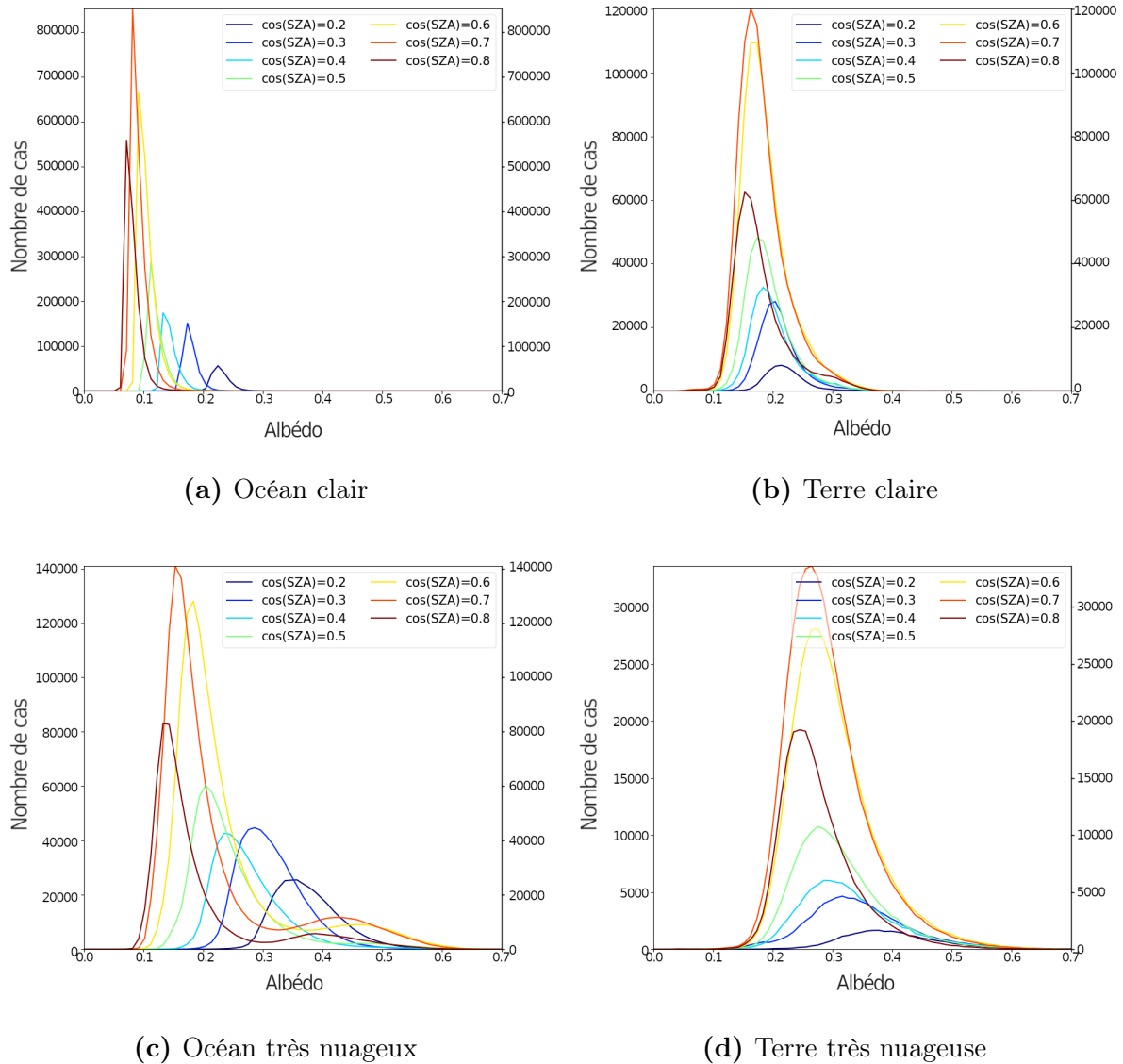


FIGURE 4.8 : Distributions d'albédo pour différents angles zénithaux solaires pour quatre types de scène POLDER.

4.3 Evaluation des nouveaux modèles angulaires d'albédo issus des données POLDER-3

4.3.1 Présentation des modèles

Afin de pouvoir se rendre compte des différences entre les modèles existants (nommés « modèles POLDER-1 » sur les figures qui suivent) et les modèles ajustés à partir des données de POLDER-3, les modèles normalisés par la valeur de l'albédo à $\mu_0=1$ sont présentés.

La Figure 4.9 représente les modèles issus des ajustements d'un polynôme de troisième degré sur les mode, moyenne, médiane et « mode glissant » ainsi que les modèles actuels en rouge pour quatre scènes différentes : océan clair (4.9a), terre claire (4.9b), océan très nuageux (4.9c), terre très nuageuse (4.9d). Les modèles pour les autres types de scènes sont présentés en Annexe.

4.3. EVALUATION DES NOUVEAUX MODÈLES ANGULAIRES D'ALBÉDO ISSUS DES DONNÉES POLDER-3

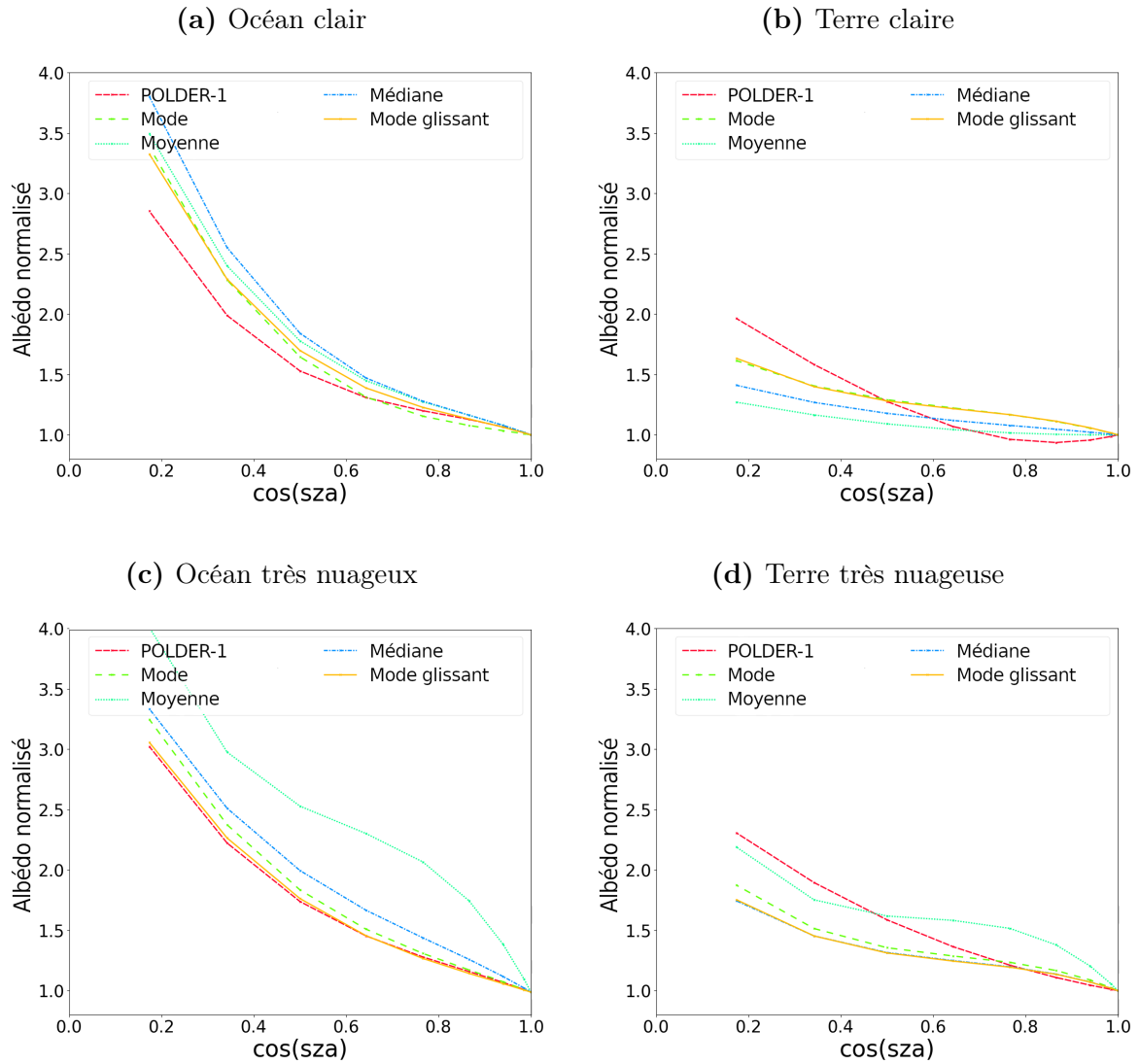


FIGURE 4.9 : Modèles angulaires normalisés par la valeur à $\cos(\text{SZA})=1$ pour quatre scènes POLDER : océan clair, terre claire, océan très nuageux et terre très nuageuse. Les modèles représentés sont le modèle existant (« POLDER-1 ») et les modèles issus des ajustements sur la moyenne, la médiane, le mode et le mode glissant.

Les modèles angulaires peuvent être très différents des modèles utilisés dans l'algorithme actuel (modèles POLDER-1) et peuvent aussi être très différents les uns des autres suivant l'indicateur statistique utilisé. Les modèles issus de l'ajustement sur la moyenne s'écartent particulièrement des autres dans les deux cas « très nuageux », ce qui est dû au fait que pour ces scènes les albédos présentent deux populations assez différentes, comme nous l'avons vu dans la section précédente. Sur les cas présentés ici, ainsi qu'en Annexe, les modèles déterminés avec les données POLDER-3 pour les scènes océaniques montrent une dépendance en μ_0 plus forte que les modèles existants POLDER-1. Au-dessus des terres, c'est l'inverse qui se produit. Si on se réfère à l'hypothèse émise pour expliquer l'augmentation au cours du temps des flux au-dessus des océans et leur diminution au-dessus des terres (Section 4.1.2), les nouveaux modèles devraient permettre de limiter voire d'annuler la dérive des flux observée après 2009. On peut également s'attendre à ce que les valeurs de flux au-dessus des océans augmentent légèrement (même entre 2005 et

2009) et que celles obtenues au-dessus des terres diminuent.

Nous utilisons ces nouveaux modèles angulaires pour le calcul de flux mensuels. La comparaison avec les flux calculés à partir des modèles « POLDER-1 » est faite en utilisant à nouveau CERES SSF1deg comme référence et en traçant des différences relatives avec CERES SSF1deg. On compare dans un premier temps des flux mensuels tout ciel et ciel clair obtenus en utilisant uniquement les modèles angulaires d'albédo pour l'extrapolation diurne. Cela nous permet d'examiner l'effet des modèles angulaires seuls. Dans un second temps on utilise l'algorithme d'extrapolation POLDER complet, c'est à dire que l'extrapolation diurne est effectuée à partir du processus présenté au Chapitre 2, Section 2.3.3. Les flux notés « POLDER-1 » sont bien des flux obtenus avec les données POLDER-3 mais calculés avec les modèles POLDER-1. Ces flux sont calculés après correction des coefficients désert nord / désert sud / côtes claires discutée en Section 4.1.1 afin de ne comparer ici que l'effet des évolutions des modèles angulaires d'albédo.

4.3.2 Flux au-dessus des océans

La Figure 4.10 représente les différences relatives $100*(POL-CER)/CER$ entre les flux tout ciel calculés avec les nouveaux modèles angulaires proposés pour POLDER (notés P3) et CERES SSF1deg pour les cas au-dessus des océans. La différence des flux RB3 officiels (notés P1) avec les flux SSF1deg, déjà analysée en détail au Chapitre 3, est représentée également.

On se rend facilement compte que le biais sur 2005-2009 est augmenté par l'utilisation des modèles angulaires P3, quelque soit l'indicateur statistique choisi. Ce biais est de -0,45% avec les flux P1 et augmente avec les flux P3, que ce soit avec l'ajustement sur le mode (2,53%), mode glissant (2,43%), médiane (2,22%) ou moyenne (+1,49%). Pour ce dernier cas, les flux calculés à partir de modèles issus de l'ajustement « moyenne » présentent de grandes variations intersaisonnières, ce qui rend le biais moyen moins représentatif.

Après décembre 2009, les flux P1 augmentent fortement, et la différence augmente également avec une tendance de +0,107%/mois. La moyenne n'améliore pas cette augmentation (+0,119%/mois) mais les flux calculés à partir des modèles « médiane », « mode glissant » et « mode » stabilisent davantage les flux, bien que la tendance de la différence POLDER RB3 et CERES SSF1deg soit cette fois à la diminution des valeurs : -0,043%/mois pour la médiane, -0,055%/mois pour le mode glissant et -0,056%/mois pour le mode.

Les flux en ciel clair sont représentés en Figure 4.11. Les biais sur 2005-2009 entre les flux POLDER et CERES SSF1deg sont bien plus importants avec les modèles P3 qu'avec les modèles P1. Avec les modèles P1 le biais était de 2,5%, contre des biais allant de 8,44 à 10,8% avec les modèles P3. Malgré tout, les modèles P3 atténuent tous la dérive très importante qui existe avec les modèles P1 après 2009. Avec ces derniers, la tendance est de +0,37%/mois. Les flux calculés à partir de l'indicateur statistique « médiane » sont ceux qui montrent l'augmentation la plus faible après 2009, avec une tendance de -0,02%/mois, puis viennent les flux « mode glissant » (+0,04%/mois), la moyenne (+0,07%/mois) et le mode (+0,08%/mois).

Nous avons signalé précédemment que le mode glissant se rapproche le plus de la médiane pour les scènes océaniques. Cela signifie que la médiane est l'indicateur statistique qui représentera le plus de population sur un intervalle de $\pm 0,1$ d'albédo. Les flux les

4.3. EVALUATION DES NOUVEAUX MODÈLES ANGULAIRES D'ALBÉDO ISSUS DES DONNÉES POLDER-3

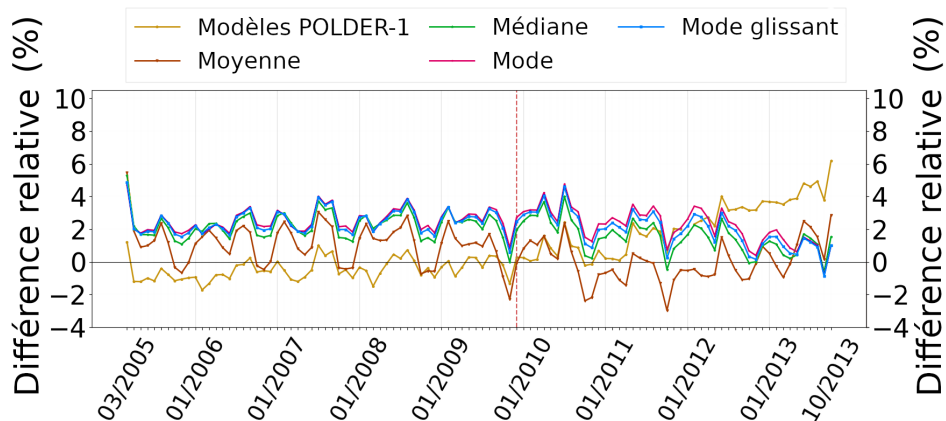


FIGURE 4.10 : Différences relatives de moyennes mensuelles de flux ondes courtes tout ciel au-dessus des océans entre POLDER et CERES SSF1deg selon différents modèles angulaires. Les flux POLDER sont obtenus avec l’algorithme ERBE-like. Les différences notées POLDER-1 correspondent aux modèles utilisés actuellement, les autres aux modèles obtenus à partir des données POLDER-3 par des ajustements sur la moyenne, la médiane, le mode et le mode glissant.

plus stables sont donc ceux qui sont calculés avec des modèles angulaires créés via un ajustement sur la valeur statistique représentant le plus de population.

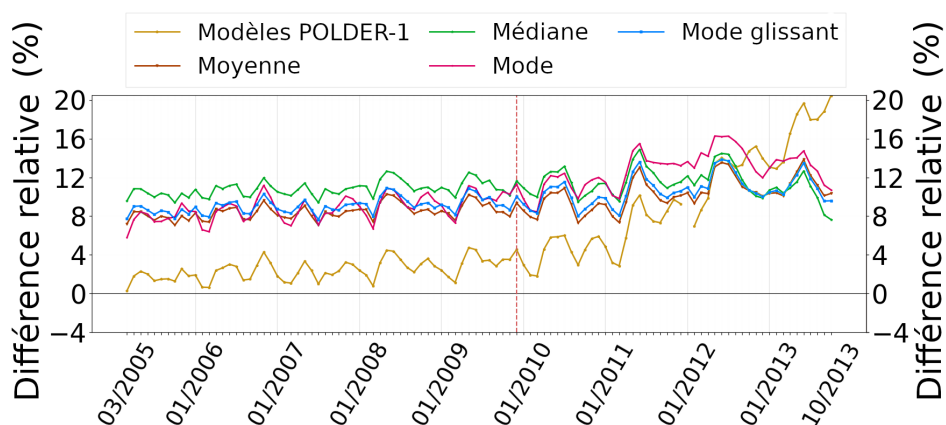


FIGURE 4.11 : Comme la Figure 4.10 mais pour les flux ciel clair au-dessus des océans.

4.3.3 Flux au-dessus des terres

La Figure 4.12 représente les différences relatives de flux POLDER RB3 et CERES SSF1deg au-dessus des terres pour les cas tout ciel. Le biais sur 2005-2006 est de 6,6% avec les modèles P1 et se situe entre 1,3% et 1,8% avec les modèles P3. Avec les modèles P1, la différence diminue avec une tendance de $-0,29\%/mois$. Concernant les modèles P3, ce sont bien les différences de flux « mode » et « mode glissant » qui sont les plus stables, avec respectivement $-0,109\%/mois$ et $+0,116\%/mois$. Les différences de flux « médiane » et « moyenne » sont quant à elles décrites par $-0,129\%/mois$ et $-0,119\%/mois$.

Pour le cas flux ciel clair, les différences relatives sont représentées en Figure 4.13. Le biais entre POLDER RB3 et CERES SSF1deg est de 10,2% avec les flux P1 et se situe entre 1,4% et 3,8% avec les flux P3. La différence avec les flux P1 entre décembre 2009-octobre 2013 diminue avec une tendance de $-0,286\%/mois$. Les flux P3 « mode » sont les

4.3. EVALUATION DES NOUVEAUX MODÈLES ANGULAIRES D'ALBÉDO ISSUS DES DONNÉES POLDER-3

plus stables ($-0,031\%/mois$) contre $+0,054\%/mois$ pour le mode glissant, $+0,099\%/mois$ pour la médiane et $+0,167\%/mois$ pour la moyenne.

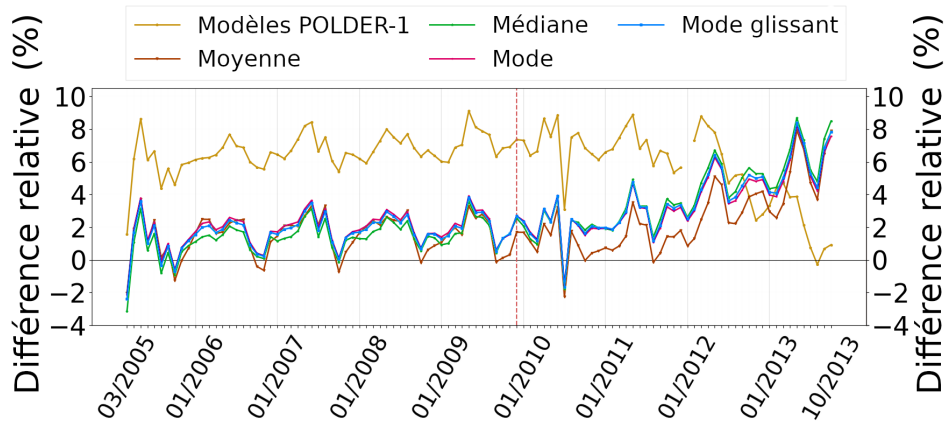


FIGURE 4.12 : Comme la figure 4.10 mais pour les flux tout ciel ERBE-like au-dessus des terres.

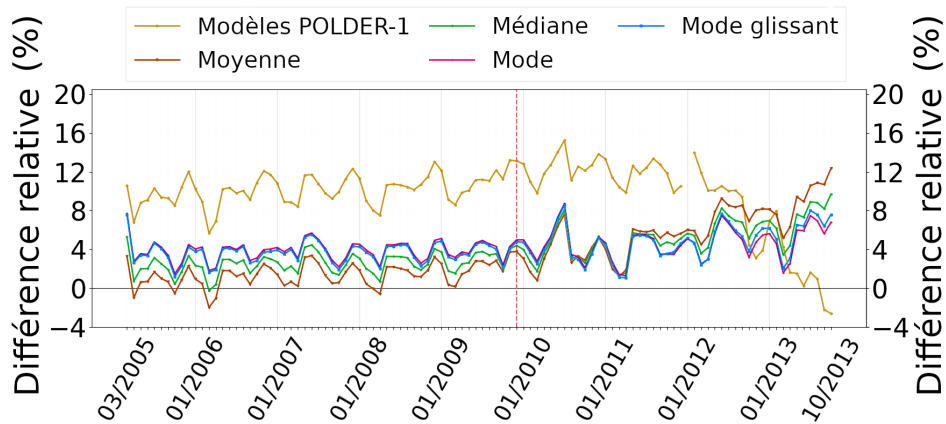


FIGURE 4.13 : Comme 4.10 mais pour les flux ciel clair au-dessus des terres.

4.3.4 Flux toutes surfaces

Les Figures 4.14 et 4.15 représentent les différences relatives des flux POLDER tout ciel et ciel clair toutes surfaces confondues avec CERES SSF1deg.

Pour le cas tout ciel, la différence moyenne sur la période 2005-2009 ne semble pas subir de changement important lorsqu'on passe des flux P1 aux flux P3 (entre $-0,49$ et $+0,63\%$). Néanmoins, comme nous venons de le voir, cela est dû à un effet de compensation car la différence au-dessus des océans a augmenté (entre $+1,94$ et $+2,98\%$ suivant l'indicateur choisi) et la différence au-dessus des terres a fortement diminué (de $-5,25$ à $-4,90\%$).

Les flux P3 calculés à partir des modèles angulaires ajustés sur la moyenne se distinguent des autres avec de fortes variations inter-saisonniers et une diminution en 2011 suivie d'une augmentation importante qui n'existe pas pour les autres flux P3, ni pour le flux P1. Ce sont les différences avec les flux P3 « mode glissant » qui sont les plus stables ($-0,004\%/mois$) après décembre 2009), suivies de très près par les différences avec les flux « mode » ($-0,007\%/mois$) puis « médiane » ($+0,009\%/mois$). Malgré la diminution constatée en 2011 pour les différences avec les flux « moyenne », ce sont ceux qui présentent la

4.3. EVALUATION DES NOUVEAUX MODÈLES ANGULAIRES D'ALBÉDO ISSUS DES DONNÉES POLDER-3

plus forte augmentation (+0,047%/mois). Cette augmentation est même plus importante que celle qui existe déjà avec les flux P1 (+0.035%/mois).

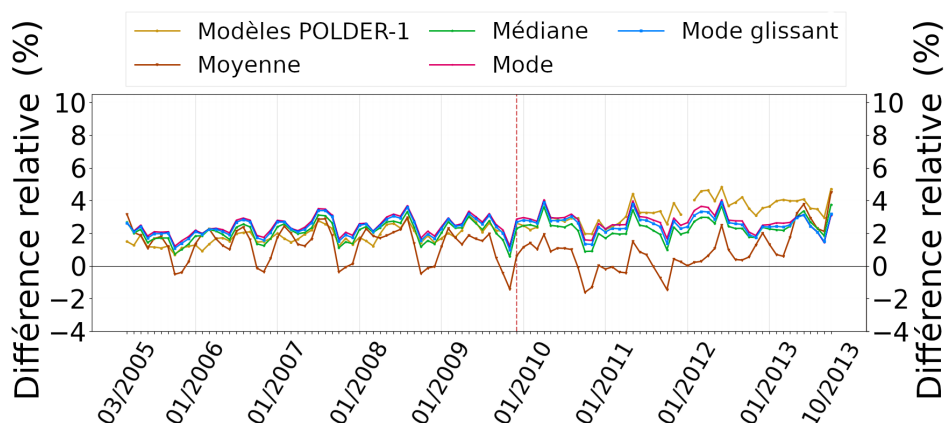


FIGURE 4.14 : Comme la figure 4.10 mais pour les flux tout ciel ERBE-like et toutes surfaces.

Les différences relatives des flux mensuels en ciel clair sont représentées en Figure 4.15. Le biais sur 2005-2009 augmente entre les flux P1 et P3, il est de 5,84% pour les flux P1 et se situe entre 7,01% (moyenne) et 9% (médiane) pour les flux P3. L'augmentation dépend donc fortement de l'indicateur choisi.

Après décembre 2009, l'augmentation temporelle des différences de flux P1 est de +0.16%/mois. Les flux P3 moyenne n'offrent pas d'amélioration très notable, puisque l'augmentation de la différence est assez semblable, avec +0,113%/mois. À l'inverse, le choix de la médiane comme indicateur statistique est celui qui donne les différences de flux les plus stables, avec +0,031%/mois. C'est malgré tout celui qui crée la plus grande différence entre les flux P1 et P3 sur 2005-2009 (+3%). Les flux mode glissant et mode offrent tout de même une amélioration, avec +0,057%/mois et +0,07%/mois respectivement.

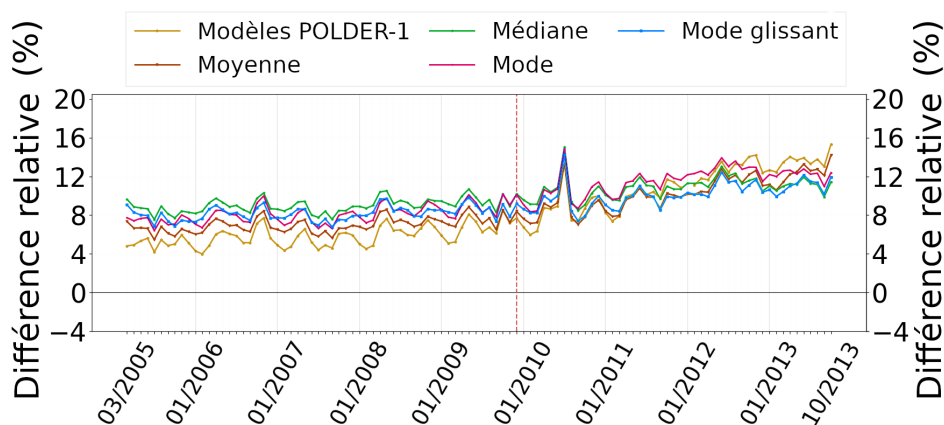


FIGURE 4.15 : Comme la figure 4.10 mais pour les flux ciel clair toutes surfaces.

Ces résultats (tout ciel et ciel clair) sont cohérents avec le comportement des albédos diurnes vis-à-vis des pentes des modèles que nous avons avancé en Section 4.1. On peut à ce stade affirmer que la prise en compte des données POLDER-3 après 2009, qui a permis d'ajuster des modèles angulaires d'albédo sur une plage d'angles zénithaux solaires plus importante, améliore la stabilité temporelle des flux lors d'un changement d'heure de mesure. Les nouveaux modèles angulaires prennent mieux en compte l'évolution de l'albédo au cours de la journée. Néanmoins, le choix de l'indicateur statistique à prendre

4.3. EVALUATION DES NOUVEAUX MODÈLES ANGULAIRES D'ALBÉDO ISSUS DES DONNÉES POLDER-3

en compte pour l'ajustement de la fonction polynomiale sur les albédos instantanés est important et peut influencer fortement le résultat. C'est dans tous les cas l'indicateur qui représente le mieux la population en présence qui permet d'avoir les flux les plus stables sur toute la période 2005-2013, mais cet indicateur n'est malheureusement pas le même pour tous les cas. Il s'agit en effet de l'indicateur mode au-dessus des terres et médiane au-dessus des océans. Le choix de la médiane se fait donc au détriment des flux au-dessus des terres. Le choix de l'ajustement sur le mode glissant pourrait alors être justifié car c'est celui qui à chaque fois se rapproche le plus du mode sur terres et de la médiane sur océans mais comme aucune étude approfondie de précision et robustesse n'a pu être menée, nous préférons, à ce stade, ne pas faire le choix de cet indicateur.

4.3.5 Flux tout ciel : ajout de la climatologie

Dans la section précédente, seuls les flux de type ERBE-like de POLDER ont été comparés à CERES. Les flux ciel clair ainsi déterminés correspondent bien aux flux calculés dans la chaîne de traitement opérationnelle de POLDER. Néanmoins, les flux tout ciel ERBE-like ont été créés spécifiquement pour cette étude, et si on veut pouvoir comparer l'effet des nouveaux modèles angulaires P3 sur les moyennes mensuelles des flux telles que calculées dans la chaîne de traitement officielle POLDER, on doit tenir compte de la composante climatologique dans l'algorithme d'extrapolation diurne pour les flux tout ciel. La Figure 4.16 représente les différences relatives entre les moyennes mensuelles de flux POLDER (avec composante climatologique) obtenues à partir des modèles angulaires P3 et CERES SSF1deg. Les flux au-dessus des terres ne sont presque pas modifiés par l'ajout de la composante climatologique, même si l'augmentation est tout de même légèrement atténuée : la composante climatologique augmente les flux en début de mission et les fait diminuer après 2009. L'augmentation générale de la différence relative sur 2005-2013 est donc légèrement plus faible. Au-dessus des océans l'effet de l'ajout de la climatologie est beaucoup plus visible. La différence relative par rapport à CERES est diminuée de 2% entre 2005 et 2010. À partir de 2010, les flux ERBE-like diminuent mais les flux avec composante climatologique restent stables ; finalement on obtient des flux beaucoup plus stables sur toute la période 2005-2013.

L'effet de compensation « diminution sur les océans, augmentation sur les terres » n'existe plus avec la climatologie puisque les flux au-dessus des océans sont quasiment parfaitement stables sur toute la période tandis que les flux au-dessus des terres augmentent. On observe donc une légère augmentation des différences de flux sur le cas toutes surfaces après 2010. Malgré tout, la différence de flux mensuels était de l'ordre de 4% sur 2012/2013 avec les modèles P1, tandis qu'elle est désormais légèrement supérieure à 2% sur les mêmes dates avec les modèles P3.

Une question reste en suspens à ce niveau de l'étude : pourquoi la composante climatologique n'agit que très peu sur les flux au-dessus des terres, que ce soit sur la première ou la deuxième période de la mission POLDER. Avec les anciens modèles, la diminution était très forte, surtout sur 2005-2011, avec en moyenne 2 Wm^{-2} de différence entre les flux mensuels calculés avec ou sans climatologie. On peut supposer que les flux calculés avec les modèles P1 sont très élevés par rapport à la base de données climatologique. La climatologie agit donc fortement au moment du choix de la valeur intermédiaire entre α^E , α^C et α^{cli} (Section 2.3.3). Les flux calculés avec les modèles P3 sont plus faibles. Il est donc probable qu'ils correspondent plus souvent à la valeur médiane entre α^E , α^C et α^{cli} , même lorsqu'ils augmentent après 2009.

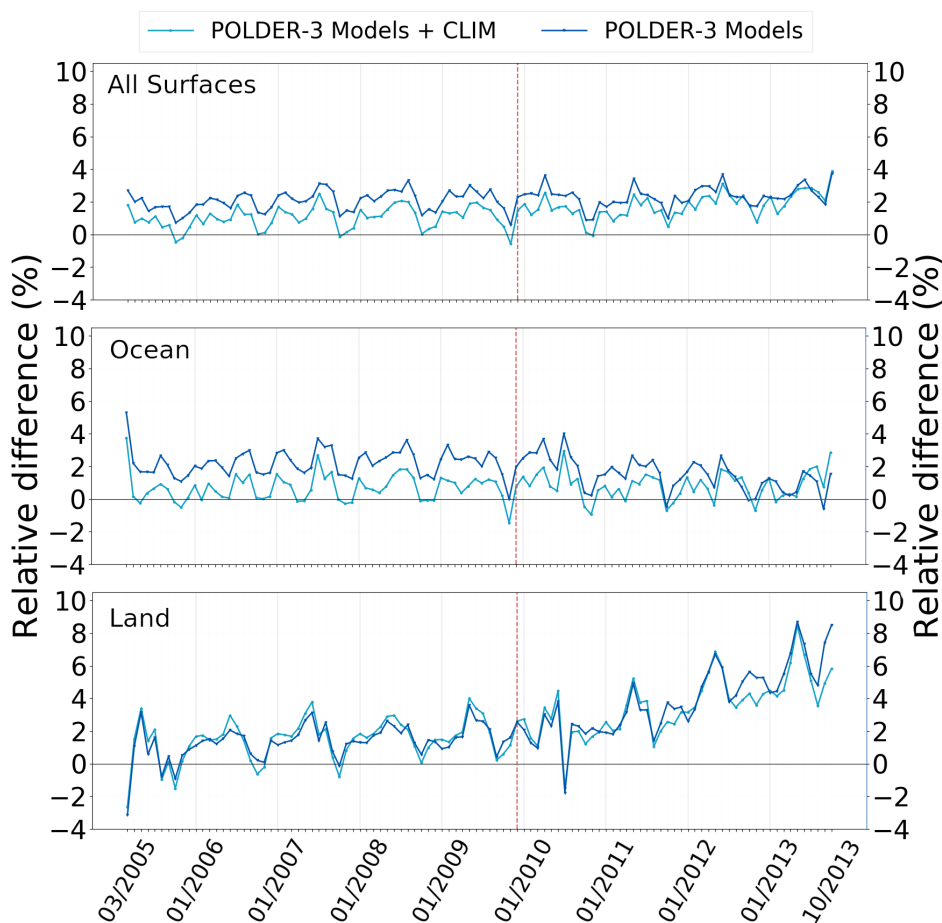


FIGURE 4.16 : Différences relatives des moyennes mensuelles de flux ondes courtes entre POLDER et CERES SSF1deg pour les flux POLDER ERBE-like et POLDER avec climatologie, tous deux calculés avec les modèles P3.

La Figure 4.17 représente des cartes de flux mensuels POLDER issus de la chaîne opérationnelle (mais calculés avec les modèles P3) auxquels on soustrait les flux mensuels POLDER ERBE-like pour les sélections de mois 2005/2006, 2008/2009 et 2012/2013. Pour rappel, « 2005/2006 » correspond à décembre 2005, mars, juin et septembre 2006, de même pour 2008/2009 et 2012/2013 (Section 3.1.3). En 2005/2006 et 2008/2009 la climatologie agit peu, modifiant les flux ERBE-like au maximum de $\pm 5 \text{ Wm}^{-2}$. Avec les modèles P1, la climatologie diminuait les flux de 10 Wm^{-2} au-dessus du Sahara, ce qui n'est plus le cas ici, puisque non seulement les modèles sont différents mais il y avait une inversion de modèles dans le produit officiel (voir Section 1). Au-dessus des océans, les zones géographiques ainsi que le sens dans lequel la climatologie agit sont les mêmes, mais les variations sont plus faibles. Au-dessus des terres, par contre, les variations changent de signe, puisqu'au lieu de diminuer les différences avec CERES elle les augmente légèrement.

POLDER RB3 - POLDER ERBE-like : Mean TOA reflected solar flux 50°N-50°S

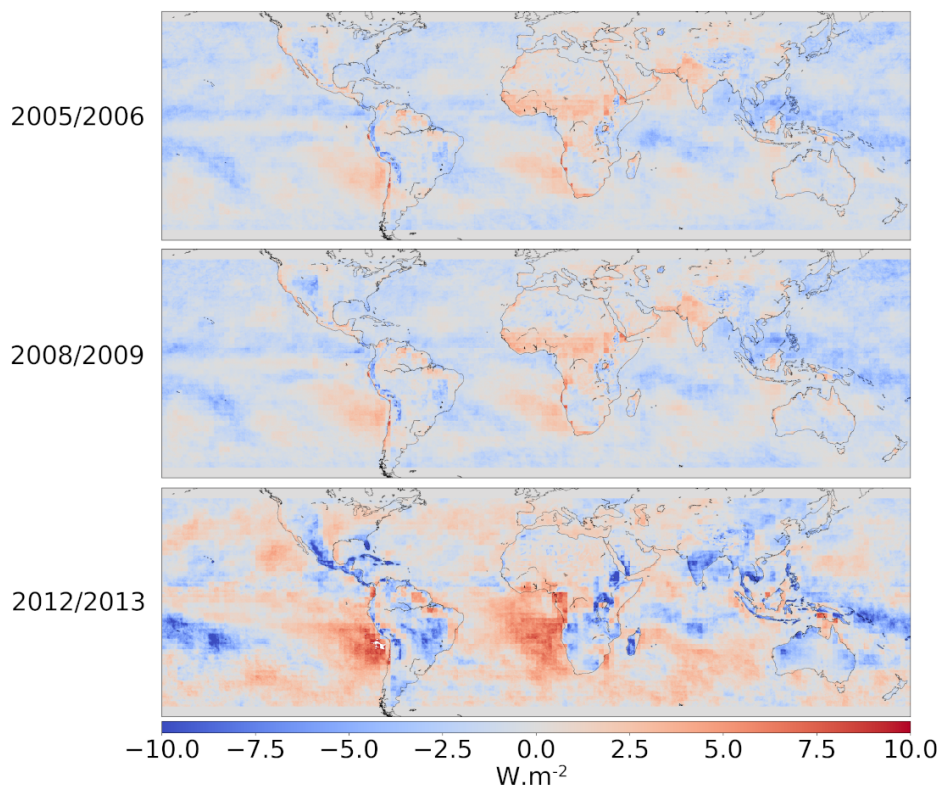


FIGURE 4.17 : Cartes de différences de flux POLDER P3 calculés avec la composante climatologique moins les flux P3 calculés sans celle-ci (ERBE-like).

4.4 Comparaisons des flux P3 avec les flux CERES SSF1deg et SYN1deg

Dans cette section, nous analysons les améliorations apportées par l'établissement des nouveaux modèles « POLDER-3 » en effectuant les mêmes comparaisons qu'au Chapitre 3. Nous comparons les flux POLDER obtenus avec les modèles P3 avec les flux issus des produits CERES SSF1deg (flux mensuels tout ciel et ciel clair) et SYN1deg (flux tout ciel). On ajoute à la comparaison des flux officiels POLDER RB3 calculés à partir des modèles angulaires d'albédo P1. L'inversion des scènes déserts et côte n'est pas corrigée pour les flux officiels actuels qui correspondent aux modèles P1.

4.4.1 Comparaisons des évolutions temporelles des flux tout ciel

Comme dans le chapitre 3, on compare les flux tout ciel aux flux CERES SSF1deg Aqua (mesures quasi-coïncidentes) et aux flux CERES SYN1deg Aqua+Terra qui tiennent compte de la variation diurne de la nébulosité lors de l'extrapolation diurne, tout comme POLDER. Les Figures 4.18 et 4.19 représentent les flux POLDER RB3 officiels et les flux POLDER RB3 calculés avec les nouveaux modèles P3, les flux SSF1deg (Figure 4.18) et SYN1deg (Figure 4.19) ainsi que les différences relatives correspondantes.

Ces flux correspondent aux moyennes mensuelles sans distinction sur la surface. Sur

4.4. COMPARAISONS DES FLUX P3 AVEC LES FLUX CERES SSF1DEG ET SYN1DEG

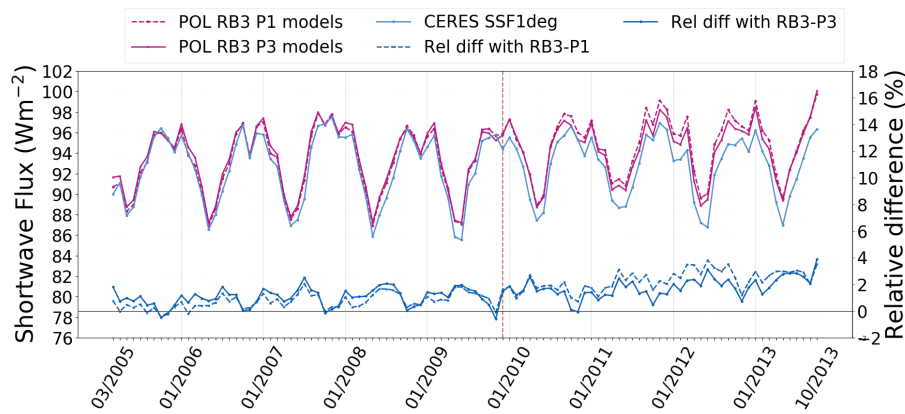


FIGURE 4.18 : Moyennes mensuelles de flux POLDER RB3 (modèles angulaires P1) et POLDER RB3 (modèles angulaires P3), moyennes mensuelles de flux CERES SSF1deg ainsi que les différences relatives entre CERES SSFdeg et les deux flux POLDER.

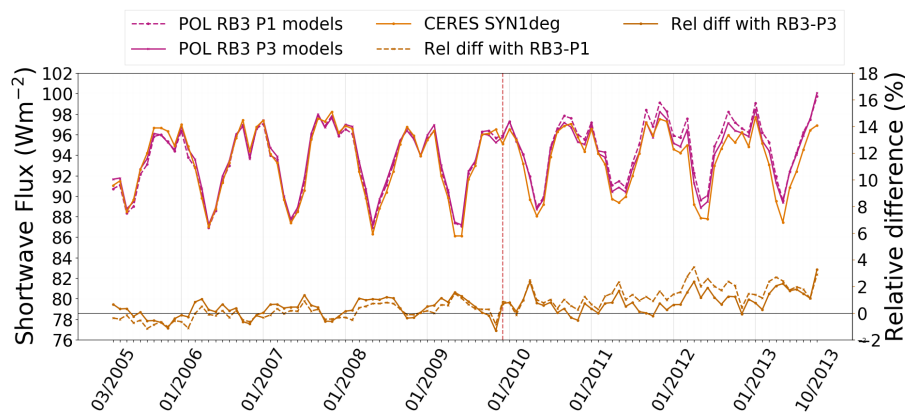


FIGURE 4.19 : Comme la Figure 4.18 mais pour les flux CERES SYN1deg et non CERES SSF1deg.

la période de coïncidence des mesures, la différence relative entre les flux POLDER RB3 obtenus avec les nouveaux modèles P3 et CERES SSF1deg est légèrement plus élevée que celle obtenue avec les modèles P1. Les différences avec SYN1deg sont modifiées mais la différence moyenne sur toute la période reste semblable. Après décembre 2009, les différences relatives diminuent lorsque les flux sont calculés avec les modèles angulaires P3, et ce jusque mi-2013. Sur les derniers mois de la mission, les flux P1 et P3 sont identiques. Tout comme pour les flux P1, les flux P3 sont plus proches de CERES SYN1deg.

Nous avons vu au Chapitre 3 et dans la section précédente que les flux toutes surfaces masquent des effets de compensation entre « terre » et « océan ». Les Figures 4.20 et 4.21 représentent les différences relatives avec, respectivement, CERES SSF1deg et CERES SYN1deg des flux mensuels au-dessus des océans et des terres séparément.

Sur la période 2005-2009, les flux POLDER calculés à partir des modèles angulaires P3 sont systématiquement plus proches de ceux de CERES que les flux P1, que ce soit pour les flux SSF1deg ou SYN1deg. Bien que les différences relatives soient toujours plus élevées entre POLDER et CERES SYN1deg qu'entre POLDER et CERES SSF1deg au-dessus des océans et des terres, les modèles angulaires P3 diminuent très fortement ces différences.

4.4. COMPARAISONS DES FLUX P3 AVEC LES FLUX CERES SSF1DEG ET SYN1DEG

Ainsi, la différence moyenne au-dessus des terres entre les flux mensuels POLDER P3 et CERES SYN1deg est d'environ 3 Wm^{-2} contre $6,5 \text{ Wm}^{-2}$ avec les flux « P1 ». Au-dessus des océans, cette différence passe de -3 Wm^{-2} pour les flux P1 à -1 Wm^{-2} pour les flux P3. Les différences avec les flux CERES SSF1deg sont encore plus faibles, puisqu'elles passent de 4 Wm^{-2} à 1 Wm^{-2} au-dessus des terres et de -1 Wm^{-2} à $0,6 \text{ Wm}^{-2}$ au-dessus des océans.

Après décembre 2009, les modèles angulaires P3 atténuent très fortement l'augmentation des flux qui était présente avec les modèles P1 au-dessus des océans. La diminution observée au-dessus des terres avec les modèles P1 n'existe plus avec les modèles P3 mais les flux augmentent dès 2008.

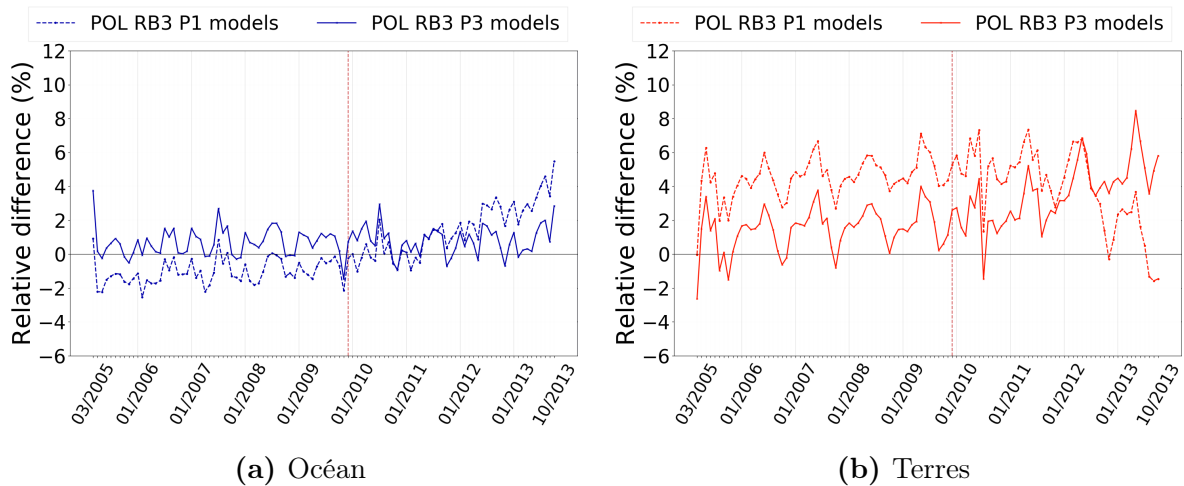


FIGURE 4.20 : Différences relatives entre les flux mensuels POLDER RB3 calculés avec les modèles P1 et CERES SSF1deg (en pointillés) et entre les flux mensuels POLDER RB3 calculés avec les modèles P3 et CERES SSF1deg (traits pleins). Flux au-dessus des océans à gauche, flux au-dessus des terres à droite.

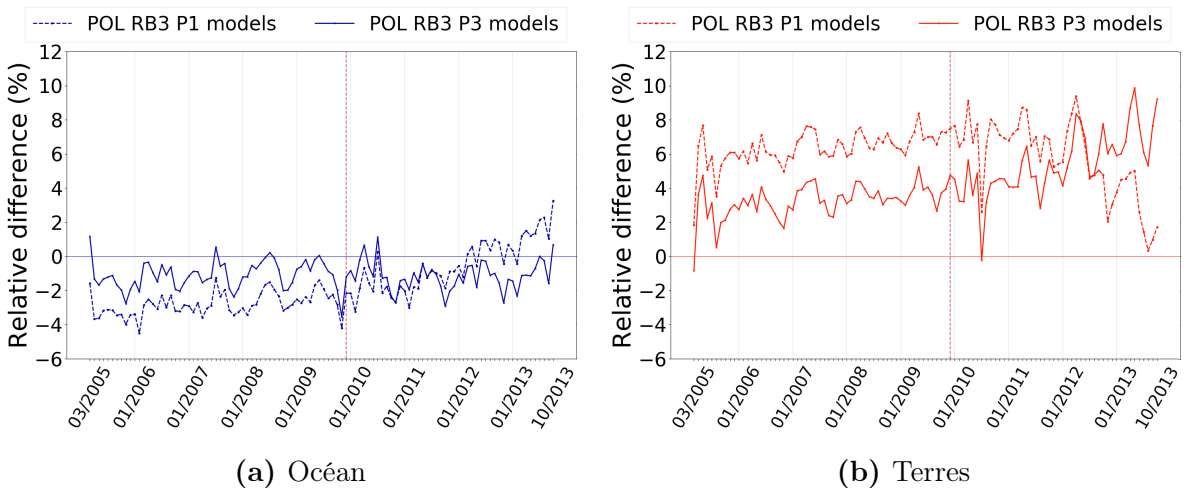


FIGURE 4.21 : Comme la Figure 4.20 mais pour les différences avec les flux CERES SYN1deg.

Ces résultats montrent une extrapolation diurne plus performante qui permet de mieux s'affranchir de la dérive de PARASOL dans le calcul des flux même si les modèles POLDER-3 au-dessus des terres ne sont pas optimisés. Il y a dix modèles angulaires d'albédo au total qui concernent les terres, et il est à ce stade difficile de déterminer lesquels sont impliqués. De même, bien que les nouveaux modèles d'albédo pour les scènes

4.4. COMPARAISONS DES FLUX P3 AVEC LES FLUX CERES SSF1DEG ET SYN1DEG

océaniques semblent bien répondre à la modification de l'heure de mesure après décembre 2009, cela n'est plus le cas après mai 2013 (approximativement).

4.4.2 Comparaisons des évolutions temporelles de flux ciel clair

La comparaison en ciel clair, tout comme au chapitre précédent, ne se fait qu'avec SSF1deg puisque dans ce cas les flux POLDER sont obtenus uniquement avec une méthode ERBE-like.

La Figure 4.22 représente les moyennes mensuelles des flux ciel clair toutes surfaces CERES SSF1deg et POLDER RB3 calculés avec les modèles P1 et les modèles P3, ainsi que les différences relatives correspondantes. On s'aperçoit rapidement que les flux mensuels POLDER calculés à partir des modèles angulaires P3 sont plus stables dans le temps, ils augmentent après 2010 mais cette augmentation est moins importante que celle des flux calculés à partir des modèles angulaires P1. La différence relative entre les flux mensuels P3 et CERES SSF1deg est plus grande entre 2005 et 2010 (8% contre 6,5% avec les flux POLDER calculés avec les modèles P1). À partir de début 2011, cette différence devient plus faible (11% en moyenne, 13% pour P1).

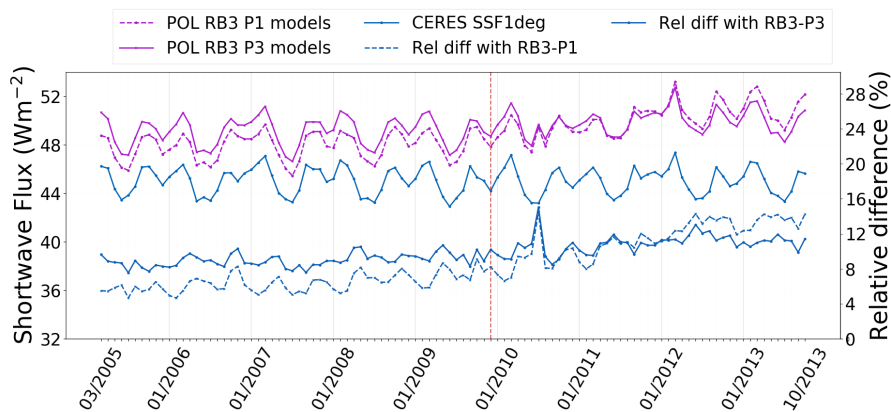


FIGURE 4.22 : Comme la Figure 4.18 pour les flux ciel clair.

Si on compare désormais les flux au-dessus des terres et au-dessus des océans séparément (Figure 4.23) on s'aperçoit que l'augmentation de la différence relative entre POLDER P3 et CERES SSF1deg en ciel clair (par comparaison avec la différence relative entre POLDER P1 et CERES SSF1deg) est principalement due à un biais beaucoup plus important entre ces deux flux au-dessus des océans dès 2005. En effet, ce biais est de 11% avec les modèles angulaires P3 alors qu'il était de 2% sur 2005-2009 avec les modèles angulaires P1. Cependant, la différence relative moyenne constatée avec les modèles P3 reste stable sur 2005-2013 tandis que celle obtenue avec les modèles angulaires P1 augmente jusqu'à dépasser les 20%. Malgré tout, le modèle angulaire océan clair P3 devra être amélioré, puisque de fortes variations dans les différences relatives sont constatées après 2011. Au-dessus des terres, la différence relative POLDER P3 et CERES SSF1deg diminue par rapport à la différence relative POLDER P1 et CERES SSF1deg, passant de 12% sur 2005-2009 à 2%. Avec les modèles angulaires P3 cette différence augmente jusqu'à environ 8% fin 2013, soit +6%, tandis qu'avec les modèles P1 elle diminuait jusqu'à -6%, c'est à dire une diminution de -20%. Les flux sont donc plus stables avec les modèles angulaires P3.

4.4. COMPARAISONS DES FLUX P3 AVEC LES FLUX CERES SSF1DEG ET SYN1DEG

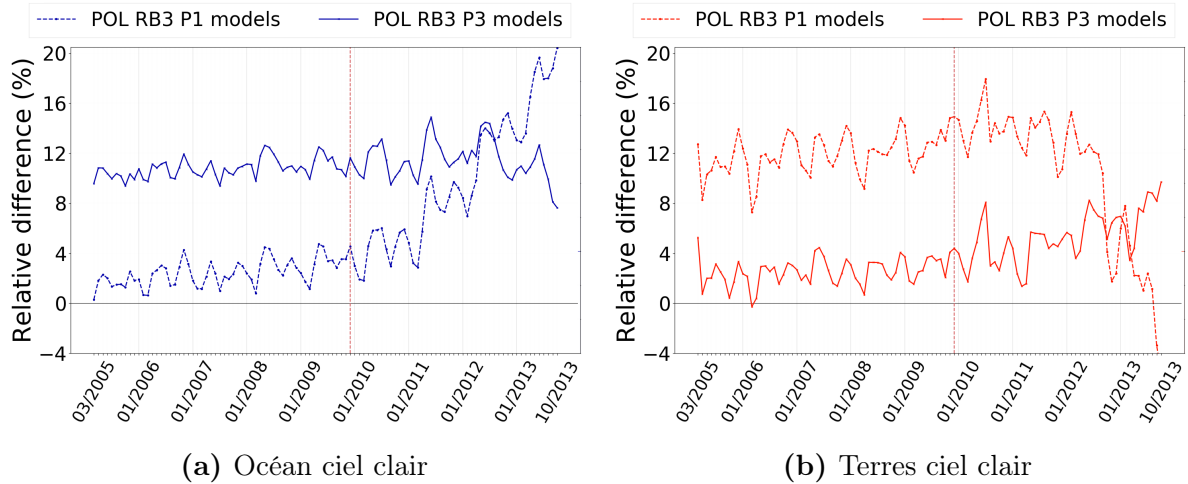


FIGURE 4.23 : Comme la Figure 4.20 pour les flux ciel clair.

4.4.3 Cartes régionales des différences de flux POLDER P3 et CERES SSF1deg/SYN1deg

L'objectif dans cette section est de déterminer si les diminutions ou augmentations des valeurs mensuelles de flux au-dessus des océans et terres ont lieu sur des zones géographiques précises. Ce type d'analyse nous avait en effet permis de repérer des problèmes dans la restitution des flux au-dessus des zones désertiques (Section 4.1.1). Pour cela, on répète l'opération effectuée au Chapitre 3, et on trace des cartes de différence de flux POLDER moins CERES. Les cartes sont des différences de moyennes mensuelles de flux sur les mois déjà utilisés au Chapitre 3 : 2005/2006 est la moyenne de décembre 2005, mars juin et septembre 2006 ; 2008/2009 est décembre 2008, mars juin et septembre 2009 et 2012/2013 est décembre 2012, mars juin et septembre 2013.

La Figure 4.24 représente des moyennes de flux tout ciel POLDER RB3 moins CERES SSF1deg pour ces trois périodes. Les différences de flux sont assez contrastées dès 2005/2006, avec des différences maximales très localisées de l'ordre de -30 Wm^{-2} à $+15 \text{ Wm}^{-2}$, qu'on peut comparer aux différences maximales obtenues avec les modèles P1 (Figure 3.5) Chapitre 3) qui se situaient entre -10 Wm^{-2} et $+10 \text{ Wm}^{-2}$ en 2005/2006. Bien que les différences locales soient plus importantes avec les modèles P3, leur évolution entre 2005 et 2013 est beaucoup moins prononcée que celle qu'on observe avec les modèles P1. Au-dessus des terres une seule zone présente une forte augmentation entre 2005/2006 et 2012/2013, au niveau de l'Éthiopie et du Soudan. Au-dessus des océans aucune tendance globale ne se dégage mais il existe une zone de différences positives assez élevées au milieu de l'océan Pacifique, au niveau de la Polynésie Française. Cette zone est déjà présente dans les comparaisons RB3/SSF1deg et RB3/SYN1deg avec les modèles angulaires P1. Elle semble liée à des différences importantes entre les flux mensuels POLDER et CERES sur le mois de décembre 2012 principalement.

La Figure 4.25 représente les mêmes cartes mais pour le flux ciel clair, que l'on peut comparer aux cartes 3.8 du Chapitre 3 obtenues avec les modèles angulaires P1. Pour rappel, des différences de $+30 \text{ Wm}^{-2}$ étaient visibles au-dessus des déserts en 2005/2006 et 2006/2007, puis ces différences diminuaient fortement jusqu'à atteindre -2 Wm^{-2} approximativement. Au-dessus des océans les différences absolues étaient variables en 2005/2006, entre -2 et 8 Wm^{-2} , et une forte augmentation les faisait passer à $+16 \text{ Wm}^{-2}$ maximum.

4.4. COMPARAISONS DES FLUX P3 AVEC LES FLUX CERES SSF1DEG ET SYN1DEG

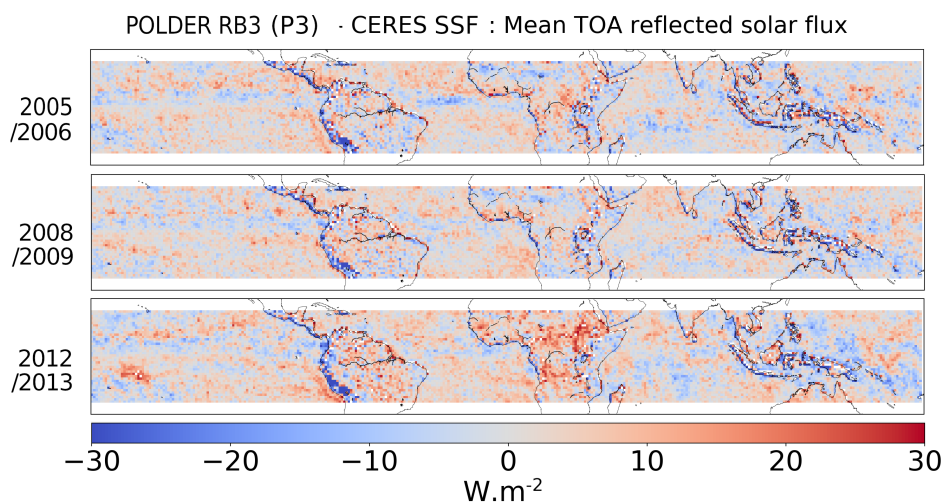


FIGURE 4.24 : Cartes de différences de flux POLDER RB3 et de flux CERES SSF1deg pour les mois de décembre, mars, juin et septembre 2005/2006, 2008/2009 et 2012/2013. Les flux POLDER sont calculés avec les modèles P3.

Les différences de flux obtenues avec les modèles P3 présentent quant à elles des différences positives sur les océans (entre 0 et 5 W.m^{-2}) et des différences au-dessus des terres variant entre -10 et $+10 \text{ W.m}^{-2}$. Le fait le plus marquant est la très faible évolution de ces différences entre le début et la fin de la mission avec les modèles P3, avec seulement quelques zones au-dessus des terres (Est du Sahara) qui présentent des augmentations.

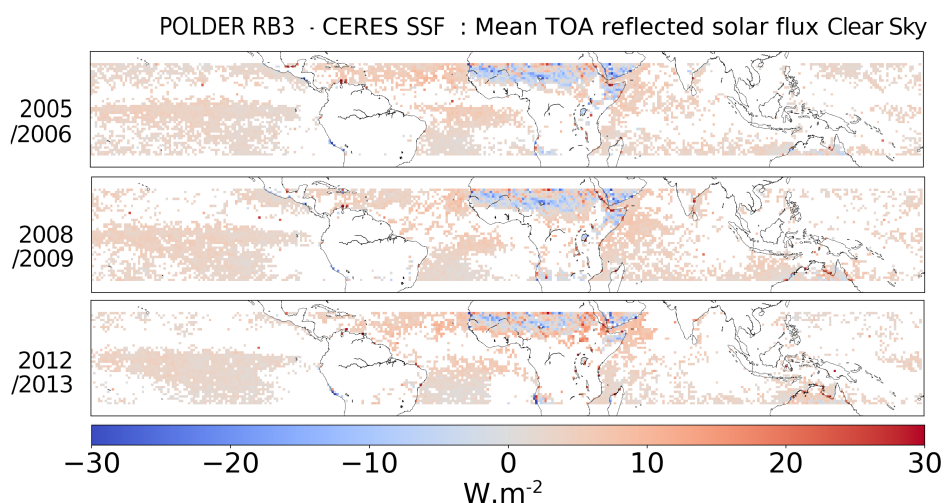


FIGURE 4.25 : Comme la Figure 4.24 pour les flux ciel clair.

Que ce soit en ciel clair ou en tout ciel, les nouveaux modèles permettent une nette amélioration en réduisant les effets de la dérive de PARASOL mis en évidence dans le chapitre 3. En comparant les Figures 4.24 et 4.25, on voit que quelques zones géographiques montrent encore des différences importantes. Il semble que ce soit des zones nuageuses, particulièrement au-dessus des terres, car elles ne sont pas visibles sur les cartes de flux en ciel clair. Les flux ciel clair sont établis à partir de 5 modèles seulement (plus un sixième modèle « neige/glace » qui n'est pas utilisé dans notre étude, limitée à la bande $\pm 20^\circ$), tandis que les 14 autres sont des modèles nuageux, et il est difficile à ce stade de distinguer un ou plusieurs modèles comme responsables de ces différences sur la Figure 4.24. Une zone de fortes différences négatives se dégage tout de même, à l'ouest de l'Amérique du

Sud. Ces différences négatives existent déjà avec les modèles P1. À nouveau, ces différences sont probablement dues à la présence de nuages, car elles ne sont pas visibles sur les cartes ciel clair.

On répète cette comparaison avec les flux SYN1deg (Figure 4.26). Sur 2005/2006 et 2008/2009 les nouveaux modèles angulaires permettent d'atténuer les différences, que ce soit au-dessus des terres ou des océans. En 2012/2013 les différences de flux au-dessus des océans sont également plus faibles qu'avec les modèles P1 mais les différences au-dessus des terres sont plus élevées. L'évolution entre 2005/2006 et 2012/2013 est donc peu notable au-dessus des océans hormis la zone citée précédemment sur l'océan Pacifique liée à une anomalie en décembre 2012. Néanmoins, les différences sont plus généralement négatives alors qu'elles étaient positives avec SSF1deg, particulièrement au large de l'Angola ou du Pérou, zones caractéristiques de nuages bas apparaissant le matin. Au-dessus des terres, les mêmes zones qu'avec SSF1deg augmentent mais l'augmentation est plus forte, puisque des zones qui présentaient des différences de $+10 \text{ Wm}^{-2}$ avec SSF1deg présentent ici des différences de $+25 \text{ Wm}^{-2}$ environ (Amazonie, sud de l'Afrique, nord de l'Australie). Les différences moins importantes au-dessus des océans avec CERES SYN1deg peuvent s'expliquer par la prise en compte par POLDER RB3 et CERES SYN1deg des conditions météorologiques. Comme on peut le voir en Figure 4.17, la composante climatologique de POLDER RB3 agit plus particulièrement sur les zones citées au large de l'Angola/du Pérou. Nous ne pouvons pas, à ce stade, avancer d'explication aux différences plus importantes au-dessus des terres.

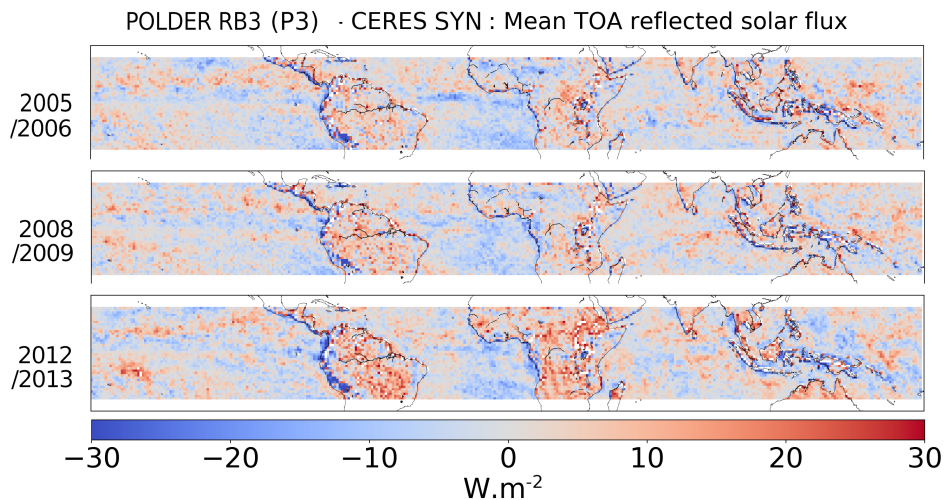


FIGURE 4.26 : Comme la Figure 4.24 pour les flux CERES SYN1deg.

4.5 Conclusion

Le Chapitre 3 a montré la capacité de POLDER à restituer des flux ondes courtes à partir de mesures de luminances spectrales. Des biais de l'ordre de 2% (soit $1,5 \text{ Wm}^{-2}$) pour les flux tout ciel toutes surfaces confondues ont été obtenus sur la période de simultanéité des mesures avec CERES, avec un effet de compensation entre les terres (4%) et les océans (-1%). Néanmoins, une forte dépendance des flux vis-à-vis de l'heure de mesure a également été mise en avant. Dans ce chapitre, nous nous sommes intéressés à l'origine de cette dépendance dans l'algorithme d'extrapolation diurne de la chaîne de traitement des mesures de POLDER. Après avoir étudié les modèles d'extrapolation diurne existants,

nous avons mis à profit les 104 mois de données POLDER-3 afin d'établir de nouveaux modèles en utilisant à notre avantage le fait que la dérive de PARASOL nous permet de profiter de mesures d'albédo instantané faites avec des angles zénithaux solaires plus variés que si l'observation avait été faite à la même heure durant toute la mission.

Les modèles développés à l'aide des données POLDER-3 permettent de réduire l'effet de la dérive de PARASOL sur les flux au-dessus des océans en les rendant presque indépendants de l'heure de la mesure (donc de l'angle zénithal solaire). En revanche, au-dessus des terres les nouveaux modèles angulaires d'albédo ne permettent pas encore de stabiliser les flux, même si en ciel clair la dérive des valeurs est moins forte qu'avec les modèles POLDER-1. La tendance a néanmoins été inversée et les flux augmentent après 2009 au lieu de diminuer. Comme les flux au-dessus des océans sont plutôt stables, les flux toutes surfaces augmentent encore légèrement après 2009.

Puisque l'établissement de ces modèles se fait à partir de données d'albédo instantané POLDER, il est possible que les résultats soient impactés par un biais existant dans les valeurs d'albédo instantané pour les grands angles zénithaux solaires. Buriez et al. (2007) ont trouvé une différence entre les albédos POLDER-2 et CERES Terra qui croît avec l'angle zénithal solaire jusqu'à 0,02 (5%) pour des angles autour de 70° contre une différence quasi nulle aux angles proches du zénith. L'explication avancée est l'utilisation d'un modèle de nuages plan-parallèle qui, aux grands angles zénithaux solaires, pourrait induire des erreurs pour les scènes nuageuses hétérogènes. Singer et al. (2021) ont en effet, grâce à des modèles, montré l'importance de la prise en compte de la géométrie des nuages pour la détermination de l'albédo, cette dépendance étant principalement liée à l'angle zénithal solaire.

Cette étude a montré que la prise en compte de l'évolution de l'angle zénithal solaire en utilisant des modèles angulaires d'extrapolation diurne tels que ceux utilisés par POLDER est très sensible aux données utilisées pour construire le modèle, car de très faibles variations dans la courbure des modèles entraînent de grands effets dans le calcul des flux. De plus, l'ajustement du modèle sur les albédos instantanés est rendu complexe à cause des distributions parfois très asymétriques des albédos. Le choix d'une valeur représentative des distributions d'albédo est importante. Au-dessus des terres, la valeur qui représente le plus de points dans une fenêtre de 0,02 d'albédo est en effet le mode, alors qu'au-dessus des océans c'est la médiane. Le choix fait ici est la médiane mais on montre que les résultats sur les flux au-dessus des terres sont alors moins bons que lorsque le mode de la distribution est utilisé.

Une autre difficulté dans cette technique d'ajustement est le problème des scènes qui s'avèrent hétérogènes. Ainsi, la scène « océan très nuageux » présente deux populations distinctes qui n'ont pas le même comportement face à l'augmentation de l'angle zénithal solaire. Les scènes « terre claire », « terre nuageuse » et « terre très nuageuse » présentent des distributions en albédo assez larges mais qui pourraient cacher en réalité plusieurs populations aux comportements distincts. Des pistes sont proposées en conclusion de ce manuscrit.

Conclusion et perspectives

Dans le cadre du changement climatique, la mesure précise du bilan radiatif terrestre est essentielle. Des instruments dédiés à cette mesure, utilisés parfois en synergie avec des mesures *in situ*, permettent d'améliorer notre connaissance du déséquilibre énergétique sur Terre (Loeb et al., 2018a, 2021). L'utilisation d'instruments non-dédiés est également possible, et de nombreuses estimations de flux radiatifs ont été faites à partir de mesures spectrales, dont quelques exemples sont donnés au Chapitre 1. Dans cette thèse, nous mettons en regard des flux ondes courtes calculés à partir de mesures faites par un instrument dédié, CERES (Wielicki et al., 1996), et par un instrument non-dédié, POLDER (Deschamps et al., 1994). Cette étude se situe dans la continuité de la mission PARASOL (Polarization and Anisotropy of Reflectances for Atmospheric science coupled with Observations from a Lidar, Lier and Bach (2008)), mission qui tire son nom du satellite qui embarquait à son bord l'instrument POLDER-3. L'instrument POLDER est un radiomètre multispectral, multidirectionnel et capable de mesurer l'état de polarisation de la lumière. Trois exemplaires de POLDER furent lancés à bord d'ADEOS-I (1996-1997), ADEOS-II (2003) et, enfin, PARASOL (2005-2013). Bien que la mission PARASOL ait pris fin en 2013, la méthodologie développée sera utilisée pour l'instrument 3MI (Multi-viewing Multi-channel Multi-polarisation Imager, Fougnie et al. (2018); Marbach et al. (2015)). 3MI est un instrument directement dérivé de POLDER et qui en reprend les caractéristiques de mesures multi-angulaires, polarisées et sur plusieurs bandes spectrales. Il est développé par l'ESA (European Space Agency) et EUMETSAT (European Organisation for the Exploitation of Meteorological Satellites). Par rapport à POLDER, la résolution spatiale est plus fine et le nombre de bandes spectrales de mesure est augmenté (douze contre neuf pour POLDER). De même, l'état de polarisation est mesuré sur neuf bandes contre trois pour POLDER. Trois radiomètres 3MI sont prévus en 2024, 2030 et 2037 à bord des plateformes MetOp-SG A1, A2 et A3. .

Les algorithmes de la chaîne de traitement des données POLDER permettent la restitution de propriétés nuageuses, la caractérisation des aérosols et de la végétation, mais aussi l'établissement de moyennes mensuelles de flux ondes courtes au sommet de l'atmosphère, sujet de cette thèse. Les algorithmes pour la restitution de ces moyennes ont été mis en place à partir des mesures POLDER-1 (Viollier et al., 2002) et ont été appliqués sur toutes les données de POLDER-1 jusqu'à POLDER-3.

Le premier objectif de cette thèse a été d'analyser les flux ondes courtes restitués à partir de mesures POLDER-3 (notés flux POLDER RB3) en les comparant à des flux de référence et produits à partir d'observations de l'instrument CERES (Wielicki et al., 1996). Les flux choisis comme référence ont été les flux CERES SSF1deg, calculés à partir d'observations CERES FM3 sur la plateforme Aqua. Cette comparaison est rendue plus

pertinente encore par le fait que le satellite PARASOL et la plateforme Aqua ont pris des mesures quasi coïncidentes (trois minutes d'écart) entre 2005 et 2009. À partir de mi-décembre 2009, PARASOL a entamé une lente dérive qui a modifié l'heure d'observation de l'instrument POLDER-3. La comparaison des flux a été faite sur la bande intertropicale $\pm 20^\circ$. Elle a révélé de grandes similitudes entre les flux POLDER et les flux CERES SSF1deg Aqua, avec des différences inférieures à 2% ($0,75 \text{ Wm}^{-2}$) pour les flux tout ciel et inférieures à 8% en ciel clair sur la période de coïncidence des mesures. La différence entre les flux CERES et POLDER devient néanmoins plus grande lorsque les mesures ne sont plus coïncidentes. De plus, des différences relatives ainsi qu'un comportement très différent sont observés pour les flux au-dessus des terres et au-dessus des océans. Les différences de flux tout ciel au-dessus des océans, faibles sur la période 2005-2009 (1% environ), augmentent après 2009 jusqu'à 6% en 2013. Les flux au-dessus des terres (tout ciel) sont plus élevés (4,5% en moyenne sur 2005-2009) et diminuent jusqu'à -2% en 2013. Les comportements en ciel clair sont semblables mais avec des augmentations ou diminutions plus importantes, et des différences relatives plus élevées.

Une seconde comparaison a été menée avec le produit CERES SYN1deg Aqua+Terra. Cette comparaison a été motivée par le fonctionnement des algorithmes d'extrapolation diurne utilisés pour produire les moyennes mensuelles de flux CERES SSF1deg Aqua, CERES SYN1deg Aqua + Terra et POLDER RB3. Les algorithmes d'extrapolation diurne sont nécessaires pour produire des moyennes mensuelles de flux réalistes à partir d'au moins une observation par jour. Ils sont destinés à estimer les valeurs d'albédo manquantes entre chaque mesure.

Les algorithmes utilisés pour CERES SYN1deg (Doelling et al., 2013) et POLDER RB3 (Viollier et al., 2002) tiennent compte de l'évolution de la nébulosité au cours de la journée, tandis que les flux du produit CERES SSF1deg sont calculés en faisant l'hypothèse d'une nébulosité constante au cours de la journée. Puisque c'est la variation de nébulosité qui motive cette comparaison, elle est menée en tout ciel et non en ciel clair. Les différences entre les flux POLDER RB3 et CERES SYN1deg sont elles aussi très faibles, étant comprises entre -1% (-1 Wm^{-2}) et +1,5% ($1,4 \text{ Wm}^{-2}$). Au-dessus des terres elles sont néanmoins plus importantes qu'avec SSF1deg, avec +6% en moyenne sur 2005-2009, mais diminuent jusqu'à une différence quasi nulle en 2013. Au-dessus des océans, elles sont également plus importantes, avec -4% en moyenne sur 2005-2009. Elles augmentent jusqu'à +4% en 2013.

L'existence de ces augmentations et diminutions des flux après 2009 nous a amenés à étudier les albédos instantanés POLDER-3, puisque ces derniers sont à la base du calcul des moyennes mensuelles de flux ondes courtes. Cette comparaison a révélé une très bonne corrélation entre les albédos POLDER et les albédos CERES, avec une différence relative de 2% en moyenne (0,005) sur 2005-2009. La qualité de la corrélation diminue lorsque les mesures ne se font plus de manière instantanée, ce qui est en accord avec le fait que l'albédo instantané varie au cours de la journée principalement en fonction de l'angle zénithal solaire (Rutan et al., 2014). Nous avons ensuite montré que la variation de l'albédo instantané n'est seulement expliquée par la variation de l'angle solaire mais aussi par le changement de nébulosité observé entre 13h30 et 16h : la couverture nuageuse et l'épaisseur optique sont plus importantes en fin de journée. Néanmoins, malgré ces différences dans la nébulosité et l'incidence solaire, les moyennes mensuelles de flux ondes courtes ne devraient pas être impactées car l'algorithme d'extrapolation diurne de POLDER devrait tenir compte de ces variations. Or nous avons observé l'existence de variations après 2009. Puisque ces variations existent en tout ciel ainsi qu'en ciel clair, nous avons choisi d'étudier principalement la partie de l'extrapolation diurne de POLDER qui utilise des

modèles angulaires pour estimer les valeurs d'albédo pour toutes les heures de la journée à partir d'une seule mesure (ou plusieurs en cas de recouvrement d'orbite). Ces modèles ont été établis à partir de quatre mois de données POLDER-1. L'instrument POLDER-1, à bord d'ADEOS-I, a effectué des observations à 10h30 entre novembre 1996 et juin 1997. La plage de cosinus d'angle zénithal solaire est donc restreinte et l'ajustement des modèles pour des valeurs inférieures à 0,4 est extrapolée d'après les données comprises entre 0,4 et 1.

Puisque la dérive de POLDER-3 nous permet d'accéder à une plus grande plage d'angles zénithal solaire, nous avons utilisé les données POLDER-3 pour établir de nouveaux modèles. Nous avons ajusté des polynômes de degré trois sur les albédos instantanés de vingt-deux mois de données. Nous avons montré que l'établissement de nouveaux modèles à partir des données POLDER-3 permet de stabiliser les moyennes mensuelles de flux au-dessus des océans. Au-dessus des terres, les flux augmentent après 2009 au lieu de diminuer comme ils le faisaient avec les modèles P1.

Certaines des zones qui présentent de fortes différences de flux entre POLDER RB3 et CERES SSF1deg ou SYN1deg correspondent à des scènes nuageuses. Lors de l'établissement des modèles sur les scènes nuageuses nous avons pu observer sur les histogrammes la grande diversité des valeurs d'albédo qui se retrouvent dans une même catégorie de scène. La Figure 5.27 représente les histogrammes de quatre scènes en représentation logarithmique afin de mieux visualiser les populations les plus faibles, ainsi que les modèles POLDER-1 et POLDER-3 correspondants. Les scènes « océan très nuageux » et « océan nuageux » présentent quant-à-elles deux populations presque distinctes. La population d'albédo plus faible est très bien représentée par les modèles P1 et P3 (très proches l'un de l'autre) sur toute la plage d'angles solaires disponibles. Par contre, la population d'albédo plus élevée n'est pas prise en compte. Les scènes « terre très nuageuse » et « terre nuageuse » présentent quant-à-elles une large plage d'albédos, avec des valeurs allant de 0,05 à 0,75 dans les deux cas, et on ne distingue pas de forme nette comme au-dessus des océans. Que ce soit pour les océans ou terres, lors la sélection d'une valeur d'albédo pour un μ_0 donné, celle-ci ne représentera qu'une partie de toute la population de valeurs d'albédo. Un raffinement des catégories apparaît donc nécessaire.

Nous avons cherché à savoir ce qui distinguait les différentes populations des catégories « nuageux » et « très nuageux » au-dessus des terres et océans. Les histogrammes en Figure 5.28 montrent différentes classifications pour la scène « océan très nuageux ». Une première séparation sur la phase thermodynamique de l'eau condensée produit un histogramme « non-liquide » (Figure 5.28a) qui ne présente plus qu'une population. À l'inverse, le cas « liquide » présentait encore deux populations différentes (non montré), et nous l'avons donc séparé en quatre catégories suivant l'épaisseur optique des nuages : « liquide transparent » ($\tau < 4$), « liquide peu épais » ($4 < \tau < 10$), « liquide épais » ($10 < \tau < 20$) et « liquide très épais » ($\tau > 20$). Ces catégories sont celles qui existent déjà dans l'algorithme POLDER pour les types de scène « couvert » (fraction nuageuse supérieure à 0,95). Les histogrammes obtenus selon la même classification pour les scènes « terre très nuageuse », « océan nuageux » et « terre nuageuse » sont donnés en Annexe A

Nous pouvons voir que la séparation d'une seule scène en cinq sous catégories donne encore des populations doubles (« océan nuageux épais », « océan nuageux très épais »). En l'état, cela qui empêche l'établissement d'un modèle qui permettrait de décrire l'évolution dans la journée des albédos sur ces deux scènes. Nous pouvons alors envisager de séparer les modèles initiaux en utilisant des valeurs différentes. Une autre explication à ces populations doubles pourrait être liée à la caractérisation des scènes nuageuses par POLDER à la résolution d'environ $20 \text{ km} \times 20 \text{ km}$ (résolution d'un superpixel). Les types

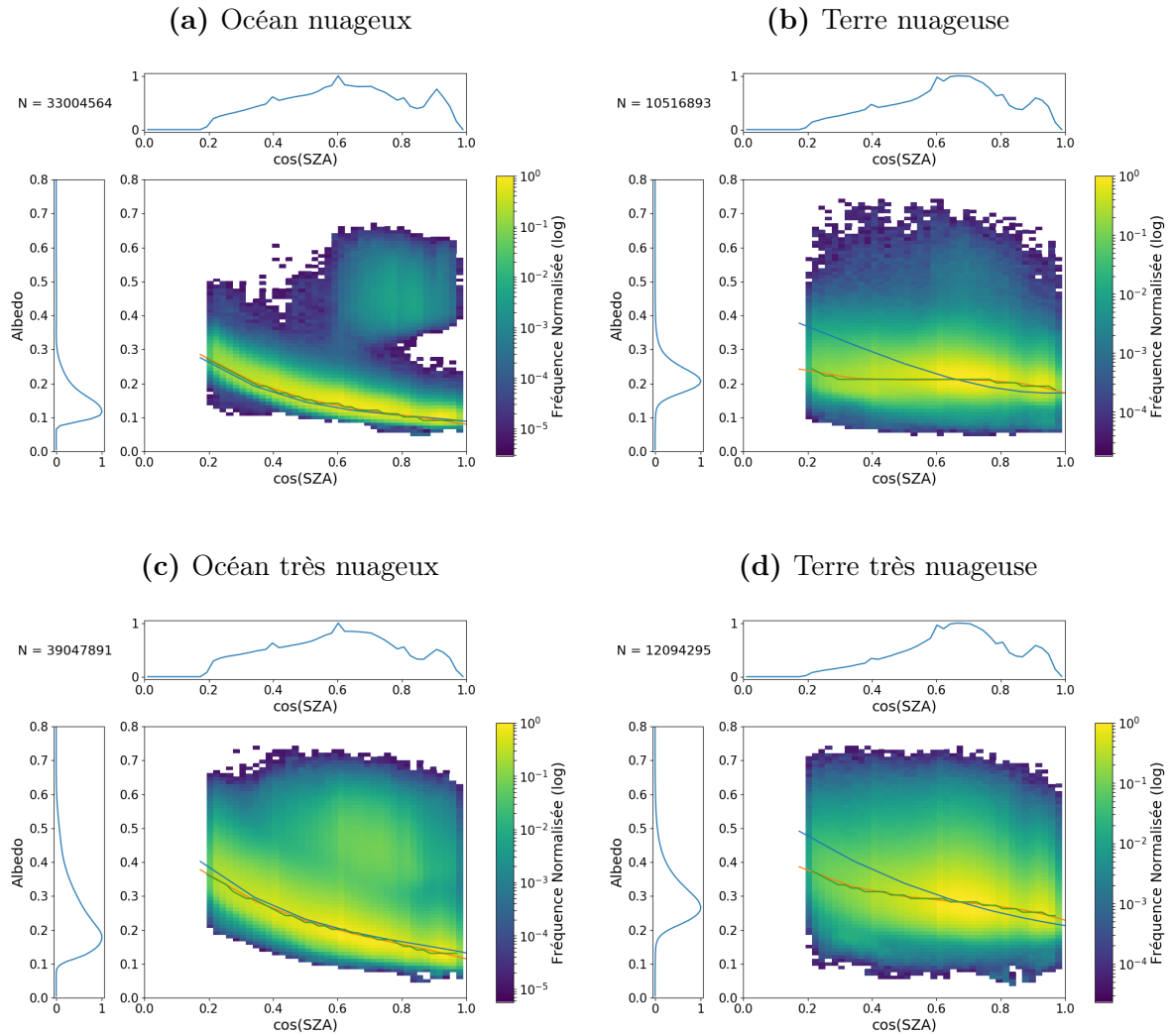


FIGURE 5.27 : Histogrammes et modèles P1 (en bleu) et P3 (en orange) pour quatre types de scène nuageuse et très nuageuse.

de scène dits « nuageux » correspondent à une fraction nuageuse comprise entre 0,05 et 0,5, l'albédo du superpixel peut donc être principalement constitué de pixels « océan clair », très différents des albédos nuageux. Une discrétisation plus fine de la fraction nuageuse au moment de l'extrapolation diurne des albédos pourrait être envisagée. Dans l'exemple de CERES, les distinctions en taux de couverture nuageuse dépendent des scènes (océan, terre). Au-dessus des océans, les scènes sont déclarées claires pour une fraction nuageuse inférieure à 0,1%. Au-delà, après un intervalle 0,1%-10%, les couvertures nuageuses sont discrétisées par intervalles de 10% jusqu'à 90%, puis 90%-95%, 95%-99,9% et 99,9%-100%. Au-dessus des terres les intervalles sont plus larges, avec un ciel clair toujours défini par une couverture nuageuse inférieure à 0,1% puis cinq intervalles : 0,1%-25%, 25%-50%, 50%-75%, 75%-99,9%, 99,9%-100%.

Les modèles angulaires d'albédo POLDER obtenus à partir des histogrammes présentés sur la Figure 5.28 et en Annexe A sont illustrés en Figure 5.29 pour les océans et les terres, toujours dans le cas très nuageux ($0,5 < CF < 0,95$). Les ajustements sont toujours effectués sur la médiane de la distribution par intervalle de $\mu_0 = 0,02$. Les cas « liquide, transparent » et « glace » sont proches des modèles P1 et P3. À l'inverse, les modèles

4.5. CONCLUSION

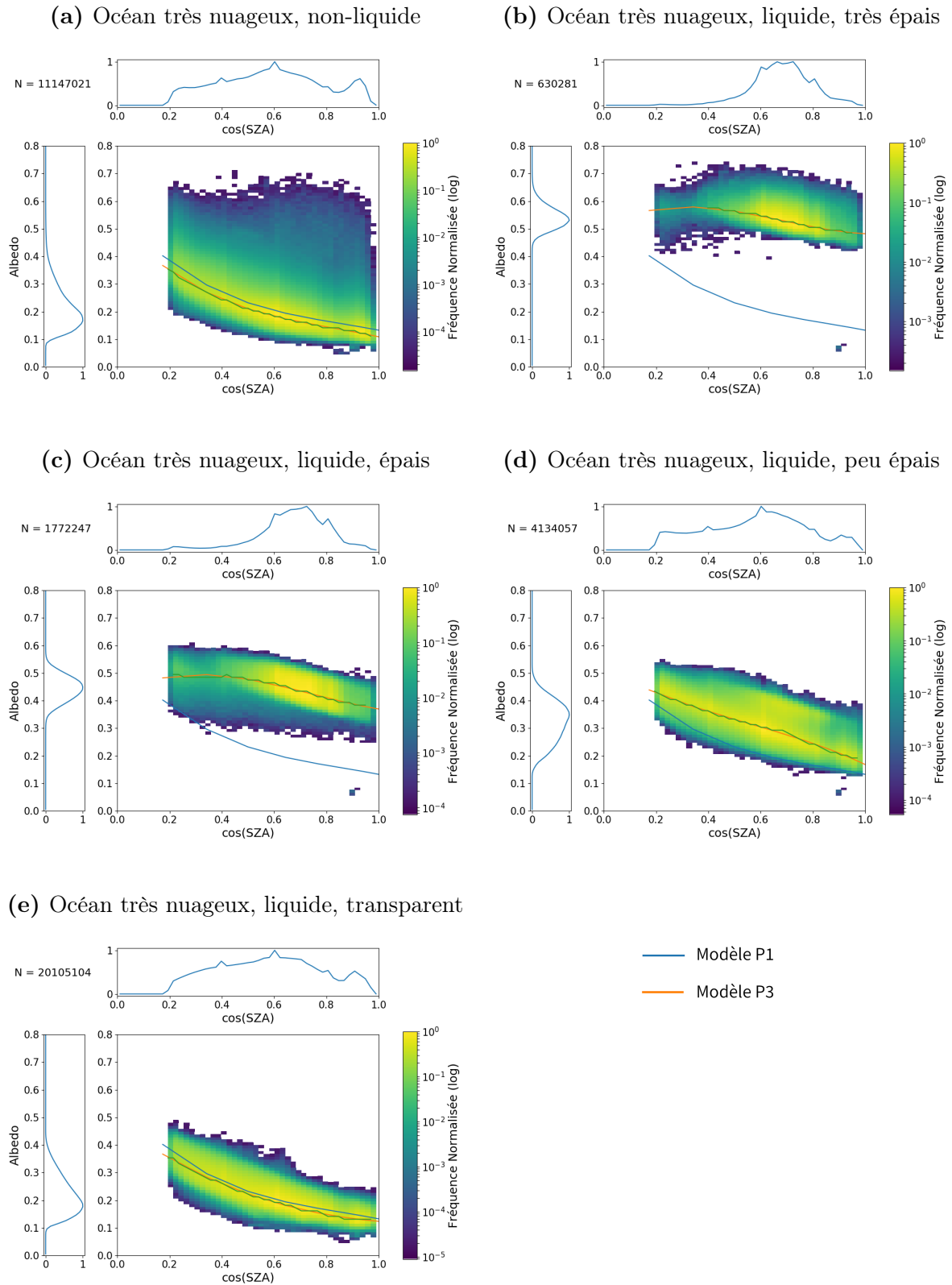


FIGURE 5.28 : Histogrammes et modèles angulaires POLDER-1 (P1) et POLDER-3 (P3) pour les cinq types de scène obtenus à partir de la scène « océan très nuageux ».

correspondant aux scènes « liquides épais » et « liquides très épais » s'en écartent fortement. Avec ces nouvelles classifications, la variation de l'albédo diurne de ce type de

scènes serait mieux pris en compte.

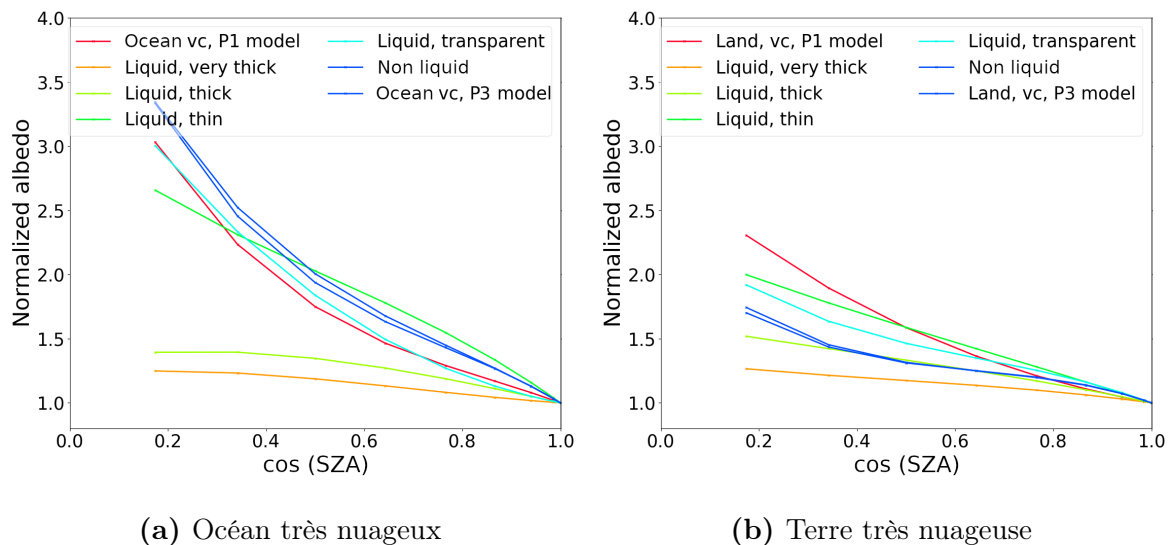
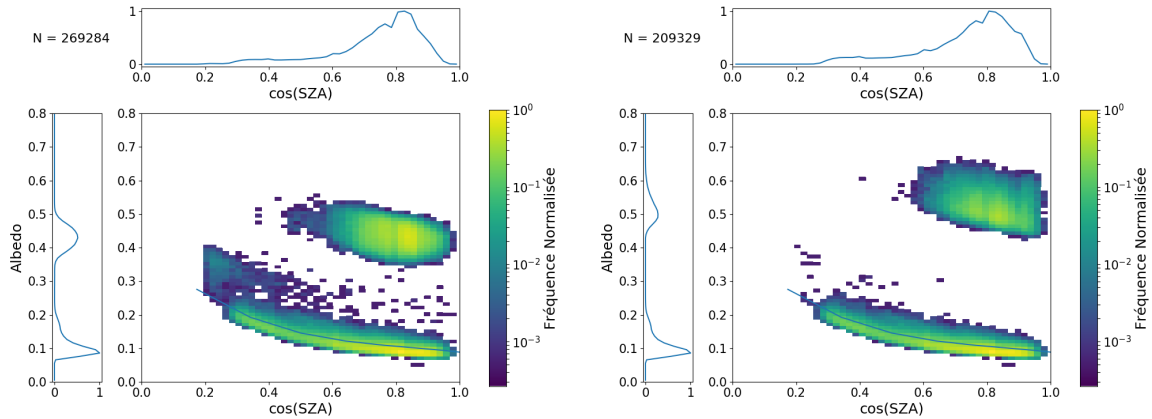


FIGURE 5.29 : Modèles angulaires d'albédo pour deux types de scène, océan très nuageux (*very cloudy, vc*) et terre très nuageuse. Les modèles P1 et P3 sont présentés ainsi que les modèles pour chaque nouvelle catégorie proposée.

Néanmoins, si les modèles s'écartent des distributions d'albédo pour certaines scènes mais que celles-ci sont peu représentées à l'échelle du globe, cela n'a pas beaucoup d'impact sur les moyennes mensuelles de flux. La Figure 5.31 montre les occurrences de chacune de ces sous-scènes pour l'année 2013 pour le cas « océan très nuageux » (les cartes pour les cas « océan nuageux », « terre très nuageuse » et « terre nuageuse » sont donnés en Annexe C). Les cas les plus fréquents sont « océan très nuageux, liquide, transparent » et « non-liquide ». Ce sont ceux qui se rapprochent le plus du modèle P3 « océan très nuageux ». Les cas dont les distributions diffèrent par rapport au modèle (« liquide épais » et « liquide très épais ») semblent à première vue suffisamment représentés pour espérer que leur prise en compte améliore les moyennes mensuelles de flux ondes courtes. L'ajout de scènes pour les cas nuageux paraît donc être une piste d'amélioration solide, d'autant plus que plusieurs zones géographiques qui se distinguent par d'importantes différences de flux POLDER - CERES SSF1deg sont généralement des zones nuageuses (cartes en Figures 4.26 et 4.24). L'amélioration des modèles angulaires pour ces zones en discrétisant par type de nuages pourrait donc permettre d'améliorer l'extrapolation diurne de POLDER.

Malgré tout, des études supplémentaires doivent être menées pour expliquer les populations d'albédo observées pour les cas les plus problématiques : océan nuageux très épais et épais (Figure 5.30). Cela permettrait de construire des modèles plus solides mais également de les appliquer sur des scènes plus homogènes.

Nous avons vu au Chapitre 4, Section 4.3 que les flux au-dessus des terres présentent une augmentation avec les modèles P3 après 2009. L'augmentation est de +6% en moyenne en différence relative par rapport à CERES SSF1deg entre 2005 et 2013 pour les flux tout ciel et +5% pour les flux ciel clair. Pour améliorer l'extrapolation diurne au-dessus des terres, nous pourrions utiliser pleinement les capacités de POLDER qui permettent de caractériser non seulement les nuages et les aérosols mais également les surfaces continentales. Leroy and Hauteceur (1999) ont démontré la possibilité de restituer divers paramètres tels le NDVI (Normalized Difference Vegetation Index) ou LAI (Leaf Area Index) afin de caractériser la végétation en présence. L'utilisation de ces paramètres peut être un atout pour discrétiser si nécessaire le nombre de scènes sur Terre.



(a) Océan nuageux, liquide, épais

(b) Océan nuageux, liquide, très épais

FIGURE 5.30 : Histogrammes et modèles angulaires POLDER-1 (P1) et POLDER-3 (P3) pour deux des types de scène obtenus à partir de la scène « océan nuageux ».

Lors de l'extrapolation diurne, CERES distingue deux types de végétation : la végétation basse à moyenne (*Moderate to High Tree/Shrub*), caractérisant les scènes de type savane et la végétation moyenne à haute (*Low to Moderate Tree/Shrub*) pour les forêts, par exemple. En ajoutant les deux types de scène « désert clair » et « désert sombre », cela donne quatre catégories possibles pour le calcul des flux au-dessus des terres. Pour chacune de ces catégories, les modèles angulaires existent pour différentes classes de nuages (cinq classes glace, cinq classes liquide) et, dans chacune de ces classes, on distingue six épaisseurs optiques. POLDER, quant à lui, ne distingue les types de surfaces au-dessus des terres qu'en ciel clair, en séparant les déserts mais sans faire de distinction sur le type de végétation. Dès lors que des nuages sont présents, c'est une seule catégorie « terre » qui est choisie. Or les cartes de différences POLDER-CERES montrent des biais au-dessus des terres qui correspondent à des différences de végétation. Ainsi, la zone située au niveau du désert de l'Atacama est considérée par POLDER de la même manière que l'Amazonie située à côté, dès lors que des nuages (même « transparents ») sont présents. Or la Figure 4.24 montre de grandes différences entre ces deux régions en tout ciel. Bien que ces différences importantes puissent provenir d'autres sources (nuages, notamment), cela montre l'intérêt de ne pas négliger la piste de la discrétisation de la catégorie « terre » dans l'algorithme d'extrapolation de POLDER.

Les cartes présentées en Figure 5.32 donnent les flux ondes courtes moyennés mensuellement pour un NDVI inférieur à 0,5 à gauche et supérieur à 0,5 à droite (valeurs choisies arbitrairement). Globalement, pour le NDVI supérieur à 0,5, on constate des valeurs plus élevées puisque sur la bande $\pm 20^\circ$ la moyenne de flux est de $129,4 \text{ Wm}^{-2}$ alors qu'elle est de $119,8 \text{ Wm}^{-2}$ lorsque le NDVI est inférieur à 0,5.

Afin de s'assurer de la différence entre ces deux catégories, nous calculons les flux moyennés mensuellement sur la bande $\pm 20^\circ$ pour quatre catégories de surface : désert nord, désert sud, $\text{NDVI} > 0,5$ et $\text{NDVI} < 0,5$. La Figure 5.33 représente les tendances des moyennes mensuelles des flux ciel clair ainsi séparés sur toute la période 2005-2013, normalisées par la valeur au mois de mars 2005. Les flux obtenus avec les modèles POLDER-1 sont représentés sur la figure de gauche, ceux obtenus avec les modèles POLDER-3 sont représentés à droite. Les tendances des flux « terres » CERES, ainsi que des flux « terre claire » sans distinction pour POLDER sont également représentées. On retrouve, dans le cas des modèles P1, la diminution des flux POLDER ; mis à part pour les déserts Nord,

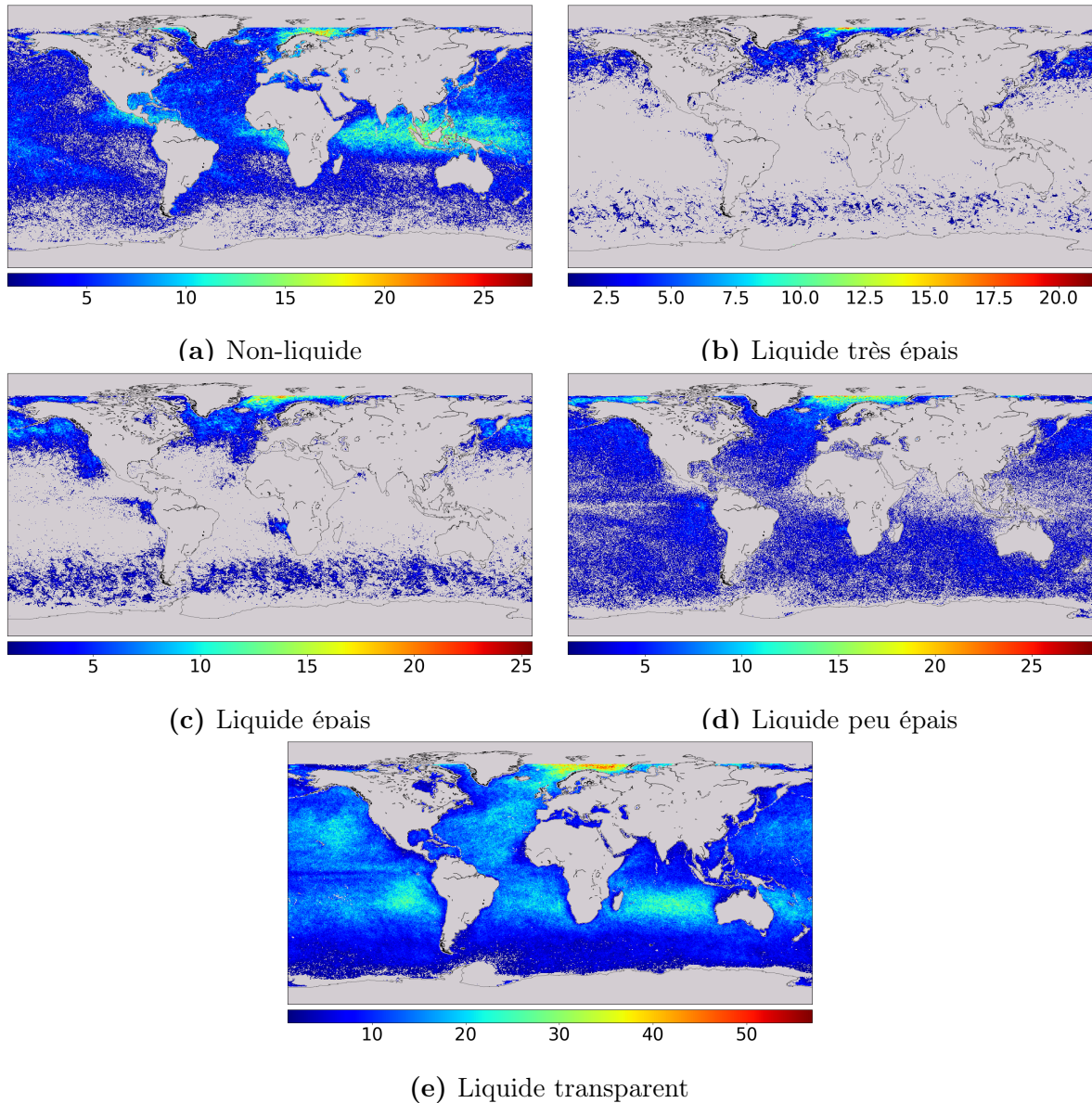


FIGURE 5.31 : Nombre d’occurrences sur les dix mois de l’année 2013 de la scène « océan très nuageux » pour les cinq sous-catégories citées : nuages non liquides, nuages liquides très épais, épais, peu épais et transparents.

mais on observe surtout une décroissance plus rapide des flux ayant un $NDVI < 0,5$ par rapport à ceux qui ont un $NDVI > 0,5$. Pour les flux obtenus avec les modèles POLDER-3, on voit des augmentations qui n’ont pas la même amplitude suivant la valeur du NDVI. Le raffinement des scènes de végétation pourrait donc permettre de limiter l’augmentation des flux POLDER au-dessus des Terres.

Toutes ces pistes d’amélioration pourront être explorées et appliquées aux archives PARASOL, POLDER-1 et -2 mais également aux instruments 3MI des missions EPS-SG (lancement prévu en 2024, 2030, 2037). La résolution spatiale plus fine de 3MI ou l’utilisation de la synergie 3MI et Met-Image pourra même permettre une meilleure identification des scènes, des nuages et des propriétés atmosphériques. Des pistes non explorées dans ce manuscrit sont également envisageables, comme l’utilisation de données provenant de satellites géostationnaires afin de connaître plus précisément l’évolution de la nébulosité sur une même scène au cours de la journée, en adaptant la méthode utilisée pour le pro-

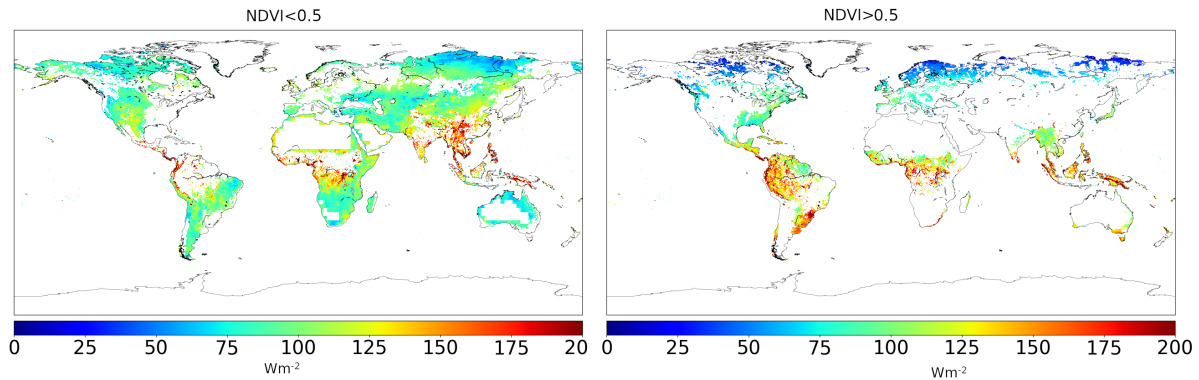


FIGURE 5.32 : Flux ondes courtes POLDER RB3 (modèles POLDER-1) pour des NDVI inférieurs à 0,5 à gauche (basse végétation), supérieurs à 0,5 à droite (haute végétation).

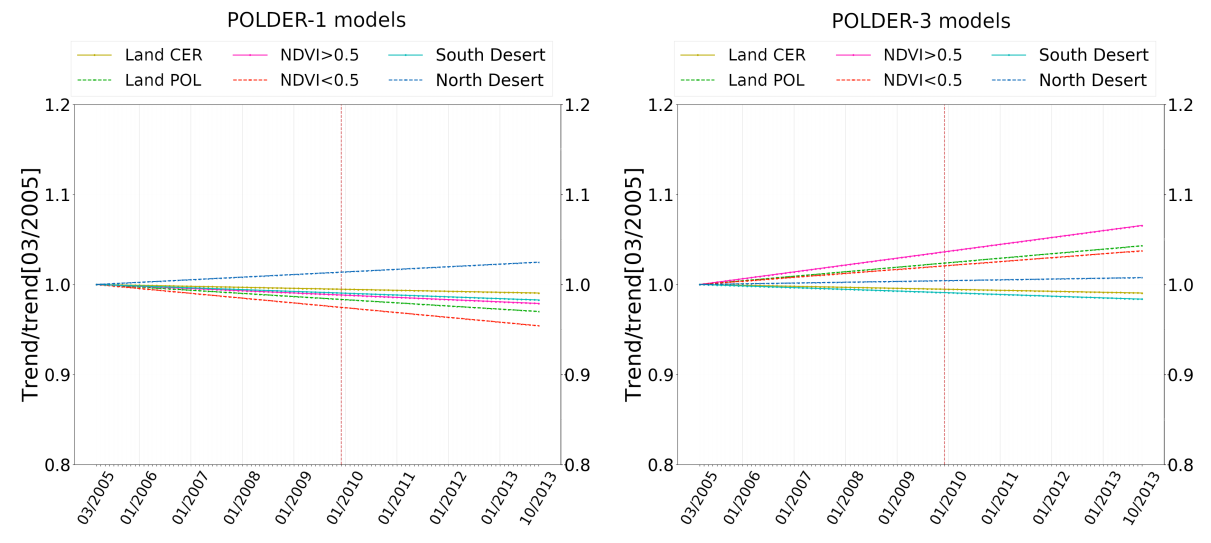


FIGURE 5.33 : Tendances des moyennes mensuelles des flux ciel clair POLDER RB3 au-dessus des terres, des déserts Nord et Sud, des zones NDVI>0,5 et NDVI<0,5 ainsi que des flux ciel clair CERES SSF1deg au-dessus des terres. À gauche, flux obtenus avec les modèles POLDER-1, à droite avec les modèles POLDER-3.

duit SYN1deg (Doelling et al., 2013). Les problèmes liés à ce type de méthode ont été explorés pour CERES SYN1deg, à savoir principalement les discontinuités dues à l'utilisation d'instruments géostationnaires de conception différente, et des solutions ont été apportées par l'établissement d'un nouveau produit, CERES EBAF (Loeb et al., 2018a). Pour l'établissement des produits EBAF, l'équipe CERES utilise des coefficients empiriques de correction diurne (Diurnal Correction Ratios, DCR) établis à partir de données SYN1deg et SSF1deg entre juillet 2002 et juin 2015. Ils sont dépendants du mois, du type de surface, de la latitude et d'un ratio qui représente l'asymétrie entre les flux observés le matin et l'après-midi (Diurnal Asymetry Rate, DAR). Les DAR sont établis à partir de données géostationnaires. S'agissant d'un ratio, les différences de calibration des instruments géostationnaires n'entraînent pas de biais dans les flux, au contraire de ce qui peut avoir lieu avec le produit SYN1deg (Loeb et al., 2018a).

La prise en compte de l'évolution de nébulosité pourrait aussi passer par la construction d'une nouvelle base de données climatologique à partir des nombreuses observations effectuées, par exemple, par CERES/TRMM ou ScaRaB/Megha-Tropiques. Ces instru-

ments fournissent des observations sur tout le cycle diurne et pourraient permettre de construire une base de données à une meilleure résolution : $1^\circ \times 1^\circ$ avec CERES contre $2,5^\circ \times 2,5^\circ$ pour la base de données actuelle, construite à partir d'observations ERBS.

Toutes ces pistes d'amélioration concernent les flux ondes courtes que nous avons traités dans ce manuscrit. Malgré tout, comme signalé au Chapitre 1, le bilan radiatif terrestre concerne également les flux radiatifs thermiques, que la chaîne de traitement de données POLDER ne fournit pas pour le moment. Réussir à obtenir des flux thermiques à partir des observations POLDER permettrait d'offrir des données complètes sur le bilan radiatif au sommet de l'atmosphère mais il serait également envisageable de calculer des flux thermiques descendants au niveau de la surface.

Même si les mesures de POLDER ou 3MI ne se font que dans le spectre solaire, les propriétés géométriques obtenues grâce aux capacités multi-angulaires de POLDER telles que l'altitude des sommets et bases des nuages, leur extension verticale (Ferlay et al., 2010; Desmons et al., 2013), et également leur caractère multicouche (Desmons et al., 2017), pourraient apporter des informations à même de déterminer les flux thermiques pour des scènes nuageuses. Ceux-ci sont couramment obtenus à partir de la notion d'émissivité effective d'une scène nuageuse ((Cox, 1976; Stephens, 1978; Stubenrauch et al., 1999), et de température radiative équivalente de nuage (Garnier et al., 2012), estimés à partir de mesures dans l'infrarouge. Avec POLDER, qui ne mesure que dans le solaire, il s'agirait d'obtenir des paramétrisations de cette émissivité effective ou de la différence entre température effective d'émission thermique et température des frontières nuageuses, à l'aide des paramètres nuageux POLDER : épaisseur optique, information sur la phase nuageuse, pressions nuageuses POLDER restituées et leurs différences, épaisseur géométrique. En effet, la différence entre les pressions POLDER, la pression Rayleigh et les pressions oxygène, dépendent de l'opacité du nuage et de son extension verticale (Ferlay et al., 2010; Desmons et al., 2013). Une fonction de ces différences pourraient être un proxy de l'écart de l'émittance thermique du nuage au modèle du corps noir, et donc fournir une émissivité effective, ou une altitude d'émission thermique du nuage. Une stratégie pourrait donc être, tout comme ce qui avait été fait pour les mesures bande A de l'oxygène de POLDER, d'exploiter la coïncidence entre les mesures POLDER/PARASOL, MODIS ou AIRS, CERES, pour parvenir à estimer à partir des propriétés nuageuses POLDER les émittances thermiques des sommet et base de nuage. Une telle approche pourrait par la suite être appliquée aux mesures 3MI (Fougnie et al., 2018; Marbach et al., 2015), dans une optique de synergie entre 3MI, MetImage (Wallner et al., 2017) et IASI-NG (Bermudo et al., 2014) sur EPS-SG. Si ces développements portaient leur fruit, cela augmenterait la capacité de capteur de type POLDER à évaluer les flux dans le domaine thermique.

Histogrammes POLDER-3

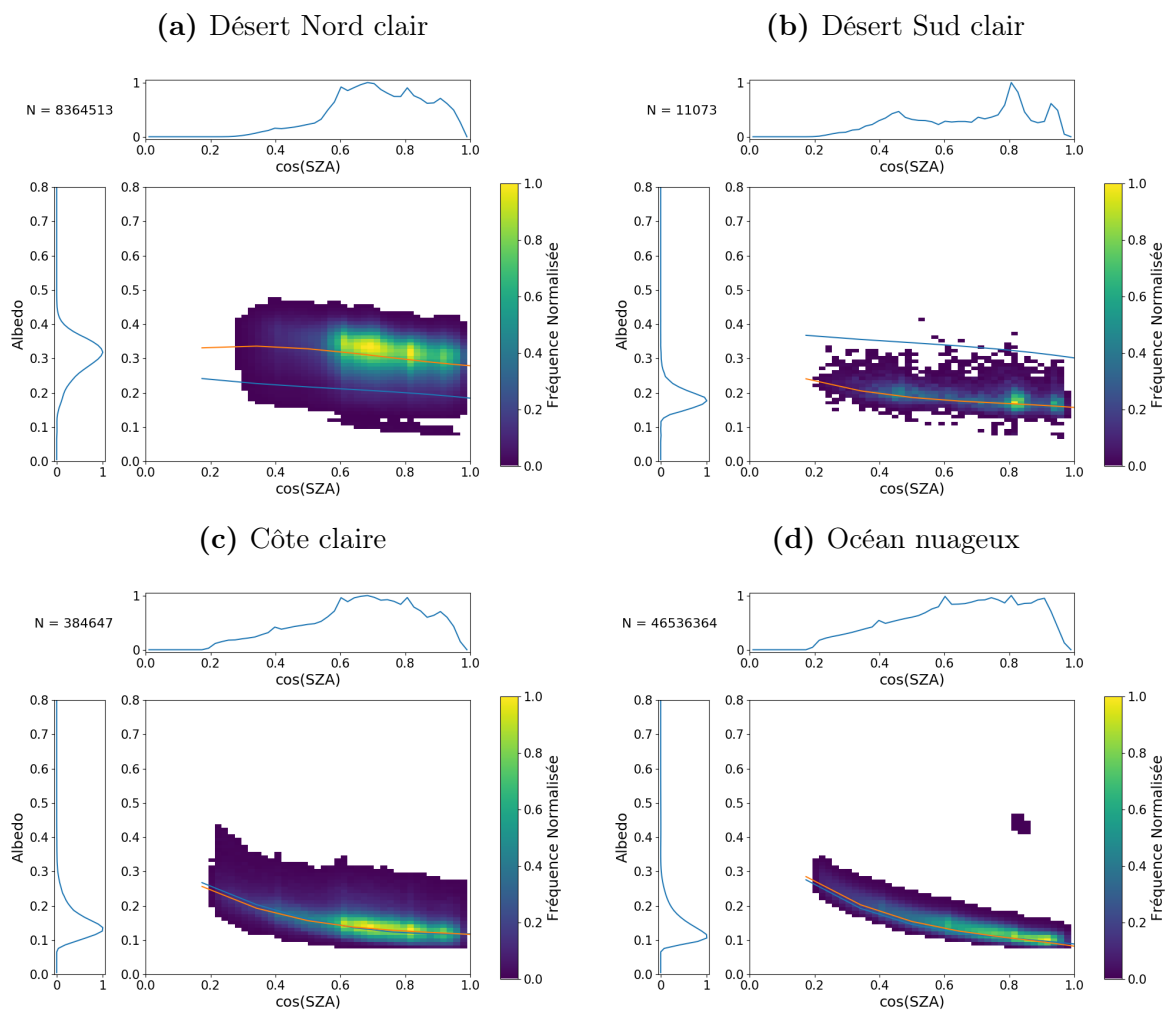


FIGURE A.1 : Histogrammes de 22 mois de données POLDER-3 et modèles angulaires utilisés dans l'algorithme d'extrapolation diurne construits à partir de données POLDER-1.

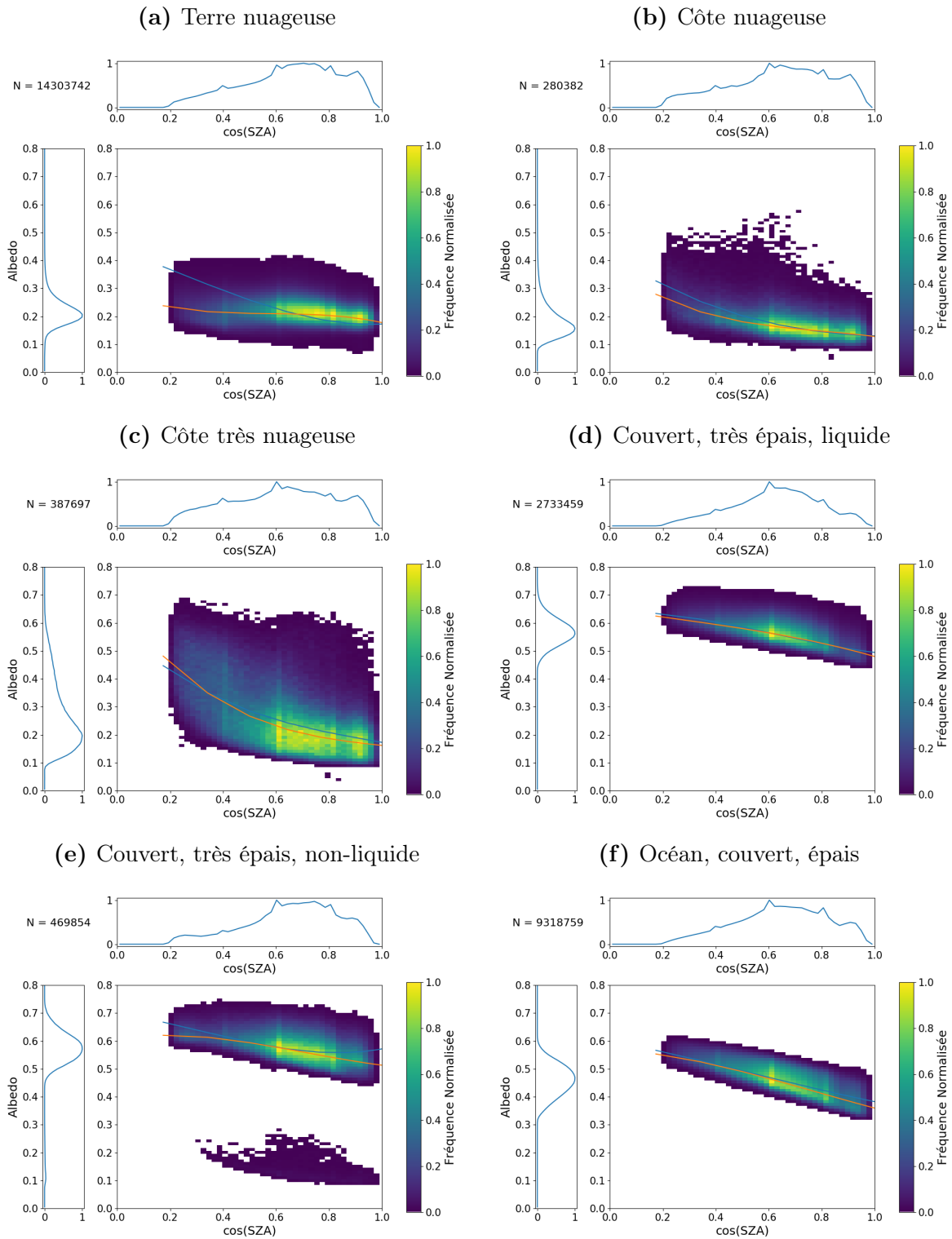


FIGURE A.2 : Histogrammes de 22 mois de données POLDER-3 et modèles angulaires utilisés dans l'algorithme d'extrapolation diurne construits à partir de données POLDER-1.

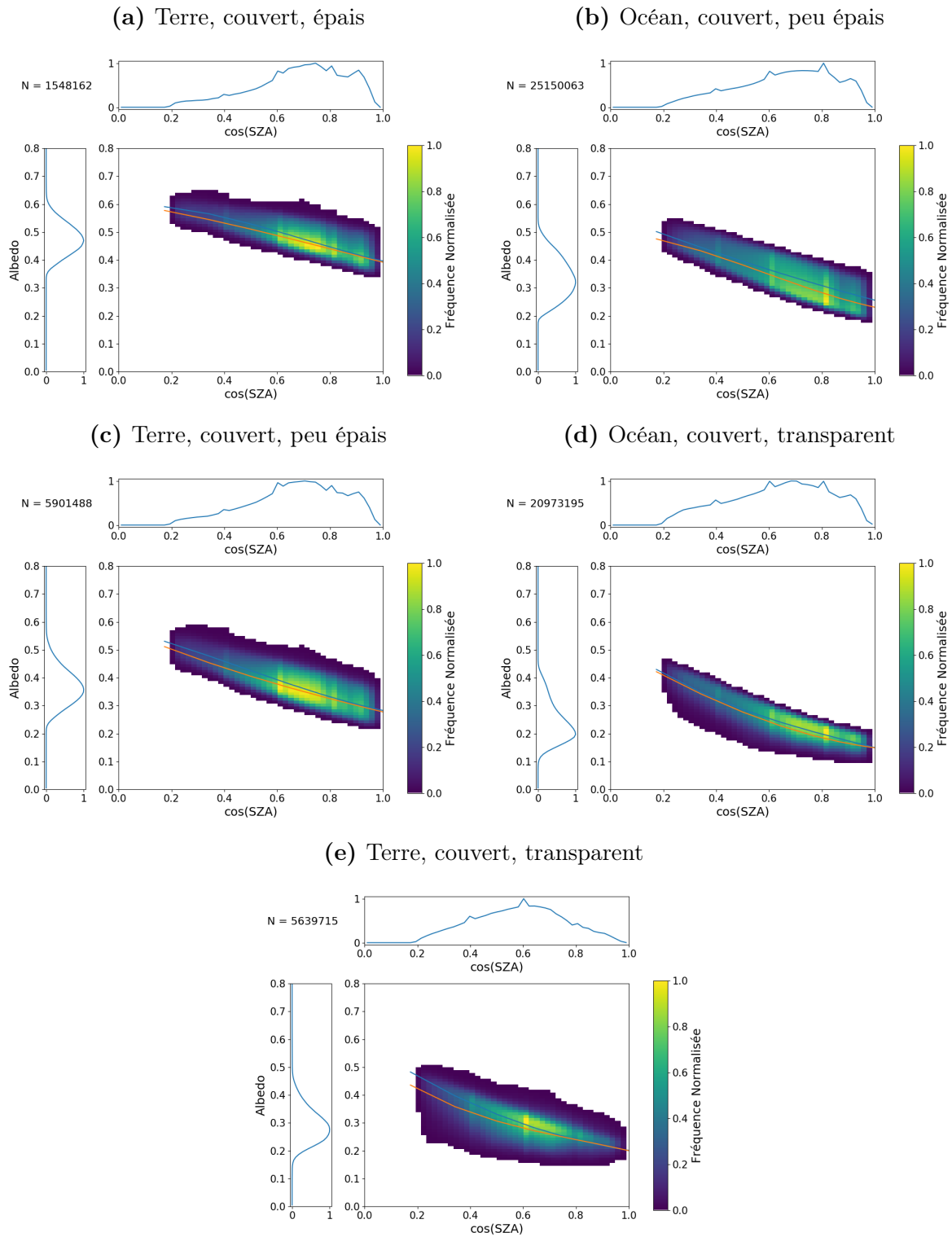


FIGURE A.3 : Histogrammes de 22 mois de données POLDER-3 et modèles angulaires utilisés dans l'algorithme d'extrapolation diurne construits à partir de données POLDER-1.

Modèles angulaires P3

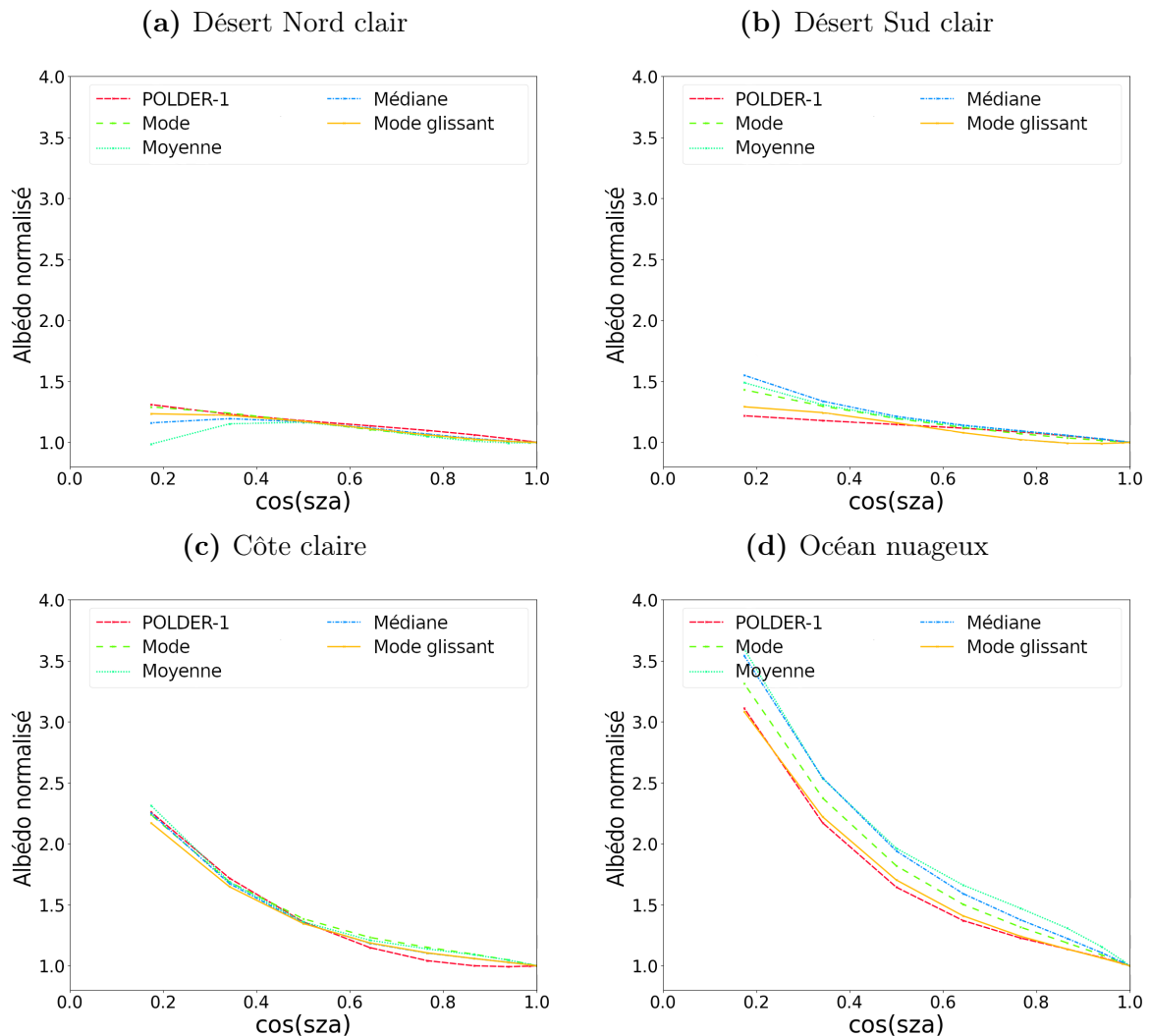


FIGURE B.1 : Modèles angulaires normalisés par la valeur à $\cos(\text{SZA})=0$. Les modèles représentés sont le modèle existant (« POLDER-1 ») et les modèles issus des ajustements sur la moyenne, la médiane, le mode et le mode glissant

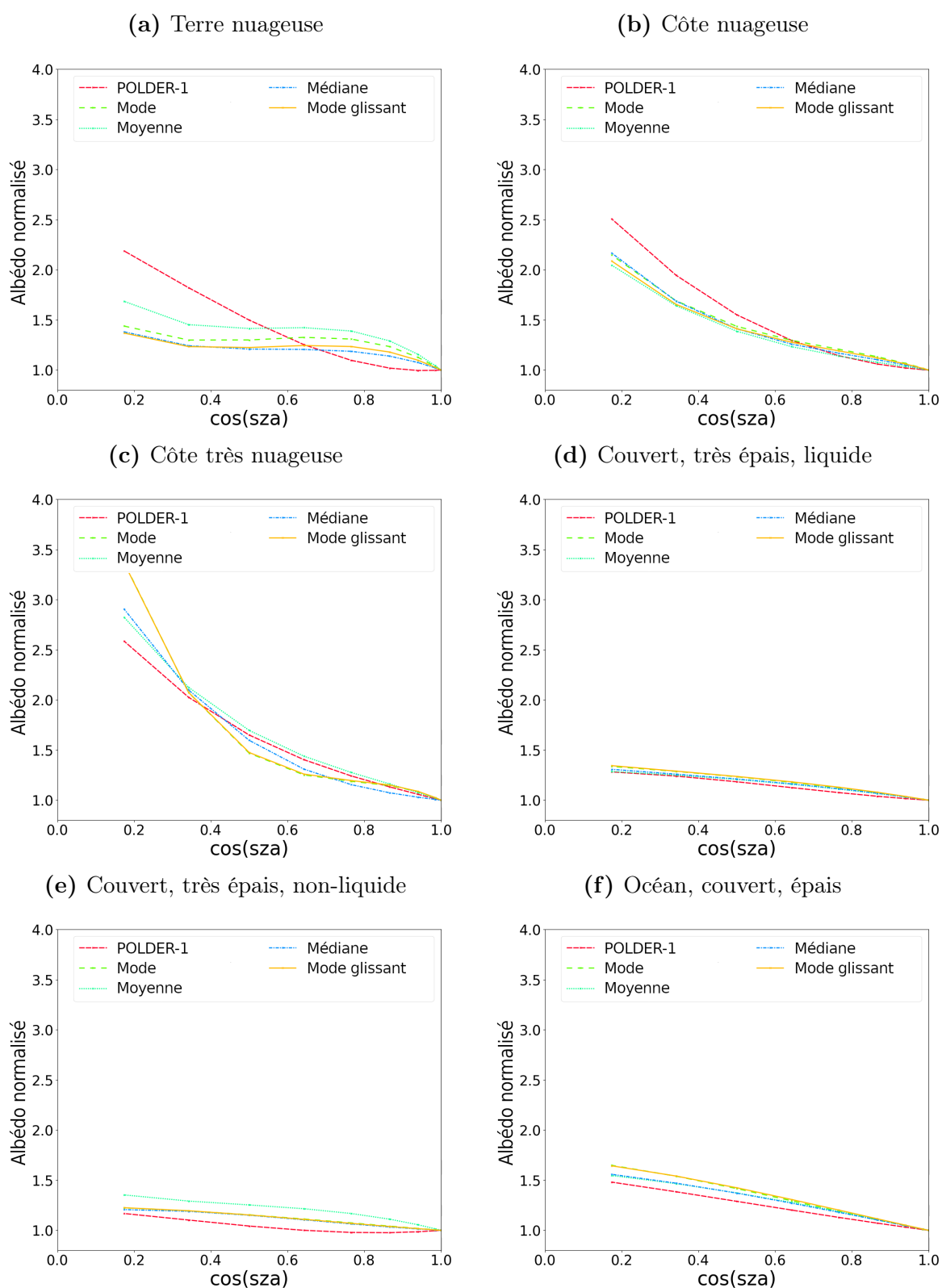


FIGURE B.2 : Modèles angulaires normalisés par la valeur à $\cos(SZA)=0$. Les modèles représentés sont le modèle existant (« POLDER-1 ») et les modèles issus des ajustements sur la moyenne, la médiane, le mode et le mode glissant

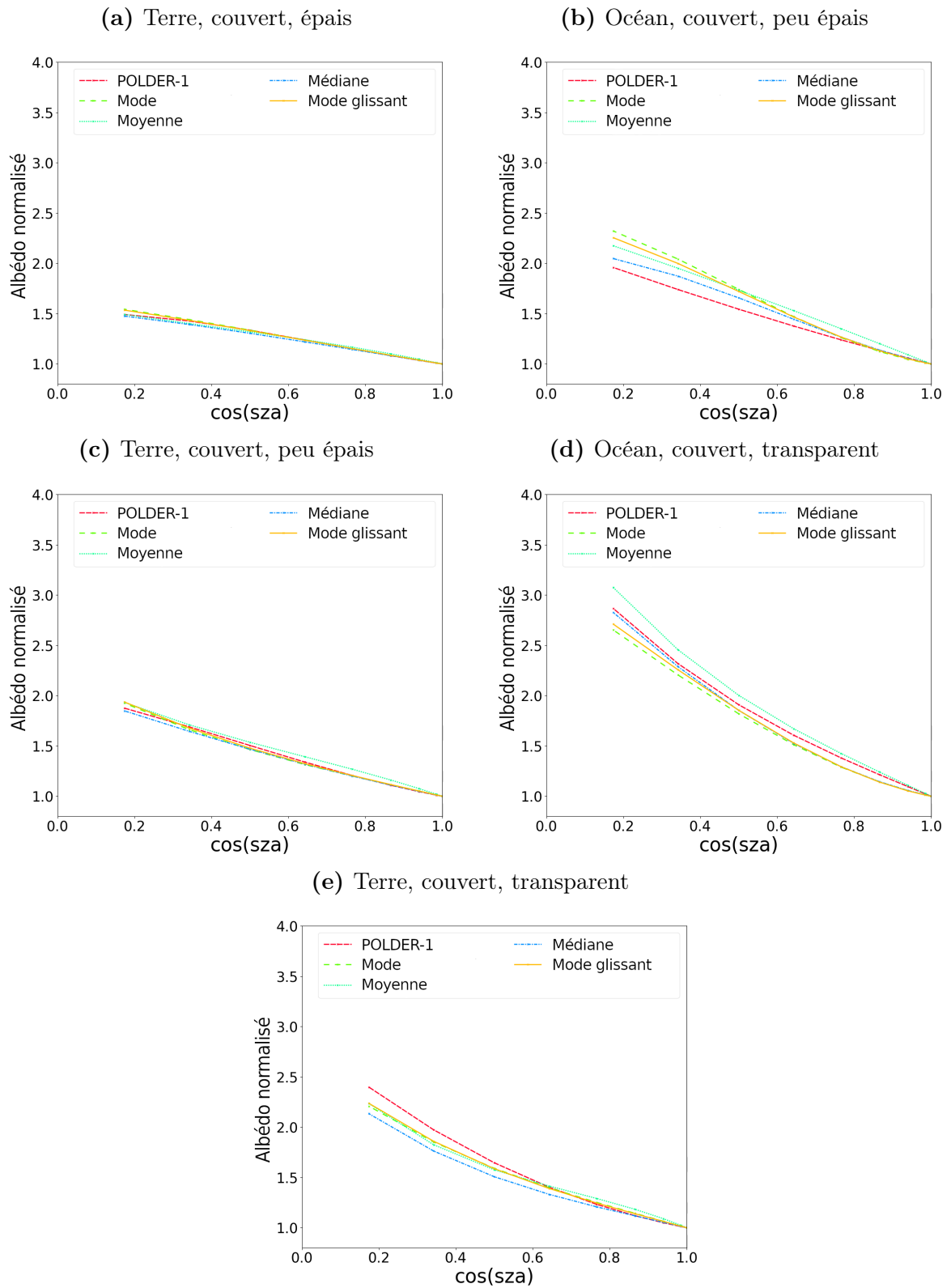


FIGURE B.3 : Modèles angulaires normalisés par la valeur à $\cos(SZA)=0$. Les modèles représentés sont le modèle existant (« POLDER-1 ») et les modèles issus des ajustements sur la moyenne, la médiane, le mode et le mode glissant

Cartes d'occurrences par type de scène

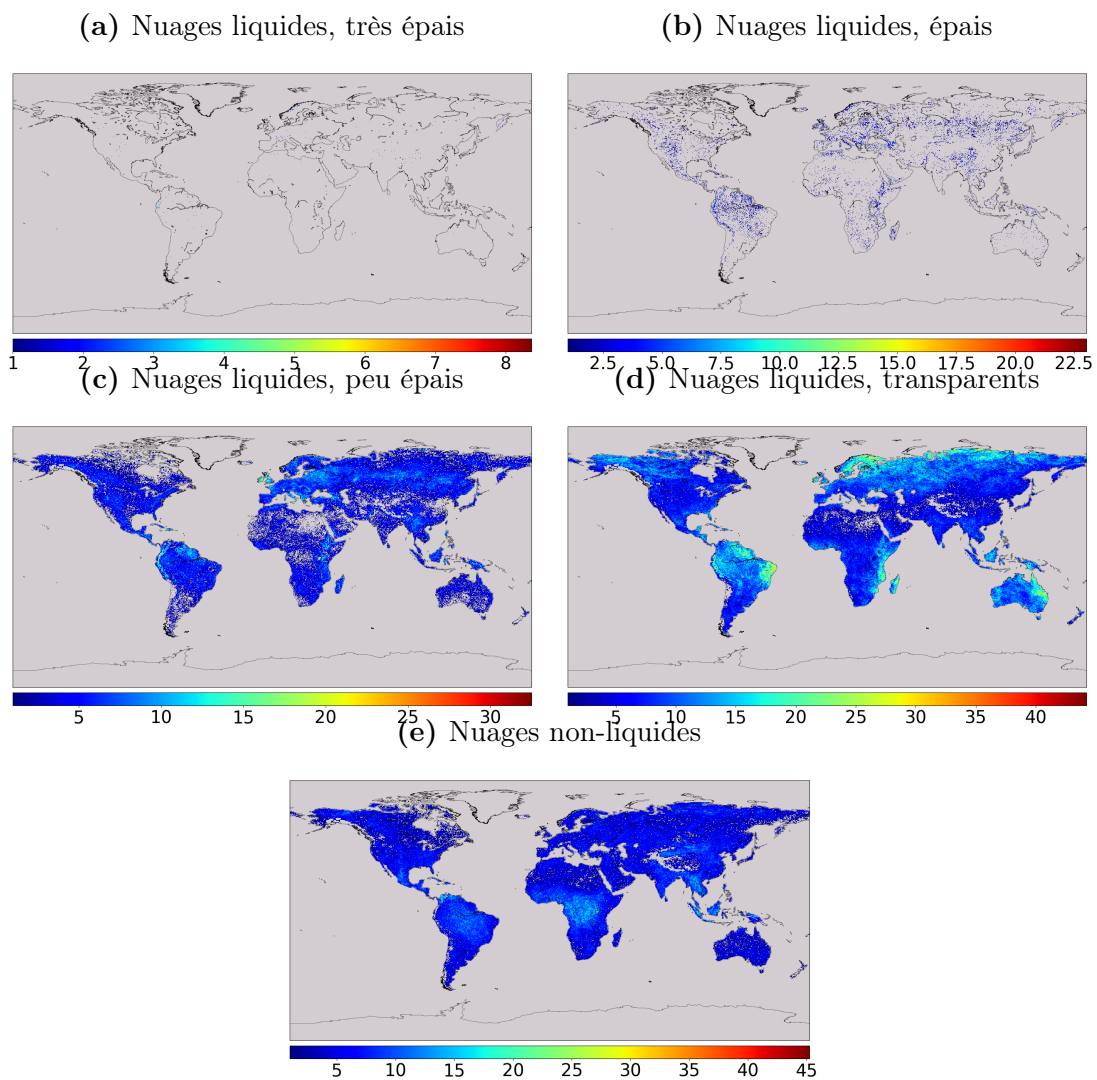


FIGURE C.1 : Nombre d'occurrences des cinq sous-catégories pour la scène « terre très nuageuse ».

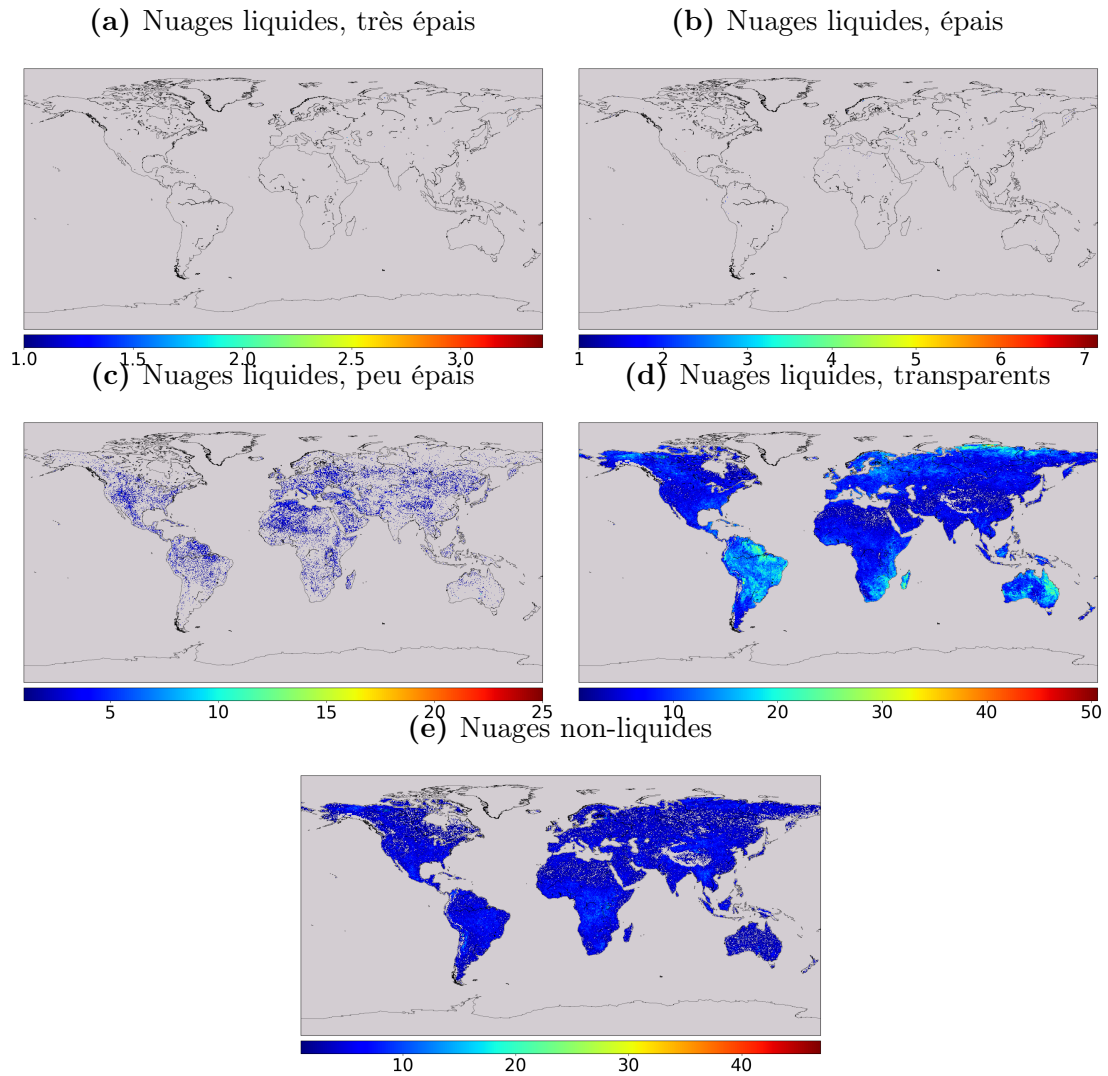


FIGURE C.2 : Nombre d'occurrences des cinq sous-catégories pour la scène « terre nuageuse ».

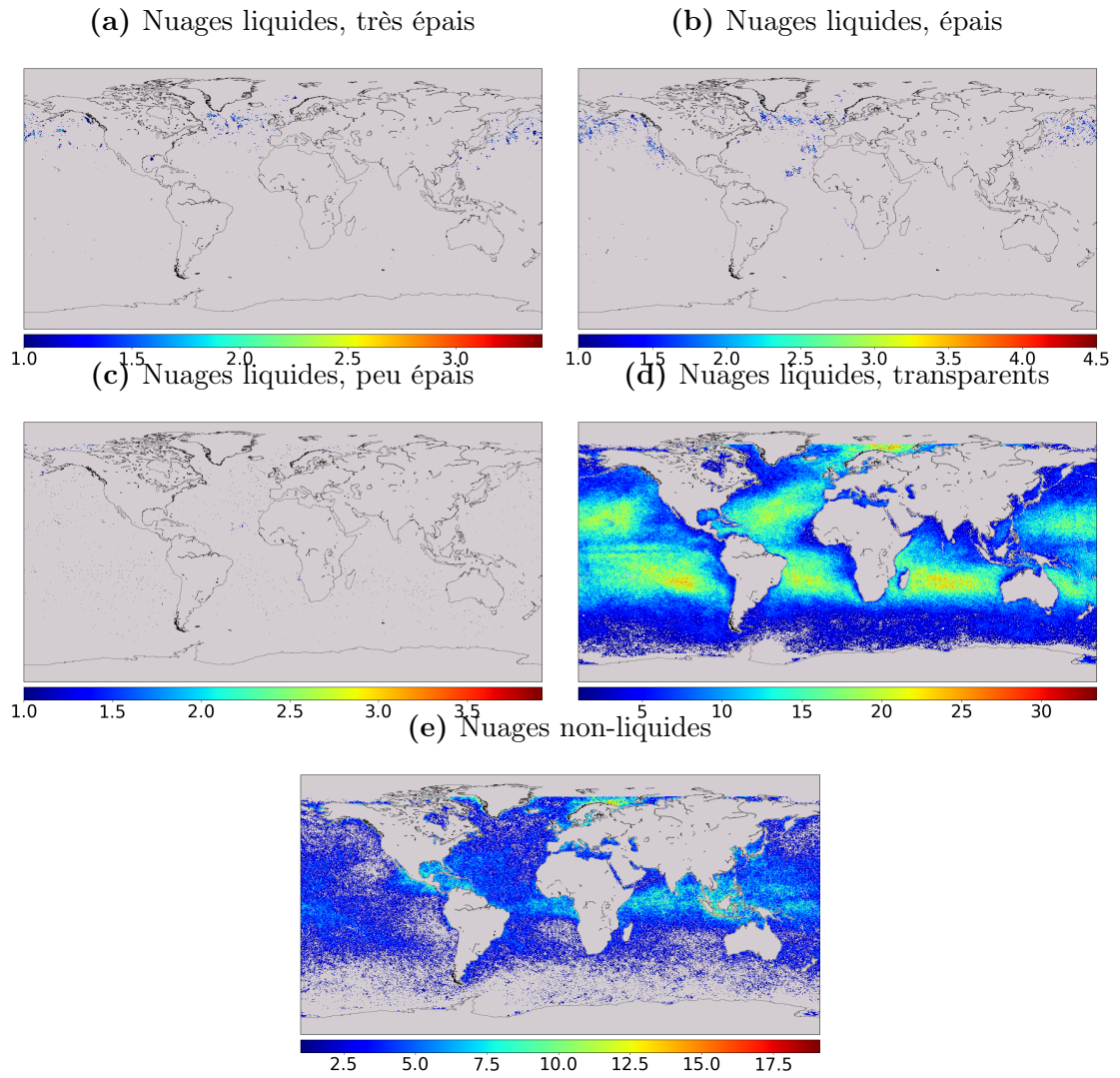


FIGURE C.3 : Nombre d'occurrences des cinq sous-catégories pour la scène « océan nuageux ».

Bibliographie

- Allan, R. P., Liu, C., Loeb, N. G., Palmer, M. D., Roberts, M., Smith, D., and Vidale, P.-L. (2014). Changes in global net radiative imbalance 1985–2012. *Geophysical Research Letters*, 41(15) :5588–5597. _eprint : <https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/pdf/10.1002/2014GL060962>.
- Arrhenius, S. (1896). On the influence of carbonic acid in the air upon the temperature of the ground. *The London, Edinburgh, and Dublin Philosophical Magazine and Journal of Science*, 41(251) :237–276. Publisher : Taylor & Francis.
- Aumann, H. H., Chahine, M. T., Gautier, C., Goldberg, M. D., Kalnay, E., McMillin, L. M., Revercomb, H., Rosenkranz, P. W., Smith, W. L., Staelin, D. H., and others (2003). AIRS/AMSU/HSB on the Aqua mission : Design, science objectives, data products, and processing systems. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 41(2) :253–264.
- Barkstrom, B. R. (1984). The Earth Radiation Budget Experiment (ERBE). *Bulletin of the American Meteorological Society*, 65(11) :1170–1185.
- Barkstrom, B. R. and Smith, G. L. (1986). The Earth Radiation Budget Experiment : Science and implementation. *Reviews of Geophysics*, 24(2) :379–390.
- Bermudo, F., Fougnie, B., and Bret-Dibat, T. (2017). Polder 2 in-flight results and parasol perspectives. In *International Conference on Space Optics — ICSSO 2004*, volume 10568, pages 116 – 123. International Society for Optics and Photonics, SPIE.
- Bermudo, F., Rousseau, S., Pequignot, E., and Bernard, F. (2014). IASI-NG program : A new generation of Infrared Atmospheric Sounding Interferometer. In *2014 IEEE Geoscience and Remote Sensing Symposium*, pages 1373–1376. IEEE.
- Blumstein, D., Chalon, G., Carlier, T., Buil, C., Hebert, P., Maciaszek, T., Ponce, G., Phulpin, T., Tournier, B., Simeoni, D., Astruc, P., Clauss, A., Kayal, G., and Jegou, R. (2004). IASI instrument : technical overview and measured performances. In *Infrared Spaceborne Remote Sensing XII*, volume 5543, pages 196 – 207. SPIE.
- Bouillon, M., Safieddine, S., Whitburn, S., Clarisse, L., Aires, F., Pellet, V., Lezeaux, O., Scott, N. A., Doutriaux-Boucher, M., and Clerbaux, C. (2022). Time evolution of temperature profiles retrieved from 13 years of infrared atmospheric sounding interferometer (IASI) data using an artificial neural network. *Atmospheric Measurement Techniques*, 15(6) :1779–1793. Publisher : Copernicus GmbH.

- Bovensmann, H., Burrows, J. P., Buchwitz, M., Frerick, J., Noël, S., Rozanov, V. V., Chance, K. V., and Goede, A. P. H. (1999). SCIAMACHY : Mission objectives and measurement modes. *Journal of the atmospheric sciences*, 56(2) :127–150.
- Broberg, S., Pagano, T., Manning, E., and Overoye, K. (2020). AIRS Operations, Calibration, and Extended Mission Update. *NASA Sounder Science Team Meeting*.
- Brown, M. E., Beurs, K. M. d., and Marshall, M. (2012). Global phenological response to climate change in crop areas using satellite remote sensing of vegetation, humidity and temperature over 26 years. *Remote Sensing of Environment*, 126 :174–183.
- Bréon, F.-M. and Colzy, S. (2000). Global distribution of cloud droplet effective radius from POLDER polarization measurements. *Geophysical research letters*, 27(24) :4065–4068. Publisher : Wiley Online Library.
- Buriez, J. C., Parol, F., Cornet, C., and Doutriaux-Boucher, M. (2005). An improved derivation of the top-of-atmosphere albedo from POLDER/ADEOS-2 : Narrowband albedos. *Journal of Geophysical Research*, 110(D5) :D05202.
- Buriez, J.-C., Parol, F., Poussi, Z., and Viollier, M. (2007). An improved derivation of the top-of-atmosphere albedo from POLDER/ADEOS-2 : 2. Broadband albedo. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, 112(D19).
- Buriez, J. C., Vanbauce, C., Parol, F., Goloub, P., Herman, M., Bonnel, B., Fouquart, Y., Couvert, P., and Seze, G. (1997). Cloud detection and derivation of cloud properties from POLDER. *International Journal of Remote Sensing*, 18(13) :2785–2813.
- Burt, J. and Smith, B. (2012). Deep space climate observatory : The DSCOVR mission. In *2012 IEEE aerospace conference*, pages 1–13.
- C. -Labonnote, L., Brogniez, G., Doutriaux-Boucher, M., Buriez, J.-C., Gayet, J.-F., and Chepfer, H. (2000). Modeling of light scattering in cirrus clouds with inhomogeneous hexagonal monocrystals. Comparison with in-situ and ADEOS-POLDER measurements. *Geophysical Research Letters*, 27(1) :113–116.
- Cao, Y., Liang, S., Chen, X., and He, T. (2015). Assessment of sea ice albedo radiative forcing and feedback over the Northern Hemisphere from 1982 to 2009 using satellite and reanalysis data. *Journal of Climate*, 28(3) :1248–1259.
- Capderou, M. (1998). Determination of the Shortwave Anisotropic Function for Clear-Sky Desert Scenes from ScaRaB Data : Comparison with Models Issued from Other Satellite Data. *Journal of Applied Meteorology*, 37 :14.
- Cess, R. D. (2005). Water vapor feedback in climate models. *Science*, 310(5749) :795–796. Publisher : American Association for the Advancement of Science.
- Chambers, L., Wielicki, B., and Loeb, N. (2001). Shortwave flux from satellite-measured radiance : A theoretical study over marine boundary layer clouds. *Journal of Applied Meteorology*, 40(12) :2144–2161.
- Chen, C., Dubovik, O., Fuertes, D., Litvinov, P., Lapyonok, T., Lopatin, A., Ducos, F., Derimian, Y., Herman, M., Tanré, D., and others (2020). Validation of GRASP algorithm product from POLDER/PARASOL data and assessment of multi-angular polarimetry potential for aerosol monitoring. *Earth System Science Data*, 12(4) :3573–3620.

- Chen, C., Dubovik, O., Henze, D. K., Chin, M., Lapyonok, T., Schuster, G. L., Ducos, F., Fuertes, D., Litvinov, P., Li, L., and others (2019). Constraining global aerosol emissions using POLDER/PARASOL satellite remote sensing observations. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 19(23) :14585–14606.
- Chen, X., Liang, S., and Cao, Y. (2016). Satellite observed changes in the Northern Hemisphere snow cover phenology and the associated radiative forcing and feedback between 1982 and 2013. *Environmental Research Letters*, 11(8) :084002.
- Chen, X., Liang, S., and Cao, Y. (2017). Sensitivity of summer drying to spring snow-albedo feedback throughout the Northern Hemisphere from satellite observations. *IEEE Geoscience and Remote Sensing Letters*, 14(12) :2345–2349.
- Chen, X., Liang, S., Cao, Y., He, T., and Wang, D. (2015). Observed contrast changes in snow cover phenology in northern middle and high latitudes from 2001–2014. *Scientific reports*, 5(1) :1–9.
- Chen, Z. and Sun, X. (2019). Dynamic spatial fusion of cloud top phase from PARASOL, CALIPSO, cloudsat satellite data. *Journal of Quantitative Spectroscopy and Radiative Transfer*, 224 :176–184.
- Coddington, O., Lean, J. L., Pilewskie, P., Snow, M., and Lindholm, D. (2016). A solar irradiance climate data record. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 97(7) :1265–1282.
- Cox, C. and Munk, W. (1956). Slopes of the sea surface deduced from photographs of sun glitter. *Bulletin of the Scripps Institution of Oceanography*, 6(9) :401–488.
- Cox, S. K. (1976). Observations of cloud infrared effective emissivity. *Journal of Atmospheric Sciences*, 33(2) :287–289.
- Crisp, D. (2015). Measuring atmospheric carbon dioxide from space with the Orbiting Carbon Observatory-2 (OCO-2). In *Earth observing systems xx*, volume 9607, page 960702. International Society for Optics and Photonics.
- Crisp, D., Atlas, R. M., Breon, F.-M., Brown, L. R., Burrows, J. P., Ciais, P., Connor, B. J., Doney, S. C., Fung, I. Y., Jacob, D. J., Miller, C. E., O’Brien, D., Pawson, S., Randerson, J. T., Rayner, P., Salawitch, R. J., Sander, S. P., Sen, B., Stephens, G. L., Tans, P. P., Toon, G. C., Wennberg, P. O., Wofsy, S. C., Yung, Y. L., Kuang, Z., Chudasama, B., Sprague, G., Weiss, B., Pollock, R., Kenyon, D., and Schroll, S. (2004). The Orbiting Carbon Observatory (OCO) mission. *Advances in Space Research*, 34(4) :700–709.
- Curry, J. A., Schramm, J. L., and Ebert, E. E. (1995). Sea ice-albedo climate feedback mechanism. *Journal of Climate*, 8(2) :240–247. Publisher : American Meteorological Society.
- C.-Labonnote, L., Brogniez, G., Buriez, J.-C., Doutriaux-Boucher, M., Gayet, J.-F., and Macke, A. (2001). Polarized light scattering by inhomogeneous hexagonal monocrystals : Validation with ADEOS-POLDER measurements. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, 106(D11) :12139–12153.

- Deaconu, L. T., Waquet, F., Josset, D., Ferlay, N., Peers, F., Thieuleux, F., Ducos, F., Pascal, N., Tanré, D., Pelon, J., and Goloub, P. (2017). Consistency of aerosols above clouds characterization from A-Train active and passive measurements. *Atmospheric Measurement Techniques*, 10(9) :3499–3523.
- Desbois, M., Roca, R., Eymard, L., Viltard, N., Viollier, M., Srinivasan, J., and Narayanan, S. (2003). The Megha-Tropiques mission. In *Atmospheric and Oceanic Processes, Dynamics, and Climate Change*, volume 4899, pages 172–183. SPIE.
- Deschamps, P., Breon, F., Leroy, M., Podaire, A., Bricaud, A., Buriez, J., and Seze, G. (1994). The POLDER mission : instrument characteristics and scientific objectives. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 32(3) :598–615.
- Desmons, M., Ferlay, N., Parol, F., Mcharek, L., and Vanbauce, C. (2013). Improved information about the vertical location and extent of monolayer clouds from polder3 measurements in the oxygen a-band. *Atmospheric Measurement Techniques*, 6(8) :2221–2238.
- Desmons, M., Ferlay, N., Parol, F., Riédi, J., and Thieuleux, F. (2017). A global multilayer cloud identification with POLDER/PARASOL. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 56(4) :1121–1139.
- Dewitte, S. and Clerbaux, N. (2017). Measurement of the Earth radiation budget at the top of the atmosphere — A review. *Remote Sensing*, 9(11) :1143.
- Dewitte, S., Clerbaux, N., and Cornelis, J. (2019). Decadal changes of the reflected solar radiation and the earth energy imbalance.
- Dewitte, S., Jan, C., and Meftah, M. (2022). Centennial total solar irradiance variation. *Remote Sensing*, 14.
- Dewitte, S. and Nevens, S. (2016). The total solar irradiance climate data record. *The Astrophysical Journal*, 830(1) :25.
- Doelling, D. R., Loeb, N. G., Keyes, D. F., Nordeen, M. L., Morstad, D., Nguyen, C., Wielicki, B. A., Young, D. F., and Sun, M. (2013). Geostationary Enhanced Temporal Interpolation for CERES Flux Products. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 30(6) :1072–1090.
- Donahue, T. and Pollack, J. (1983). Origin and evolution of the atmosphere of Venus. *Venus*, pages 1003–1036.
- Donohoe, A. and Battisti, D. S. (2011). Atmospheric and Surface Contributions to Planetary Albedo. *Journal of Climate*, 24(16) :4402–4418.
- Dotson, R. (2013). *Comparative Climatology of Terrestrial Planets*. University of Arizona Press.
- Dufresne, J.-L. (2008). La détermination de la constante solaire par Claude Matthias Pouillet. *La Météorologie [ISSN 0026-1181], 2008, Série 8, N° 60 ; p. 36-43*, 8.
- Dufresne, J.-L. and Treiner, J. (2011). L’effet de serre atmosphérique : plus subtil qu’on ne le croit ! *La météorologie*. Publisher : Société météorologique de France, Paris (FRA).

- Duvel, J.-P., Viollier, M., Raberanto, P., Kandel, R., Haeffelin, M., Pakhomov, L. A., Golovko, V. A., Mueller, J., Stuhlmann, R., and Group, I. S. S. W. (2001). The ScaRaB-Resurs Earth radiation budget dataset and first results. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 82(7) :1397–1408.
- Ehret, G., Bousquet, P., Pierangelo, C., Alpers, M., Millet, B., Abshire, J. B., Bovensmann, H., Burrows, J. P., Chevallier, F., Ciais, P., and others (2017). MERLIN : A French-German space lidar mission dedicated to atmospheric methane. *Remote Sensing*, 9(10) :1052. Publisher : Multidisciplinary Digital Publishing Institute.
- Fang, W., Wang, H., Li, H., and Wang, Y. (2014). Total solar irradiance monitor for Chinese FY-3A and FY-3B satellites–instrument design. *Solar Physics*, 289(12) :4711–4726.
- Ferlay, N., Thieuleux, F., Cornet, C., Davis, A. B., Dubuisson, P., Ducos, F., Parol, F., Riédi, J., and Vanbauce, C. (2010). Toward New Inferences about Cloud Structures from Multidirectional Measurements in the Oxygen A Band : Middle-of-Cloud Pressure and Cloud Geometrical Thickness from POLDER-3/PARASOL. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 49(12) :2492 – 2507. Publisher : American Meteorological Society.
- Flanders, D. H. and Smith, W. L. (1975). *Radiation budget data from the meteorological satellites, ITOS 1 and NOAA 1*, volume 72. National Environmental Satellite Service.
- Flanner, M. G., Shell, K. M., Barlage, M., Perovich, D. K., and Tschudi, M. A. (2011). Radiative forcing and albedo feedback from the Northern Hemisphere cryosphere between 1979 and 2008. *Nature Geoscience*, 4(3) :151–155.
- Fougnie, B., Marbach, T., Lacan, A., Lang, R., Schlüssel, P., Poli, G., Munro, R., and Couto, A. B. (2018). The multi-viewing multi-channel multi-polarisation imager – Overview of the 3MI polarimetric mission for aerosol and cloud characterization. *Journal of Quantitative Spectroscopy and Radiative Transfer*, 219 :23–32.
- Fourier, J. (1824). Remarques générales sur les températures du globe terrestre et des espaces planétaires. In *Annales de Chimie et de Physique*, volume 27, pages 136–167.
- Fröhlich, C. (2009). Total solar irradiance variability : What have we learned about its variability from the record of the last three solar cycles? In *Climate and Weather of the Sun-Earth System (CAWSES) : selected papers from the 2007 Kyoto Symposium*, pages 217–230.
- Garnier, A., Pelon, J., Dubuisson, P., Faivre, M., Chomette, O., Pascal, N., and Kratz, D. P. (2012). Retrieval of cloud properties using CALIPSO Imaging Infrared Radiometer. Part I : Effective emissivity and optical depth. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 51(7) :1407–1425.
- Green, R. N., Suttles, J. T., and Wielicki, B. A. (1990). Angular dependence models for radiance to flux conversion. In Barkstrom, B. R., editor, *Long-Term Monitoring of the Earth’s Radiation Budget*, volume 1299, pages 102 – 111. SPIE.
- Gristey, J. J., Chiu, J. C., Gurney, R. J., Morcrette, C. J., Hill, P. G., Russell, J. E., and Brindley, H. E. (2018). Insights into the diurnal cycle of global Earth outgoing radiation using a numerical weather prediction model. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 18(7) :5129–5145. Publisher : Copernicus GmbH.

- Gristey, J. J., Su, W., Loeb, N. G., Vonder Haar, T. H., Tornow, F., Schmidt, S. K., Hakuba, M. Z., Pilewski, P., and Russell, J. E. (2021). Shortwave Radiance to Irradiance Conversion for Earth Radiation Budget Satellite Observations : A Review. *Remote Sensing*, 13(13) :2640. Publisher : Multidisciplinary Digital Publishing Institute.
- Gupta, P., Joiner, J., Vasilkov, A., and Bhartia, P. K. (2016). Top-of-the-atmosphere shortwave flux estimation from satellite observations :an empirical neural network approach applied with data from the A-train constellation. *Atmospheric Measurement Techniques*, 9(7) :2813–2826.
- Hagolle, O., Guerry, A., Cunin, L., Millet, B., Perbos, J., Laherrere, J.-M., Bret-Dibat, T., and Poutier, L. (1996). POLDER level-1 processing algorithms. *Proceedings of SPIE - The International Society for Optical Engineering*, 2758 :308–319.
- Haines, A. and Patz, J. A. (2004). Health Effects of Climate Change. *JAMA*, 291(1) :99–103.
- Han, Q., Rossow, W. B., and Lacis, A. A. (1994). Near-global survey of effective droplet radii in liquid water clouds using ISCCP data. *Journal of Climate*, 7(4) :465–497.
- Hansen, J., Johnson, D., Lacis, A., Lebedeff, S., Lee, P., Rind, D., and Russell, G. (1981). Climate impact of increasing atmospheric carbon dioxide. *Science*, 213(4511) :957–966. Publisher : American Association for the Advancement of Science.
- Hansen, J., Kharecha, P., Sato, M., Masson-Delmotte, V., Ackerman, F., Beerling, D. J., Hearty, P. J., Hoegh-Guldberg, O., Hsu, S.-L., Parmesan, C., and others (2013). Assessing “dangerous climate change” : Required reduction of carbon emissions to protect young people, future generations and nature. *PloS one*, 8(12) :e81648.
- Hansen, J., Nazarenko, L., Ruedy, R., Sato, M., Willis, J., Genio, A. D., Koch, D., Lacis, A., Lo, K., Menon, S., Novakov, T., Perlwitz, J., Russell, G., Schmidt, G. A., and Tausnev, N. (2005). Earth’s Energy Imbalance : Confirmation and Implications. *Science*, 308(5727) :1431–1435.
- Hansen, J., Sato, M., Kharecha, P., and Von Schuckmann, K. (2011). Earth’s energy imbalance and implications. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 11(24) :13421–13449.
- Harber, D. (2020). Libera Instrument Design Overview. page 18.
- Harries, J. E., Russell, J. E., Hanafin, J. A., Brindley, H., Futyan, J., Rufus, J., Kellock, S., Matthews, G., Wrigley, R., Last, A., and others (2005). The geostationary Earth radiation budget project. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 86(7) :945–960.
- Harrison, E. F., Minnis, P., Barkstrom, B., Ramanathan, V., Cess, R., and Gibson, G. (1990). Seasonal variation of cloud radiative forcing derived from the Earth Radiation Budget Experiment. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, 95(D11) :18687–18703.
- Hartmann, D. L. and Ceppi, P. (2014). Trends in the CERES dataset, 2000–13 : The effects of sea ice and jet shifts and comparison to climate models. *Journal of Climate*, 27(6) :2444–2456.

- Hartmann, D. L., Moy, L. A., and Fu, Q. (2001). Tropical convection and the energy balance at the top of the atmosphere. *Journal of Climate*, 14(24) :4495–4511.
- Heintzenberg, J. and Wendisch, M. (1996). On the sensitivity of cloud albedo to the partitioning of particulate absorbers in cloudy air. *Contributions to atmospheric physics*, 69.
- Herman, J., Huang, L., McPeters, R., Ziemke, J., Cede, A., and Blank, K. (2018). Synoptic ozone, cloud reflectivity, and erythemal irradiance from sunrise to sunset for the whole Earth as viewed by the DSCOVR spacecraft from the Earth–sun Lagrange 1 orbit. *Atmospheric Measurement Techniques*, 11(1) :177–194.
- Hickey, J. R., Alton, B. M., Kyle, H. L., and Hoyt, D. (1988). Total solar irradiance measurements by ERB/Nimbus-7. A review of nine years. *Space science reviews*, 48(3) :321–334.
- Holland, G. and Bruyère, C. L. (2014). Recent intense hurricane response to global climate change. *Climate Dynamics*, 42(3) :617–627. Publisher : Springer.
- House, F. (1965). The radiation balance of the Earth from a satellite. Technical report.
- House, F. B., Gruber, A., Hunt, G. E., and Mecherikunnel, A. T. (1986). History of satellite missions and measurements of the Earth radiation budget (1957–1984). *Reviews of geophysics*, 24(2) :357–377.
- Hunt, G. E., Kandel, R., and Mecherikunnel, A. T. (1986). A history of presatellite investigations of the earth’s radiation budget. *Reviews of geophysics*, 24(2) :351–356. Publisher : Wiley Online Library.
- Jacobowitz, H., Smith, W. L., Howell, H. B., Nagle, F. W., and Hickey, J. R. (1979). The First 18 Months of Planetary Radiation Budget Measurements from the Nimbus 6 ERB Experiment. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 36(3) :501–507.
- Johnson, G. C., Lyman, J. M., and Loeb, N. G. (2016). Improving estimates of Earth’s energy imbalance. *Nature Climate Change*, 6(7) :639–640.
- Justice, C., Vermote, E., Townshend, J., Defries, R., Roy, D., Hall, D., Salomonson, V., Privette, J., Riggs, G., Strahler, A., Lucht, W., Myneni, R., Knyazikhin, Y., Running, S., Nemani, R., Wan, Z., Huete, A., van Leeuwen, W., Wolfe, R., Giglio, L., Muller, J., Lewis, P., and Barnsley, M. (1998). The Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer (MODIS) : land remote sensing for global change research. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 36(4) :1228–1249.
- Kacenelenbogen, M., Vaughan, M. A., Redemann, J., Hoff, R. M., Rogers, R. R., Ferrare, R. A., Russell, P. B., Hostetler, C. A., Hair, J. W., and Holben, B. N. (2011). An accuracy assessment of the CALIOP/CALIPSO version 2/version 3 daytime aerosol extinction product based on a detailed multi-sensor, multi-platform case study. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 11(8) :3981–4000.
- Kacenelenbogen, M. S., Vaughan, M., Redemann, J., Hoff, R. M., Rogers, R., Ferrare, R. A., Russell, P. B., Hostetler, C. A., Hair, J. W., and Holben, B. (2010). CALIOP/CALIPSO : Improvement in the retrieval algorithm and a few applications. In *AGU Fall Meeting Abstracts*, volume 2010, pages A11E–0110.

- Kandel, R., Viollier, M., Raberanto, P., Duvel, J. P., Pakhomov, L., Golovko, V., Trishchenko, A., Mueller, J., Raschke, E., Stuhlmann, R., and others (1998). The ScaRaB Earth radiation budget dataset. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 79(5) :765–784.
- Kato, S. and Loeb, N. G. (2003). Twilight irradiance reflected by the earth estimated from Clouds and the Earth’s Radiant Energy System (CERES) measurements. *Journal of climate*, 16(15) :2646–2650.
- Kawanishi, T., Sezai, T., Ito, Y., Imaoka, K., Takeshima, T., Ishido, Y., Shibata, A., Miura, M., Inahata, H., and Spencer, R. W. (2003). The Advanced Microwave Scanning Radiometer for the Earth Observing System (AMSR-E), NASDA’s contribution to the EOS for global energy and water cycle studies. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 41(2) :184–194.
- Kelly, A., Moyer, E., Mantziaras, D., and Case, W. (2014). Terra mission operations : launch to the present (and beyond). In *Earth Observing Systems XIX*, volume 9218, pages 180 – 191. SPIE.
- King, M., Kaufman, Y., Menzel, W., and Tanré, D. (1992). Remote sensing of cloud, aerosol, and water vapor properties from the moderate resolution imaging spectrometer(MODIS). *IEEE transactions on geoscience and remote sensing*, 30(1) :2–27.
- Kobayashi, H., Shimota, A., Kondo, K., Okumura, E., Kameda, Y., Shimoda, H., and Ogawa, T. (1999). Development and evaluation of the interferometric monitor for greenhouse gases : a high-throughput Fourier-transform infrared radiometer for nadir Earth observation. *Appl. Opt.*, pages 6801–6807.
- Kopp, G. and Lawrence, G. (2005). The total irradiance monitor (TIM) : instrument design. *Solar Physics*, 230(1) :91–109.
- Kopp, G. and Lean, J. L. (2011). A new, lower value of total solar irradiance : Evidence and climate significance. *Geophysical Research Letters*, 38(1).
- Krüger, T. (2013). *Discovering the Ice Ages : international reception and consequences for a historical understanding of climate*. Brill.
- Kyle, H. L., Hickey, J. R., Ardanuy, P. E., Jacobowitz, H., Arking, A., Campbell, G. G., House, F. B., Maschhoff, R., Smith, G. L., Stowe, L. L., and Haar, T. V. (1993). The Nimbus Earth Radiation Budget (ERB) Experiment : 1975 to 1992. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 74(5) :815–830.
- Lee, J., Yang, P., Dessler, A. E., Gao, B.-C., and Platnick, S. (2009). Distribution and Radiative Forcing of Tropical Thin Cirrus Clouds. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 66(12) :3721 – 3731.
- Leroy, M. and Hautecoeur, O. (1999). Anisotropy-corrected vegetation indexes derived from POLDER/ADEOS. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 37(3) :1698–1708.
- Levelt, P. F., Van Den Oord, G. H., Dobber, M. R., Malkki, A., Visser, H., De Vries, J., Stammes, P., Lundell, J. O., and Saari, H. (2006). The ozone monitoring instrument. *IEEE Transactions on geoscience and remote sensing*, 44(5) :1093–1101.

- Liang, S. (2001). Narrowband to broadband conversions of land surface albedo I : Algorithms. *Remote sensing of environment*, 76(2) :213–238. Publisher : Elsevier.
- Liang, S., Shuey, C. J., Russ, A. L., Fang, H., Chen, M., Walthall, C. L., Daughtry, C. S., and Hunt Jr, R. (2003). Narrowband to broadband conversions of land surface albedo : II. Validation. *Remote Sensing of Environment*, 84(1) :25–41. Publisher : Elsevier.
- Liang, S., Stroeve, J., and Box, J. E. (2005). Mapping daily snow/ice shortwave broadband albedo from Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer (MODIS) : The improved direct retrieval algorithm and validation with Greenland in situ measurement. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, 110(D10). Publisher : Wiley Online Library.
- Liang, S., Wang, D., He, T., and Yu, Y. (2019). Remote sensing of Earth’s energy budget : Synthesis and review. *International Journal of Digital Earth*, 12(7) :737–780.
- Lier, P. and Bach, M. (2008). PARASOL a microsatellite in the A-Train for Earth atmospheric observations. *Acta Astronautica - ACTA ASTRONAUT*, 62 :257–263.
- Liu, C. and Zipser, E. J. (2008). Diurnal cycles of precipitation, clouds, and lightning in the tropics from 9 years of TRMM observations. *Geophysical Research Letters*, 35(4).
_eprint : <https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/pdf/10.1029/2007GL032437>.
- Liu, Y., Wang, J., Yao, L., Chen, X., Cai, Z., Yang, D., Yin, Z., Gu, S., Tian, L., Lu, N., and others (2018). The TanSat mission : preliminary global observations. *Science Bulletin*, 63(18) :1200–1207.
- Loeb, N. G., Doelling, D. R., Wang, H., Su, W., Nguyen, C., Corbett, J. G., Liang, L., Mitrescu, C., Rose, F. G., and Kato, S. (2018a). Clouds and the Earth’s Radiant Energy System (CERES) Energy Balanced and Filled (EBAF) Top-of-Atmosphere (TOA) Edition-4.0 Data Product. *Journal of Climate*, 31(2) :895–918.
- Loeb, N. G., Johnson, G. C., Thorsen, T. J., Lyman, J. M., Rose, F. G., and Kato, S. (2021). Satellite and Ocean Data Reveal Marked Increase in Earth’s Heating Rate. *Geophysical Research Letters*, 48(13) :e2021GL093047.
- Loeb, N. G., Kato, S., Loukachine, K., and Manalo-Smith, N. (2005). Angular Distribution Models for Top-of-Atmosphere Radiative Flux Estimation from the Clouds and the Earth’s Radiant Energy System Instrument on the Terra Satellite. Part I : Methodology. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 22(4) :338–351.
- Loeb, N. G., Loukachine, K., Manalo-Smith, N., Wielicki, B. A., and Young, D. F. (2003). Angular Distribution Models for Top-of-Atmosphere Radiative Flux Estimation from the Clouds and the Earth’s Radiant Energy System Instrument on the Tropical Rainfall Measuring Mission Satellite. Part II : Validation. *Journal of Applied Meteorology*, 42 :22.
- Loeb, N. G., Priestley, K. J., Kratz, D. P., Geier, E. B., Green, R. N., Wielicki, B. A., Hinton, P. O., and Nolan, S. K. (2001). Determination of Unfiltered Radiances from the Clouds and the Earth’s Radiant Energy System Instrument. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 40(4) :822–835.
- Loeb, N. G., Thorsen, T. J., Norris, J. R., Wang, H., and Su, W. (2018b). Changes in Earth’s Energy Budget during and after the “Pause” in Global Warming : An Observational Perspective. *Climate*, 6(3) :62.

- Loeb, N. G., Wang, H., Cheng, A., Kato, S., Fasullo, J. T., Xu, K.-M., and Allan, R. P. (2016). Observational constraints on atmospheric and oceanic cross-equatorial heat transports : revisiting the precipitation asymmetry problem in climate models. *Climate Dynamics*, 46(9) :3239–3257.
- London, J. (1962). *A study of the atmospheric heat balance*, volume 57. Research Division, College of Engineering, Department of Meteorology and
- L’Ecuyer, T. S., Beaudoin, H. K., Rodell, M., Olson, W., Lin, B., Kato, S., Clayson, C. A., Wood, E., Sheffield, J., Adler, R., Huffman, G., Bosilovich, M., Gu, G., Robertson, F., Houser, P. R., Chambers, D., Famiglietti, J. S., Fetzer, E., Liu, W. T., Gao, X., Schlosser, C. A., Clark, E., Lettenmaier, D. P., and Hilburn, K. (2015). The Observed State of the Energy Budget in the Early Twenty-First Century. *Journal of Climate*, 28(21) :8319–8346.
- Ma, Y. and Pinker, R. T. (2012). Modeling shortwave radiative fluxes from satellites. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, 117(D23) :n/a–n/a.
- MacDougall, A. H., Avis, C. A., and Weaver, A. J. (2012). Significant contribution to climate warming from the permafrost carbon feedback. *Nature Geoscience*, 5(10) :719–721. Publisher : Nature Publishing Group.
- Madden, R. A. and Ramanathan, V. (1980). Detecting climate change due to increasing carbon dioxide. *Science*, 209(4458) :763–768. Publisher : American Association for the Advancement of Science.
- Manna, A. J. (1985). 25 years of Tiros satellites. *American Meteorological Society, Bulletin*, 66 :421–423.
- Marbach, T., Riedi, J., Lacan, A., and Schlüssel, P. (2015). The 3MI mission : multi-viewing-channel-polarisation imager of the EUMETSAT polar system : second generation (EPS-SG) dedicated to aerosol and cloud monitoring. In *Polarization science and remote sensing VII*, volume 9613, page 961310. International Society for Optics and Photonics.
- Marshak, A., Herman, J., Adam, S., Karin, B., Carn, S., Cede, A., Geogdzhayev, I., Huang, D., Huang, L.-K., Knyazikhin, Y., and others (2018). Earth observations from DSCOVR EPIC instrument. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 99(9) :1829–1850.
- Masson-Delmotte, V., Zhai, P., Pirani, A., Connors, S., Péan, C., Berger, S., Caud, N., Chen, Y., Goldfarb, L., Gomis, M., Huang, M., Leitzell, K., Lonnoy, E., Matthews, J., Maycock, T., Waterfield, T., Yelekçi, O., Yu, R., and Zhou (eds.), B. (2021). *Climate Change 2021 : The Physical Science Basis*. Contribution of Working Group I to the Sixth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change.
- Matthes, K., Funke, B., Andersson, M. E., Barnard, L., Beer, J., Charbonneau, P., Clilverd, M., Dudok de Wit, T., Haberleiter, M., Hendry, A., and others (2017). Solar forcing for CMIP6 (v3. 2). *Geoscientific Model Development*, 10(6) :2247–2302.
- Meisner, B. N. and Arkin, P. A. (1987). Spatial and annual variations in the diurnal cycle of large-scale tropical convective cloudiness and precipitation. *Monthly weather review*, 115(9) :2009–2032.

- Minnis, P., Mayor, S., Smith, W. L., and Young, D. F. (1997). Asymmetry in the diurnal variation of surface albedo. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 35(4) :879–890.
- Minnis, P., Sun-Mack, S., Young, D. F., Heck, P. W., Garber, D. P., Chen, Y., Spangenberg, D. A., Arduini, R. F., Trepte, Q. Z., Smith, W. L., Ayers, J. K., Gibson, S. C., Miller, W. F., Hong, G., Chakrapani, V., Takano, Y., Liou, K., Xie, Y., and Yang, P. (2011). CERES Edition-2 Cloud Property Retrievals Using TRMM VIRS and Terra and Aqua MODIS Data—Part I : Algorithms. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 49(11) :4374–4400.
- Mironova, Z. (1973). Albedo of Earth’s surface and clouds. *Radiation Characteristics of the Atmosphere and the Earth’s Surface (Radiatsionnye Kharakteristiki Atmosfery i Zemnoi Poverkhnosti)*. TT 71-58003–NASA TTF-678–Category 13, page 192.
- NASA/LARC/SD/ASDC (2015). CERES Time-Interpolated TOA Fluxes, Clouds and Aerosols Monthly Aqua Edition4A.
- NASA/LARC/SD/ASDC (2017). CERES and GEO-Enhanced TOA, Within-Atmosphere and Surface Fluxes, Clouds and Aerosols Monthly Terra-Aqua Edition4A.
- North, G. R., Cahalan, R. F., and Coakley Jr, J. A. (1981). Energy balance climate models. *Reviews of Geophysics*, 19(1) :91–121. Publisher : Wiley Online Library.
- Oki, T., Imaoka, K., and Kachi, M. (2010). AMSR instruments on GCOM-W1/2 : Concepts and applications. In *2010 IEEE International Geoscience and Remote Sensing Symposium*, pages 1363–1366. IEEE.
- Parkinson, C. (2003). Aqua : an earth-observing satellite mission to examine water and other climate variables. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 41(2) :173–183.
- Parkinson, C. L. (2013). Summarizing the First Ten Years of NASA’s Aqua Mission. *IEEE Journal of Selected Topics in Applied Earth Observations and Remote Sensing*, 6(3) :1179–1188.
- Parol, F., Riedi, J., Vanbauce, C., Cornet, C., Zeng, S., Thieuleux, F., and Henriot, N. (2013). Climatology of POLDER/PARASOL cloud properties. In *AIP Conference Proceedings*, pages 352–355, Dahlem Cube, Free University, Berlin.
- Peers, F., Waquet, F., Cornet, C., Dubuisson, P., Ducos, F., Goloub, P., Szczap, F., Tanré, D., and Thieuleux, F. (2015). Absorption of aerosols above clouds from POLDER/PARASOL measurements and estimation of their direct radiative effect. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 15(8) :4179–4196.
- Pistone, K., Eisenman, I., and Ramanathan, V. (2014). Observational determination of albedo decrease caused by vanishing Arctic sea ice. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 111(9) :3322–3326.
- Planet, C.-A. C. and Wake, C. (2005). Indicators of climate change in the Northeast. *Clean-Air, Cool Planet*.
- Poore, K. D., Wang, J., and Rossow, W. B. (1995). Cloud layer thicknesses from a combination of surface and upper-air observations. *Journal of Climate*, 8(3) :550–568.

- Qi, J., Zhang, P., Qiu, H., and Fang, W. (2016). Solar Irradiance observation from Fengyun3 meteorological satellites : recent results and future plan. In *EGU General Assembly Conference Abstracts*, pages EPSC2016–741.
- Ramanathan, V., Cess, R., Harrison, E., Minnis, P., Barkstrom, B., Ahmad, E., and Hartmann, D. (1989). Cloud-radiative forcing and climate : Results from the Earth Radiation Budget Experiment. *Science*, 243(4887) :57–63.
- Ranson, K. (2003). NASA’s EOS Terra mission update. In *IGARSS 2003. 2003 IEEE International Geoscience and Remote Sensing Symposium. Proceedings (IEEE Cat. No.03CH37477)*, volume 5, pages 3023–3024 vol.5.
- Raschke, E. and Bandeen, W. (1970). The radiation balance of the planet Earth from radiation measurements of the satellite Nimbus II. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 9(2) :215–238.
- Raschke, E., Vonder Haar, T., Pasternak, M., and Bandeen, W. (1973). The radiation balance of the Earth-atmosphere system from Nimbus 3 radiation measurements.
- Rice, J., Lorentz, S., Lykke, K., Smith, R., and Valero, F. (2011). NISTAR : The NIST advanced radiometer. In *Agu Fall Meeting Abstracts*, volume 2011, pages A33B–0194.
- Rind, D., Chiou, E.-W., Chu, W., Larsen, J., Oltmans, S., Lerner, J., McCormick, M., and McMaster, L. (1991). Positive water vapour feedback in climate models confirmed by satellite data. *Nature*, 349(6309) :500–503. Publisher : Nature Publishing Group.
- Ripley, E. and Redmann, R. (1976). Grassland. Vegetation and the Atmosphere, Vol. 2, J.L. Monteith, Ed. *Academic Press*, 351 :396.
- Roca, R., Brogniez, H., Chambon, P., Chomette, O., Cloché, S., Gosset, M. E., Mahfouf, J.-F., Raberanto, P., and Viltard, N. (2015). The Megha-Tropiques mission : a review after three years in orbit. *Frontiers in Earth Science*, 3 :17.
- Rutan, D. A., Smith, G. L., and Wong, T. (2014). Diurnal Variations of Albedo Retrieved from Earth Radiation Budget Experiment Measurements. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 53(12) :2747–2760.
- Sathiyamoorthy, V., Shukla, B. P., Sikhakolli, R., Chaurasia, S., Simon, B., Gohil, B., and Pal, P. (2013). Top of atmosphere flux from the Megha-Tropiques ScaRaB. *Current Science*, pages 1656–1661.
- Schaefer, K., Lantuit, H., Romanovsky, V. E., Schuur, E. A., and Witt, R. (2014). The impact of the permafrost carbon feedback on global climate. *Environmental Research Letters*, 9(8) :085003. Publisher : IOP Publishing.
- Schott, J. R. (2007). *Remote sensing : the image chain approach*. Oxford University Press on Demand.
- Schuur, E. A., McGuire, A. D., Schädel, C., Grosse, G., Harden, J. W., Hayes, D. J., Hugelius, G., Koven, C. D., Kuhry, P., Lawrence, D. M., and others (2015). Climate change and the permafrost carbon feedback. *Nature*, 520(7546) :171–179. Publisher : Nature Publishing Group.

- Singer, C. E., Lopez-Gomez, I., Zhang, X., and Schneider, T. (2021). Top-of-Atmosphere Albedo Bias from Neglecting Three-Dimensional Cloud Radiative Effects. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 78(12) :4053 – 4069.
- Smith, D. M., Allan, R. P., Coward, A. C., Eade, R., Hyder, P., Liu, C., Loeb, N. G., Palmer, M. D., Roberts, C. D., and Scaife, A. A. (2015). Earth’s energy imbalance since 1960 in observations and CMIP5 models. *Geophysical Research Letters*, 42(4) :1205–1213.
- Smith, N. P., Wilson, R., Szewczyk, Z. P., Thomas, S., and Priestley, K. J. (2018). Early trends on the Clouds and the Earth’s Radiant Energy System (CERES) Flight Model 6 (FM6) instrument’s performance. In Butler, J. J., Xiong, X. J., and Gu, X., editors, *Earth Observing Systems XXIII*, volume 10764, pages 227 – 238. SPIE. Backup Publisher : International Society for Optics and Photonics.
- Smith, W. (1972). Satellite techniques for observing the temperature structure of the atmosphere. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 53(11) :1074–1082. Publisher : American Meteorological Society.
- Smith, W. L., Hickey, J., Howell, H. B., Jacobowitz, H., Hilleary, D. T., and Drummond, A. J. (1977). Nimbus-6 Earth radiation budget experiment. *Applied Optics*, 16(2) :306–318.
- Song, J. (1998). Diurnal asymmetry in surface albedo. *Agricultural and Forest Meteorology*, 92(3) :181–189.
- Song, J. (1999). Phenological influences on the albedo of prairie grassland and crop fields. *International Journal of Biometeorology*, 42(3) :153–157.
- Soon, W. and Legates, D. R. (2013). Solar irradiance modulation of Equator-to-Pole (Arctic) temperature gradients : Empirical evidence for climate variation on multi-decadal timescales. *Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics*, 93 :45–56.
- Standfuss, C., Viollier, M., Kandel, R. S., and Duvel, J. P. (2001). Regional Diurnal Albedo Climatology and Diurnal Time Extrapolation of Reflected Solar Flux Observations : Application to the ScaRaB Record. *Journal of Climate*, 14 :18.
- Stephens, G. (1978). Radiation profiles in extended water clouds. I : Theory. *Journal of Atmospheric Sciences*, 35(11) :2111–2122.
- Stephens, G. L., O’Brien, D., Webster, P. J., Pilewski, P., Kato, S., and Li, J.-L. (2015). The albedo of Earth. *Reviews of Geophysics*, 53(1) :141–163.
- Stephens, G. L., Vane, D. G., Boain, R. J., Mace, G. G., Sassen, K., Wang, Z., Illingworth, A. J., O’connor, E. J., Rossow, W. B., Durden, S. L., and others (2002). The CloudSat mission and the A-Train : A new dimension of space-based observations of clouds and precipitation. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 83(12) :1771–1790.
- Stolarski, R. S., Bloomfield, P., McPeters, R. D., and Herman, J. R. (1991). Total Ozone trends deduced from Nimbus 7 Toms data. *Geophysical Research Letters*, 18(6) :1015–1018.
- Stubenrauch, C., Rossow, W., Cheruy, F., Chédin, A., and Scott, N. (1999). Clouds as seen by satellite sounders (3I) and imagers (ISCCP). Part I : Evaluation of cloud parameters. *Journal of Climate*, 12(8) :2189–2213.

- Su, W., Corbett, J., Eitzen, Z., and Liang, L. (2015). Next-generation angular distribution models for top-of-atmosphere radiative flux calculation from CERES instruments : validation. *Atmospheric Measurement Techniques*, 8(8) :3297–3313.
- Su, W., Liang, L., Doelling, D. R., Minnis, P., Duda, D. P., Khlopenkov, K., Thieman, M. M., Loeb, N. G., Kato, S., Valero, F. P. J., Wang, H., and Rose, F. G. (2018). Determining the Shortwave Radiative Flux From Earth Polychromatic Imaging Camera. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, 123(20) :11,479–11,491.
- Su, W., Minnis, P., Liang, L., Duda, D. P., Khlopenkov, K., Thieman, M. M., Yu, Y., Smith, A., Lorentz, S., Feldman, D., and Valero, F. P. J. (2020). Determining the daytime Earth radiative flux from National Institute of Standards and Technology Advanced Radiometer (NISTAR) measurements. *Atmospheric Measurement Techniques*, 13(2) :429–443.
- Suomi, V. (1962). 19. Differential Cooling From Satellite Observations. In *Proceedings*, page 139. US Government Printing Office.
- Suomi, V. and Kuhn, P. (1958). An economical net radiometer. *Tellus*, 10(1) :160–163.
- Suttles, J. T., Green, R. N., Minnis, P., Smith, G. L., Staylor, W. F., Wielicki, B. A., Walker, I., Young, D., Taylor, V., and Stowe, L. (1988). Angular radiation models for Earth-atmosphere system. volume 1 : Shortwave radiation. Technical report.
- Suttles, J. T., Wielicki, B. A., and Vemury, S. (1992). Top-of-Atmosphere Radiative Fluxes : Validation of ERBE Scanner Inversion Algorithm Using Nimbus-7 ERB Data. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 31(7) :784–796.
- Szewczyk, Z. P. and Priestley, K. J. (2006). Recent field campaigns with CERES instruments. In Slusser, J. R., Schäfer, K., and Comerón, A., editors, *Remote Sensing of Clouds and the Atmosphere XI*, volume 6362, pages 116 – 123. SPIE. Backup Publisher : International Society for Optics and Photonics.
- Sèze, G., Pelon, J., Vanbauce, C., Parol, F., Legleau, H., Derrien, M., and Riedi, J. (2007). Improving cloud climatology analysis using space lidar observations : comparison of SEVIRI and PARASOL with CALIPSO. *Satellite Meteorology*, page 8.
- Team, C. S. (1995). Clouds and the Earth’s Radiant Energy System (CERES) Algorithm Theoretical Basis Document. Volume II-Geolocation, Calibration, and ERBE-Like Analyses (Subsystems 1-3).
- Trenberth, K. E., Dai, A., van der Schrier, G., Jones, P. D., Barichivich, J., Briffa, K. R., and Sheffield, J. (2014a). Global warming and changes in drought. *Nature Climate Change*, 4(1) :17–22.
- Trenberth, K. E., Fasullo, J. T., and Balmaseda, M. A. (2014b). Earth’s Energy Imbalance. *Journal of Climate*, 27(9) :3129–3144.
- Trenberth, K. E., Fasullo, J. T., and Kiehl, J. (2009). Earth’s Global Energy Budget. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 90(3) :311–324.
- Trenberth, K. E., Fasullo, J. T., Von Schuckmann, K., and Cheng, L. (2016). Insights into Earth’s energy imbalance from multiple sources. *Journal of Climate*, 29(20) :7495–7505.

- Trepte, Q. Z., Minnis, P., Sun-Mack, S., Yost, C. R., Chen, Y., Jin, Z., Hong, G., Chang, F., Smith, W. L., Bedka, K. M., and Chee, T. L. (2019). Global Cloud Detection for CERES Edition 4 Using Terra and Aqua MODIS Data. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 57(11) :9410–9449.
- Trémas, T. L., Aznay, O., and Chomette, O. (2016). ScaRaB and CERES-Terra : results of the inter-comparison campaigns. In *Infrared Remote Sensing and Instrumentation XXIV*, volume 9973, pages 61 – 82. SPIE.
- Tyndall, J. (1860a). On the Absorption and Radiation of Heat by Gaseous Matter.—Second Memoir. *Proceedings of the Royal Society of London*, 11 :558–561. Publisher : JSTOR.
- Tyndall, J. (1860b). VII. Note on the transmission of radiant heat through gaseous bodies. *Proceedings of the Royal Society of London*, (10) :37–39. Publisher : The Royal Society London.
- Very, F. W. (1913). The earth’s albedo. *Astronomische Nachrichten*, 196 :269.
- Vidal, A. (1991). Atmospheric and emissivity correction of land surface temperature measured from satellite using ground measurements or satellite data. *REMOTE SENSING*, 12(12) :2449–2460. Publisher : Taylor & Francis.
- Viollier, M., Standfuss, C., and Parol, F. (2002). Monthly means of reflected solar flux from POLDER (ADEOS-1) and comparison with ERBE, ScaRaB and CERES. *Geophysical Research Letters*, 29(10) :141–1–141–4.
- Voigt, A., Stevens, B., Bader, J., and Mauritsen, T. (2013). The observed hemispheric symmetry in reflected shortwave irradiance. *Journal of Climate*, 26(2) :468–477.
- Von Schuckmann, K., Cheng, L., Palmer, M., Hansen, J., Tassone, C., Aich, V., Adusumilli, S., Beltrami, H., Boyer, T., Cuesta-Valero, F.-J., Desbruyères, D., Domingues, C., García-García, A., Gentine, P., Gilson, J., Gorfer, M., Haimberger, L., Ishii, M., Johnson, G. C., Killick, R., King, B. A., Kirchengast, G., Kolodziejczyk, N., Lyman, J., Marzeion, B., Mayer, M., Monier, M., Monselesan, D. P., Purkey, S., Roemmich, D., Schweiger, A., Seneviratne, S. I., Shepherd, A., Slater, D. A., Steiner, A. K., Straneo, F., Timmermans, M.-L., and Wijffels, S. E. (2020). Heat stored in the Earth system : where does the energy go? *Earth System Science Data*, 12(3) :2013–2041.
- Von Schuckmann, K., Palmer, M. D., Trenberth, K. E., Cazenave, A., Chambers, D., Champollion, N., Hansen, J., Josey, S. A., Loeb, N., Mathieu, P.-P., Meyssignac, B., and Wild, M. (2016). An imperative to monitor Earth’s energy imbalance. *Nature Climate Change*, 6(2) :138–144.
- Vonder Haar, T. (1968). *Variations of the Earth’s radiation budget*. The University of Wisconsin-Madison.
- Vonder Haar, T. and Suomi, V. (1969). Satellite observations of the Earth’s radiation budget. *Science*, 163(3868) :667–669.
- Vonder Haar, T. H. and Suomi, V. E. (1971). Measurements of the Earth’s radiation budget from satellites during a five-year period. Part I : Extended time and space means. *Journal of Atmospheric Sciences*, 28(3) :305–314.

- Wallner, O., Reinert, T., and Straif, C. (2017). METIMAGE : a spectro-radiometer for the VII mission onboard METOP-SG. In *International Conference on Space Optics—ICSO 2016*, volume 10562, page 105620E. International Society for Optics and Photonics.
- Walsh, K. J., McBride, J. L., Klotzbach, P. J., Balachandran, S., Camargo, S. J., Holland, G., Knutson, T. R., Kossin, J. P., Lee, T.-c., Sobel, A., and others (2016). Tropical cyclones and climate change. *Wiley Interdisciplinary Reviews : Climate Change*, 7(1) :65–89. Publisher : Wiley Online Library.
- Wang, H. and Pinker, R. T. (2009). Shortwave radiative fluxes from MODIS : Model development and implementation. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, 114(D20).
- Waquet, F., Cornet, C., Deuzé, J.-L., Dubovik, O., Ducos, F., Goloub, P., Herman, M., Lapyonok, T., Labonnote, L. C., Riedi, J., Tanré, D., Thieuleux, F., and Vanbauce, C. (2013). Retrieval of aerosol microphysical and optical properties above liquid clouds from POLDER/PARASOL polarization measurements. *Atmospheric Measurement Techniques*, 6(4) :991–1016.
- Webster, P. J., Holland, G. J., Curry, J. A., and Chang, H.-R. (2005). Changes in tropical cyclone number, duration, and intensity in a warming environment. *Science*, 309(5742) :1844–1846. Publisher : American Association for the Advancement of Science.
- Weinstein, M. and Suomi, V. E. (1961). Analysis of satellite infrared radiation measurements on a synoptic scale. *Monthly Weather Review*, 89(11) :419–428.
- Whiteman, D. N., Melfi, S., and Ferrare, R. (1992). Raman lidar system for the measurement of water vapor and aerosols in the Earth’s atmosphere. *Applied optics*, 31(16) :3068–3082. Publisher : Optical Society of America.
- Wiederhold, P. R. (2012). *Water vapor measurement : methods and instrumentation*. CRC press.
- Wielicki, B. A., Barkstrom, B. R., Harrison, E. F., Lee, R. B., Smith, G. L., and Cooper, J. E. (1996). Clouds and the Earth’s Radiant Energy System (CERES) : An Earth Observing System Experiment. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 77(5) :853–868.
- Wielicki, B. A., Wong, T., Loeb, N., Minnis, P., Priestley, K., and Kandel, R. (2005). Changes in Earth’s Albedo Measured by Satellite. *Science*, 308(5723) :825–825.
- Winker, D. M., Pelon, J. R., and McCormick, P. M. (2003). CALIPSO mission : spaceborne lidar for observation of aerosols and clouds. In *Lidar Remote Sensing for Industry and Environment Monitoring III*, volume 4893, pages 1–11. International Society for Optics and Photonics.
- Wong, T., Smith, G. L., Kato, S., Loeb, N. G., Kopp, G., and Shrestha, A. K. (2018). On the lessons learned from the operations of the ERBE nonscanner instrument in space and the production of the nonscanner TOA radiation budget data set. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 56(10) :5936–5947.

- Yang, F., Mitchell, K., Hou, Y.-T., Dai, Y., Zeng, X., Wang, Z., and Liang, X.-Z. (2008). Dependence of Land Surface Albedo on Solar Zenith Angle : Observations and Model Parameterization. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 47(11) :2963–2982.
- Yang, G.-Y. and Slingo, J. (2001). The diurnal cycle in the tropics. *Monthly Weather Review*, 129(4) :784–801.
- Yang, P., Zhang, L., Hong, G., Nasiri, S. L., Baum, B. A., Huang, H.-L., King, M. D., and Platnick, S. (2007). Differences between collection 4 and 5 MODIS ice cloud optical/microphysical products and their impact on radiative forcing simulations. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 45(9) :2886–2899.
- Young, D. F., Minnis, P., Doelling, D. R., Gibson, G. G., and Wong, T. (1998). Temporal Interpolation Methods for the Clouds and the Earth’s Radiant Energy System (CERES) Experiment. *Journal of Applied Meteorology*, 37 :19.
- Zawodny, J. M. and McCormick, M. P. (1991). Stratospheric Aerosol and Gas Experiment II measurements of the quasi-biennial oscillations in ozone and nitrogen dioxide. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, 96(D5) :9371–9377.
- Zeng, S., Cornet, C., Parol, F., Riedi, J., and Thieuleux, F. (2012). A better understanding of cloud optical thickness derived from the passive sensors MODIS/AQUA and POLDER/PARASOL in the A-Train constellation. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 12(23) :11245–11259.
- Zeng, S., Riedi, J., Trepte, C., Winker, D., and Hu, Y.-X. (2014). Study of global cloud droplet number concentration with A-Train satellites. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 14(14) :7125–7134.
- Zhang, P., Yang, J., Dong, C., Lu, N., Yang, Z., and Shi, J. (2009). General introduction on payloads, ground segment and data application of Fengyun 3A. *Frontiers of Earth Science in China*, 3(3) :367–373.
- Zhu, P., Van Ruymbeke, M., Karatekin, O., Noël, J.-P., Thuillier, G., Dewitte, S., Chevalier, A., Conscience, C., Janssen, E., Meftah, M., and others (2015). A high dynamic radiation measurement instrument : the Bolometric Oscillation Sensor (BOS). *Geoscientific Instrumentation, Methods and Data Systems*, 4(1) :89–98.