

UNIVERSITÉ DU QUÉBEC À RIMOUSKI

VALIDATION DE MODÈLES D'ÉCLAIREMENT INCIDENT À LA
SURFACE DE L'EAU EN ARCTIQUE

MÉMOIRE

PRÉSENTÉ

COMME EXIGENCE PARTIELLE
DE LA MAÎTRISE EN GÉOGRAPHIE

PAR

LALIBERTÉ JULIEN

2015

UNIVERSITÉ DU QUÉBEC À RIMOUSKI
Service de la bibliothèque

Avertissement

La diffusion de ce mémoire ou de cette thèse se fait dans le respect des droits de son auteur, qui a signé le formulaire « Autorisation de reproduire et de diffuser un rapport, un mémoire ou une thèse ». En signant ce formulaire, l'auteur concède à l'Université du Québec à Rimouski une licence non exclusive d'utilisation et de publication de la totalité ou d'une partie importante de son travail de recherche pour des fins pédagogiques et non commerciales. Plus précisément, l'auteur autorise l'Université du Québec à Rimouski à reproduire, diffuser, prêter, distribuer ou vendre des copies de son travail de recherche à des fins non commerciales sur quelque support que ce soit, y compris l'Internet. Cette licence et cette autorisation n'entraînent pas une renonciation de la part de l'auteur à ses droits moraux ni à ses droits de propriété intellectuelle. Sauf entente contraire, l'auteur conserve la liberté de diffuser et de commercialiser ou non ce travail dont il possède un exemplaire.

TABLE DES MATIÈRES

LISTE DES FIGURES	vii
LISTE DES TABLEAUX	xi
RÉSUMÉ	xiii
INTRODUCTION	1
CHAPITRE I	
MISE EN CONTEXTE	3
1.1 OBJECTIF	8
1.2 ORGANISATION DU MÉMOIRE	9
CHAPITRE II	
CADRE THÉORIQUE	11
2.1 SCHÉMA GÉNÉRAL	12
2.2 ANCRAGE THÉORIQUE	17
2.2.1 Propriétés optiques inhérentes	18
2.2.2 Propriétés optiques apparentes	20
2.2.3 Propriétés optiques de l’atmosphère	26
2.2.4 Aérosols	27
2.2.5 Gaz	30
2.2.6 Nuages	32
2.3 Transfert radiatif	37
2.4 Modèles d’estimation de l’éclairement incident	43
2.4.1 Méthode d’estimation du PAR par les satellites de la couleur de l’eau (Frouin <i>et al.</i> , 2003)	44
2.4.2 Méthode d’estimation du PAR par les satellites météorologiques (Bélanger <i>et al.</i> , 2013)	54
CHAPITRE III	
MÉTHODOLOGIE	61
3.1 Base de données in situ	63

3.1.1	Compilation des données in situ de différentes sources	63
3.1.2	Contrôle de qualité	66
3.1.3	Intégration spatiale et temporelle	71
3.1.4	Quantification de l'incertitude	75
3.1.5	Structure de la base de donnée in situ	78
3.2	Méthodes satellitaires	79
3.2.1	Estimations du <i>PAR</i> avec la méthode de Bélanger	79
3.2.2	Estimation <i>PAR</i> de SeaWiFS et MODIS	81
3.3	Examiner les erreurs et les sources de biais	84
CHAPITRE IV		
EVALUATION OF SATELLITE-BASED ALGORITHMS TO ESTIMATE PHO-		
TOSYNTHETICALLY AVAILABLE RADIATION (PAR) REACHING THE		
OCEAN SURFACE AT HIGH NORTHERN LATITUDES		
		89
RÉSUMÉ		
		91
4.1	Introduction	92
4.2	Satellite-based methods to estimate surface solar irradiance	95
4.2.1	Look-Up-Table (LUT) approach	95
4.2.2	OBPG approach	98
4.3	Data and Methods	99
4.3.1	<i>In situ</i> measurements	99
4.3.2	Satellite data	102
4.3.3	Matchup exercises	103
4.3.4	Evaluation metrics	104
4.4	Results	105
4.4.1	Evaluation of LUT method	105
4.4.2	Evaluation of OBPG method	106
4.4.3	LUT versus OBPG methods	111
4.5	Discussion	115

4.5.1	Comparison of performance by various studies	115	
4.5.2	Arctic environment issues	117	
4.6	Conclusion and perspectives	122	
CHAPITRE V			
CONCLUSION			125
5.1	Les sujets traités	125	
5.2	La nature et l'envergure du travail	126	
5.3	Perspective	127	
BIBLIOGRAPHIE			129

LISTE DES FIGURES

Figure	Page
2.1 Radiation solaire et transmittance par les gaz atmosphériques - tiré et adapté de Jensen (2005) p.189	13
2.2 Géométrie des propriétés optiques inhérentes	18
2.3 Géométrie des propriétés optiques apparentes, tiré et adapté de Mueller et Center (2003)	20
2.4 Géométrie du signal enregistré au satellite, inspiré de (Antoine, 1998)	24
2.5 Fenêtres atmosphériques entre 200 et 1000nm (adapté de Jensen 2000). La bande jaune correspond à l'intervalle de la lumière visible.	27
2.6 Exemple de transmission des gaz de vapeur d'eau (haut) et d'ozone (bas) pour un profil standard (US62), tiré de Aubé (2003). La bande jaune correspond à l'intervalle de la lumière visible.	31
2.7 Transmission intégrée spectralement des gaz pour la section visible du spectre, variant de 30 à 90°, simulé à partir de 6S.	32
2.8 Schématisation de deux observateurs et de l'éclairement relatif qu'ils peuvent recevoir sous le soleil	33
2.9 L'albédo spectral de la glace de mer en période de fonte (7 juillet au 12 août) - Tiré de Perovich <i>et al.</i> 2002. La bande jaune correspond à l'intervalle de la lumière visible.	35
2.10 Schéma conceptuel de l'atténuation de la lumière	37
2.11 Augmentation du chemin optique avec l'augmentation de l'angle zénithal solaire	41
2.12 Schéma de l'estimation du PAR à partir des satellites de la couleur de l'eau, tiré et adapté de Frouin et Chertock 1992.	49
2.13 Exemple de produits FD-SFR (ISCCP) et SSMI (NSIDC) du 21 juin 1998	55
2.14 Représentation schématique de la méthode d'estimation du PAR de Bélanger	59

3.1	Schéma méthodologique général du projet	62
3.2	Quantité de <i>PAR</i> instantané enregistré pour la mission ArcticNet2009	66
3.3	<i>PAR</i> in situ pour la journée 266 de l'année 2006 avec erreur sur le temps associé aux données <i>PAR</i>	68
3.4	<i>PAR</i> in situ pour la journée 266 de l'année 2006 avec le bon temps associé	68
3.5	<i>PAR</i> in situ pour la journée 280 de l'année 2009 où un nuage rendrait la méthode de sélection automatique inefficace.	70
3.6	<i>PAR</i> in situ pour la journée 164 de l'année 2004, une journée où le ciel est dégagé sauf pour quelques brefs nuages passagés	73
3.7	<i>PAR</i> in situ pour la journée 232 de l'année 2005, une journée où les conditions environnementales (notamment le couvert nuageux) sont très variables	73
3.8	Comparaison absolue entre les mesures enregistrées par les 2 capteurs <i>PAR</i> une fois intégrés sur la journée. Le capteur de référence est le <i>PAR lite</i>	77
3.9	<i>PAR</i> de MODIS-A pour le 21 juin 2004, téléchargé du site d' <i>Ocean Color</i>	83
4.1	Diagram of the study objectives.	95
4.2	Yearly repartition per month of <i>in situ</i> measurements.	101
4.3	June 12th 2004 (DOY = 164) around 71°, -127°, A) Example of measured surface PAR and expected SZA calculated as a function of attributed position and timestamp; B) PAR versus SZA scatterplot with Pearsons R.	101
4.4	Scatter plot of <i>in situ</i> daily PAR versus satellite-derived daily PAR using the LUT method. The dot color corresponds to the surface state derived from the NSIDC (Ice for SIC ≥ 10%). Dashed line marks the 30% error. Inset is the scatter plot in logarithmic scale.	107

- 4.5 Examples of diurnal variability of modeled and measured irradiance, and environmental conditions along the ship track for two contrasting situations. On the left hand side, observations were made on August 21st (day 233) 2005 in northern Baffin Bay. On the right hand side, observations were made on August 9th (day 221) 2007 in Hudson Bay. Panels depict : a) 24 hourly ship position along the transects; b) the retrieved daily PAR values from MODIS-Aqua (squares), MODIS-Terra (circles), SeaWiFS (triangles) and the mean of the three (thick black line); c) interpolated ISCCP parameters (yellow : $O_3/1000$, black : CF and thickness the τ_{cl}) for each time and position and surface albedo (blue) calculated using nearest neighbor SIC; d) measured instant PAR (solid line) and its corresponding estimate using the LUT method (dashed line) with inputs presented in c), and the clear sky radiative transfert simulation computed with local conditions (dotted line). 109
- 4.6 Scatterplot of *in situ* dail PAR versus satellite-derived daily PAR using the OBPB method. The dot colors correspond to CVintraday and the inset is a cumulative frequency distribution of the number of matchup as a function of CVintraday threshold. 111
- 4.7 Scatterplot of daily PAR derived using LUT and OBPB methods inside a 280km ISCCP pixel. Each point represents the PAR average for one day of the month of July 2004. The error bars represent the standard deviation calculated using the 580 4.6-km pixels within the 280-km ISCCP pixel. The 4 points outside the 30% dotted lines are cases where LUT method yields higher PAR values than the OBPB method. 112
- 4.8 Averaged daily PAR computed using available daily PAR from OBPB for year 2004; b) number of days with OBPB daily PAR available; c) evolution of the differences in daily PAR between methods (OBPG - LUT) with a loess (local polynomial regression fitting) smoothing function applied (blue line with its standard deviation in grey); d) frequency distribution of daily PAR for both methods; e) map depicting difference in daily PAR between methods (OBPG - LUT), and f) histogram of the differences. 114
- 4.9 Sum of the daily PAR ($E.m^{-2}.d^{-1}$) for the 2004 PAR from OBPB(left) and LUT(right) 115
- 4.10 Scatter plot of residuals between LUT estimates and *in situ* data as a function of a) solar noon, b) surface albedo and c) the cloudiness, here defined as the product of CF and τ_{cl} 118

4.11	Sensitivity analysis to surface albedo performed using SBDART. Open black circles are <i>in situ</i> instant PAR observations onboard the CCG Pierre Radisson during the NOW project, gray and black lines are SBDART simulations using $A_s = 0.06$ and 0.95 , respectively. SZA is shown as open gray circles. Simulations were made from 8 daily CF, τ_{cl} and O_3 (ISCCP).	120
5.1	L'énergie reçue au sommet de l'atmosphère et le nombre d'heure d'ensoleillement en fonction de la latitude au solstice d'été.	139
5.2	L'angle zénithal solaire pour le solstice d'été	140
5.3	L'angle zénithal solaire pour le solstice d'hiver	140
5.4	L'angle azimuthal et zénithal solaire pour le solstice d'été	141

LISTE DES TABLEAUX

Tableau	Page
3.1 Caractéristiques générales de l'aquisition du <i>PAR</i> au cours des missions océanographiques	64
3.2 Structure de la base de données	78
3.3 Description des variables en sortie de l'outil <code>l3bindump</code> de <code>seadas</code>	85
4.1 Summary of field campaigns for which continuous surface irradiance were measured.	100
4.2 Performance of the satellite-derived daily PAR estimates. Statistics are provided for the whole matchups and various subsets (see text).	106
4.3 Results from regressions between the relative error in PAR retrieval versus environmental conditions.	118

RÉSUMÉ

Dans ce mémoire, deux méthodes d'estimation d'éclairement incident à la surface de l'Arctique sont évaluées. Une base de données *in situ* a été constituée à partir de 16 campagnes océanographiques en Arctique. Pour les dates où l'éclairement est mesuré, les estimations d'éclairement journalier incident à la surface obtenues à partir des satellites de la couleur de l'eau (Frouin *et al.* 2003) et à partir des satellites météorologiques (Bélanger *et al.* 2013) sont produites. De même, un exercice de comparaison entre les estimations satellitaires est produit pour l'année 2004 sur tout le territoire Arctique. La comparaison entre les données observées et les données estimées à partir des satellites météorologiques donnent un biais de 6% et une quadratique moyenne 33%. La comparaison entre les observations et les satellites de la couleur de l'eau donnent un biais de 2% et 20%. Finalement, la différence moyenne entre les estimations des 2 méthodes d'estimation satellitaires pour tout l'Arctique pour l'année 2004 est de $0,29 \text{ Einstein}/\text{m}^2/\text{jour}$ avec un écart-type de $6,78 \text{ Einstein}/\text{m}^2/\text{jour}$. Les résultats montrent entre autres que la méthode qui utilise les satellites de la couleur de l'eau est plus précise pour estimer l'éclairement sur une petite superficie puisqu'elle rend mieux les variations locales dans l'éclairement. La méthode qui utilise les satellites météorologique est plus précise pour estimer l'éclairement sur une grande superficie, puisqu'elle est moins restreinte dans les conditions qui permettent de fournir une estimation. Ainsi, la méthode qui utilise les satellites météorologiques montre qu'un éclairement annuel de l'Arctique de 38% n'est pas prise en compte par les satellites de la couleur de l'eau.

In this thesis, two methods estimate downwelling irradiance at the surface of the Arctic are evaluated. A database was built from 16 oceanographic campaigns. For the dates where the downwelling irradiance is measured, daily downwelling irradiance estimates at the surface were obtained from ocean color satellites (Frouin *et al.* 2003) and from meteorological satellites (Bélanger *et al.* 2013). Also, a comparison exercise is produced between both methods for the year 2004 over the Arctic. The comparison between *in situ* and ocean color data yielded a bias of 6% and an RMSE 33%. The comparison between *in situ* and the meteorological satellite estimates yielded 2% and 20% respectively. Finally, the difference between both methods has a mean of $0.29 \text{ Einstein}/\text{m}^2/\text{day}$ and a standard deviation of $6.78 \text{ Einstein}/\text{m}^2/\text{day}$. The results show the method using ocean color satellite is more precise to estimate the irradiance on a small surface since it better reflects the irradiance local variations. The method that uses the meteorological satellites is more precise to estimate large surfaces since it is less constrained with the conditions that inhibit the processing of estimates. Thus, the method that uses the meteorological satellites shows that an annual irradiance of 38% over the Arctic is not captured with the ocean color satellites.

Mots-clés : Éclairement incident à la surface, Océan Arctique, Production Primaire, Couleur de l'eau, Processus photochimiques, Nuages Glace de mer

Keywords : Downwelling irradiance, Arctic Ocean, Primary production, Ocean Color, Photochemical processes, Clouds and Sea ice

INTRODUCTION

Les interactions qui existent entre le sol, l'océan et l'atmosphère sont impactées par l'industrialisation du dernier siècle. Les émissions de gaz à effet de serre résultant des activités anthropiques modifient en profondeur les cycles biogéochimiques, en particulier celui du carbone, ayant ainsi des rétroactions positives sur le réchauffement climatique. Un des principaux acteurs de ce cycle est le phytoplancton. Il est essentiel d'étudier ce micro-organisme, responsable d'environ la moitié de la fixation du carbone à l'échelle planétaire et en partie de la pompe biologique qui permet la séquestration du dioxyde de carbone atmosphérique dans les profondeurs de l'océan global (Bates et Mathis, 2009). Pour se développer, le phytoplancton a besoin de deux éléments : les nutriments et la lumière du soleil. L'Arctique subit actuellement les plus rapides et les plus sévères changements de la planète. La température s'y réchauffe à un rythme deux fois plus rapide que la planète dans son ensemble (IPCC, 2013). Les modèles prédisent la disparition de la banquise pluriannuelle pour la fin du siècle (Stroeve *et al.*, 2007), mais les observations laissent croire que cette situation pourrait survenir avant 2050 (Overland et Wang, 2013). Les conséquences de ces changements environnementaux sur les écosystèmes marins, en particulier sur le phytoplancton, restent difficiles à mesurer et à prévoir. Cependant, sachant que le couvert de glace limite grandement la pénétration de la lumière dans l'océan, on peut affirmer que le réchauffement sera accompagné d'une augmentation significative de lumière disponible pour la photosynthèse dans l'océan (Arrigo *et al.*, 2008). La télédétection par satellite est un outil puissant pour obtenir des données sur des milieux peu accessibles comme l'Arctique. Le caractère synoptique et l'acquisition fréquente des observations satellitaires de l'océan permettent de faire le suivi temporel et spatial du phytoplancton et de la lumière. Compte tenu de ce qui précède, c'est un excellent outil pour étudier l'évolution des biotopes marins en Arctique.

CHAPITRE I

MISE EN CONTEXTE

La circulation des éléments engendrée entre les systèmes atmosphériques et biosphériques est essentielle à la vie. L'étude détaillée des processus qui régissent le comportement de cette énergie est donc primordiale. La principale source de forçage radiatif terrestre est l'énergie dégagée par le soleil. En particulier, l'énergie solaire est le moteur des processus tels la production primaire et le réchauffement de la surface planétaire, dont l'effet est maintenant amplifiée par l'émission de carbone d'origine anthropique dans l'atmosphère. L'énergie solaire est centrale dans l'étude des cycles biogéochimiques globaux.

L'océan Arctique est à ce jour encore couvert par la glace pluriannuelle, mais ce couvert tend à diminuer depuis les dernières décennies (Comiso *et al.*, 2008). La superficie et l'épaisseur de glace changent également au courant des saisons. Elles jouent un rôle important sur la pénétration de la lumière dans la colonne d'eau (Perovich *et al.*, 2007). Bien que la présence de glace de mer limite la pénétration de la lumière dans la majeure partie de l'Océan Arctique, la production biologique y est malgré tout significative (Sakshaug, 2004). Les changements de type naturel et anthropique dans le forçage radiatif planétaire jouent un rôle important sur la calotte glaciaire arctique et les conséquences de ces changements demeurent incertaines (Masson-Delmotte *et al.*, 2013; Myhre *et al.*, 2013; Adam de Villiers *et al.*, 2010). Nous avons donc intérêt à nous pencher sur la répartition spatiale et temporelle d'énergie solaire qui entre dans le système et sur les phénomènes qui les contrôlent. Ces changements ont un impact notable sur l'écologie du phytoplancton, sur la boucle microbienne et sur l'efficacité de la pompe biologique.

Le phytoplancton est à la base de la chaîne trophique et joue un rôle absolument crucial pour les écosystèmes arctiques. Sa production y est surtout limitée par la lumière (luminosité annuelle restreinte, présence de nuages et de glace de mer) mais aussi par les nutriments, en particulier ceux qui contiennent de l'azote. Le phytoplancton fixe le carbone inorganique suite à l'absorption de la lumière visible que déclenche le processus de photosynthèse et produit de l'oxygène et de la matière organique. Ensuite, la matière organique est consommée par les bactéries qui recyclent les nutriments (nitrates et phosphates) qui sont réutilisés par le phytoplancton. L'interaction entre le phytoplancton, les bactéries et les virus se nomme la boucle microbienne. C'est cette production primaire, dite régénérée, qui domine dans les océans stratifiés comme celui de l'Arctique. La production qui échappe au recyclage dans la zone euphotique est exportée dans le fond de l'océan sous forme de particules et de débris, contribuant à la pompe biologique (Yool *et al.*, 2013). Elle est à peu près égale à la production nouvelle qui se base sur l'injection de nutriments dans la zone euphotique par les processus physiques comme la turbulence et les remontées d'eau profondes (upwellings). En général, les systèmes qui piègent le plus de carbone sont ceux qui ont le plus d'apport de nutriments nouveaux (Slagstad *et al.*, 2011). La disponibilité en nutriments est régie par les processus environnementaux comme l'apport en eau douce, les remontées d'eau profonde ou le vent, qui contrôlent les mélanges verticaux de surface (Tremblay et Gagnon, 2009; Ardyna *et al.*, 2013). La répartition du phytoplancton dans la zone ensoleillée de l'océan, la zone euphotique, dépend de la stratification de la colonne d'eau, des mouvements de convection et d'advection à large-échelle, tous fortement connectés aux fluctuations journalières de l'échange de chaleur à l'interface air-eau, et aussi de la présence d'un couvert de glace.

Les plantes aquatiques microscopiques croissent généralement sur des échelles temporelles beaucoup plus courtes que celles qui sont terrestres. Les populations de plantes aquatiques peuvent doubler en une journée (Sheldon *et al.*, 1972). Ainsi, la biomasse marine est beaucoup plus influencée par la distribution journalière d'éclairement par rapport à celle qu'on retrouve en milieu terrestre (Bishop et Rossow, 1991). Également, la disponibilité en eau n'est pas une limite à la production des plantes aquatiques, laissant

seulement la disponibilité en lumière et en nutriments comme paramètres déterminant l'augmentation de biomasse au sein d'une même population de plantes.

En Arctique, l'atténuation lumineuse est importante car 1) la trajectoire du soleil demeure en général près de l'horizon, 2) le couvert de glace tend à couvrir l'océan une bonne partie de l'année, et 3) la couverture nuageuse occupe généralement plus de 70% de la superficie des eaux ouvertes en été (Chernokulsky et Mokhov, 2012). L'inclinaison de la planète fait des écosystèmes arctiques des milieux particuliers où la croissance planctonique est quasi-nulle en automne et en hiver et devient relativement très importante au printemps et en été. Pendant les longs mois d'hiver de l'hémisphère nord, la glace recouvre la surface de l'eau, aucune lumière ne parvient à la surface, ce qui permet au système d'accumuler des nutriments dans la couche océanique superficielle. Ainsi, lorsqu'on approche du solstice de juin, que la glace fond et que le soleil suit sa course sans jamais descendre sous l'horizon, les conditions sont réunies pour avoir un milieu très productif (Sakshaug, 2004). En Arctique, au cours de cet intervalle de quelques semaines, le bloom printanier a lieu. C'est le phénomène le plus important de la production primaire annuelle en Arctique (Perrette *et al.*, 2011). Au sommet de l'atmosphère, dans l'hémisphère nord, l'énergie reçue (aussi appelée insolation) autour du solstice d'été augmente avec la latitude absolue (i.e. de l'équateur aux pôles). Les annexes 1 et 2 fournissent plus d'information sur la trajectoire du soleil en fonction de latitude.

Comme la production de biomasse phytoplanctonique ne peut être mesurée directement, elle est plutôt calculée à partir de la concentration en chlorophylle-*a* (Platt et Sathyendranath, 1988; Morel, 1991; Antoine *et al.*, 1996; Behrenfeld et Falkowski, 1997; IOCCG, 2000; Behrenfeld *et al.*, 2005). La photosynthèse n'est possible qu'en présence de chlorophylle-*a*, un pigment présent dans toutes les espèces de phytoplanctons. Détectée à partir de l'espace, cette dernière est une très bonne indicatrice des processus océaniques et fournit un excellent compte-rendu des phénomènes qui affectent la dynamique des couches superficielles de l'océan (Antoine, 1998). Le suivi de la chlo-

rophyllé dans les océans permet de (1) quantifier les flux de carbone et comprendre les cycles biogéochimiques, (2) étudier les liens entre le phytoplancton et les processus physiques comme la lumière, le vent, les courants marins ou la température, (3) conseiller les scientifiques et les décideurs pour l'aménagement des zones côtières et de pêches. Elle est également un outil important pour localiser les zones où mettre les efforts de conservation et de protection des écosystèmes dans l'Arctique (Christie et Sommerkorn, 2012).

La couleur de l'eau sert à estimer la chlorophylle et à dériver la vitesse d'atténuation de la lumière dans la colonne d'eau. On estime ensuite la partie de l'énergie qui peut être absorbée par le phytoplancton et la résultante en terme de nouvelle biomasse par unité de surface. Les avancées en analyses d'images satellitaires permettent d'avoir de l'information de plus en plus précise sur la production primaire en Arctique (Pabi *et al.*, 2008). Néanmoins, toutes les données dérivées des images satellitaires de la couleur de l'eau sont limitées par des phénomènes physiques (présence de lumière, hauteur du soleil), principalement météorologiques (glace, nuages, vents, aérosols, gaz), qui peuvent dégrader la qualité des données ou même réduire la quantité d'information exploitable suivant le processus d'extraction de l'information sur l'océan. À court terme, ces variables biologiques sont sujettes à des fluctuations relativement lentes, ce qui permet en cas de données manquantes de combler le vide en interpolant à partir des observations construites dans un cadre temporel et des conditions environnementales similaires. Toujours à court terme, la variabilité dans l'éclairement, principalement dû aux nuages, est trop importante pour que cette variable soit interpolée sans entraîner une marge d'erreur considérable dans l'estimation de la production primaire. De plus, les agences spatiales distribuent des produits de la couleur de l'eau où l'information en provenance des régions même partiellement recouvertes de glace doit être masquée.

Les estimations de l'éclairement de surface à partir des satellites sont généralement dérivées selon deux types d'approches. L'approche standard des agences spatiales, notamment de la NASA (*National Aeronautics and Space Administration*), consiste à es-

timer le bilan énergétique de la lumière au sommet de l'atmosphère à partir de l'énergie mesurée par les satellites de la couleur de l'eau. Des approches alternatives vont plutôt évaluer la dispersion de l'énergie lors de son passage à travers l'atmosphère à partir de l'énergie initiale et des composantes atmosphériques mesurées par des satellites météorologiques. C'est pour pallier aux manques de données d'éclairement dans les secteurs occupés par la glace dans les produits standards de la NASA que le Pr. Bélanger et ses collaborateurs ont mis au point une approche de ce type pour estimer l'éclairement dans toutes les conditions. Développée pour alimenter des modèles de production primaire et de photochimie en Arctique, cette méthode simule la propagation spectrale de la lumière à travers l'atmosphère en tenant compte de la variabilité nuageuse. Les résultats publiés en 2013 (Bélanger *et al.* 2013) à partir de cette approche suggère une diminution générale d'environ 10% de l'éclairement au-dessus de la surface en Arctique entre 1998 et 2009. Comme le couvert de glace est l'élément qui influence le plus la pénétration de la lumière sous l'eau, son retrait devrait permettre une disponibilité beaucoup plus importante de la lumière dans la colonne d'eau. La disponibilité en lumière est pourtant contrebalancée par la diminution lumineuse occasionnée par les nuages. Selon le modèle, le bilan d'éclairement sous la surface est de -0.3% par année, ce qui voudrait dire qu'au cours de la période de l'étude, l'augmentation nuageuse compensait pour le retrait des glaces au niveau de l'énergie disponible sous la surface pour la production primaire.

Les premiers résultats de comparaison entre les estimations dans l'UV et des mesures *in situ* provenant de la mer de Beaufort en juin 2004 suggèrent une performance très prometteuse de la méthode (Xie *et al.*, 2009). Elle n'a pourtant pas été suffisamment validée dans différentes conditions pour connaître sa précision et son exactitude. Plus généralement, aucune des méthodes d'estimation de l'éclairement n'a été évaluée en Arctique. Ainsi, le biais et l'incertitude sur l'estimation de la disponibilité en lumière de surface réalisée par satellite en Arctique restent inconnus. Une erreur dans l'estimation de cette énergie se propage dans l'estimation de la production primaire sans qu'on connaisse son importance. Il est donc pertinent d'évaluer l'incertitude des produits d'estimations de l'éclairement dérivées des observations satellitaires.

1.1 OBJECTIF

Étant donné l'état des connaissances actuelles, une étude rigoureuse des méthodes disponibles pour estimer l'éclairement en Arctique est clairement nécessaire. L'objectif général de ce projet est donc d'évaluer la performance de la méthode Bélanger *et al.* (2013), ci-après désignée par Bélanger) et celle implémentée par la NASA (Frouin *et al.* 2003, ci-après désignée par Frouin) pour l'estimation de l'éclairement incident utilisée dans les modèles de production primaire en Arctique.

Les objectifs spécifiques sont :

1. Créer une base de données avec les mesures *in situ* d'éclairement récoltées en Arctique au cours des missions océanographiques.
2. Créer une base de données avec les produits issus de la méthode Frouin.
3. Créer une base de données avec les produits issus de la méthode Bélanger.
4. Examiner les sources d'erreurs et de biais dans les estimations satellitaires de l'éclairement incident par les données *in situ* et par inter-comparaison des méthodes d'estimation satellitaires afin de déterminer leur précision, leur exactitude et d'expliquer ces résultats.

1.2 ORGANISATION DU MÉMOIRE

D'abord, les principes sous-jacents à l'estimation de l'éclairement incident à la surface seront exposés. Une vue d'ensemble des processus d'interaction entre la lumière et la matière de l'atmosphère sera présentée. Ces processus physiques sont détaillés dans les sections sur les propriétés optiques inhérentes et apparentes. Les propriétés optiques de l'atmosphère sont ensuite examinées. La théorie du transfert radiatif, qui permet de mettre en relation les propriétés optiques de l'atmosphère et la lumière qui la traverse est abordée. Finalement, les méthodes d'estimation de l'éclairement visible à la surface utilisées dans ce mémoire sont décrites.

Ensuite, la méthodologie utilisée est présentée. La base de données d'éclairement ainsi que sa mise en place sont exposés en détails. Une vue d'ensemble des données qui sont générées par les méthodes d'estimation satellitaires est montrée. Une description rapide des outils qui serviront à l'évaluation de ces méthodes est faite. Enfin, Enfin, les résultats seront présentés au chapitre 4 sous forme d'un article scientifique qui a été soumis pour publication dans la revue Remote Sensing of Environment en octobre 2015. Une conclusion qui fait un bref retour et une ouverture sur le projet termine l'ouvrage.

CHAPITRE II

CADRE THÉORIQUE

Le présent chapitre sert à établir la base théorique sur laquelle se fonde le projet. Elle est composée de 3 sections. La première section est une introduction générale. La deuxième section présente l'ancrage théorique et conceptuel du projet. La troisième section présente les deux modèles d'estimation de l'éclairement incident à la surface de l'eau, qui feront l'objet d'une évaluation détaillée présentée au chapitre 4.

La section 1 permet au lecteur d'approprier le projet sans avoir a priori de notion de télédétection. On y annonce les concepts généraux sans entrer dans les détails physiques ou biologiques. Elle schématise de manière générale les interactions possibles entre les ondes et la matière.

La section 2 de la revue de littérature permet au lecteur de passer en revue les principales théories qui déterminent les limites, marquent les forces et précisent les motivations pour ce travail. D'abord, les propriétés optiques inhérentes traduisent l'influence des constituants du milieu sur la lumière. Ensuite, les propriétés optiques apparentes décrivent la propagation de la lumière dans un milieu. Puis, on décrit le milieu atmosphérique et ses constituants. Finalement, on présente le transfert radiatif, l'élément unificateur entre les composantes du milieu et la lumière.

La section 3 présente les méthodes d'estimation de l'éclairement incident et les modèles qui emploient. Nous verrons la méthode des satellites de la couleur de l'eau et la méthode de Bélanger qui utilise un modèle de transfert radiatif imbriqué nommé SBDART.

2.1 SCHÉMA GÉNÉRAL

Cette introduction décrit brièvement les éléments optiquement actifs qu'un photon peut rencontrer pendant son voyage du soleil à la surface de la Terre et de son retour vers un satellite de la couleur de l'eau. À travers ce survol, certains concepts de bases importants à cet essai sont introduits.

Les photons sont produits par fusion nucléaire dans le soleil. Ces photons, dû à la température du soleil, ont une émission maximale dans le spectre visible. Ils quittent l'astre solaire et s'engagent dans un voyage spatial. Au cours de ce périple de quelques minutes, leur état énergétique et électromagnétique reste le même. Une infime quantité des photons émis par le soleil parviendront à la Terre. Ceux-ci entreront en contact avec les gaz atmosphériques (azote, oxygène, hydrogène, carbone) qui sont retenus par l'attraction terrestre. C'est au cours de cette étape que s'entame l'interaction entre les photons et la matière. C'est la somme de ces événements, ou de cette absence d'évènement, qui nous révèle la quantité de lumière disponible à la surface de l'eau. L'atmosphère devient de plus en plus dense à mesure que l'on s'approche de la Terre. Il est constitué de plusieurs gaz et d'aérosols qui jouent le rôle de filtre. En effet, le comportement des photons envers la matière est dicté par l'énergie qui les anime et également par la nature, la forme et la concentration de la substance rencontrée. Il existe deux types d'interactions : l'absorption et la diffusion.

L'absorption de l'atmosphère affecte plus certaines longueurs d'ondes que d'autres. Les photons sont absorbés lorsqu'ils rencontrent des gaz qui oscillent à la même fréquence de vibration. Parmi les gaz atmosphériques qui absorbent le plus le rayonnement solaire, on note l'ozone, le dioxyde de carbone et la vapeur d'eau. Chaque gaz absorbe certaines portions du spectre d'éclairement incident. Les portions du spectre électromagnétique peu affectées par l'absorption sont dites fenêtres d'observations atmosphériques car elles laissent plus facilement passer certains photons (figure 2.1).

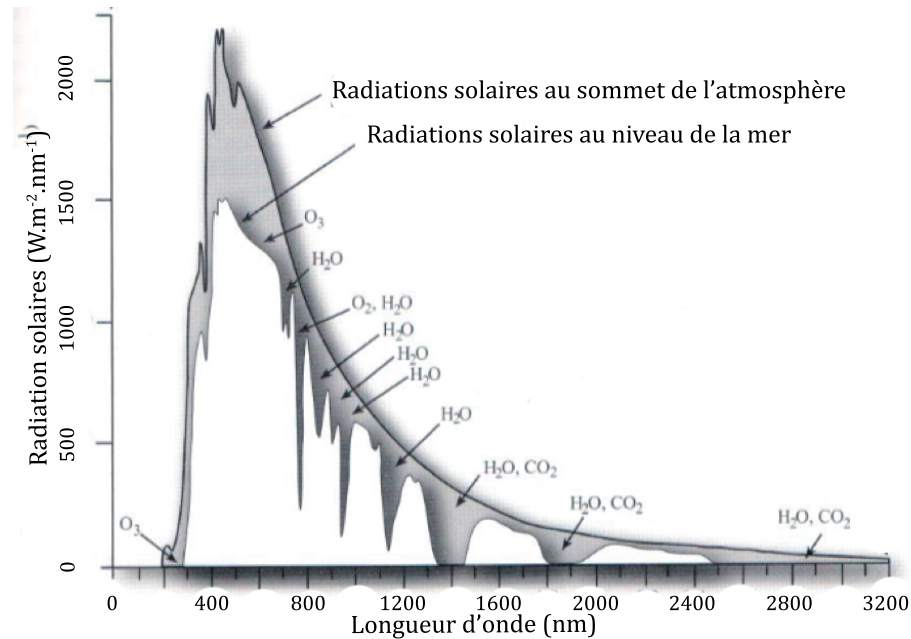


Figure 2.1: Radiation solaire et transmittance par les gaz atmosphériques - tiré et adapté de Jensen (2005) p.189

La fenêtre du visible, entre 400 et 700 nm, comprend l'énergie qui permet la photosynthèse, soit le rayonnement photosynthétiquement actif (RPA, ou en anglais PAR pour *photosynthetically active radiation*).

La diffusion est un changement dans la direction de propagation du photon suite à l'interaction entre l'onde et la matière. Elle se produit dans une direction non-contrôlée, mais à forte dominance stochastique. C'est la diffusion qui donne à la voûte céleste la couleur observée par l'œil (ex : le bleu du ciel, le blanc des nuages ou le rouge du coucher de soleil). Elle a lieu à travers trois processus qui dépendent de la taille relative des constituants en jeu.

Le premier processus abordé est la diffusion moléculaire, aussi nommée diffusion de Rayleigh¹. Dans l'atmosphère, c'est le mécanisme dominant en termes d'occurrence. Il

1. John William Rayleigh (1842 - 1919)

concerne surtout les ondes qui interagissent avec les molécules de plus petites tailles qu'elle-même. La diffusion de Rayleigh augmente à mesure que la longueur d'onde (λ) diminue, suivant une loi de puissance en λ^{-4} . Le deuxième type d'interaction est la diffusion par les particules ou aérosols, aussi connu sous le nom de diffusion de Mie². Elle survient lorsque la longueur d'onde est environ de la taille de la particule rencontrée. La diffusion de Mie augmente aussi à mesure que la longueur d'onde diminue et suit une loi puissance λ^{-1} . Si l'éclairement incident à la surface est variable par temps dégagé, c'est en partie à cause de la présence des aérosols qui diffusent ou absorbent la lumière. Ils sont d'origine naturelle ou anthropique, notamment variables en concentration à travers les saisons, les lieux et la température. Enfin, l'interaction non-sélective a lieu lorsque les ondes interagissent avec des particules de grosses tailles, par exemple les cristaux de glace des nuages. Cette dernière a pour caractéristique d'influencer toutes les longueurs d'ondes.

Somme toute, selon l'heure et l'endroit d'où l'on observe les photons, leur trajet dans l'atmosphère a été plus ou moins long. Théoriquement, les photons peuvent tracer une infinité de trajets en passant à travers l'atmosphère. Ces trajets sont potentiellement infiniment longs car l'énergie n'est pas dissipée lorsqu'un photon entre en collision avec une molécule, à l'exception des rares collisions dites inélastiques qui impliquent un changement de longueur d'onde. Ainsi, bien que la trajectoire du photon ait changé, ceux-ci conservent la plupart du temps la même fréquence. Avec le soleil verticalement au-dessus de notre tête, l'éclairement solaire sur une surface horizontale au niveau de la mer est réduit de 14% pour une atmosphère sèche et propre et d'environ 40% lorsque l'atmosphère est humide et poussiéreuse (Kirk, 1994). Cette atténuation augmente à mesure que le soleil descend vers l'horizon car l'atmosphère à traverser devient plus important.

Une autre partie importante de la variabilité de l'éclairement incident provient du couvert nuageux. La fraction du ciel couvert (CF pour *Cloud Fraction*) et l'épaisseur op-

2. Gustav Mie (1869-1957)

tique des nuages (τ_{cl}) jouent un rôle important sur l'absorption et la diffusion des photons visibles et varient au gré de l'évaporation, des précipitations et du vent en processus dynamiques. Le couvert nuageux est responsable d'environ 60 % de la réflectivité totale de la lumière incidente à la planète (cité de Hay, 2013, p.471).

L'albédo est la capacité d'une surface à réfléchir le rayonnement incident (variant entre 0 et 1). L'albédo des nuages ou de la glace est en l'occurrence plus importante que celui du sol ou de l'eau. À travers les derniers millions d'années, l'albédo de la Terre a changé, variant d'une planète couverte de glace à une planète plus ou moins couverte d'eau, avec au fil du temps une couverture nuageuse variable. L'albédo de la planète change donc selon les événements climatiques. Les modifications les plus récentes de l'albédo sont de nature anthropique, par exemple le remplacement de surfaces végétales par des surfaces urbaines, l'agriculture qui change l'albédo du sol (et l'expose au vent, augmentant la quantité de poussière dans l'atmosphère partout sur la planète) et les traînées de condensation créées par les avions et la réduction de la cryosphère. L'albédo tellurique est actuellement autour de 0,3, ce qui implique que la Terre absorbe environ 70% de l'énergie solaire.

Au cours de l'année, la distance varie entre le Soleil et la Terre et l'axe de rotation de cette dernière expose inégalement sa surface au fil de son orbite elliptique. À cela s'ajoute la variabilité dans la production radiative du soleil, mais ce phénomène est de moindre importance comparé aux autres phénomènes qui font varier l'énergie reçue au niveau de la surface terrestre. Certains photons se rendront ainsi à l'océan.

Lorsque le photon atteint la surface de l'eau, il peut y être réfléchi directement vers l'atmosphère avec un angle égale à l'angle zénithal d'incidence. C'est ce que l'on appelle la réflexion spéculaire. C'est par ce phénomène que s'explique la vision d'une mer grise par temps couvert. On perçoit ainsi directement la lumière diffuse en provenance du ciel. La réflexion spéculaire ne contient pas d'information sur la cible, sauf une approximation de la forme de sa surface. L'idée derrière la télédétection de la couleur de l'eau est de retirer l'information de la cible à partir des photons récoltés au capteur. Il faut donc

que les photons pénètrent l'interface eau-air pour pouvoir éventuellement révéler ce qui s'y trouve.

Ainsi, lorsqu'un photon pénètre la surface, on observe un changement dans son angle d'incidence. Le système de transfert des radiations est alors analogue à celui de l'atmosphère mais dans un milieu beaucoup plus concentré en molécules. Les composantes qui régissent la trajectoire du photon sont aussi différentes. À la place des gaz, aérosols et nuages, on trouve l'eau salée, la matière colorée dissoute de nature organique, nommée substance jaune (CDOM en anglais, pour *colored dissolved organic matter*), la matière particulaire en suspension (SPM en anglais, pour *suspended particulate matter*), parfois appelées particules non-algales (NAP en anglais, pour *non-algal particles*) et le phytoplancton. Ce sont les classes majeures d'éléments optiquement actifs dans l'eau de mer (Babin *et al.*, 2003), c'est-à-dire qu'ils sont influencés par la lumière qui leur parvient et l'influence en retour.

L'eau de mer pure (solution) est constituée de monoxyde de dihydrogène (solvant) et de chlorure de sodium (soluté). Sous sa forme liquide, elle absorbe tout le spectre visible mais absorbe plus faiblement les régions spectrales bleues et vertes, ce qui lui donne cette faible couleur bleu, même en l'absence d'un ciel bleu. Cependant, le rouge est beaucoup plus absorbé. Une couche d'eau pure d'un mètre absorbe environ 35% d'un rayon lumineux de 680nm (Kirk, 1994). Ajoutons que l'eau de mer pure a comme caractéristique particulière de diffuser environ autant vers l'avant que vers l'arrière.

Les substances jaunes jouent un rôle particulier dans l'absorption de la lumière. D'origine organique, elles peuvent provenir par exemple de la dégradation du phytoplancton. Les particules en suspension sont d'origine organique ou inorganique. Elles jouent un rôle dans la diffusion et l'absorption de la lumière. On les retrouve en grande majorité à proximité des côtes là où les eaux sont turbides (Bricaud *et al.*, 1981; Manizza *et al.*, 2009).

Le phytoplancton se sert de la lumière incidente disponible pour fixer le carbone par

ses chloroplastes et fabriquer du sucre contribuant ainsi à la production primaire. Son efficacité à faire la photosynthèse est assez variable spatialement et temporellement. De même, le spectre d'absorption du phytoplancton varie selon de multiples facteurs. On le généralise néanmoins à celui de la chlorophylle-*a*.

À mesure que l'on descend dans la couche verticale de la colonne d'eau, la lumière diminue. Les photons qui sont réfléchis vers la surface ont été atténués en fonction des composantes optiquement actives qu'ils ont rencontré. Ceux qui sont diffusés vers l'arrière traversent l'interface air-eau et l'atmosphère à nouveau. Alors, une partie infime est de ces photons est redirigée dans la direction du champ de vision du satellite au moment de son passage en orbite autour de la Terre. Ces photons, incident au capteur, s'apposent sur ses cellules photoélectriques pour être digitalisés. La lumière qui entre au satellite est décomposée par un prisme dans le capteur qui traduit de façon discrète la force du signal lumineux en signaux électriques pour certaines longueurs d'ondes soigneusement choisies.

2.2 ANCRAGE THÉORIQUE

Maintenant que nous avons une vue d'ensemble de l'information qu'on peut obtenir à partir de la télédétection satellitaire, certains de ces concepts méritent d'être approfondis et quantifiés pour comprendre l'essentiel des principes qui régissent l'éclairement de surface.

L'interaction de la lumière et de la matière peut être décrite en tenant compte ou non de la géométrie de la lumière. Compte tenu de ce qui précède, on distingue 2 familles de propriétés optiques. Dans le domaine de l'optique aquatique, Preisendorfer (1961) a introduit une nomenclature encore employée aujourd'hui en optique marine et en télédétection. Celles qui ne tiennent pas compte de la direction de propagation de la lumière se nomment propriétés optiques inhérentes (IOPs en anglais, pour *inherent optical properties*), alors que les autres se nomment propriétés optiques apparentes (AOPs en anglais, pour *apparent optical properties*) et sont dérivées des mesures radiométriques.

2.2.1 Propriétés optiques inhérentes

Que ce soit sous la forme liquide, solide ou gazeuse, la matière peut convertir l'énergie radiative en énergie thermique par le processus d'absorption (a) ou la transmettre avec la possibilité d'un changement de direction par la diffusion (b). Additionnés ensemble, ces propriétés optiques inhérente déterminent l'atténuation du faisceau lumineux (c) (Preisendorfer, 1961). Les IOPs caractérisent l'ampleur de la modification du champ lumineux qui passe à travers un point d'un milieu, par exemple l'atmosphère ou l'océan.

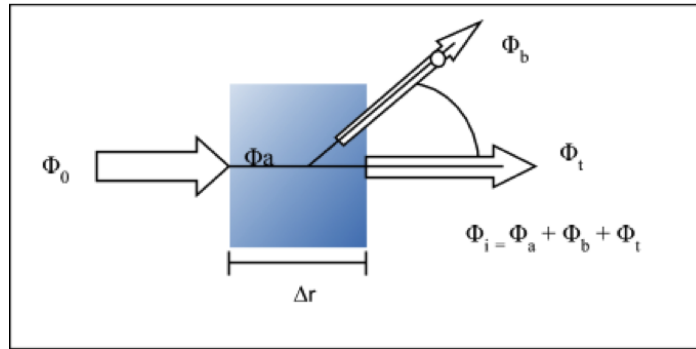


Figure 2.2: Géométrie des propriétés optiques inhérentes

Comme sur la figure 2.2, du flux incident (Φ_0) au flux transmit (Φ_t), deux phénomènes peuvent se produire. L'absorption est le ratio de flux absorbé (Φ_a) sur le flux incident (Φ_0) par unité de distance (Δ_r). De même, la diffusion est le ratio de flux diffusé (Φ_b) sur le flux incident (Φ_0) par une unité de distance (Δ_r). L'atténuation, la somme de ces deux phénomènes et se définit de la même façon. Les IOPS se mesurent donc en m^{-1} . Ces propriétés d'un milieu sont additives et indépendantes de la direction incidente de la lumière.

Il est essentiel de mentionner que la diffusion est étudiée via la fonction de diffusion volumique, $\beta(\Psi, \lambda)$ (parfois appelée indicatrice de diffusion), qui décrit l'intensité de la diffusion par unité de luminance incidente associée à chaque direction. Celle-ci, une fois normalisée par le coefficient de diffusion, nous donne la fonction de phase de la diffusion, $\tilde{\beta}(\Psi, \lambda)$, qui renseigne sur la probabilité de diffusion dans une direction donnée.

À cet effet, notons que la moyenne de cette fonction sur tous les angles se nomme le paramètre d'asymétrie (g) et fournit une mesure pratique de la forme de la fonction de phase de diffusion. Ajoutons que la diffusion qui se fait vers l'intervalle d'angles arrières, $[\pi/2, \pi]$ se nomme rétrodiffusion et celle vers l'intervalle d'angles avant $[0, \pi/2]$ se nomme simplement diffusion vers l'avant.

L'absorption (a), suivant les équations de Schrödinger³, se réalise lorsqu'une onde électromagnétique donne à un électron exactement la quantité d'énergie nécessaire pour qu'il fasse une transition sur un autre orbital. L'énergie est subséquentement soit réémise sous forme de fluorescence, luminescence, chaleur ou encore elle peut causer l'ionisation (citée de Falkowski et Raven, 2007, p.55).

La diffusion (b) est l'action résultante de l'induction d'un dipôle moléculaire par la fréquence d'oscillation de l'onde incidente. Elle change selon la densité de molécules rencontrée par l'onde et s'appuie sur les équations de Rayleigh ou d'Einstein⁴ et de Smoluchowski⁵.

Une autre propriété optique inhérente d'usage est un rapport de celles présentées précédemment. L'albédo spectral de diffusion simple, $\omega_0(\lambda)$, est défini comme le rapport de la diffusion sur l'atténuation. Comme les unités s'annulent, c'est un terme sans dimension. Si la diffusion est la source majeure d'atténuation, cette propriété s'approche de 1. Si, au contraire, l'absorption est la source majeure d'atténuation, elle s'approche de 0. Autrement dit, c'est la probabilité qu'un photon survive dans un milieu donné lorsqu'on considère uniquement la possibilité que le photon soit diffusé une fois.

3. Erwin Schrödinger (1887-1961)

4. Albert Einstein (1879 - 1955)

5. Marian Smoluchowski (1872 - 1917)

2.2.2 Propriétés optiques apparentes

On retrouve, parmi les propriétés optiques apparentes, la réflectance (R) et le coefficient d'atténuation (k), qui sont dérivées des quantités radiatives comme la luminance (L) et l'éclairement (E). Afin de mieux comprendre la géométrie relative aux définitions qui viennent, étudions la sphère de rayon unitaire suivante, définie dans un plan cartésien de vecteurs orthonormaux.

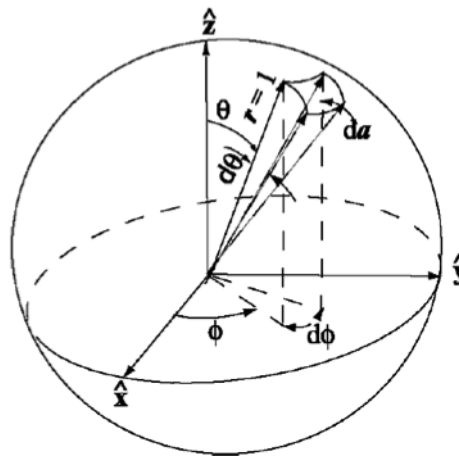


Figure 2.3: Géométrie des propriétés optiques apparentes, tiré et adapté de Mueller et Center (2003)

Sur un plan à deux dimensions, les quantités sont notées de façon cartésiennes (x, y) ou polaire (r, θ) . La mesure de l'arc de cercle de rayon unitaire est en radians. De même, sur un plan à trois dimensions comme sur la figure 2.3, la relations entre certains angles et une surface sous-tendue par une sphère sont décrits par un vecteur de la forme (x, y, z) ou (r, θ, ϕ) . Pour une sphère de rayon unitaire, l'unité utilisée est l'angle solide mesuré en stéradian. La surface da est un angle solide, où $da = \sin \theta d\theta d\phi$. On trouve par définition qu'un angle solide contenu dans un intervalle $\Delta\theta$ et $\Delta\phi$ est déterminé par $\Omega = \int_{V\phi} \int_{V\theta} \sin \theta d\theta d\phi$ de laquelle découle la dérivée $d\Omega = \sin \theta d\theta d\phi$. La radiométrie impose l'utilisation de cette géométrie par sa nature tridimensionnelle. Les mesures radiométriques traduisent l'énergie transportée par les ondes électromagnétiques en si-

gnaux électriques. Les grandeurs radiométriques représentent donc des flux d'énergie par unité de temps par unité de surface. Pour éviter de perdre de l'information quant à la répartition de ce flux, on tend généralement à limiter au maximum ces intervalles de temps et d'espace.

La luminance (L) est une quantité radiométrique fondamentale pour décrire le champ lumineux. Elle décrit, pour un système de coordonnées donné, la puissance d'un flux radiatif ($d\Phi$) dans une direction (θ, ϕ) , par unité d'angle solide ($d\Omega$) et par unité de surface projetée ($da \cdot \cos \theta$), mesurée en $\text{W.m}^{-2}.\text{sr}^{-1}$. On retrouve donc la luminance

$$L(\theta, \phi, \lambda) = \frac{d\Phi}{d\Omega \cdot da \cdot \cos \theta} \quad (2.1)$$

L'éclairement (E) donne une description agglomérée de la structure géométrique du champ lumineux. Il est défini dans la mesure où l'on veut étendre le concept de luminance à l'hémisphère entier (parfois nommé Ξ) au-dessus ou en-dessous de la surface, ou encore sur $4.\pi.\text{sr}$ (on parle alors d'éclairement scalaire, E_o). De manière générale, l'éclairement représente la puissance reçue ($d\Phi$) par une surface (da) pour un intervalle de longueur d'onde donnée.

$$E(\lambda) = \frac{d\Phi}{da} \quad (2.2)$$

Ainsi, lorsqu'on ne veut que considérer l'éclairement qui se rend à la surface de l'eau, c'est-à-dire le rayonnement qui arrive du soleil et donc du haut (*downwelling* en anglais), on trouve à l'aide des équations 2.1 et 2.2 et définitions qui précèdent, et s'exprimant en W.m^{-2} ,

$$E_d(\lambda) = \int_{\phi=0}^{2\pi} \int_{\theta=0}^{\frac{\pi}{2}} L(\theta, \phi, \lambda) \cos \theta \sin \theta d\theta d\phi. \quad (2.3)$$

Lorsqu'on s'intéresse à l'éclairement descendant de la couche supérieure de l'océan, on doit séparer la contribution provenant directement du soleil qui a été transmis sans être diffusé ni absorbé dans l'atmosphère (et donc E_{ddir} , pour éclairement descendant direct) et de la contribution de la diffusion de ce rayonnement par l'atmosphère (E_{ddif} , l'éclairement descendant diffus), car ils seront modifiés différemment par la réflexion de l'interface air-eau.

On définit l'éclairement montant (*upwelling* en anglais) en changeant les bornes de l'intégrale θ pour $[\pi/2, \pi]$ dans l'équation 2.3. Dans le cas où l'on s'intéresse à un intervalle de longueurs d'ondes particulières, on fait une intégration spectrale suivant les bornes λ désirés. Pour les bornes particulières 400 à 700nm, défini par convention comme les limites de la lumière visible, l'intervalle d'éclairement est le IPAR (*Instantaneous Photosynthetically Available Radiation* en anglais pour rayonnement disponible pour la photosynthèse). Cette notion est particulièrement intéressante dans le cas de l'éclairement descendant.

$$IPAR = \frac{1}{h.c} \int_{\lambda_1}^{\lambda_2} E_d(\lambda).d\lambda \quad (2.4)$$

Où h est la constante de Planck⁶, c est la vitesse de la lumière, $\lambda_1 = 400nm$ et $\lambda_2 = 700nm$. Dans la mesure où l'on veut étendre cette quantité à une intégration de 24h, on trouve le PAR journalier. Ce terme est souvent donné en Einstein/m²/jour ($6,02 * 10^{23}$ photons visibles, (Morel et Smith, 1974))⁷ soit, une quantité de photons par unité de surface par unité de temps.

Ayant pris conscience des relations angulaires et des quantités fondamentales qui définissent les champs radiatifs, on peut maintenant aborder la thématique des propriétés optiques

6. Max Planck (1858-1947)

7. Un Einstein est dans ce cas une mole de photons visibles

apparentes.

La réflectance (R) est un ratio d'éclairement, soit la partie de l'éclairement renvoyée vers le haut (l'atmosphère) par rapport à l'éclairement descendant (vers la surface). On note donc, suivant les définitions établies précédemment

$$R(\lambda, z) = \frac{E_u(\lambda, z)}{E_d(\lambda, z)}. \quad (2.5)$$

On trouve une réflectance variable selon la longueur d'onde et la hauteur à laquelle elle est considérée. Pour les cas où la réflectance est obtenue d'un satellite (Rrs), on retrouve le ratio de la luminance sortant de l'eau sur celle de l'éclairement incident à l'eau, ce qui donne des unités sr^{-1} . Il est commun de multiplier cette quantité par π sr afin d'obtenir une réflectance (ρ) sans unité qui ressemble à R .

Tel que vu sur la figure 2.4, si E_0 est la valeur de l'éclairement pour λ en provenance du soleil dans la direction des rayons incidents à la surface, que θ_s et ϕ_s représentent les angles des rayons lumineux incident pour un point de la surface de la mer (pour un angle solide $d\Omega_s$) et que θ_v et ϕ_v représentent les angles vers le satellite (pour un angle solide $d\Omega_v$) et qu'on suppose que la surface renvoie les luminances sans dépendance dans la géométrie⁸, on trouve pour la réflectance (ρ), la grandeur sans dimension suivante

$$\rho(\lambda, \theta_s, \phi_s, \theta_v, \phi_v) = \frac{\pi L(\lambda, \theta_v, \phi_v)}{E_0(\lambda) \cos \theta_s} \quad (2.6)$$

L'albédo de surface est défini ici comme la réflectance (R) au niveau du sol. C'est une mesure facile d'utilisation puisqu'elle intègre l'information sur la structure angulaire

8. On note que π est le coefficient utilisé pour un réflecteur isotropique. Pour une représentation plus réaliste de la surface marine, on peut se référer à (Mueller et Center, 2003).

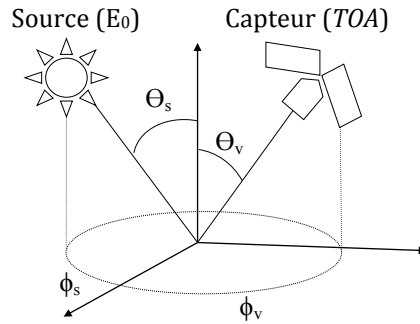


Figure 2.4: Géométrie du signal enregistré au satellite, inspiré de (Antoine, 1998)

de la lumière, qu'elle intègre généralement un large intervalle de longueurs d'ondes et qu'elle suppose l'homogénéité optique d'une large étendue spatiale. Une autre façon de conceptualiser l'albédo serait d'imaginer l'ensemble des ondes d'un intervalle d'ondes électromagnétiques rétrodiffusées (réflectances) en provenance de tous les points infinitésimaux de l'espace, à conditions que l'on suppose que l'éclairage incident soit isotropique. Il en découle que l'albédo peut être donné par ρ pour une surface lambertienne. Lorsqu'on applique ce concept au système planétaire, on décrit alors l'albédo comme la mesure intégrée d'énergie réfléchié par l'atmosphère et la Terre sur l'énergie incidente, soit la constante solaire pour l'intervalle d'ondes considéré.

Ainsi, on voit que dans n'importe quel milieu absorbant et diffusant, la réflectance change à mesure que l'on change de hauteur (z). Pour connaître le taux de changement de ces propriétés, on se réfère aux coefficients d'atténuation. On introduit ici le coefficient d'atténuation pour nous permettre de définir l'épaisseur optique. Le coefficient d'atténuation (k) est une propriété qui représente le taux de décroissance exponentielle de la lumière dans un milieu, c'est-à-dire la capacité qu'a le milieu à amener une diminution d'une quantité radiométrique avec la distance, suivant la loi de Beer-Lambert :

$$I = I_0 e^{-\tau} \quad (2.7)$$

Pour un milieu non absorbant et non diffusant, la transmittance est 1, c'est-à-dire

que toute l'énergie est transmise. La transmittance atmosphérique est le rapport entre l'atténuation de l'atmosphère et celle d'un tel milieu (par exemple l'espace interstellaire). La transmittance atmosphérique est calculée selon

$$T = \frac{I}{I_o} = e^{-\tau} \quad (2.8)$$

Toujours sans établir de système de coordonnées, l'intensité lumineuse pour une altitude z est égale à l'intensité lumineuse initiale amoindrie d'un facteur $e^{-\tau}$, où τ est l'épaisseur optique. On voit ainsi que dans le cas où l'épaisseur optique vaut 1, l'éclairement initial est réduit d'un facteur $\frac{1}{e}$.

L'épaisseur optique de l'atmosphère (τ) pour une longueur d'onde est la somme des épaisseurs optiques de tous les constituants qu'on peut retrouver dans l'atmosphère. Le coefficient d'atténuation intégrée donne l'épaisseur optique

$$\tau = \int_{z_1}^{z_2} k dz \quad (2.9)$$

On parle de profondeur optique lorsque l'épaisseur optique prend comme bornes l'altitude de la surface (z_1) et l'altitude (z_2) au sommet de l'atmosphère, soit l'altitude où l'épaisseur optique de vient nulle. Si l'altitude décroît dans la direction de propagation du photon, l'épaisseur optique prendra une valeur négative.

C'est l'atténuation de l'atmosphère qui déterminera la signature spectrale, c'est-à-dire l'intensité des rayons et leur distribution relative, en tout point d'un système éclairé. Cette forme spectrale est donc variable d'un endroit à l'autre en fonction des constituants optiquement actif d'un milieu qui ont traversés depuis la source. Voyons alors ce qui se passe pour que la lumière soit diminuée lors de son passage dans l'atmosphère.

2.2.3 Propriétés optiques de l'atmosphère

L'énergie reçue du soleil au sommet de l'atmosphère, F , est connue et relativement constante à l'échelle des derniers siècles (cité de Falkowski et Raven, 2007, p.46 et Hay, 2013, Chap. 12). Elle correspond en moyenne à 1366 W.m^{-2} , variant entre 1382 et 1337 W.m^{-2} suivant la forme elliptique de l'orbite terrestre. Les quelques taches solaires qui apparaissent de façon cyclique n'affectent que très peu le bilan radiatif de l'astre solaire ($\sim 0.1\%$). Entre l'espace extraterrestre et la surface de la Terre, l'atmosphère modifie la signature spectrale qui émane du soleil. Cette dernière est représentée par le spectre de Planck à $5778K$ et suit presque les caractéristiques d'un corps noir.

Comme le milieu entre le soleil et le sommet de l'atmosphère ne comporte pas de matière, il n'altère pas l'énergie radiative et la forme du spectre reçue au sommet de l'atmosphère est celle qui est émise du soleil, avec un maximum d'énergie dans le visible. Même lorsque le ciel est clair, les gaz (vapeur d'eau, dioxyde de carbone, dioxygène, ozone) présents dans les différentes couches de l'atmosphère absorbent les radiations dans l'atmosphère tel qu'illustré sur la figure 2.5. L'observateur terrestre qui regarde le ciel recueille ainsi l'information lumineuse pour les fenêtres atmosphériques qu'on retrouve dans l'atmosphère.

La diminution du flux radiatif ultraviolet est due à la diffusion de Rayleigh et à l'absorption par l'ozone. Comme la fonction de phase de diffusion associée à la diffusion de Rayleigh est symétrique, la moitié des photons qui subissent la diffusion de Rayleigh sont renvoyés dans l'espace résultant en une perte de 7% de l'énergie solaire reçue par la Terre due à ce phénomène (Robinson, 1966). Dans le visible (rectangle jaune), l'atténuation de la lumière est surtout dû à la diffusion, mais également à l'absorption par l'ozone et l'oxygène, et également à la vapeur d'eau à l'extrémité rouge du spectre. Finalement, la diffusion devient une contribution mineure de l'atténuation dans l'infrarouge, l'absorption par l'eau étant la source de modification dominante de cet intervalle. La proportion d'énergie solaire reçue à la surface de la Terre décroît proportionnellement à la cosécante de l'angle zénithal solaire (SZA en anglais, pour *Solar Zenithal*

Angle), en conséquence du chemin optique croissant qui occasionne une plus grande probabilité d'absorption et de diffusion. Il y a généralement une plus grande proportion de l'énergie visible relativement à l'ensemble de l'énergie qui atteint la surface de la Terre que celle qui atteint la surface de l'atmosphère (i.e. c'est un des intervalles qui relativement moins atténué lors de son passage dans l'atmosphère, avec celui allant de 0,1mm à 15m). L'éclaircissement visible constitue environ 45% de l'énergie solaire directe reçue à la surface de l'eau lorsque l'angle solaire est inférieur à 30° (Kirk, 1994).

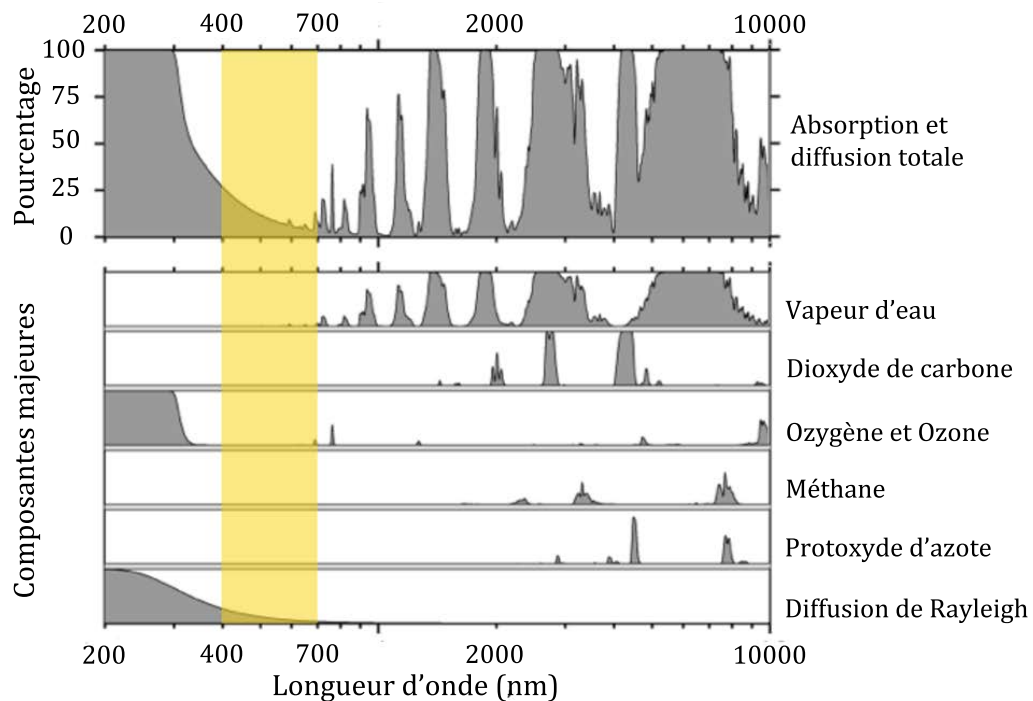


Figure 2.5: Fenêtres atmosphériques entre 200 et 1000nm (adapté de Jensen 2000). La bande jaune correspond à l'intervalle de la lumière visible.

2.2.4 Aérosols

Partout sur la planète, et en particulier dans les villes, les déserts, près de la côte et dans l'océan ouvert, l'atmosphère contient une certaine concentration en aérosols. Le diamètre de ces particules atmosphériques peut s'étendre de quelques nanomètres jusqu'à environ

10 micromètres en fonction de leur origine et de leur stade de vie (ChirondeLaCasinière, 2003). Dans les modèles, on considère que les aérosols sont de forme sphérique. Il devient alors plus facile de leur associer une fonction de distribution de taille et de modéliser leurs effets optiques. Ainsi, le rapport entre la surface où une particule d'aérosol peut interagir avec les photons et une surface de référence (ex : 1m^2) s'appelle la section efficace. Cette dernière peut être divisée selon son effet en section efficace d'absorption (σ_a) et en section efficace de diffusion (σ_s). On dérive le coefficient d'atténuation des aérosols (k_e) en intégrant la section efficace d'un intervalle de taille à une autre et en multipliant par la concentration de particules par unité de tailles. Comme le coefficient d'atténuation est une AOP ayant une dépendance spectrale, on doit paramétrer cette dépendance. Pour le visible, elle s'exprime $\lambda^{-\alpha}$, où l'exposant est le coefficient d'Angstrom, variant entre 0 et 4 selon la théorie de Mie (Mie, 1908). Plus la taille des aérosols est petite, plus α est grand, plus on a une forte dépendance spectrale, et inversement. Par exemple, les aérosols maritimes ont une plus faible dépendance spectrale ($\alpha \approx 0$) que ceux continentaux ($\alpha \approx 1$).

Les différents types d'aérosols contribuent de façon variable à l'absorption du rayonnement solaire par l'atmosphère. Cette contribution est sensiblement plus élevée pour les aérosols d'origine anthropique (tels que les suies de carbone) que pour la plupart des aérosols d'origine naturelle (sels, poussières et molécules organiques). Lorsque l'angle zénithal solaire est grand, l'absorption croissante dans l'infrarouge par les aérosols contribuent au réchauffement de la surface de la Terre (MacCracken *et al.*, 1986), la plupart des aérosols se trouvant dans les deux premiers kilomètres à partir de la surface.

Comme ces particules ne sont généralement pas petites relativement aux longueurs d'ondes avec lesquelles elles interagissent, elles provoquent la diffusion de Mie. Celle-ci est caractérisée par une fonction de phase de diffusion plus importante pour les angles faibles (i.e. vers l'avant), avec une faible dépendance à la longueur d'onde. Certains aérosols comme ceux qu'on retrouve en milieu marin absorbent moins et diffusent les

photons de façon plus probable vers l'avant que ceux qu'on retrouve en milieux continentaux (Gregg et Carder, 1990). Une atmosphère plus riche en aérosols transmet donc moins de lumière directe et plus de lumière diffuse en termes relatifs qu'un ciel clair.

Baker et Frouin (1987) rapportent, d'après leurs calculs réalisés pour aérosols maritimes, que le ratio de l'éclairement visible par rapport à l'éclairement de l'ensemble du spectre retrouvé à la surface de l'eau pour plusieurs types d'atmosphères différents se situe entre 45 et 50% pour des angles zénithaux solaires entre 0 et 50°, et décroît ensuite rapidement avec l'angle zénithal solaire. Ils indiquent que pour un angle zénithal solaire de 30°, l'influence des aérosols maritime sur ce ratio est de 0.2% alors que ceux d'origine continental est de 4%. Selon l'IPCC 2013, l'effet global des aérosols sur le climat entre l'an 1750 et 2005 porte à une diminution radiative de $-0,5 \pm 0,4 \text{ W.m}^2$ pour les effets directs comme l'absorption (effet positif sur le bilan) ou la diffusion (effet négatif sur le bilan) et à une diminution de $-0,7 \pm 0,4 \text{ W.m}^2$ pour les effets indirects comme leur influence sur la microphysique des nuages par leur action sur la densité de gouttelettes (Adam De Villiers, 2011). De surcroît, ils ont comme effet indirect de diminuer l'albédo de la neige et de la glace lorsqu'ils s'y déposent.

Les effets optiques que confèrent les aérosols à la lumière dans l'atmosphère peuvent être modélisés, mais ne sont pas toujours très précis étant donnée la répartition géographique des sources et la dynamique atmosphérique complexe qui causent une grande variabilité spatiale et temporelle. Cette information peut être dérivée par les satellites qui possèdent des canaux dans le proche ou le moyen infrarouge ou par un photomètre à partir du sol (Shettle et Fenn, 1979; Gordon et Wang, 1994; Ahmad *et al.*, 2010). Si elle est dérivée des satellites, l'information restreinte aux scènes mesurées en l'absence de nuages et de glace (Kergomard et Tanre, 1989), c'est pourquoi plusieurs méthodes d'estimation de l'éclairement incident utilisent une climatologie, c'est-à-dire une moyenne des mesures sur un intervalle temporel. L'erreur sur la profondeur optique des aérosols (τ_{aer} dérivée de MODIS est $0,05 \pm 0,02$ (sans unité) profondeur optique des aérosols (AOD en anglais pour *Aerosol Optical Depth*). En été, la région Arctique est relativement isolé des

sources d'aérosols anthropiques car l'advection atmosphérique est faible, ce qui diminue le transport des aérosols à partir des sources planétaires les plus importantes (Tomasi *et al.*, 2012).

2.2.5 Gaz

Les gaz présents dans l'atmosphère peuvent être divisés en 2 groupes. Le premier groupe sont ceux qui ont une concentration constante et le deuxième ceux qui ont une concentration variable. Les gaz à concentration constante sont principalement l'azote (N_2), l'oxygène (O_2), l'argon (Ar) et le dioxyde de carbone (CO_2). Ils sont considérés uniformément mélangés par unité de volume et donc ayant un effet optique connu. La transmittance de ces gaz varie selon la hauteur de la colonne d'atmosphère (l'atmosphère est plus épais à l'équateur qu'aux pôles vu l'activité convective créée par le forçage radiatif plus intense), et la pression atmosphérique qui informe sur la concentration en molécules.

Les gaz à concentration variable sont surtout la vapeur d'eau (H_2O) et l'ozone (O_3). La vapeur d'eau (humidité) et l'ozone sont des paramètres qui modifient le destin de la lumière visible dans l'atmosphère et doivent être estimés précisément dans les modèles d'estimation de l'éclairement incident à la surface, en particulier lorsqu'on s'intéresse à la lumière visible (figure. 2.6). La concentration de ces gaz peut être estimées à partir de mesures satellitaires, de mesures de radiosondes ou à partir de profils types soit moyennés sur une période de temps (climatologie), soit exprimés selon des modèles préétablis dits standards (McClatchey *et al.*, 1971a).

L'humidité Arctique est plus ou moins importante en fonction des échanges entre la cryosphère, l'hydrosphère et l'atmosphère, la vapeur d'eau est donc très variable spatio-temporellement. L'été est évidemment plus humide car l'eau s'évapore de la surface océanique et des terres plus chaudes. En hiver, l'Arctique est très sec car le couvert de glace empêche l'évaporation. L'influence de la vapeur d'eau est surtout apparent dans le rouge, autour de 690 et 700nm, et les pics d'absorption sont de plus en plus fort vers

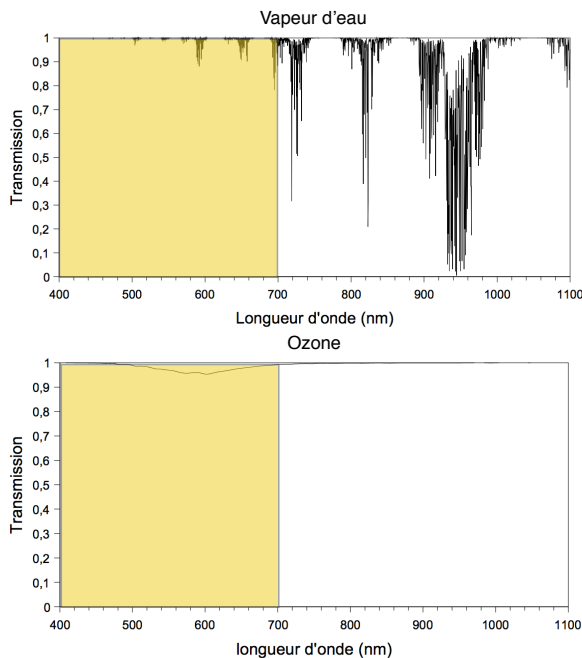


Figure 2.6: Exemple de transmission des gaz de vapeur d'eau (haut) et d'ozone (bas) pour un profil standard (US62), tiré de Aubé (2003). La bande jaune correspond à l'intervalle de la lumière visible.

l'infrarouge. Morel (1991) indique que le PAR mesuré à la surface est réduit de $-0,7\%$ pour une quantité d'eau précipitable de $0,5 \text{ cm}^9$ et un angle zénithal solaire de 0° et de 3% pour une quantité d'eau précipitable de 5 cm pour un angle zénithal solaire de 80° .

La concentration en ozone est aussi variable. Temporellement, elle semble être généralement à son plus fort au printemps et à son plus faible en été (Monks *et al.*, 2015). Elle se mesure en unités Dobson (DU en anglais, pour *Dobson Units*). Son maximum d'absorption est dans l'orangé, autour de 600nm . Morel (1991) nous indique que le PAR mesuré à la surface est réduit de 1% pour une quantité d'ozone de 250 DU et un angle zénithal solaire de 0° et de 10% pour une quantité d'ozone de 450 DU avec un angle zénithal solaire de 80° . Dans le but d'estimer le PAR qui parvient à la surface, une erreur

9. Par convention, 1 cm d'eau précipitable représente $1\text{g}/\text{cm}^2$ de vapeur d'eau

dans l'estimation du profil d'humidité risque donc de mener à une plus petite erreur sur l'estimation du PAR qu'une erreur sur l'estimation du profil d'ozone.

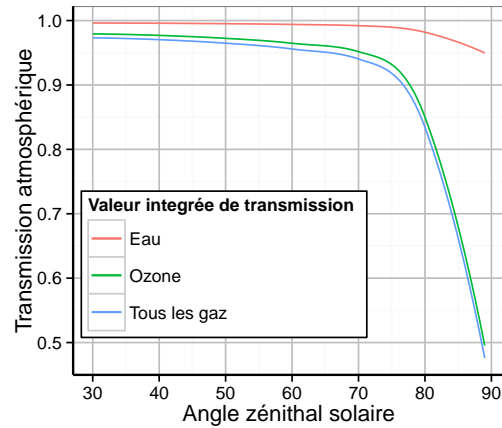


Figure 2.7: Transmission intégrée spectralement des gaz pour la section visible du spectre, variant de 30 à 90°, simulé à partir de 6S.

La figure 2.7 illustre les résultats d'une simulation avec le modèle de transfert radiatif *6S* (Vermote *et al.*, 1997). Pour un atmosphère standard d'été subarctique (2.085 cm pour la vapeur d'eau et 350 DU pour l'ozone), la transmission atmosphérique est surtout influencé par l'ozone.

2.2.6 Nuages

En plus de l'action des gaz atmosphériques et des aérosols, les nuages jouent un rôle particulier sur l'énergie qui provient de la voûte céleste. Sur la figure 2.8, lorsqu'un nuage est à proximité du soleil dans le ciel, il ne bloque pas la lumière directe et il diffuse l'énergie qui lui parvient, et il est donc possible dans ce cas qu'un observateur 1 reçoive de 5 à 10% de plus d'énergie que par un ciel complètement dégagé (Milford, 1974). En contrepartie, un nuage cachant directement le soleil (et donc sa lumière directe) diminue de beaucoup l'énergie reçue par l'observateur 2.

Plus les nuages couvrent d'altitude et sont denses, plus ils absorbent et plus ils diffusent

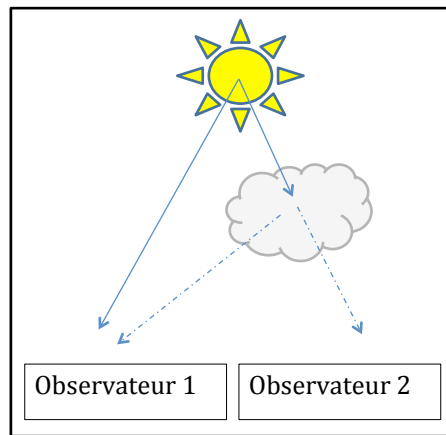


Figure 2.8: Schématisation de deux observateurs et de l'éclairement relatif qu'ils peuvent recevoir sous le soleil

(et donc réfléchissent) l'énergie en provenance du soleil vers l'espace. L'atténuation qui s'en suit dépend de la taille et de l'épaisseur des nuages, ainsi que de la taille et du nombre de gouttelettes qui le composent. Les petites gouttelettes sont beaucoup plus blanches que les grosses ou que les cristaux de glace. Plus les gouttelettes sont petites, plus les nuages réfléchissent la lumière incidente. Lorsque le couvert nuageux n'est pas homogène dans sa composition ou sa disposition, étant donnée la forte probabilité d'une distribution anisotrope de la luminance qui découle du passage des rayons solaires, l'atténuation résultante du nuage dépend beaucoup de la position de l'observateur. Entre autres, les nuages et brumes relativement bas sont formés de gouttelettes d'eau sphériques (diffusion moins anisotrope) alors que les cirrus sont plutôt formés de cristaux qui peuvent réorienter dans la même direction les rayons qui les traversent.

Il est parfois difficile avec la télédétection de distinguer les nuages des poussières atmosphériques. Si le nuage est assez épais (ex : cumulo-nimbus), il est possible de calculer le chemin optique de la lumière. L'épaisseur détermine alors s'il est un diffuseur isotrope ou anisotrope. S'il n'est pas très épais (ex : cirrus), il peut être associé à tort à des aérosols lesquels occasionnent des processus atmosphériques différents de ceux des nuages et mènent à une mauvaise estimation du spectre lumineux incident à

la surface. Ajoutons que généralement, plus un ciel est couvert, plus l'éclairement de surface devient diffus et uniforme. Par exemple, une simulation à partir du modèle de transfert radiatif SBDART nous révèle que pour un angle solaire de 50 degrés avec l'ozone correspondant à 350 DU , si le ciel est complètement couvert avec un τ_d de 50, l'éclairement à la surface sera complètement diffus.

La fraction nuageuse et l'épaisseur optique des nuages présents dans la colonne d'air sont ainsi des variables qu'il faut absolument considérer dans l'évaluation de l'effet atmosphérique sur l'énergie solaire reçue à la surface. Les satellites de la couleur de l'eau ont tendance à masquer les éléments qui ont un albédo très fort pour les longueurs d'ondes visibles car ils saturent le capteur et faussent le signal à partir duquel on pourrait étudier ce qui constitue la colonne d'eau. Il n'y a donc pas de corrections atmosphériques en présence de nuages car la scène (le pixel) est masquée. Malgré la perte d'information sur la scène occasionnée par la réflexion et la diffusion non-sélective des nuages, ils transmettent la lumière, il faut donc en tenir compte lorsqu'on veut estimer l'éclairement spectral incident à la surface de l'eau. Pour en tenir compte, on évalue la transmittance nuageuse, l'inverse de l'atténuation nuageuse, soit le ratio de l'éclairement descendant sous la couche de nuage sur l'éclairement reçu par un ciel clair. La transmittance nuageuse peut être résolue en utilisant le transfert radiatif, notamment en paramétrisant les caractéristiques de la scène comme l'épaisseur optique des nuages, l'angle zénithal solaire et l'albédo de surface. Boers *et al.* (2000) montrent que leurs mesures terrain d'épaisseur optique des nuages peuvent différer énormément de celles retrouvées par satellites dû soit à l'hétérogénéité de la structure du nuage soit à une faible épaisseur optique. Ainsi, l'erreur sur la transmittance des nuages à partir de données satellites peut s'avérer considérable.

Dans le visible et le proche infrarouge, les nuages donnent en général un spectre plat, donc une faible dépendance aux longueurs d'ondes. Par contre, si l'on s'intéresse à des longueur d'ondes beaucoup plus grandes, la transmission peut devenir faible. Par exemple, s'il y a un cumulus dans la scène observée, pour un chemin optique de 100m,

la transmittance nuageuse est d'environ 0,3 et 0,15 pour $10\mu\text{m}$ et $1\mu\text{m}$ respectivement (cité de McClatchey *et al.* 1971, p.44).

Les nuages et la glace ont une signature indiscernable pour l'intervalle visible. Heureusement, les objets de la couche supérieure de notre planète émettent des radiations infrarouges et micro-ondes. Ces radiations de faible énergie sont dénommées ondes. Les nuages n'émettent qu'un très faible signal dans les micro-ondes, alors que la glace de mer en émet davantage (figure 2.9).

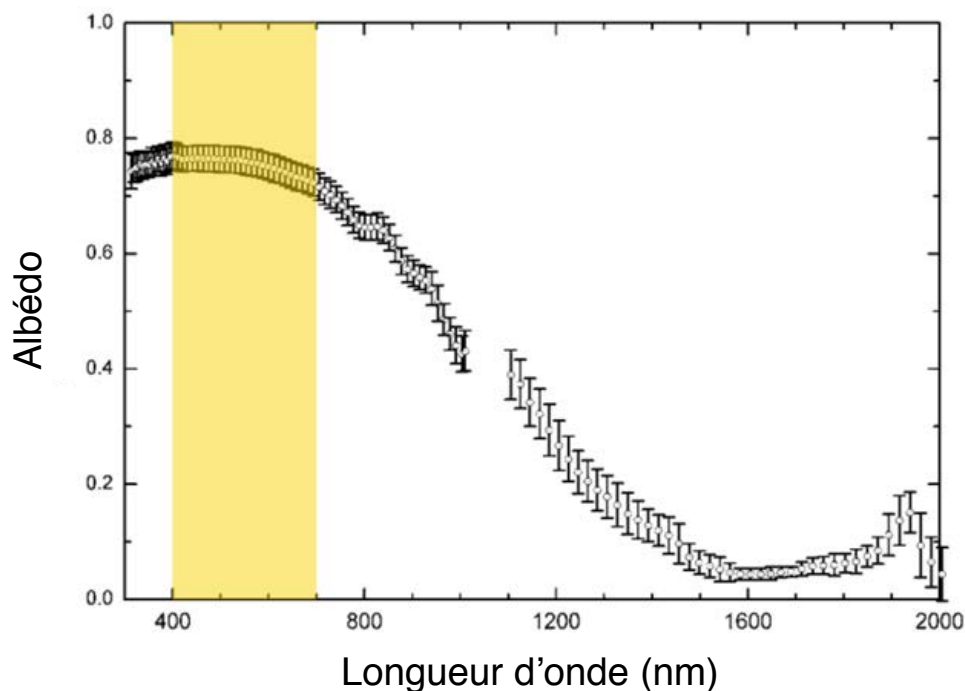


Figure 2.9: L'albédo spectral de la glace de mer en période de fonte (7 juillet au 12 août) - Tiré de Perovich *et al.* 2002. La bande jaune correspond à l'intervalle de la lumière visible.

Sur cette figure, les cercles blancs sont la moyenne d'albédo et les bars verticales représentent l'intervalle d'erreur (± 1 écart-type). Cette signature spectrale découle en fait de la structure physique de l'objet, notamment sa composition atomique et sa structure cristalline. De même, la différence de structure entre l'eau de mer et celle de

la glace permet de les différencier, de jour comme de nuit, avec ou sans la présence de nuages, car les cristaux de glace émettent plus de micro-ondes. Dans le même ordre d'idée, on note que les mesures des caractéristiques des nuages réalisées au-dessus d'un océan sans glace sont plus précises que celles faites au-dessus de la glace (Liu *et al.*, 2010).

Selon le rapport de l'IOCCG 2000, p.83, la moyenne globale journalière de couverture nuageuse est de 50%. Bishop et Rossow (1991) ont déterminé à partir de modèles de transfert radiatifs que les océans étaient plus souvent couverts de nuages que les continents. Ils concluent également que les océans Pacifique et Atlantique de l'hémisphère nord sont plus ennuagés que ceux l'hémisphère sud, mais que le Pacifique Nord est plus nuageux que l'Atlantique Nord en été.

En Arctique, les effets des nuages varient en fonction des saisons. En hiver, le couvert nuageux est à son minimum pendant les mois de décembre et de janvier, au moment où le couvert de glace est le plus épais. Ce couvert nuageux va rétrodiffuser les radiations infrarouges vers la surface plutôt que de les laisser passer directement comme le ferait un ciel clair (très peu de contribution du soleil pour cette période). En été, les nuages réfléchissent plutôt les ondes visibles vers le haut, ce qui cause une diminution d'énergie à la surface par rapport à un ciel clair. Le printemps et l'automne sont un mélange des deux situations, mais avec un réchauffement souvent plus important lorsque les nuages couvrent le ciel. Au-dessus de l'Arctique, il y a des nuages à haute altitude (cirriformes), à moyenne altitude (altocumulus, altostratus, nimbostratus) et à basse altitude (cumulonimbus, cumulus, stratus, stratocumulus). Eastman et Warran (2010) nous informent que 1) L'arctique est plus ennuagé vers sa périphérie en hiver alors qu'il devient plus ennuagé vers le pôle en été 2) le couvert nuageux devrait augmenter significativement pour toutes les saisons dans les prochaines décennies, 3) les nuages de basse altitude sont responsables pour ces changements.

2.3 Transfert radiatif

Cette section sert à expliquer les concepts généraux du transfert radiatif, en particulier dans l'atmosphère, sans prétendre à un formalisme mathématique rigoureux. Les modèles de transfert radiatifs sont des outils puissants qui permettent de simuler le chemin des photons qui traversent différents milieux. Il est possible de résoudre très précisément l'influence d'un milieu non-opaque comme l'atmosphère sur un ensemble très grand de photons pour chaque point de l'espace et chaque direction, à condition de bien connaître *a priori* la composition et les IOPs de chacun des constituants de ce milieu.

Cette discussion générale est valide pour différents médium. Schématisons les possibilités qu'un photon peut rencontrer. Si on imagine deux plans parallèles infinis, l'un situé à une distance z et l'autre à $z + dz$ de la source, on trouve l'atténuation, $c(z)$, pour un faisceau de lumière monochromatique collimaté selon la figure 2.10.

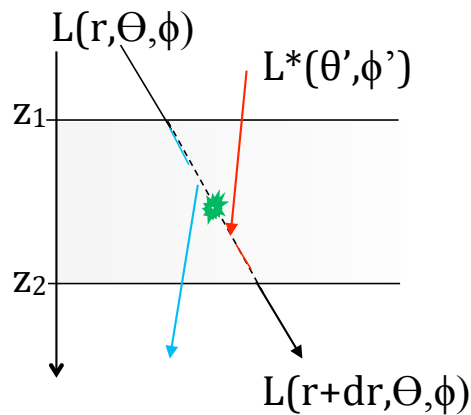


Figure 2.10: Schéma conceptuel de l'atténuation de la lumière

Pour l'atmosphère comme pour l'océan, le faisceau de lumière incidente (en noir) en interagissant avec un volume de matière à travers une tranche infinitésimale de son trajet (dz) perd des photons incidents (en bleu), sont atténués des photons par absorption (en vert) et alors que d'autres sont gagnés en provenance de trajectoires différentes (en

rouge).

$$\frac{dL(\lambda, \theta, \phi)}{dr} = -cL(\lambda, \theta, \phi) + L^*(\lambda, \theta', \phi') \quad (2.10)$$

Où $\frac{dL(\lambda, \theta, \phi)}{dr}$ est le taux de changement de la luminance en fonction de la distance, $-cL(\lambda, \theta, \phi)$ est le taux d'atténuation de la luminance en fonction de la distance et $L^*(\lambda, \theta', \phi')$ est le gain en photons par diffusion pour cette direction.

La partie des diffusions (eq 2.10) qui s'ajoutent au faisceau sont des photons de trajectoire initiale (θ', ϕ') qui sont diffusés dans la direction (θ, ϕ) suivant l'indicatrice de diffusion (β) sous-jacente appliquée à la luminance en provenance de l'angle solide $d\omega(\theta', \phi')$. Lorsqu'on intègre cette contribution en provenance des toutes les directions on obtient

$$L^*(\lambda, \theta', \phi') = \int_{2\pi} \beta(z, \theta, \phi; \theta', \phi') \cdot L(z, \theta', \phi') \cdot d\omega(\theta', \phi') \quad (2.11)$$

L'indicatrice de diffusion peut provenir de solutions analytiques comme celle d'Henry-Greenstein (1941) qui dépend du ratio entre les coefficients de rétrodiffusion et de diffusion (cité de Mobley 1994, p.141, voir aussi Fournier et Forand (1990)). De plus, considérant un ensemble polychromatique de radiations solaires, on peut ajouter à ce terme les processus de diffusion inélastique qui implique la ré-émission de photons suite à l'absorption de photons de plus courte longueur d'onde (c-à-d., diffusion de Raman et/ou fluorescence).

Dans la pratique, on s'intéresse surtout à l'atténuation en fonction de la profondeur/hauteur z d'une multitude de faisceaux, et donc on considère plutôt $k(z)$, présenté à la section 2.2.2. Les atténuations subies (eq 2.10) sont la somme de l'atténuation causée par les différents constituants du milieu. Dans le but de simplifier la géométrie de l'optique,

supposons qu'il n'y pas de variabilité horizontale dans les propriétés optiques inhérentes d'un milieu, ni de frontière. On peut ainsi décomposer le coefficient d'atténuation selon ses contribution d'absorption et de diffusion des différents constituants du milieu.

$$k = \sigma + \kappa \tag{2.12}$$

où σ représente le coefficient d'absorption et κ représente le coefficient de diffusion. Ces 2 coefficients sont en m^{-1} et dépendent des composantes du milieu retrouvés à un endroit et de la longueur d'onde considérée. Dans le milieu atmosphérique, pour un ciel clair et moyennant l'approximation d'une diffusion simple, l'atténuation atmosphérique est la somme de la diffusion moléculaire, de la diffusion par les aérosols, de la diffusion par les gaz et de la diffusion par les aérosols (Gordon et Morel, 1983). Cette approximation d'une diffusion simple signifie que les particules sont suffisamment éloignées les une des autres pour nous permettre de considérer l'énergie de l'interaction onde-molécule de façon unique, un cas à la fois plutôt que de considérer l'interaction entre une onde et un champs électrique. On doit ajouter le couplage molécule-aérosol dans l'équation lorsqu'on veut tenir compte des interactions multiples. Concrètement, si une onde radiative subit $k(z)$, une portion de cette radiation est absorbée et l'autre est diffusée, on forme donc les groupements suivants :

$$\begin{aligned} \sigma &= \sigma_m + \sigma_a \\ \kappa &= \kappa_m + \kappa_a \end{aligned} \tag{2.13}$$

où les indices m et a représentent les molécules et les aérosols. C'est en prenant en compte l'ensemble de ces processus que nous pouvons calculer l'extinction du rayonnement solaire. En regroupant l'effet de l'absorption moléculaire par l'ozone, par la vapeur d'eau et par les autres gaz (σ_m), l'absorption par les aérosols (σ_a), la diffusion moléculaire de Rayleigh (κ_m) et de la diffusion par les aérosols (κ_a), il ne reste plus qu'à les additionner et les intégrer sur toute la colonne atmosphérique pour obtenir la profon-

deur optique spécifique à l'atmosphère. Les lignes qui suivent décrivent les fondements sous-jacents aux modèles de transfert radiatif pour l'atmosphère.

La variation de l'absorption moléculaire (σ_m) en fonction de la longueur d'onde varie selon les bandes d'absorption des gaz atmosphériques et selon la concentration moléculaire, comme discuté brièvement à la section 2.2.5. L'absorption moléculaire est basée sur l'idée que les molécules absorbent certaines radiations en fonction de la structure moléculaire et de leur état énergétique (i.e. nombre d'électrons, leur orbital et leur état énergétique). Considérons un atmosphère parallèle plane et une fréquence pour laquelle plusieurs raies d'absorption distinctes appartenant à un ou plusieurs constituants moléculaires contribuent au coefficient d'absorption. Le coefficient d'absorption moléculaire de cette couche d'atmosphère sera alors la somme d'absorption moléculaire des raies d'absorption spectralement étroites dues à tous les composés absorbants qui sont assez proche de la fréquence d'oscillation ν pour contribuer significativement à l'absorption moléculaire. Quant à l'intensité de l'absorption, le coefficient d'absorption sommaire du gaz sera proportionnel au nombre de molécules du gaz par volume. Il est à noter qu'il y a une plus forte oscillation dans la fonction de l'absorption moléculaire par rapport à la longueur d'onde que pour les autres fonctions qui causent l'atténuation (absorption par les aérosols, diffusion par les molécules et diffusion par les aérosols, qui sont beaucoup plus lisses suivant les changements en longueur d'onde). La diffusion moléculaire (κ_m) peut être modélisée par la diffusion de Rayleigh. Rappelons que cette dernière prend place lorsque les atomes, molécules ou particules et la distance qui les sépare est grande relativement à la longueur d'onde et affecte les longueurs d'onde suivant une distribution de probabilité λ^{-4} . Elle dépend aussi du nombre de molécules rencontrées et par conséquent de la pression atmosphérique.

L'absorption et la diffusion par les aérosols (σ_a et κ_a) dépend de leur densité, de leur distribution de taille et de leur index de réfraction complexe. Le calcul du coefficient d'extinction des aérosols peut être simplifier en utilisant la relation empirique d'Angstrom. L'utilisation de tels paramètres simplifie la tâche de l'utilisateur qui peut facile-

ment l'extraire d'une scène sans nuages à partir de la plupart des images de la couleur de l'eau qui offrent des valeurs (au moins deux) dans les canaux infrarouges.

En rassemblant tous ces concepts et en utilisant leur propriétés additives, on obtient l'atténuation totale pour la couche horizontale j selon

$$k_j = \kappa_{mj} + \sigma_{aj} + \kappa_{aj} + \sigma_{aj} \quad (2.14)$$

En additionnant toutes les contributions des composantes atmosphériques rencontrées verticalement, on retrouve la contribution optique de l'atmosphère pour un soleil au-dessus de nos tête. Comme ce n'est jamais le cas en Arctique, on doit tenir compte du chemin optique, m .

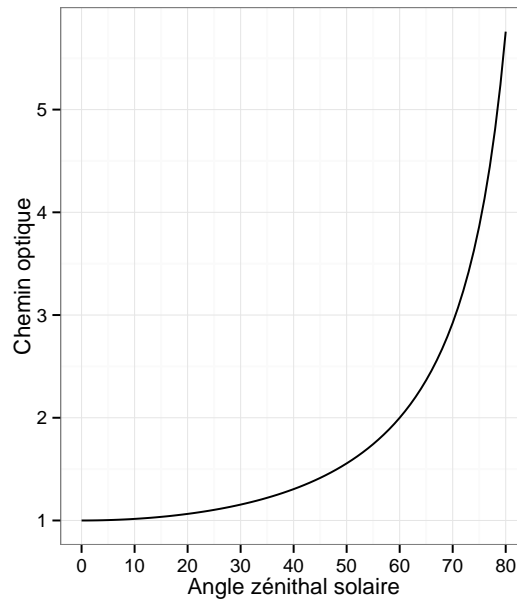


Figure 2.11: Augmentation du chemin optique avec l'augmentation de l'angle zénithal solaire

Le facteur du chemin optique est pris en compte en multipliant l'inverse du cosinus de

l'angle zénithal solaire pour un atmosphère aux couches horizontales. Ainsi, la profondeur optique des constituant atmosphérique ajustée pour le chemin optique est

$$\tau(\lambda) = \sec(\theta) \int_{z_1=0}^{z_2=TOA} \sum k(\lambda, z) dz. \quad (2.15)$$

Il devient alors possible de convertir la transmittance verticale à la transmittance du trajet optique entier (i.e. de tenir compte de l'angle zénithal solaire dans nos calculs).

À partir de l'éq 2.8 et 2.16, on réécrit l'addition de toutes les couches atténuantes infinitésimale de l'atmosphère selon

$$T(\lambda) = e^{-\int_{z_1=0}^{z_2=TOA} \frac{\sum k(\lambda, z)}{\cos \theta(z)} dz}. \quad (2.16)$$

La transmittance atmosphérique $T(\lambda)$ est donc l'exponentiel de la profondeur optique, soit l'intégrale des épaisseurs optiques ajustées pour l'angle solaire. On note que l'hypothèse d'une atmosphère aux couches parallèles rend le trajet horizontal sans valeur. C'est une situation qui peut avoir des répercussions qui biaisent l'estimation de l'éclairement à la surface, particulièrement vers les pôles. Le chemin optique peut être calculé selon le ratio du trajet sur sa composante verticale jusqu'à occurrence d'un angle solaire de 80° . Pour des angles plus important, la réfraction des rayons solaires compensent en partie pour la courbure de la Terre, ce qui implique que la distribution verticale des composantes atmosphériques qui diffusent ou absorbent doivent être pris en compte précisément (Dahlback et Stamnes, 1991). Une équation générale tenant compte de l'indice de réfraction de l'aire et de la densité et de la hauteur de ces constituants est donnée par McClatchey *et al.* 1971.

McClatchey *et al.* (1971) fournit également des tables numériques de coefficients d'atténuation disponibles pour 5 modèles atmosphériques (tropical, été pour latitudes moyennes, hiver pour latitudes moyennes, été subarctique et hiver subarctique) auxquels s'ajoute

une option de 2 types d'aérosols, ceux pour une atmosphère claire (visibilité de 23km - atmosphère moyennement chargée) et ceux pour une atmosphère brumeuse (visibilité de 5km - atmosphère très chargée), correspondant approximativement à une profondeur optique des aérosols d'environ 0.22 et 0.66 à 550 nm. Comme ces valeurs sont déjà calculés dans des tables pour des profils verticaux standard, les modèles résolvant les équations du transfert radiatifs sont beaucoup accélérés.

Au calculs de propagation de la lumière peuvent s'ajouter certaines fonctions génériques qui décrivent des phénomènes comme la luminance transmise par la surface de l'eau, par temps venteux ou non. De même, les composantes optiquement actives dans l'eau peuvent être modélisées. Il existe plusieurs sortes de solutions (voir Mobley, 1994). Toutes les situations peuvent être évaluées en utilisant des procédures de Monte Carlo, où l'on injecte un grand nombre de photons dans un modèle probabiliste et on réitère jusqu'à obtenir une certaine convergence. On réussit donc, en tenant compte de tous les préceptes de la théorie de l'optique appliquée, à connaître la répartition de la lumière en toutes parts de son trajet. Comme tous les modèles, les modèles de transfert radiatif ont leurs limites, en particulier lorsqu'on suppose des plans parallèles et donc qu'on ne prend pas en compte l'énergie diffuse en provenance du ciel lorsque le soleil est sous l'horizon, ou encore lorsque la lumière se propage dans un milieu discontinue en densité dû aux particules, comme par exemple lorsqu'il neige ou lorsqu'il y a beaucoup d'aérosols.

2.4 Modèles d'estimation de l'éclairement incident

Nous avons passé en revue les théories sous-jacentes à l'estimation de l'éclairement incident. Des modèles physiques mettent en relation les concepts théoriques explorés précédemment. Ils sont basés sur une description schématisée des interactions entre le rayonnement solaire et la matière présente dans l'atmosphère. Ils permettent ainsi de mieux saisir l'ampleur des conditions environnementales sur la quantité d'éclairement reçue à la surface.

Dans cette dernière section de l'ancrage théorique, on présente les modèles des satellites

SeaWIFS et MODIS (Frouin *et al.*, 2003). Ensuite, nous présenterons le modèle de (Bélanger *et al.*, 2013) qui fait usage du modèle SBDART. Les modèles d'estimation de l'éclairement incident présentés ici sont des modèles physiques et comportent des incertitudes. Pour un jour de l'année et un moment de la journée, on connaît avec très peu d'incertitude l'éclairement spectral moyen qui arrive du soleil à la surface de l'atmosphère (F) (Neckel et Labs, 1984). On connaît aussi avec grande précision la position du soleil pour chaque point de la surface. On peut donc connaître avec très peu d'incertitude la valeur de l'éclairement à la surface de l'eau, $E_d(\lambda, 0^+)$, à condition de connaître avec certitude la nature et la concentration de chacune des composantes de l'atmosphère et de la surface. C'est là tout le défi de l'estimation de l'éclairement de surface.

2.4.1 Méthode d'estimation du PAR par les satellites de la couleur de l'eau (Frouin *et al.*, 2003)

Depuis le premier capteur (*Coastal Zone Color Scanner* 1978-1986), la télédétection de la couleur de l'océan a permis d'accroître les observations des variations spatio-temporelles des concentrations en composantes bio-optiques de la couche superficielle de l'océan avec certains avantages : fréquence rapide d'acquisition des données, résolution spatiale et radiométrique relativement élevées, couverture spatiale étendue, et surtout, un continuum d'acquisition d'information sur de longues périodes. Dus aux résultats prometteurs des premiers satellites aux objectifs plus simples, nombreux sont ceux qui ont suivi cette vocation et ont été ajustés en fonction de l'héritage de leur précurseurs. Il y a aujourd'hui plusieurs satellites dont les résolutions radiométriques et les canaux ont été adaptés aux besoins précis de l'étude de la couleur de l'eau.

Le capteur SeaWIFS (*Sea Wide Instantaneous Field-of-View Sensor*), porté par la plateforme *SeaStar*, a été mis en orbite en 1997 et a cessé ses opérations en 2010, livrant des images de l'océan pendant un peu plus de 13 ans. La résolution spatiale du capteur était de 1,1 km au nadir et collectait les luminances dans huit bandes spectrales : six

visibles servant à décrire les caractéristiques de la cible et deux dans le proche infrarouge pour les corrections atmosphériques.

MODIS (*MODerate resolution Imaging Spectroradiometer*) est un instrument qui a été lancé par la NASA à bord des satellites Terra (1999) et Aqua (2002) qui sont à ce jour encore fonctionnels. MODIS collecte des données dans 36 bandes appartenant aux domaines visible, proche et moyen infrarouge et infrarouge thermique. Sa grande résolution spectrale permet d'en dériver une multitude de produits qui estiment des paramètres comme la glace ou les nuages. Pour les nombreuses applications liées à l'océanographie biologique, les bandes 8 à 16 offrent une sensibilité radiométrique supérieure avec une résolution spatiale d'un kilomètre.

Les modèles d'estimations de l'éclairement incident à partir des satellites de la couleur de l'eau sont des modèles qui partent du principe de conservation de l'énergie. Pour un système donné, l'énergie incidente est la somme de l'énergie réfléchie, de l'énergie absorbée et de l'énergie transmise. Dans le système atmosphérique, l'énergie incidente est la constante solaire affectée par l'angle zénithal solaire et la distance de la terre au soleil (connue). L'énergie réfléchie est déterminée par les satellites de la couleur de l'eau qui mesurent la luminance dirigée vers le haut (observée). L'énergie transmise et absorbée par l'atmosphère doit être déterminée et corrigée de l'albédo de surface (modélisée). Ainsi, pour déterminer l'énergie à la surface, l'énergie réfléchie dans l'espace par le système planétaire et l'énergie absorbée par les composantes atmosphériques sont soustraites à l'énergie incidente provenant du soleil.

Frouin et Chertock (1992) ont construit un modèle d'estimation de l'éclairement qui pénètre la surface de l'eau à partir de l'albédo intégré du spectre solaire (280-2500nm) mesuré par satellite. C'est sur ce modèle que se base le modèle de Frouin. Comme ces modèles déterminent l'albédo à partir d'une seule passe satellitaire, c'est-à-dire un seul angle d'observation, on fait l'hypothèse de l'isotropie des nuages et de la surface et on néglige leur variabilité journalière. Aussi, l'atmosphère et les nuages sont découplés, ce qui permet de représenter une couche d'atmosphère clair au-dessus d'une couche de

nuages, qui représente la transmittance des nuages intégrée verticalement.

L'énergie reçue à la surface de l'océan en absence de réflexion par la surface est $FD \cos \theta T(\theta)$, où F est la constante solaire au sommet de l'atmosphère, D est le facteur qui tient compte des légères variations de la distance du soleil à la terre au cours de l'année (<3%), θ est l'angle zénithal solaire et $T(\theta)$ est la transmission atmosphérique pour un ciel clair en fonction de l'angle zénithal solaire. L'énergie transmise par les composantes atmosphérique $T(\theta)$ ne peut être mesurée directement et doit être dérivée des observations. Comme discuté à la section 2.2., celle-ci peut être divisée pour tenir compte l'absorption par les gaz atmosphériques et la diffusion par les gaz (diffusion de Rayleigh) (t_g), et la diffusion (diffusion de Mie) et absorption par les aérosols (t_a). L'éclairement ainsi dérivé est l'éclairement reçu à la surface si la couche nuageuse et la surface sont des systèmes non-absorbant et non-réfléchissant. Ainsi, pour tenir compte de la contribution de la réflexion vers le bas des multiples diffusions de ce système nuage-surface, on multiplie par un facteur $(1 - S_a A)^{-1}$ au modèle pour obtenir l'éclairement au dessus de la surface de ce système.

$$E_d(0^+) = \frac{FD \cos \theta T(\theta)}{(1 - S_a A)} \quad (2.17)$$

Où S_a est l'albédo sphérique et A est l'albédo du système nuage-surface. Ce dénominateur aura comme effet d'augmenter E_d parce qu'il représente l'énergie des photons qui seront renvoyés vers la surface lors de leur chemin vers le haut après avoir été rétrodiffusés vers l'espace par le système nuage-surface (l'albédo sphérique est la version ajustée de l'albédo plane, c'est-à-dire qu'est la fraction relative d'énergie solaire rétrodiffusée vers la surface, en prenant en compte les réflexions multiples).

De plus, il faut pouvoir modéliser la situation d'un ciel nuageux. Comme on fait l'hypothèse qu'on peut découpler la couverture nuageuse du reste de l'atmosphère, on peut simplement tenir compte de la couche de nuage-surface par un facteur supplémentaire.

L'énergie transmise par la couche nuageuse ne tient pas compte de l'absorption ni de la diffusion par les gaz, elle tient seulement compte de l'atténuation par les nuages, et dans le visible, cette atténuation n'est causée que par la diffusion. On fait aussi l'hypothèse que la transmission moléculaire sous un ciel nuageux est environ la même que celle qu'on retrouve pour un ciel clair, notamment parce que la plupart de l'ozone se trouve au-dessus des nuages. Gardons en tête que l'éclairement qui nous intéresse est la fraction qui pénètre dans l'océan. Ainsi, on applique un facteur permettant de retrouver l'éclairement qui pénètre dans l'océan ;

$$E_d(0^-) = \frac{FD \cos \theta T(\theta)(1 - A - a)}{(1 - S_a A)} \quad (2.18)$$

où a est l'absorption causée par la couche nuage et donc où $A + a$ est la réduction appliquée au flux de l'équation 2.17. Ce numérateur aura comme effet de diminuer E_d parce qu'il représente l'énergie des photons absorbés ou réfléchis lors de leur passage dans la couche nuageuse et à l'interface air-mer. Comme l'absorption des nuages est négligeable dans la portion visible du spectre solaire, le terme sera ignoré pour l'estimation du PAR avec cette méthode et l'équation devient

$$E_d(0^-) = \frac{FD \cos \theta T(\theta)(1 - A)}{(1 - S_a A)} \quad (2.19)$$

En outre, pour un ciel clair, A est strictement égal à l'albédo de la surface, A_s . Ainsi l'équation devient

$$E_d(0^-) = \frac{FD \cos \theta T(\theta)(1 - A_s)}{(1 - S_a A_s)} \quad (2.20)$$

Il est plus précis d'estimer l'éclairement sous la surface, mais pour des questions de validation, on passe à l'éclairement au-dessus de la surface, parce qu'il est plus facile à mesurer sur le terrain (Frouin, com. pers., 2015). C'est ce qui explique que le calcul du PAR est augmenté de $(1 - A_s)^{-1}$ dans ce modèle, et donc qu'on obtient l'éclairement descendant au-dessus de la surface par

$$E_d(0^+) = \frac{FD \cos \theta T(\theta)(1 - A)}{(1 - A_s)(1 - S_a A)}. \quad (2.21)$$

En résumé, on retrouve un l'énergie du soleil au sommet de l'atmosphère qui est multiplié par la transmittance d'un ciel clair et la transmittance des nuages évaluée à partir de l'albédo de la scène et de l'albédo de surface. La figure 2.12 schématise les principales interactions de la lumière qui sont modélisées par l'algorithme Frouin. Dans le schéma, on ajoute la

Les termes de droite dans le schéma (ρ et $FD \cos(\theta) \rho * \pi$) sont discutés dans les paragraphes qui suivent. Pour résoudre l'équation 2.21, A_s devient l'albédo de l'océan (somme de l'énergie directe et diffuse) ajusté en fonction de l'angle zénithal solaire et de τ_{aer} à 500nm. L'albédo de surface pour un océan libre de glace est interpolé d'une table à partir de l'angle zénithal solaire et de l'épaisseur optique des aérosols (Jin *et al.*, 2004). La variabilité intra-journalière change surtout lorsque le soleil est bas sur l'horizon. Une erreur dans l'estimation de la faible énergie qui parvient à la surface lorsque le soleil est bas produirait une erreur faible sur le bilan journalier, ce qui permet d'ignorer la variabilité journalière de l'albédo de surface.

Il nous reste principalement à retrouver A , l'albédo du système nuage-surface. C'est ici qu'interviennent les satellites de la couleur de l'eau car ils permettent de dériver l'albédo à partir des luminances visibles qu'ils mesurent L_i . Basé sur le modèle de Frouin et Chertock (1992), le modèle utilisé pour retrouver le PAR à partir des satellites SeaWIFS et MODIS est implémenté par Frouin R., Franz B. et Wang M. en 2001. L'algorithme

Estimation du PAR par les satellites de la couleur de l'eau

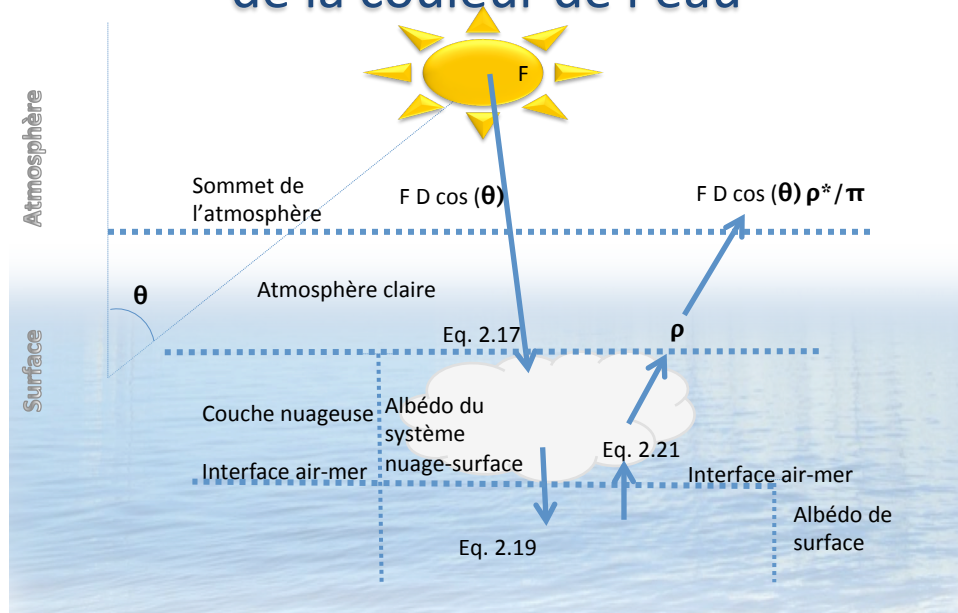


Figure 2.12: Schéma de l'estimation du PAR à partir des satellites de la couleur de l'eau, tiré et adapté de Frouin et Chertock 1992.

sert à résoudre l'éclairement au-dessus de la surface pour chacune des bandes visibles de SeasWIFS et MODIS et de cette façon à retrouver le PAR.

A devra être exprimé comme fonction de la luminance mesurée par les satellites de la couleur de l'eau pour la bande i ($i = 1, 2, \dots, 6$ pour l'intervalle PAR). Pour chaque pixel non contaminé par la réflexion spéculaire ou par la glace (qui serait interprétée comme un nuage par l'algorithme), on calcule la réflectance au sommet de l'atmosphère (voir eq. 2.6) à partir de la luminance mesurée par le satellite (ρ dans la fig. 2.12).

$$\rho^*_{i} = \frac{\pi L_i}{F_i d \cos\theta} \quad (2.22)$$

Où F_i est l'énergie extra-terrestre de départ pour la bande i , θ est l'angle zénithal

solaire au moment de la passe satellitaire, L_i est la luminance mesurée au satellite, d est le ratio de la distance moyenne terre-soleil au moment d'acquisition. Pour chacune des réflectances, on corrige ensuite l'effet de l'absorption par les gaz, notamment en divisant par la transmittance de l'ozone selon

$$\rho'_i = \frac{\rho^*_{*i}}{Tg_i} \quad (2.23)$$

où

$$t_{g(o_i)} = e^{\frac{-\sigma_{a(o_i)}}{\cos\theta}} = e^{\frac{-k_{a(i)}U_o}{\cos\theta}} \quad (2.24)$$

Où $\sigma_{a(o_i)}$ est l'absorption moléculaire, $k_{a(i)}$ est le coefficient d'absorption par l'ozone qui est tiré d'un code de transfert radiatif (6S, Vermote *et al.* 1997) pour la bande i et U_o la quantité d'ozone tirée des données auxiliaires (voir Frouin *et al.* 1989) provenant du capteur *Total Ozone Mapping Spectrometer (TOMS)*. Analoguement, la transmission de la vapeur d'eau est prise en compte en provenance du *National Center for Environmental Prediction (NCEP)*.

On dérive ensuite la réflectance de la couche nuages/surface affranchie de son effet atmosphérique complet en suivant la méthode développée de Tanré *et al.* (1979). Aucune information sur la composition nuage/surface n'est disponible pour les satellites de la couleur de l'eau, on suppose donc toujours l'isotropie du système et on obtient

$$\rho_i = \frac{\rho'_i - \rho_{ai}}{T_{ai}(\theta_s)T_{ai}(\theta_v) + S_{ai}(\rho'_i - \rho_{ai})} \quad (2.25)$$

où ρ_{ai} est la réflectance intrinsèque de l'atmosphère pour la bande i , c'est-à-dire la composante de la réflectance qui représente les photons qui ne se sont rendus à la couche

nuage-surface. L'absorption par les gaz est déjà pris en compte. La transmittance diffuse T_{ai} et l'albédo sphérique S_{ai} sont calculés par les formules analytiques développées par Tanre *et al.*, (1979). Ils dépendent de τ_{mol} et τ_{aer} . La réflectance de l'atmosphère peut être résolue en faisant l'hypothèse d'une diffusion simple, acceptable si l'on ne considère pas de grand chemin optique, intéressante puisque les grands angles solaires contribuent faiblement au PAR journalier, et donc est modélisée par

$$\rho_a = \frac{\tau_{mol}P_{mol} + \omega_{aer}\tau_{aer}P_{aer}}{4 \cos \theta_s \cos \theta_v} \quad (2.26)$$

où les indices i ont été omis par soucis de clarté mais il va de soi qu'il y a une forte dépendance spectrale dans la réflectance de l'atmosphère. P_{mol} et P_{aer} sont les fonctions de phase de diffusion associées aux molécules et aux aérosols. Pour estimer ω_{aer} et P_{aer} , on recherche le modèle d'aérosols le plus approprié, déjà calculé dans la correction atmosphérique standard.

Comme lorsqu'on fait les corrections atmosphériques, l'épaisseur optique des aérosols est obtenue d'une longueur d'onde de référence (τ_{aer}) (à 865nm pour SeaWIFS et MODIS). Sa dépendance spectrale est obtenue à partir du coefficient d'Angstrom, qui est également estimé lors de la correction atmosphérique (α). On trouve alors

$$\tau_{aer\ i} = \tau_{aer865nm}(865nm/\lambda_i)^\alpha \quad (2.27)$$

Étant donné que la présence de nuages inhibe la détermination des propriétés atmosphériques des aérosols, une climatologie mensuelle de τ_{aer} et α est employée.

Ainsi, tous les inconnus sont identifiés pour connaître la réflectance spectrale de la couche nuage-surface (ρ). Comme dans un pixel satellitaire le ciel est souvent un mélange entre un ciel clair et un ciel nuageux, sous l'hypothèse du ciel en plans parallèles, l'albédo

du système nuage-surface est la combinaison linéaire de l'albédo de surface (A_s) et de l'albédo des nuages (A'_{cl}), c'est-à-dire l'albédo des nuages eux-mêmes plus la contribution des photons réfléchis par la surface sous les nuages et qui retraversent ces mêmes nuages vers l'espace, tel que

$$A = CF.A'_{cl} + (1 - CF).A_s \quad (2.28)$$

Où CF est la fraction nuageuse. Toujours en négligeant le terme d'absorption a , on modélise contribution de l'albédo des nuages par

$$A'_{cl} = A_{cl} + \frac{(1 - A_{cl})^2 A_s}{(1 - A_{cl}A_s)} \quad (2.29)$$

où A_{cl} est la contribution au flux qui est directement réfléchi par la couche de nuage et le terme de droite représente la contribution provenant des photons réfléchis par la surface sous les nuages et qui ont traversé l'interface nuages. Le numérateur de la contribution représente la diminution du flux causée par cette épaisseur nuageuse traversée à l'aller et au retour et le dénominateur représente l'augmentation de flux par tout ce qui n'est pas absorbé par les nuages ou la surface et est éventuellement retourné vers le haut.

En approximant $\frac{1}{(1 - A_{cl}.A_s)} \approx 1 + A_{cl}.A_s$ dans l'équation 2.29, en négligeant les ordres 2 et supérieurs de A_{cl} et A_s ainsi que $A_{cl}.A_s$ (qui deviennent des contributions très faibles), par développement et simplifications on retrouve

$$A'_{cl} = A_{cl} + A_s \quad (2.30)$$

Ainsi, en remplaçant dans l'équation 2.28, on retrouve l'albédo du système nuage-surface tel que

$$A \approx CF.A_{cl} + A_s \quad (2.31)$$

Cette relation très simplifiée nous indique que l'albédo de la couche nuage-surface est la somme de l'albédo des nuages pondéré par la fraction nuageuse et de l'albédo de surface. Même si la dépendance angulaire de la réflectance est négligée dans l'équation qui détermine la réflectance de l'atmosphère clair (eq :2.26), on relie la réflectance totale à l'albédo du système nuage-surface intégré sur le domaine 400-700nm en utilisant une solution déterminée analytiquement par Zege *et al.* (1991), avec le facteur angulaire F_a suivant l'équation 2.31

$$A = F_a(\rho - A_s) + (A_s) \quad (2.32)$$

De cette manière, on retrouve l'albédo du système nuage/surface à partir de la luminance Li enregistrée au satellite et de l'albédo de surface. Finalement, les fonctions et paramètres de l'équation 2.21 sont calculées pour chaque bande spectrale pour chaque passe satellitaire. Chacun des i éclairément est moyenné en normalisant à l'aide de la portion relative du spectre extraterrestre F .

$$PAR = E0_{PAR} \int_{t_1=\text{début du jour}}^{t_2=\text{fin du jour}} \frac{\cos \theta_s \langle T_g \rangle \langle T_d \rangle [1 - \langle A \rangle]}{[1 - \langle A_s \rangle][1 - \langle S_a \rangle \langle A \rangle]} dt \quad (2.33)$$

et avec $E0_{PAR}$, la constante de la quantité de radiation PAR parvenant au sommet de l'atmosphère. Les données d'estimation du PAR journalier sont en $mW/cm^2/\mu m$. Comme S_a ne dépend pas de la géométrie de la scène, tous les termes suivent simplement la variation de θ_s . On intègre temporellement et on converties en unités d'*Einstein*/ $m^2/jour$. Les estimations seront subséquemment moyennées spatialement pour obtenir des produits de niveaux supérieurs (journaliers, hebdomadaires ou mensuels).

2.4.2 Méthode d'estimation du PAR par les satellites météorologiques (Bélanger *et al.*, 2013)

Avec un seul capteur satellitaire pour la couleur de l'océan, une couverture océanique globale journalière n'est pas possible. Une combinaison de différents satellites peut augmenter la couverture spatiale et temporelle, mais il reste tout de même trois lacunes importantes : 1) la variabilité de la couverture nuageuse intrajournalière n'est généralement pas prise en compte ; 2) l'absence d'estimation en présence de glace ; 3) l'absence d'estimation lorsque le soleil est trop bas sur l'horizon. Malgré une augmentation des passages satellitaires en Arctique, les conditions environnementales inhibent plus qu'ailleurs la possibilité d'extraction de l'information à partir des satellites (la glace est particulièrement présente et les angles zénithaux solaires sont souvent trop faibles). Une absence importante de l'estimation de l'éclairement incident à la surface découle de cette insuffisance à dériver l'information à partir des produits standard de la NASA. Sachant que le rayonnement incident disponible pour la photosynthèse doit être considéré de façon spectrale (Platt et Sathyendranath, 1988) même en présence de glace, Bélanger *et al.* (2013) ont publié un modèle pour en quantifier les tendances temporelles d'éclairement spectral. Deux raisons ont motivé ce développement : 1) le modèle de production primaire de Bélanger et al (2013) est un modèle spectral qui tient compte de l'atténuation par les substances autres que le phytoplancton comme le *CDOM* ; 2) le modèle s'étend dans l'UV-B afin de permettre de prendre en compte la photoinhibition du phytoplancton et de faire des calculs de flux photochimiques qui implique le *CDOM* (par exemple la production de carbone inorganique dissout (Bélanger, 2006), de monoxyde de carbone (Xie *et al.*, 2009) et d'ammonium (Xie *et al.*, 2012)). L'objectif du modèle est de simplifier la réalité tout en considérant les principaux composés optiquement actifs. Il s'agit d'un modèle conçu pour minimiser à la fois l'erreur sur l'estimation et la complexité d'utilisation.

Fondamentalement, le modèle de Bélanger suit une approche où les spectres d'éclairement sont pré-calculés et mis dans une matrice de correspondance numérique (en anglais Look-

up-Table, LUT) où 4 entrées sont nécessaires pour dériver l'éclairement spectral reçu à la surface. Celles-ci sont l'année, le jour de l'année, la longitude et la latitude. Elles permettent d'accéder à l'angle zénithal solaire et aux données de présence de nuage (CF), d'épaisseur optique des nuages (τ_{cl}), de la concentration d'ozone (O_3), qui sont obtenues du *International Satellite Cloud Climatology Project (ISCCP)* et de la fraction de glace de mer (SIC) qui est obtenue du *National Snow and Ice Data Center (NSIDC)*. L'information sur les nuages dans les zones polaires ($> 60^\circ$ de latitude) est obtenue à partir des données des capteurs *Advanced Very High Resolution Radiometer (AVHRR)* de la National Oceanic and Atmospheric Administration (*NOAA*) alors que celle de glace est obtenue de *Nimbus-7 Scanning Multichannel Microwave Radiometer (SMMR)* et du *Defense Meteorological Satellite Program (DMSP) Special Sensor Microwave Imager (SSM/I)-Special Sensor Microwave Imager/Sounder (SS-MIS) Passive Microwave Data*. Les données *ISCCP* sont offertes à une résolution spatiale de 280km et à résolution temporelle de 3h pour la période de janvier 1984 à ce jour. Celles de glace de mer sont offertes à résolution spatiale de 25km et à résolution temporelle journalière pour la période 1998-2009. La figure 2.13 montre un exemple des paramètres utilisés dans le modèle.

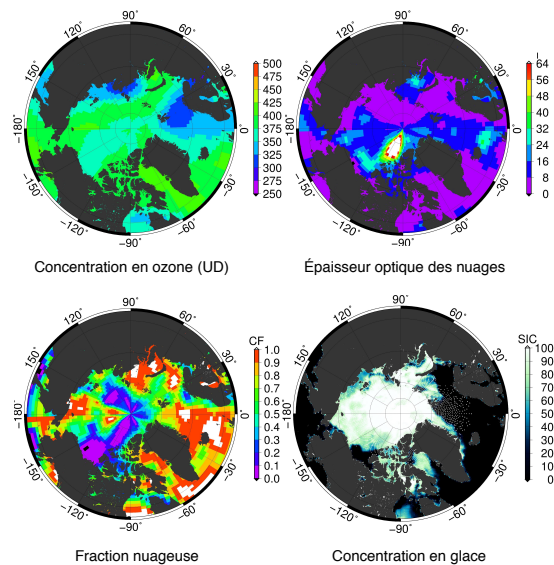


Figure 2.13: Exemple de produits FD-SFR (ISCCP) et SSMI (NSIDC) du 21 juin 1998

Le modèle *Santa Barbara DISORT Atmospheric Radiative Transfer (SBDART)* (Ricchiuzzi *et al.*, 1998) a été utilisé pour les calculs de transfert radiatif dans l’atmosphère. L’approche consiste à générer des tables d’éclairement spectral (dites look-up-tables en anglais ou *LUTs*) pour un grand nombre de combinaisons d’angles solaires, de concentrations d’ozone, d’épaisseurs optiques des nuages et d’albédo de surface (A_s). L’albédo de surface est construit de manière à rendre compte linéairement de la portion relative d’albédo de l’eau ($AlbOcean$, constant à 0.08) et de l’albédo de la glace ($AlbGlace$, variable en fonction du jour de l’année, construit à partir de Perovich *et al.* 2007).

$$A_s = AlbGlace * SIC + AlbOcean * (1 - SIC) \quad (2.34)$$

Les *LUTs* de l’éclairement au-dessus et au-dessous de la surface de l’eau, respectivement $E_d(\lambda, 0^+)$ et $E_d(\lambda, 0^-)$ ont été générées. On considère la mer comme une surface plane pour calculer $E_d(\lambda, 0^-)$ en prenant en compte les composantes directe et diffuse de l’éclairement incident calculées par SBDART.

$$E_d(\lambda, 0^-) = E_{ddif}(\lambda, 0^+)(1 - 0.066) + E_{ddir}(\lambda, 0^+)(1 - \rho_{fresnel}) \quad (2.35)$$

où $\rho_{fresnel}$ est le coefficient de réflexion à l’interface air-mer calculé avec les équations de Fresnel modifiées pour tenir compte de la vitesse du vent (= 4 m/s) selon la formulation proposée par Gregg et Carder (1990)¹⁰. On considère ici que 93,4% de l’éclairement diffus traverse la surface pour une mer calme et un ciel uniforme (Burt, 1954). Pour construire les *LUTs*, l’éclairement incident direct et diffus, $E_{ddir}(\lambda, 0^+)$ et $E_{ddif}(\lambda, 0^+)$, pour l’intervalle [290, 700]nm avec une résolution spectrale de 5nm ($N = 82 \lambda$), a été

10. Augustin Fresnel (1788 - 1827)

calculé avec *SBDART*. Pour ce faire, 19 valeurs d'angles zénithaux solaires (θ_s) allant de 0° à 90° avec un pas de 5° ont été utilisées. La concentration d'ozone (O_3) varie de 100 à 550 unités Dobson (DU), avec un pas de 50 DU , totalisant 10 valeurs possibles. Pour l'épaisseur nuageuse (τ_{cl}), 8 valeurs ont été utilisées : 0, 1, 2, 4, 8, 16, 32 et 64. Pour l'albédo de surface (A_s), 7 valeurs ont été utilisées : 0.05 0.20 0.35 0.5 0.65 0.80 0.95. Les *LUTs* comprennent ainsi un total de 10 640 spectres d'éclairement. La paramétrisation des variables a été choisie de façon à rendre des changements d'éclairement relativement linéaires, permettant une interpolation linéaire dans les *LUTs*.

Plusieurs paramètres atmosphériques ont été gardés constant pour réduire la complexité des *LUTs*. L'éclairement total pris à la surface de l'atmosphère est de Gordon *et al.* (1983) ($1367 W.m^{-2}$). Un atmosphère d'été subarctique est utilisé pour les calculs (décrit dans McClatchey *et al.* (1971), p.6). Cela détermine un profil vertical standard de pression, de température et de vapeur d'eau, et tient compte de l'épaisseur de l'atmosphère diminuée relativement à celle qu'on retrouve à l'équateur. L'effet des nuages est calculé par transfert radiatif; le programme utilise l'épaisseur optique des nuages (τ_{cl}), l'albédo de diffusion simple (ω_0) et le facteur d'asymétrie (g), qui décrit la fonction de phase de diffusion pour l'atmosphère. Le modèle d'absorption moléculaire utilisé est celui développé pour LOWTRAN 7 (Pierluissi et Peng, 1985). La diffusion de Rayleigh (σ_m) est calculée selon Liou (1980), et l'absorption associée aux gaz (κ_m) selon Shettle *et al.* (1980). La concentration d'aérosols maritimes a été gardée constante avec une épaisseur optique de 0,1 à 550nm ($\sigma_a + \kappa_a$). Ces simplifications de la réalité diminuent la performance de l'approche mais sont nécessaires pour garder un modèle rapide.

Pour obtenir l'éclairement en un point donné, à un moment donné, on doit calculer l'angle zénithal solaire et aller chercher le spectre d'éclairement dans l'une des *LUTs* (0^+ ou 0^-). Considérant la résolution spatiale de la grille de l'*ISCCP*, on fait une interpolation bilinéaire des produits CF , τ_{cl} , O_3 pour la position géographique voulue. On trouve donc

$$E_d(\lambda, 0^+) = E_d^{nuage}(\lambda, 0^+) * CF + E_d^{clair}(\lambda, 0^+) * (1 - CF). \quad (2.36)$$

Les valeurs $E_d^{nuage}(\lambda, 0^+)$ où $\tau_{cl} > 0$ et $E_d^{clair}(\lambda, 0^+)$ où $\tau_{cl} = 0$ proviennent de la *LUT* créée à l'étape précédente. De la même manière, l'éclairement sous la surface peut être estimé. Cette opération finale nous donne donc l'éclairement descendant au-dessus ou sous l'interface air-mer en tenant compte des nuages et de la glace de mer. La figure 2.14 schématise les principales interactions de la lumière qui sont modélisées par l'algorithme Bélanger. La résolution spatiale est une faiblesse de l'approche mais la résolution temporelle qui permet de tenir compte de la variabilité nuageuse et la possibilité de connaître le PAR même en présence d'une mer couverte de glace et d'un soleil bas sur l'horizon en font un modèle très utile en Arctique.

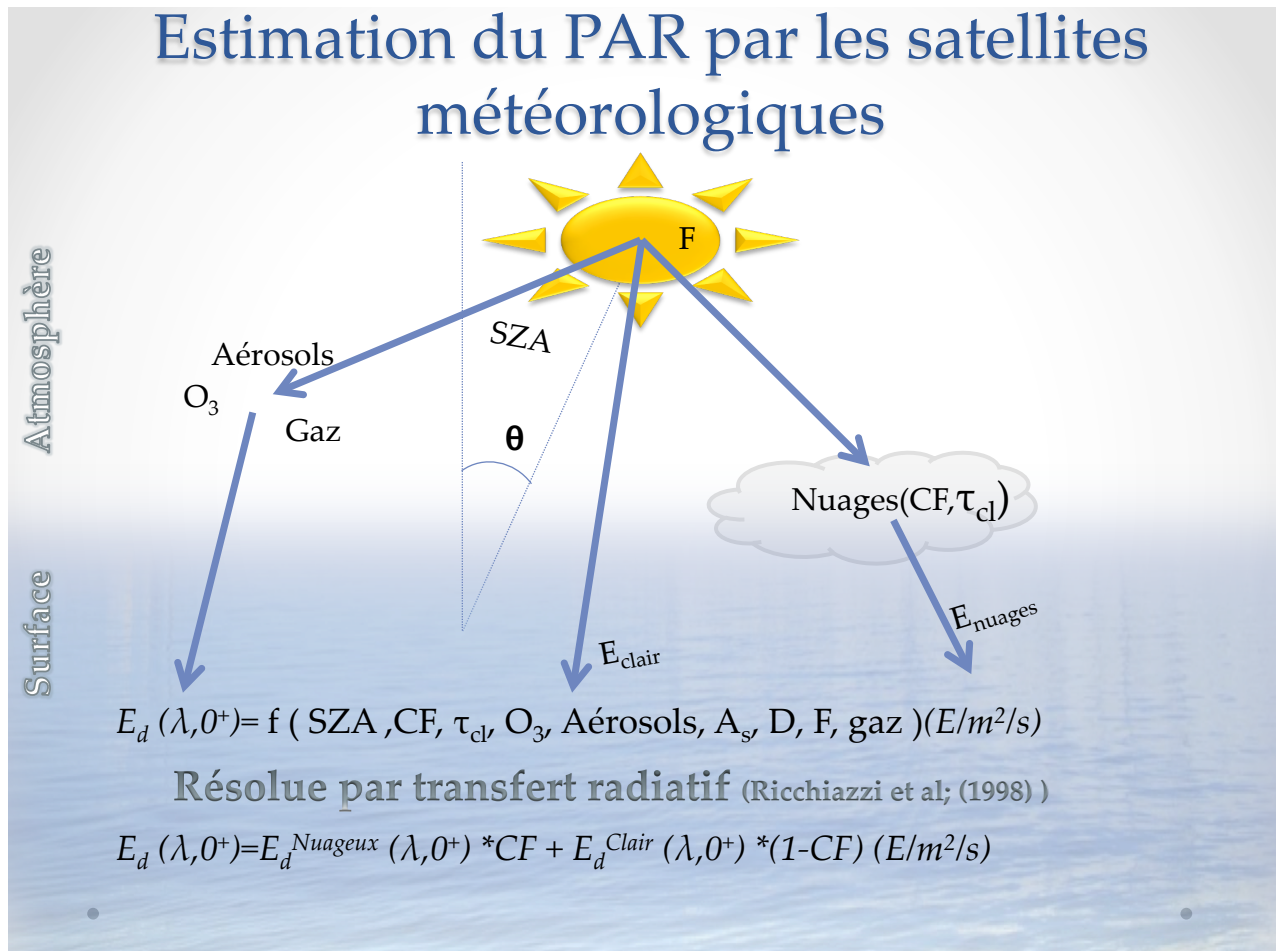


Figure 2.14: Représentation schématique de la méthode d'estimation du PAR de Bélanger

CHAPITRE III

MÉTHODOLOGIE

Maintenant que nous avons défini les concepts et théories qui seront utilisés, nous pouvons aborder notre objectif principal, soit l'évaluation de la performance de la méthode Bélanger et al. (2013) et celle implémentée par la NASA pour l'estimation de l'éclairement incident. Pour ce faire, nous comparons dans un premier temps les mesures in situ avec chacune des méthodes et comparons ensuite les méthodes entre elles (figure 3.1). Ce chapitre présente la base de données in situ, les produits issus des méthodes d'estimation satellitaires et les statistiques utilisées pour examiner les résultats obtenus. La section qui présente la base de données in situ discute de la compilation des données en provenance de différentes sources, du contrôle de qualité, de l'intégration spectrale et temporelle, de la quantification de l'incertitude et présente finalement la structure de la base de données. La dernière section présente l'approche statistique qui sera utilisée pour évaluer les méthodes d'estimation par satellite.

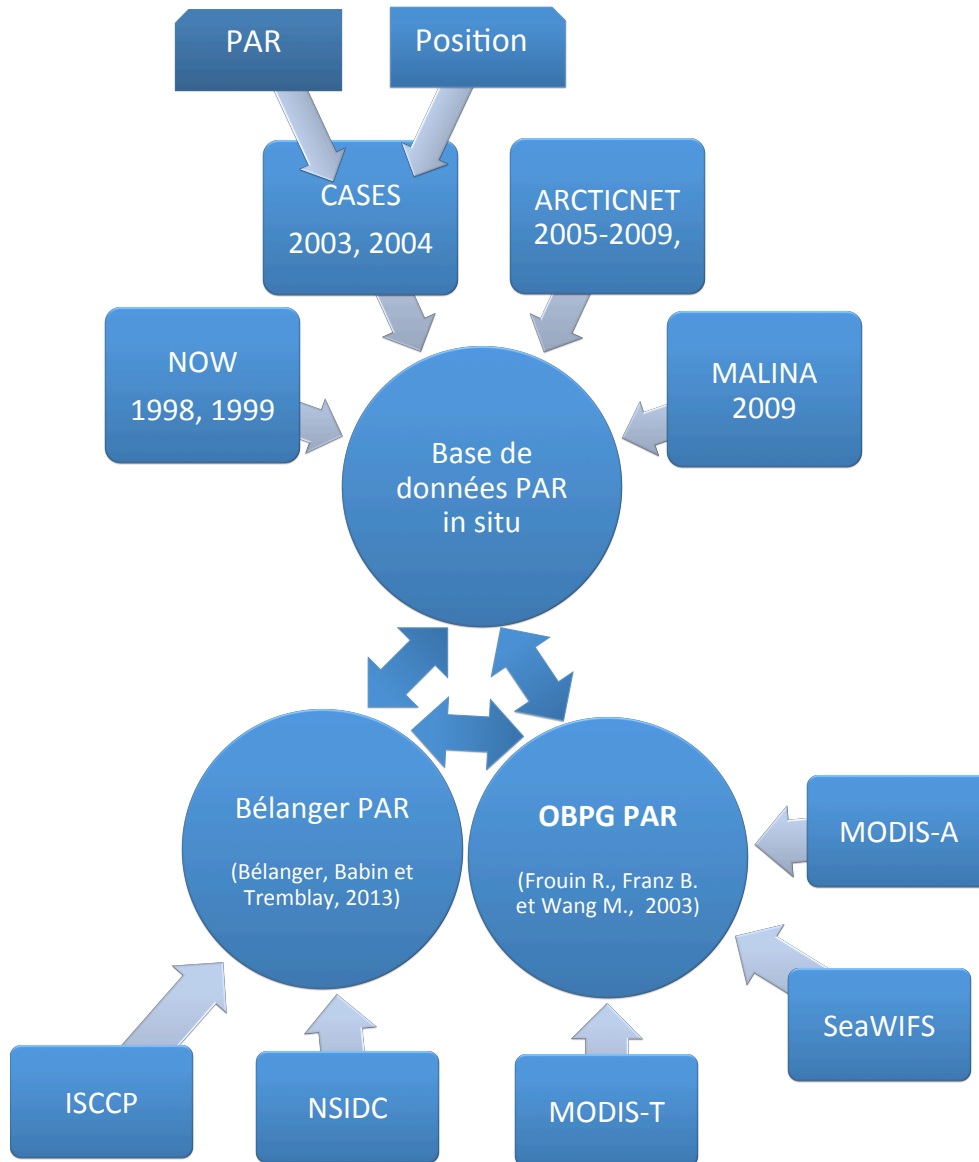


Figure 3.1: Schéma méthodologique général du projet

3.1 Base de données in situ

La première partie du projet consiste à rassembler, valider et uniformiser les données d'éclairement de différentes provenances. Pour ce faire, plusieurs étapes sont nécessaires. Voici un aperçu des étapes présentées dans cette section. Les données sont converties dans les mêmes unités, en $E.m^{-2}.s^{-1}$. Celles qui sont spectrales sont intégrées entre 400 et 700 nm. Elles ont été géolocalisées. L'empreinte temporelle des mesures a été transformée en temps universel coordonné (UTC). Plusieurs jeux de données ne portaient initialement pas d'information géographique complémentaire à leur contenu, une méthode a donc été développée pour s'assurer de la validité des données. D'autres tests qui permettent de s'assurer de la qualité des valeurs de *PAR* ont été créés. Ces valeurs, bien que sujettes à une erreur intrinsèque à la mesure, ont ensuite été considérées comme vraies et comparées aux estimations générées par les méthodes satellitaires.

3.1.1 Compilation des données in situ de différentes sources

D'abord, les responsables des récoltes de données (chercheurs principaux, CP) sont sollicités et donnent leur accord pour l'utilisation libre de ces données. Sachant que ce sont les données in situ qui dirigent incidemment l'étendue spatiale et temporelle de la première évaluation des algorithmes Bélanger et Frouin (les données estimées à partir des mesures satellitaires seront produites sur cette base), il est important d'avoir confiance en l'empreinte spatiale et temporelle de toutes les données in situ.

La base de données est d'abord standardisée, c'est-à-dire que les différents formats dans lesquels étaient stockées ces données sont transformés selon un cadre pratique global. Ce cadre présente les temps en format UTC, les positions en format de coordonnées géographiques (non projetés) et les valeurs de *PAR* en $E.m^{-2}.s^{-1}$ (Morel et Smith, 1974). Le tableau 3.1 affiche une synthèse des missions océanographiques North Waters (NOW), Canadian Arctic Shelf Exchange Study (CASES), ArcticNet (AN), MALINA, TARA Ocean et VITALS, au cours desquelles des mesures d'éclairement en continu ont été acquises et mises à notre disposition.

Tableau 3.1: Caractéristiques générales de l'aquisition du *PAR* au cours des missions océanographiques

Mission et année	Navire	Instrument (unité)	Mesure	CP
NOW 1998 1999	Pierre Radisson	LI-COR 192SA (UE m-2 s-1)	<i>PAR</i>	Michel Gosselin (UQAR)
CASES 2003 2004	Amundsen	GUV-510 Biospherical* (uE/(cm2.sec))	<i>PAR</i>	Xie H. (ISMER) I. Church (University of New Brunswick)
AN 2005-2011 2013-2014	Amundsen	Li-COR cosine sensor LI-190SA **	<i>PAR</i>	Tim Papakiriakou M. Gosselin (ISMER) S. Bélanger (UQAR)
MALINA 2009	Amundsen	SuBOPS Biospherical (quanta.cm-2.s-1)	Spectral (12 canaux radiométriques)	S. B. Hooker (NASA)
TARA Ocean Polar Circle 2013	Tara	COPS Biospherical ($\mu.W.cm^{-2}.nm^{-1}$)	Spectral (12 canaux radiométriques)	M. Babin (Takuvik)
VITALS 2014	Hudson	COPS Biospherical ($\mu.W.cm^{-2}.nm^{-1}$)	Spectral (12 canaux radiométriques)	S. Bélanger (UQAR)

*Dû à quelques données négatives pendant les moments de noirceur (où théoriquement l'éclairement=0), les données *PAR* ont été augmentées de sorte à ajuster le jeu de données entier de +6.0985e-06.

**Les données étaient soit en temps local, soit à l'heure du Québec, soit à l'heure UTC, parfois tous les trois pour une même année. Ces heures ont été ajustées à l'aide des données de Tim Papakiriakou (University of Manitoba) en UTC (Communication personnelle, 2014-07-16).

Pour qu'on puisse facilement manipuler les données, les données des missions ont été transformées pour obtenir au minimum un champ indiquant le temps en caractères dans le format (aaaa-mm-jj hh:mm:ss), deux colonnes numériques indiquant la position en degrés dans un système de coordonnées géographiques avec 3 décimales et finalement une colonne numérique de *PAR* instantané avec 10 décimales. Les missions pour lesquelles l'éclairage spectral était enregistrées conservaient l'information spectrale, des champs numériques ont donc été ajoutés à la structure de la base de données.

En général, les données recueillies n'étaient pas géoréférencées. Le fichier des positions provenait d'une autre source (souvent appelé *shiptrack*) où sont enregistrées les positions à très haute fréquence à bord des navires. Il faut ainsi lier les données *PAR* aux données de positions à l'aide du champ clé *GMT TIME STAMP*. Pour ce faire, cette clé est générée avec un script dans le logiciel R. Pour chaque mission, deux scripts en R ont été écrits pour standardiser les positions (sous-échantillonner les données qui sont trop difficiles à manipuler) et le traitement des données *PAR* (formater le temps et standardiser les unités). La jointure de ces tables est exécutée avec un autre script. Comme les données de temps associées au *PAR* ne correspondent pas toujours exactement à une donnée de temps associée à une position, une fenêtre de 2h de différence absolue est allouée pour la jointure. Ce seuil est ensuite ajusté en rétroaction à la quantité de résultats obtenus, puisqu'un seuil trop petit élimine trop de données et qu'un seuil trop grand va à l'encontre d'une bonne précision.

Les données étaient enregistrées par des missions océanographiques. La plupart des données à notre disposition sont dans la zone canadienne arctique et subarctique (-60° , 55°) et (-140° , 79°), sauf pour celles enregistrées par la mission TARA OCÉAN, qui avait fait la circumnavigation de la banquise arctique. Comme ces missions sont beaucoup plus difficiles à réaliser en présence de glace, il y a un biais temporel associé aux données. La majorité des observations étaient en septembre, suivi d'octobre et d'août. Seules les missions NOW et CASES ont permis d'acquérir des données dans le haut Arctique au moment du solstice d'été.

Retenons que la quantité d'éclairement journalier présente dans notre base de données est très variable en fonction de la date de l'année mais aussi en fonction de la latitude, comme illustré sur la figure 3.2 où, à mesure que le temps de l'année avance, l'éclairement enregistré augmente puisque le navire se dirige vers le sud.

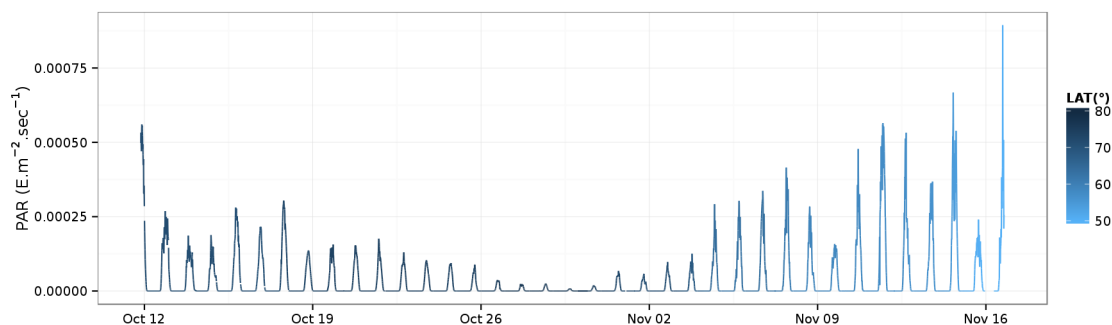


Figure 3.2: Quantité de PAR instantané enregistré pour la mission ArcticNet2009

3.1.2 Contrôle de qualité

Un contrôle rigoureux des données *in situ* de PAR était nécessaire pour garantir la qualité des données. Plusieurs aspects ont été vérifiés pour permettre d'avoir une base de données fiable dont la géolocalisation, les valeurs aberrantes et les conditions d'acceptation des données.

Géolocalisation

Essentiellement, les données d'éclairement enregistrées sur les navires comportent 2 variables, l'heure et la valeur de l'éclairement. Pour la plupart de ces missions, l'analyse de l'éclairement incident n'était pas l'objectif premier de l'enregistrement de ces données. On collectait ces données d'éclairement afin d'interpréter les résultats d'incubations réalisées pour quantifier les taux de production primaire sur un cycle de 24h. Ainsi, ces données se trouvent dans des tables pour lesquelles il est difficile de savoir a priori si le temps indiqué est celui du Québec ou UTC. Pour résoudre ce problème, la relation entre le PAR et l'angle zénithal solaire a été étudiée car l'éclairement au cours d'une

journée dépend très largement de l'élévation du soleil.

Une méthode de contrôle de qualité est mise sur pied de manière à pouvoir être fiable et ne dépendre que d'un minimum de facteurs pouvant contribuer à l'erreur intrinsèque de la technique de validation du temps. L'angle zénithal solaire attendu est généré à partir de la position géographique et de l'heure UTC, et nous sommes assurés par les fournisseurs des données de positions qu'elles sont toujours en temps UTC. Dans le cas d'un ciel clair aux conditions stables, la hauteur du soleil, entre son lever et son coucher, doit être en relation inversement proportionnelle avec la quantité d'énergie qui atteint la surface. Ainsi, l'angle zénithal solaire généré est mis en relation avec la valeur *PAR* associée pour chacune des mesures discrètes, soit une valeur par ligne dans le fichier journalier de format *GMT TIME STAMP*, Latitude, Longitude, *PAR*.

Pour illustrer chaque jour d'observation, deux graphiques sont créés (p. ex. figure 3.3). Sur le graphique de gauche, on retrouve le *PAR* en fonction de l'heure de la journée avec comme référence l'axe des ordonnées de gauche. Les points ouverts correspondent aux mesures in situ. Sur le même graphique, on retrouve également l'évolution de l'angle zénithal solaire au cours de la journée avec comme référence l'axe des ordonnées de droite. Les points ouverts en gris pâle correspondent aux angles zénithaux solaires calculés aux demi-heures. Dans le graphique de droite, les coordonnées de chaque point sont : en *Y* la valeur de la mesure in situ et en *X* son angle zénithal solaire correspondant, tant que l'angle zénithal solaire plus petit que 90° (l'horizon). Si le nuage de points suggère une fonction affine, c'est-à-dire un bon coefficient de corrélation de Pearson (*R*), nous sommes certains que la mesure est prise en temps UTC. Par contre, si cette courbe est divisée en patrons dispersés, on doit vérifier si les journées adjacentes temporellement ont des apparences similaires. Si c'est le cas, on soupçonne que l'heure enregistrée avec le *PAR* de ces journées est l'heure locale de l'est (Québec). Dans cette éventualité, la translation temporelle à appliquer est souvent de 4h, différence entre l'heure de l'est avancée et l'heure UTC (certaines situations sont plus ambiguës et laissent croire que l'heure enregistrée est ajustée à la position du navire). Nous évaluons cette corrélation avec l'inverse de l'angle zénithal solaire pour obtenir un coefficient de Pearson positif

dénoté R sur les graphiques.

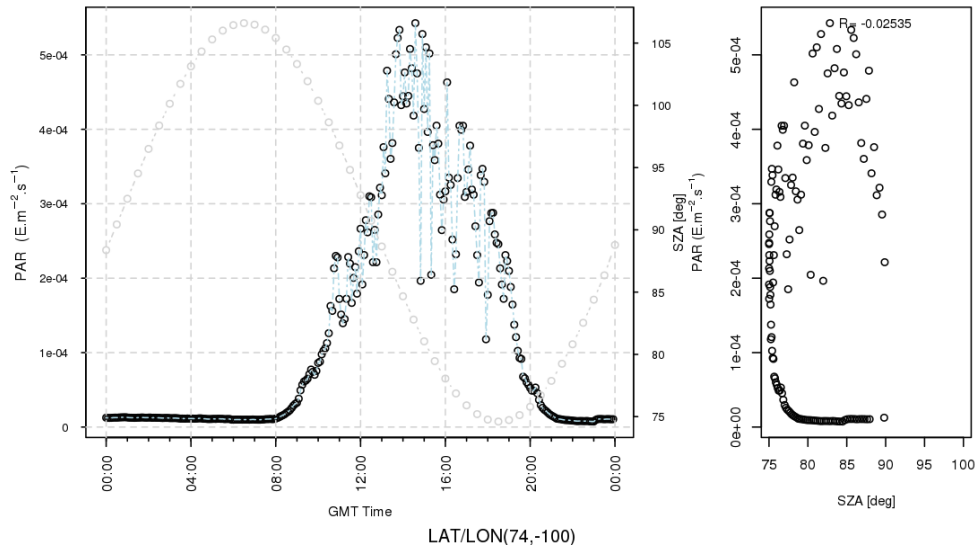


Figure 3.3: PAR in situ pour la journée 266 de l'année 2006 avec erreur sur le temps associé aux données PAR

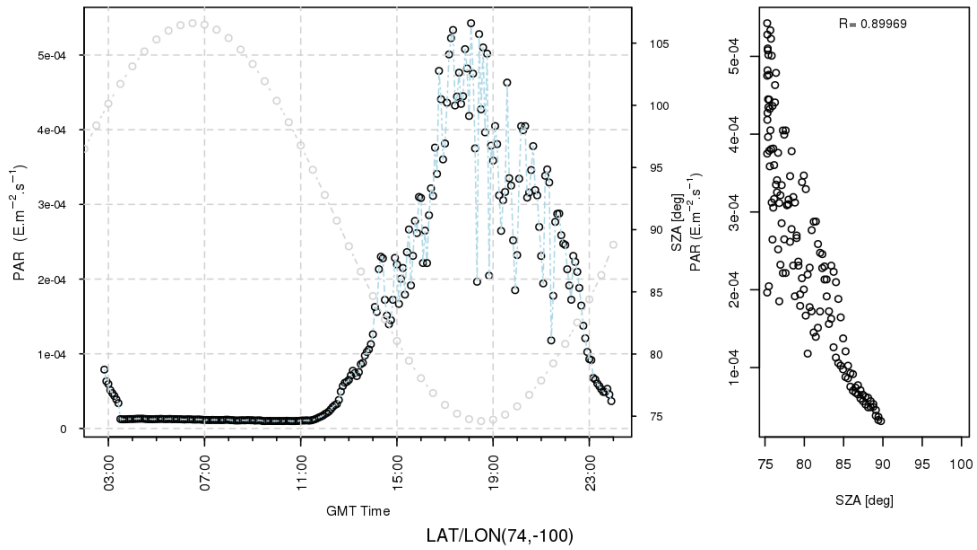


Figure 3.4: PAR in situ pour la journée 266 de l'année 2006 avec le bon temps associé

Typiquement, la figure 3.3 reflète une incohérence et un sémaphore est levé. Après investigation, on remarque que les jours avoisinants témoignent des mêmes caractéristiques. On ajuste donc le temps pour obtenir une meilleure corrélation entre l'angle zénithal solaire et le *PAR* (figure 3.4). Malgré nos efforts, la deuxième figure comporte un manque de données de minuit à 3 heure du matin et devra donc être rejetée de la base de données selon le critère établi à la section 3.1.2.3.

La difficulté majeure de cette technique est que l'atténuation de la lumière par les nuages peut avoir un effet aussi fort sur l'éclairement qu'un décalage temporel. Lorsque le ciel est complètement couvert à un endroit et qu'il se découvre plus tard (ou à mesure que le navire se déplace), l'éclairement enregistré peut créer un patron alarmant dans le graphique de droite et ainsi diminuer la corrélation, ce qui empêche d'automatiser complètement le processus. On illustre notamment cette faille dans la figure 3.5 où certains nuages ont un effet aussi fort sur l'éclairement que l'atténuation due à l'augmentation du chemin optique. L'inspection visuelle pour chacune des journées est donc inévitable. Les variables explicatives de l'éclairement (surtout la couverture nuageuse et l'épaisseur des nuages, mais aussi des aérosols, ozone, humidité et albédo de surface) enregistrées par satellites (ou générées de climatologies) n'ont ni la résolution temporelle, ni la résolution spatiale pour rendre compte de la variabilité réelle l'éclairement pour un tel exercice, ce qui nous empêche d'utiliser les modèles de transfert radiatif pour solutionner le problème.

Ainsi, la force de cette méthode est qu'elle restreint au minimum les contributions à l'erreur car elle n'est pas soumise aux biais qu'aurait pu apporter une solution simulée axée sur le transfert radiatif et développée à partir de mesures satellitaires (erreur de régression de type I plutôt que de type II). Sa faiblesse est qu'elle peut difficilement être automatisée vu la grande variabilité qu'exercent les variables environnementales sur la variable *PAR*. Par contre, une fois cet exercice complété, on conserve le coefficient de corrélation tiré de la régression linéaire entre le *PAR* et l'inverse de l'angle zénithal solaire pour quantifier globalement et en une seule variable la variabilité journalière

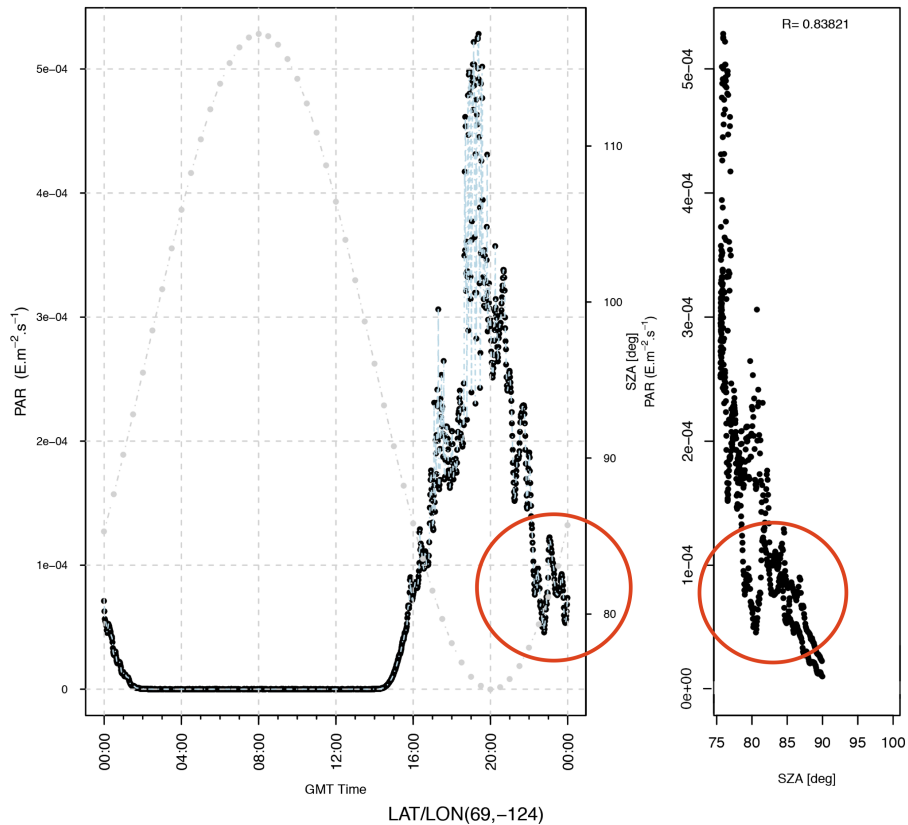


Figure 3.5: PAR in situ pour la journée 280 de l'année 2009 où un nuage rendrait la méthode de sélection automatique inefficace.

environnementale intra-journalière.

Identification des valeurs aberrantes

Pour éviter le plus possible les données aberrantes, les données où l'inclinaison du capteur est enregistrée (*tilt* et *roll*) sont filtrées, pour chacun des axes, en éliminant toutes les observations où l'inclinaison est aux extrémités inférieures et supérieures (1%) de la loi de distribution formée par l'inclinaison. Ces extrêmes sont des mesures où le capteur est susceptible d'avoir pris un mauvais enregistrement dû une inclinaison inappropriée. Par exemple, lorsque la mer est forte, le navire peut faire en sorte que le capteur est directement pointé vers le soleil et enregistre un éclaircissement beaucoup plus fort que ce

qui devrait être enregistré. Ce critère est révisé (processus de rétroaction) une fois les données compilées car la suppression initiale de 5% des données aux extrémités mène à un rejet trop important des jours lors du test d'acceptation (section suivante). Toujours dans l'optique d'éviter au maximum les données aberrantes, le sommaire des distributions de toutes les mesures de *PAR* de chacune des missions a été généré. Bien qu'il y ait une variabilité entre les moyennes des mesures d'éclairement instantané de chacune des missions, cette différence se réduit à un peu moins de 2 ordres de grandeur (1.92×10^{-5} pour AN2007 à $9.93 \times 10^{-4} E.m^{-2}.s^{-1}$ pour NOW 1999). Cette vérification permettait aussi de s'assurer que les bonnes transformations ont été effectuées pour obtenir une base de données en $E.m^{-2}.sec^{-1}$, puisque les unités de départ n'étaient pas toujours indiquées dans les fichiers reçus. Les valeurs maximales obtenues pour chaque mission sont comparées avec les produits du *PAR* instantané niveau 2 de la NASA (Carder *et al.*, 2003) pour s'assurer que les mesures correspondent approximativement et sont du même ordre de grandeur.

Conditions d'acceptation

Certains jours ne sont pas intégrés pour obtenir la quantité de *PAR* quotidien en raison du manque de données dans la journée. Le critère établi pour pouvoir opérer l'intégration et produire le *PAR* journalier est de ne pas avoir plus de deux heures consécutives sans donnée, à moins que ces deux heures aient eu un angle zénithal solaire plus grand que 90° , ce qui engendre une différence négligeable pour le *PAR* journalier. Cette décision est prise après avoir regardé individuellement la variabilité dans les graphiques journaliers de *PAR* en fonction du temps.

3.1.3 Intégration spatiale et temporelle

Les données d'éclairement des missions océanographiques sont enregistrées suivant des transects (segments curvilignes) par des détecteurs situés généralement au sommet de la timonerie du navire. Ces mesures doivent être interpolées spatialement et temporel-

lement pour obtenir des données journalières qui puissent être comparées à d'autres méthodes. L'étape d'intégration est donc réalisée de manière à assurer une optimisation de la validité des résultats et une minimisation de l'erreur encourue par l'interpolation. Pour notre jeu de données, la fréquence d'acquisition varie entre 1 et 15 minutes).

Nous savons que la limite temporelle acceptable pour interpoler entre les mesures dépend de la variabilité de l'éclairement et donc des variables qui l'influencent. On sait que le couvert nuageux est l'élément le plus susceptible de modifier rapidement l'éclairement. Il faut donc faire attention à avoir beaucoup de données lorsque le couvert nuageux est changeant. On sait aussi qu'on doit rétrécir cette différence temporelle inter-mesures lorsqu'on change d'environnement, par exemple lorsque l'on rencontre de la glace ou même lorsque le navire se dirige du large vers la côte où les types d'aérosols sont différents. La figure 3.6 illustre un cas où la variabilité de l'éclairement intra-journalière est faible et donc où le nombre de mesures pourrait être relativement restreint tout en représentant bien la réalité. La figure 3.7 illustre un cas où la variabilité de l'éclairement intra-journalier est fort, et où on suspecte la présence de cumulus qui diffusent anisotropiquement la lumière, et donc où il faut donc s'assurer d'avoir beaucoup de mesures.

La distribution du déplacement du navire est étudiée de façon générale. Plutôt que de s'attarder aux diverses possibilités de changement d'environnement et d'imposer un critère en fonction de la variabilité des conditions environnementales, des décisions pratiques semi-arbitraires sont prises en fonction des données dont nous disposons. Sachant que le déplacement maximal du navire est de 590km dans une journée, pour les cas jours où nous avons une haute fréquence d'acquisition, la fréquence est réduite à 1 acquisition/minute (0,016Hz). Ce choix sert à éviter de se retrouver avec des fichiers trop volumineux difficiles à manipuler. Pour les cas où la fréquence d'acquisition est plus faible, on accepte 1 acquisitions/15 minutes, ce qui donne toujours un peu plus de 0.15 données par kilomètre pour les données prises dans un intervalle diurne. Si la fréquence d'acquisition est plus faible, on rejette la journée. Après tous ces tests, sur 837 jours de données, 704 ont été gardés.

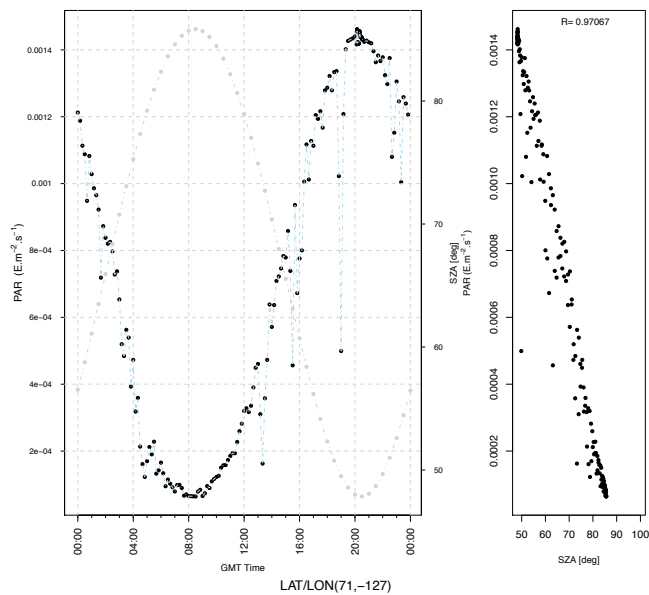


Figure 3.6: *PAR* in situ pour la journée 164 de l'année 2004, une journée où le ciel est dégagé sauf pour quelques brefs nuages passagés

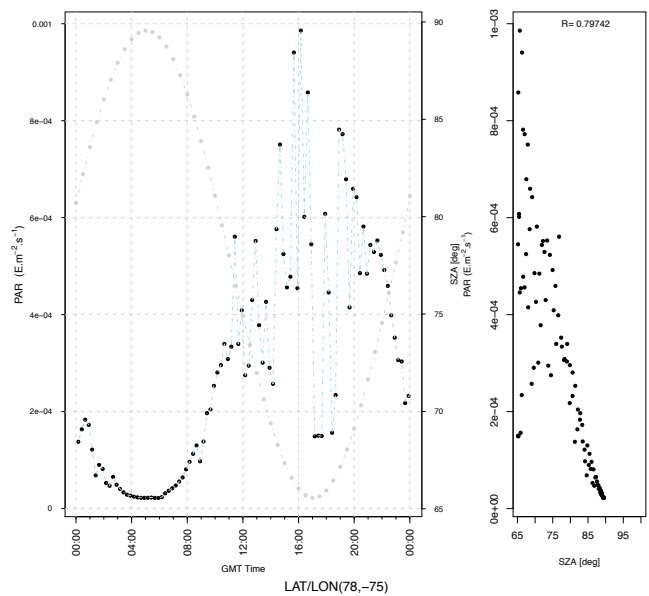


Figure 3.7: *PAR* in situ pour la journée 232 de l'année 2005, une journée où les conditions environnementales (notamment le couvert nuageux) sont très variables

Le calcul infinitésimal devrait idéalement représenter la somme des rectangles indivisibles circonscrits entre la variable *PAR* et le temps bornés par l'heure UTC 0 et 24 (somme de Riemann¹). Comme les données sont acquises de façon discrète, on doit approximer la surface à intégrer.

Le *PAR* est fonction du temps. La primitive du *PAR* journalier par rapport au temps peut donc être exprimée à l'aide d'une fonction continue. Dû à la grande variabilité de la variable *PAR*, il est difficile de savoir *a priori* si la courbe définie par cette fonction sera plus approximative qu'une somme de rectangles. Nous choisissons donc d'intégrer tous les jours des données selon les 2 méthodes, la somme des rectangles et l'approximation du *PAR* par des fonctions de lissage de type *spline* ou de type *loess* (*locally weighted scatterplot smoothing*) (Package stats du logiciel R, Cleveland et al. 1992). La première façon d'approximer par une fonction de lissage, *spline*, est une construction de morceaux de polynômes de divers degrés. Elle s'adapte bien aux fluctuations complexes mais conséquemment devient rapidement sensibles aux données qui sont des *outliers* mais qui passent le seuil de nos tests. La deuxième façon d'approximer par une fonction de lissage, *loess*, est une approximation par régression locale, soumise à des contraintes de lissage plus stricte et donc moins flexible que le *spline*. Suivant son implémentation intentionnellement moins souple, elle pourrait ne pas être influencée par les *outliers* mais être moins bien adaptée pour représenter une situation où la variabilité intrajournalière est très forte. Pour l'ensemble du jeu de données, les méthodes d'intégration donne une différence de 0.4% entre les *PAR* journaliers calculés entre la méthode des rectangles et la méthode *spline*. Pour la méthode *loess*, la différence entre l'intégration par la somme des rectangles et l'intégration par l'approximation *spline* était également inférieure à 0.5%. Cette différence est négligeable et la méthode de l'intégration par somme de rectangles est adoptée pour procéder à l'intégration du *PAR* instantané vers le *PAR* journalier. Notons que le temps de calcul n'est pas pris en compte dans notre choix car l'exécution de ces méthodes d'intégration s'avère très raisonnable.

1. Georg Friedrich Bernhard Riemann (1826-1866)

3.1.4 Quantification de l'incertitude

Il a fallu associer une erreur aux données terrains. Lorsque vient le temps d'évaluer les estimations d'un modèle et qu'on utilise les données terrain pour le faire, on considère ces données terrains comme porteur de la vraie valeur. Mais cette valeur est bien sûre sujette elle-même à une erreur, et le but de la réflexion présentée ici est d'en prendre conscience.

Autant que possible, les données enregistrées à bord des navires sont éloignées des sources anthropogéniques de contamination lumineuse. Celles-ci étant majoritairement composées des tours de communication du navire qui créent de l'ombre, des lumières du bateau qui illuminent et des surfaces métalliques verticales qui réfléchissent. La lumière est donc représentée dans les données de manière à ce que l'information véhiculée représente au mieux la lumière naturelle. Au cours de plusieurs missions, l'éclairage est enregistré à l'aide de deux capteurs situés à différents emplacements sur les navires, caractérisant ainsi l'effet de la contamination de source anthropogénique sur l'éclairage naturel, puisqu'ils mesurent la même variable et que la différence doit être expliquée par la contamination. L'étude des différences entre ces séries temporelles aurait dû permettre de quantifier l'impact des artefacts réfléchissants, mais certaines différences sont trop importantes pour être dues uniquement à ce phénomène. L'hypothèse d'une différence dans la définition de l'intervalle électromagnétique considéré est d'abord soulevée mais, suite à une recherche, chacun des fabricants a construit des capteurs pour l'intervalle spectral allant de 400 à 700 nm avec une sensibilité quantique adaptée. Ces données sont aussi corrigées pour la forme cosinusoidale du capteur lorsqu'applicable. On se résout donc à accepter qu'un biais important est peut-être lié à la différence dans l'étalonnage des instruments, un effet difficile à corriger sans connaître la dérive respective des capteurs.

Étant donnée notre situation, le mieux qu'on puisse faire pour quantifier l'incertitude, c'est d'utiliser l'information des mesures où les deux capteurs enregistreraient la même variable, et de considérer la moyenne des données comme la meilleure estimation de la

vraie valeur. La différence d'éclairement journalier avec la moyenne devient l'incertitude sur la mesure. Pour tous les jours pour lesquels le *PAR* journalier est calculé pour les deux capteurs (c'est-à-dire ceux qui passent les conditions pour être intégrées), l'incertitude associée à la mesure est calculée. Pour obtenir une incertitude relative(%), on divise l'incertitude obtenue par la moyenne des deux mesures. Pour étendre l'incertitude à l'ensemble des données, on extrait l'incertitude moyenne relative (i.e. moyenne des incertitudes relatives) des missions où elle est disponible et on l'applique à l'ensemble des *PAR* journaliers pour approximer l'incertitude de chacune des mesures.

Ainsi, à titre d'exemple, trois missions pour lesquelles deux capteurs étaient présents sont Arctinet 2007-2009. Le même capteur *PARlite* est présent à travers ces missions (le capteur était situé environ au centre de la rampe bordant la timonerie). En parallèle, le capteur Licor 190 SA enregistrait au cours des missions 2007-2008 (le capteur était fixé un conteneur avant tribord), alors que la référence du COPS enregistre en 2009 (le capteur était dans un mat au-dessus de toute contamination dues aux effets d'ombrage). Sur la figure 3.8, si la mesure journalière effectuée par le COPS ou le LICOR 190 est inférieure à celle du *PAR* lite, on retrouve la donnée au-dessus de la ligne d'égalité et vice-versa. Les résultats montrent que la différence moyenne pour l'ensemble des jours dupliqués est $-1.22E.m^{-2}.s^{-1}$, soit une différence relative de 15%. Sachant que la médiane des valeurs de PAR pour toute la base de données est environ $11 E.m^{-2}.s^{-1}$, on conclue que la plupart jours pour lesquels nous avons deux capteurs était sous un éclairement faible. De tels valeurs indiquent généralement un soleil assez bas dans le ciel, une situation qui favorise les différences dues aux sources d'ombrage.

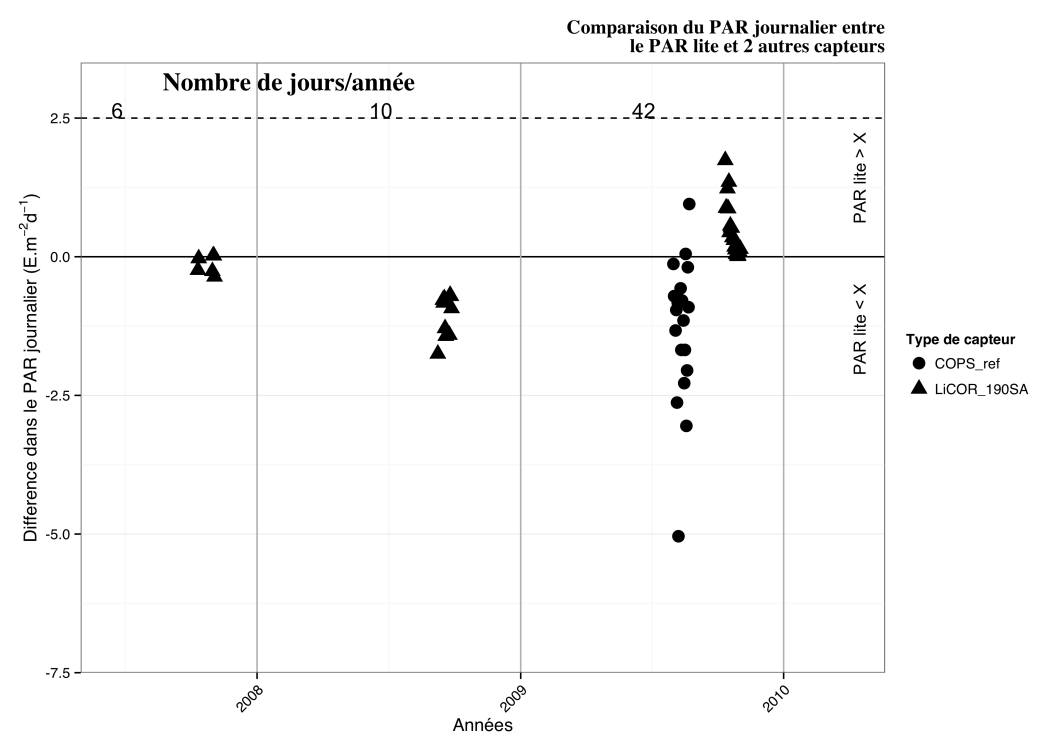


Figure 3.8: Comparaison absolue entre les mesures enregistrées par les 2 capteurs *PAR* une fois intégrés sur la journée. Le capteur de référence est le *PAR lite*

3.1.5 Structure de la base de donnée in situ

Une description sommaire des entités constituant la base de données finale s'impose. La structure de la base de données est formée des 45 type d'entités suivantes pour les 704 journées.

Tableau 3.2: Structure de la base de données

Nom de la variable	Description
Mission	Présente le nom de la mission pour lequel le PAR est mesuré.
Year et Yday	Sont l'année et le jour julien, les repères temporels les plus importants.
Nb DATA	Indique le nombre de mesures qui ont servi à intégrer le PAR journalier pour cette journée.
LON0h,...,LON24h, LAT0h,...,LAT24h	Nous donnent les quantiles des coordonnées géographiques en degrés pour la journée.
Distance	Nous donne la distance parcourue par le navire en kilomètres pendant les heures d'ensoleillement.
COR SZAPAR	Nous informe sur la force de la relation entre le PAR et l'inverse de l'angle zénithal solaire sur une journée, notamment comme indicateur de la variabilité nuageuse intrajournalière.
Sunrise et Sunset	Sont respectivement l'heure du lever et du coucher du soleil.
Solnoon	Le point de culmination solaire, est l'angle en degré du point le plus élevé de la trajectoire du soleil dans la journée.
PAR sensor	Est le type de capteur utilisé pour enregistrer l'éclairement.
Insitu PAR	Est la quantité de radiation solaires PAR enregistrée dans la journée en $Einstein.m^2.journee^{-1}$.
Insitu PAR diff	Est présent lorsque 2 capteurs différents ont enregistré une journée complète. La différence enregistrée entre ces 2 capteurs est alors recensée en $Einstein.m^2.journee^{-1}$.
PAR Est Abs Inc	Est l'incertitude estimée à partir de la moyennes des valeurs obtenues dans l'entité précédente, convertie en % puis appliquée à chacune des journées.

ozone, ozone sd, cloud frac, cloud frac sd, tauCl et tauCl sd	Les variables environnementales et leur écart-type sont la médiane et la moyenne issues des 8 images journalières de l' <i>ISSCP</i> pour la position du navire (interpolée linéairement pour les 3 images).
SIC et SIC sd	Sont la couverture de glace pour la position du navire issue de l'image du <i>NSIDC</i> . Notons que la résolution temporelle est journalière plutôt qu'aux 3 heures, et donc que toutes les positions sont extraites de la même image. La couverture de glace est heureusement moins variable que la couverture nuageuse.

3.2 Méthodes satellitaires

Au cours de cette étape, les données *PAR* estimées par satellite sont générés pour les données mesurées par les instruments à bord des missions océanographiques et pour les données estimées par les satellites de la couleur de l'eau. Les données du modèle de Bélanger sont produites à l'aide de programmes exécutables à partir du serveur SRIMGSAT de l'UQAR alors que celles des satellites de la NASA seront extraites des produits standards de niveau 3 (L3) distribués sur le serveur Ocean Color² à l'aide du logiciel SeaDAS.

3.2.1 Estimations du *PAR* avec la méthode de Bélanger

Bélanger *et al.* (2013) ont développé une méthode d'estimation du *PAR* incident à partir de satellites météorologiques en utilisant un code de transfert radiatif. Pour simuler le comportement de la lumière dans l'atmosphère, le modèle de transfert radiatif SBDART est utilisé car il a été beaucoup utilisé et validé depuis sa création (Su *et al.*, 2005; Su *et al.*, 2007; Li *et al.*, 2015). Pour les applications océanographiques, les composantes

2. <http://oceancolor.gsfc.nasa.gov/>

directes et diffuses de l'éclairement sont calculées spectralement. L'algorithme emploie *SBDART* pour générer les LUTs qui tiennent compte de l'éclairement solaire extra-terrestre, de la réflectance de surface, du type d'aérosol, de l'angle zénithal solaire, de l'épaisseur optique de l'ozone et de l'épaisseur optique des nuages.

Pour obtenir la distribution spectrale des radiations au-dessus de la surface, on utilise la *CF*, qui sert à pondérer les composantes de ciel clair et nuageuse. Autrement dit, la fraction de ciel clair représente une épaisseur nuageuse nulle alors que la fraction de ciel nuageux est caractérisé par une τ_{cl} issu des intrants satellitaires provenant de l'ISCCP. Les *LUTs* donnent donc les variations spectrales sur 290 à 700nm, mais seule la partie spectrale *PAR* est considérée pour la validation. Les conditions locales, à un temps et une position géographique donnés, sont dérivés des produits FD-SRF des satellites de l'ISCCP, lesquels sont produits à partir d'*AVHRR* aux latitudes supérieures à 60°N (Schweiger *et al.*, 1999). On obtient de ces produits une vue globale de l'occurrence et des propriétés optiques des nuages (*CF* et τ_{cl}) et de la concentration d'ozone (O_3) depuis le 1er juillet 1983 à résolution spatiale de 280 km chaque 3 heures. Plutôt que de produire un calcul de transfert radiatif pour chaque pixel, la méthode Bélanger extrait les variables issus du pixel de l'image de l'ISCCP et recherche l'élément correspondant dans la LUT. Un programme écrit dans le langage Fortran, sert à faire les interpolation dans les LUTs E_d . Il recherche la solution en fonction des paramètres intrants (l'éclairement incident instantané selon une date, un moment et une position). L'estimation en dessous de la surface $E_d(\lambda, 0^-)$ suit le même schéma en invoquant une partie supplémentaire qui traduit l'interface. Ainsi, l'utilisateur de la méthode n'a qu'à spécifier 5 paramètres d'entrée, soit l'année, le jour, l'heure, la latitude et la longitude pour obtenir l'éclairement descendant instantané au-dessus ou en dessous de la surface. Pour notre premier exercice de validation, c'est à partir de la position du navire qu'on recherche 24 estimations (1/heure) de *PAR* instantané pour tous les jours de données in situ. Chaque estimation instantanée est intégrée selon la méthode de la somme des rectangles. La dernière heure de chaque jour est générée comme la première heure de la journée qui suit avec la dernière position du navire pour la journée.

3.2.2 Estimation *PAR* de SeaWiFS et MODIS

C'est le *Ocean Biology Processing Group* (*OPBG*) qui est en charge du traitement, de la calibration, de la validation, de l'archivage et de la distribution des produits enregistrés par la NASA qui ont trait à l'océan. Ils fournissent de l'information sur la température de surface et de la salinité de l'eau, mais surtout de la couleur de l'eau.

Les images de la couleur de l'eau sont distribuées sous plusieurs niveau de traitements. Le nom des fichiers suit généralement le format AYYYYDDDHHMMSS, avec l'extension sur le niveau de traitement. Le niveau zéro est celui provenant directement du satellite. Il peut être transformé en niveau 1A en y joignant les données de calibration, de navigation et de télémétrie. Les fichiers à ce niveau contiennent les luminances brutes. En format LAC (Local Area Coverage), la résolution est de 1.1km au nadir. Ces données serviront d'entrée pour la géolocalisation, l'étalonnage et le traitement. Pour aller plus loin dans le traitement, les fichiers 1B et GEO sont générés, contenant les luminances étalonnées et géolocalisées ainsi que les sémaphores de qualité, les erreurs estimées et la calibration. Chaque pixel peut alors transiter vers les produits de niveau 2 lorsque les fichiers complémentaires sont créés. Bien que les variables géophysiques standard (notamment le *PAR*) soient disponibles directement à partir du même site, on peut aussi les créer en spécifiant certains paramètres personnalisés (masques, données auxiliaires, corrections atmosphériques, seuil des flags) et finalement en appliquant ensuite les combinaisons désirées avec le logiciel Seadas. Les produits qui suivent dans la hiérarchie sont des composites spatio-temporel dérivés. En vu de faire les produits standard de la NASA au niveau 2, des tests sont effectués sur chacun des pixels, activant ainsi certains sémaphores de qualité. Si un sémaphore de qualité est présent, le masquage du pixel peut être appliqué et le pixel est enlevé des données valides pour ne pas affecter à tort les analyses subséquentes qui seront fait sur le produit. Notamment, une carte de glace de la *NSIDC* journalière sous-échantillonnée à partir de 25km de résolution (*Near-Real-Time DMSP SSM/I-SSMIS Daily Polar Gridded Sea Ice concentration*, (Maslanik et Stroeve, 1999)) est incluse dans les données auxiliaires. Si pour un pixel, la concentration de glace

de mer dépasse 10%, le traitement standard le rendra invalide, assurant ainsi le contrôle de qualité de l'image résultante. Le troisième niveau (L3) est une intégration temporelle et spatiale des données (résolution 9km) qui permet d'avoir des valeurs moyennées des variables géophysiques et parfois une meilleure couverture spatiale en réduisant les zones sans observation dues par exemple à la glace. Les produits *PAR SeaWIFS*, *MODIS-A* et *MODIS-T* (ainsi que *VIIRS*³, *MERIS*⁴, *CZCS*⁵ et *OCTS*⁶) sont générés par la même approche. En résumé, les mesures satellitaires visibles sont converties en réflectances du système terrestre. La réflectance au sommet de l'atmosphère est corrigée pour l'absorption et la diffusion du système atmosphère/surface (la transmittance de l'atmosphère est dérivée des modèles de correction atmosphérique) et cette réflectance corrigée sert à produire l'albédo. Le système nuages/surface est présumé stable pendant la journée. Il correspond à celui observé par le satellite lors de son passage. Notons que le produit *IPAR*, en contraste au produit *PAR*, donne le *PAR* instantané par ciel clair à l'heure de passage du satellite, plutôt qu'une moyenne journalière.

En prenant les produits de niveau 1b, l'algorithme traite chaque pixel de manière séquentielle et mène à une estimation de *PAR* journalier pour chaque pixel en niveau 2. Les pixels de terre et de glace n'ont pas la même réflectance que l'eau et ne sont pas traités. Les produits de niveau 2 sont agrégés pour obtenir les produits niveau 3 globaux. Dans les hautes latitudes comme celles sur lesquelles nous travaillons, plusieurs estimations journalières peuvent ainsi être produites améliorant la fiabilité des produits moyennés. L'agrégation se fait selon la moyenne pondérée du cosinus de l'angle zénithal solaire du moment de passage du satellite. Le produit *PAR BIN*, plutôt que *PAR SMI* est choisi pour faire la validation de la méthode Bélanger car elle conserve l'information

-
3. Visible Infrared Imaging Radiometer Suite
 4. MEedium Resolution Imaging Spectrometer
 5. Coastal Zone Color Scanner
 6. Ocean color and Temperature Scanner

du nombre de scènes qui constituent la valeur des pixels. La figure 3.9 est un exemple de produit *PAR*. Notez que même s'il s'agit d'une image générée au solstice d'été, plusieurs pixels ne montrent pas de données puisqu'ils sont toujours couverts de glace.

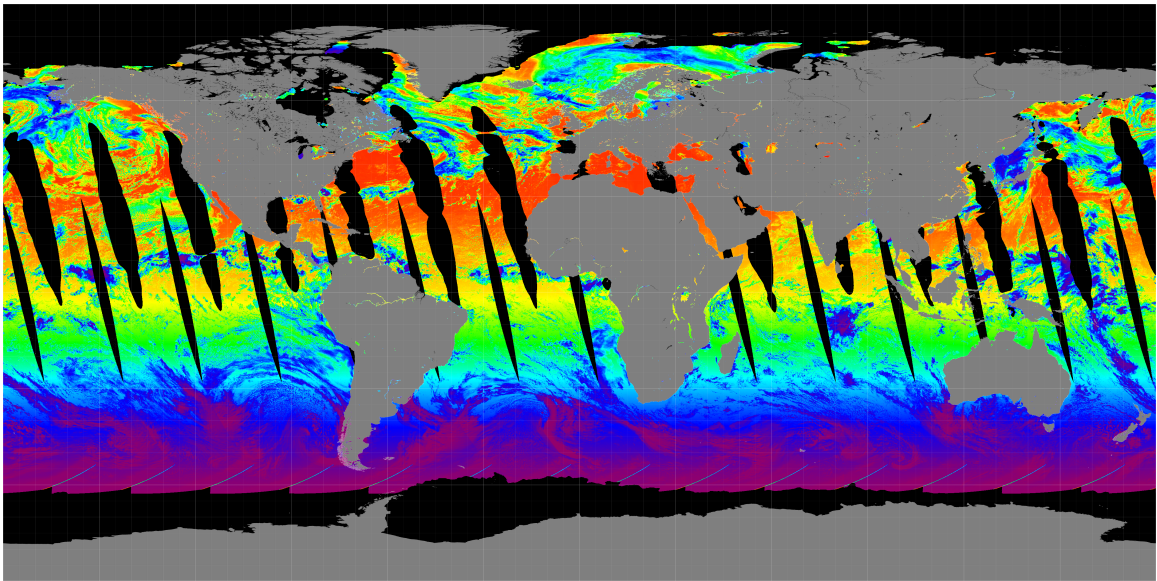


Figure 3.9: *PAR* de MODIS-A pour le 21 juin 2004, téléchargé du site d'*Ocean Color*

L'année 2004 a été choisie pour la comparaison car plusieurs satellites (*MODIS-A*, *MODIS-T* et *SeaWIFS*) sont disponibles. Lorsqu'on utilise le *PAR* journalier, tous les satellites sont supposés estimer la même valeur. Ainsi, pour un pixel journalier, en prenant la moyenne des estimations de chaque satellite, on élimine le biais du satellite dans le produit qui sert pour la comparaison. Rajoutons que les heures de passage des satellites choisis sont complémentaires. *Modis-A* passe l'équateur en montant à 13:30, *Modis-T* passe l'équateur en descendant à 10:30 et *SeaWIFS* passe l'équateur en descendant autour de midi. Il est à noter que *SeaWIFS* ne possède pas de régulateur d'orbite et que son orbite décale vers l'après-midi avec les années.

Seadas

L'exercice d'extraction des données *PAR* se fait par l'intermédiaire du logiciel *Seadas*. Le nom *Seadas* vient de *SeaWIFS Data Analysis System*. Le logiciel a été conçu pour le traitement, l'affichage, l'analyse et le contrôle de qualité des données de couleur de l'eau⁷. La dernière version (7.0.2) intègre les logiciels *BEAM* et les version précédentes de *Seadas* sur le même interface graphique. D'abord les images sont téléchargées. Ces fichiers sont obtenus par le *Goddard Space Flight Center* via le site d'*Ocean Color*. La résolution spatiale des images *SeaWIFS* est environ 9.28km avec 2160 rangées de tuiles d'un pôle à l'autre pour un total de 5,940,422 pixels. Le nombre de tuiles par rangée décroît à mesure que l'on s'approche des pôles. Les ajustements pour les cas où les tuiles n'arrivent pas juste sont balancés sur chacune des tuiles. Il y a 3 tuiles aux pôles. Les images *MODIS* sont à résolution spatiale de 4.64km et sont transformées avec l'outil *l3bin* pour rejoindre la résolution de *SeaWIFS*. On peut ensuite les traiter par les scripts de *Seadas*. L'utilisation de l'outil *l3bindump* facilite l'extraction des valeurs des pixels à partir des images de niveau 3. Via un script shell, on passe à l'outil les dates, le produit à extraire, la position et la distance radiale en vu d'obtenir les *matchups* (termes utilisé pour décrire la concomitance entre les données *in situ* et le produit satellitaire). En sortie, on obtient un fichier ascii avec les colonnes décrites dans le tableau 3.3.

On fait finalement une opération d'union ($Modis-A \cup Modis-T \cup SeaWIFS$) entre les ensembles des pixels issus d'images satellites pour chaque jour, c'est-à-dire qu'on ne garde que les pixels qui sont valides pour les 3 satellites. Les estimations de la méthode Bélanger sont générés sur les centroïdes des pixels à 9.28km de résolution spatiale.

3.3 Examiner les erreurs et les sources de biais

La performance des approches Bélanger et Frouin est examinée par les 2 exercices d'évaluation présentés ci-dessus. La comparaison avec les données *in situ* est d'abord

7. <http://seadas.gsfc.nasa.gov/>

Tableau 3.3: Description des variables en sortie de l'outil l3bindump de seadas

Nom de la variable	Description
Bin	Numéro du pixel où se situe le matchup dans la grille
Centerlat, Centerlon, North, South, West, Est	Coordonnées géographiques de la boîte d'extraction des pixels
n	Nombre de pixel de la boîte d'extraction
N	Nombre de scènes contribuant à cette boîte
Sum, Sum squared	Somme et somme au carré des valeurs des pixels dans la boîte
Weight	Poids total des valeurs dans la boîte. Dans le cas du <i>PAR</i> , ce poids est fonction de l'angle zénithal solaire au moment de l'acquisition.
Mean	Moyenne des valeurs
Stdev	Écart-type de la valeur

calculée, couvrant plusieurs années de données qui incluent un large étendu de conditions d'illumination solaire et surtout une validation en présence de glace de mer pour la méthode Bélanger. Comme les données *ISCCP* ne sont distribuées que pour les années antérieures à 2010, l'évaluation de l'approche Bélanger doit être restreinte à cet intervalle temporel, alors que celle pour de Frouin peut s'étendre jusqu'à l'année 2014. La comparaison avec les données de l'*OBPG* est ensuite produite dans une perspective beaucoup plus large et statistiquement significative : pour tout l'océan ouvert de l'Arctique pour toute l'année 2004. La quantification des performances des approches se fait à l'aide des outils statistiques qui décrivent la relation entre les valeurs retrouvées de l'algorithme et les valeurs journalières observées sur le terrain, de même que la relation entre les deux algorithmes d'estimation satellitaires pour chaque pixel de *PAR* journalier (en $PAR.m^{-2}.jour^{-1}$).

Les valeurs générées par les méthodes sont les valeurs y_i . Elles sont confrontées à la valeur x_i correspondante, représentant soit les données *in situ* ou les estimations de l'autre approche. Le degré d'accord entre les valeurs y_i (parfois nommées valeurs simulées) et les valeurs x_i (parfois nommées valeurs observées) est quantifié par la confronta-

tion des deux jeux de données. Dans le cas où l'on compare les méthodes satellitaires ensemble, une régression linéaire de type II (Legendre et Legendre, 1998) doit être utilisée, puisque les deux estimations ne sont pas des valeurs observées. Ce type de régression prend en compte que les axes peuvent être intervertis dans le calcul de la régression. Sur ce graphique symétrique, l'étendue X et Y est la même. Toutes les paires d'éléments correspondants forment un nuage de points pour lequel on détermine un biais (équation 3.1, en $PAR.m^{-2}.jour^{-1}$), une erreur quadratique moyenne (EQM) (équation 3.2, en $PAR.m^{-2}.jour^{-1}$) et le coefficient de détermination (r^2) (équation 3.3, sans unité).

$$Biais = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (y_i - x_i) \quad (3.1)$$

$$EQM = \sqrt{\frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (y_i - x_i)^2} \quad (3.2)$$

$$r^2 = \frac{\left(\sum_{i=1}^N (x_i - \bar{x})(y_i - \bar{y}) \right)^2}{\sum_{i=1}^N (x_i - \bar{x})^2 \sum_{i=1}^N (y_i - \bar{y})^2} \quad (3.3)$$

Le coefficient de détermination peut directement servir à comparer la force respective de la relation entre les jeux de données pour les 2 validations. Les valeurs de biais et d'EQM peuvent aussi être relativisées de manière à pouvoir être comparées entre différents de jeux de données. On utilise donc le $Pbiais$ (équation 3.4, en %) et le $PEQM$ (équation 3.5, en %) pour savoir si les 2 exercices de validation donnent des résultats cohérents.

$$PBiais = 100 \times \left(\frac{Biais}{\frac{1}{N} \sum_{i=1}^N x_i} \right) \quad (3.4)$$

$$PEQM = 100 \times \left(\frac{RMSE}{\frac{1}{N} \sum_{i=1}^N x_i} \right) \quad (3.5)$$

Il ne reste ensuite qu'à discuter de ces relations.

CHAPITRE IV

EVALUATION OF SATELLITE-BASED ALGORITHMS TO ESTIMATE PHOTOSYNTHETICALLY AVAILABLE RADIATION (PAR) REACHING THE OCEAN SURFACE AT HIGH NORTHERN LATITUDES

Julien Laliberté Simon Bélanger Robert Frouin

RÉSUMÉ

Deux méthodes satellitaires pour estimer le rayonnement photosynthétiquement actif (PAR) à la surface de l’océan sont évaluées aux latitudes nordiques. La première méthode utilise une matrice de correspondance numérique (LUT) issue de calculs séquentiels par transfert radiatif. La LUT associe l’éclairement spectral qui atteint la surface à une combinaison de paramètres d’entrée, comprenant l’angle zénithal solaire, l’épaisseur optique des nuages, la fraction nuageuse, la concentration d’ozone et l’albédo de surface. La deuxième méthode est implémentée dans le traitement standard mené par le groupe *Ocean Biology Processing Group* (OBPG) de la NASA et exploite le bilan énergétique du système atmosphère-surface-océan par l’intermédiaire du transfert radiatif. Les performances sont évaluées à l’aide d’une grande base de données *in situ* qui ont été enregistrées sur l’océan Arctique de 1998 à 2014. Les résultats indiquent que les deux méthodes (respectivement LUT et OBPG) ont un petit biais positif de 2% et 6% et une incertitude relative plus large que celles qui sont obtenues pour des latitudes plus basse, avec une erreur quadratique moyenne de 33% et 20%. Cette incertitude supplémentaire est associée aux conditions particulières observées en Arctique comme la faible élévation solaire, un albédo de surface variable à cause de la glace de mer et une couverture nuageuse persistante. La différence d’incertitude entre les méthodes est associée au fait que les entrées LUT à haute résolution temporel (3h) du *International Satellite Cloud Climatology Project* (ISCCP) ne compensent pas complètement pour sa faible résolution spatiale (cellules de 280km). La méthode LUT a l’avantage de fournir le PAR en toute conditions incluant un couvert de glace, alors que celle de l’OBPG est présentement limitée à l’eau ouverte et un angle zénithal solaire plus petit que 83 degrés. Conséquemment, la méthode OBPG peut ne pas prendre en compte jusqu’à 38% du PAR annuel atteignant la surface de l’Arctique. Les deux méthodes ont le potentiel de fournir de l’information utile sur le PAR en-dessous de la glace en incluant de l’information sur la transmittance de la glace.

Two satellite-based methods to estimate daily averaged photosynthetically available radiation (PAR) at the ocean surface are evaluated at high northern latitudes. The first method employs a precomputed Look-Up-Table (LUT) generated from radiative transfer simulations. The LUT associates spectral irradiance reaching the surface to a given set of input parameters, namely solar zenith angle, cloud optical thickness, cloud fraction, ozone concentration, and surface albedo. The second method, as implemented by NASA’s Ocean Biology Processing Group (OBPG) in the standard Ocean Color data processing chain, expresses the energy budget of the atmosphere-surface-ocean system via a simple radiative transfer model. Performance is evaluated using an extensive *in situ* PAR dataset collected in the Arctic Ocean from 1998 to 2014. The results indicate

that both methods have a small positive bias of 2% and 6% and a relative uncertainty larger than that observed at low latitude, with a root mean squared error (RMSE) of 33% and 20% for the LUT and OPBG methods, respectively. This is attributed to the peculiar environmental conditions encountered in the Arctic, namely low solar elevation, changing surface albedo due to sea ice, and persistent cloudiness. The RMSE difference among methods is due to the high temporal resolution (3 h) of the International Satellite Cloud Climatology Project (ISCCP) LUT input not fully compensating for its low spatial resolution (280 km grid cells). The LUT method has the advantage of providing PAR estimates in all conditions, including ice-covered regions, while the OBPG method is currently limited to open waters and a solar zenith angle lower than 83 degrees. Consequently, the OBPG method may not account for as much as 38% of PAR reaching the Arctic ocean surface annually. Both methods have the potential to provide useful PAR estimates just below the ice, by including information about ice transmittance.

4.1 Introduction

Incident Shortwave Radiation (SW) at the Earth surface influences the atmospheric and oceanic circulation as well as the climate. At high northern latitudes, the most important parameters impacting SW are solar elevation, fog, cloud cover, and sea ice cover. With global warming, there is clear evidence that Arctic cloud cover is increasing during spring and summer months, while sea ice extent and thickness are decreasing. On the one hand, increasing clouds have resulted in dimming the SW flux reaching the sea surface. On the other hand, less sea ice allows more SW to penetrate the water column, creating a positive feedback that further accelerates sea ice melting.

Changes in SW also have implications on various key photobiological and photochemical processes that drive biogeochemical cycles. Through photosynthesis, phytoplankton harvest light to fix carbon dioxide (CO_2), synthesizing organic matter (OM) that fuels the marine food-web (Platt et Jassby, 1976). Various photochemical reactions driven by energetic ultraviolet radiation (UVR) also have profound impact on OM cycling, as well as cell damage-repair processes in marine systems (Smith et Cullen, 1995; Morrow et Booth, 1997; Gao et Zepp, 1998; Zepp *et al.*, 2011; Mopper et Keiber, 2002). Based on satellite observations, several recent studies of the Arctic Ocean and its surrounding seas have attempted to quantify the impacts of environmental changes on phytoplank-

ton photosynthesis (Pabi *et al.*, 2008; Arrigo *et al.*, 2008; Bélanger *et al.*, 2013) and photochemical processes (Bélanger, 2006; Tank *et al.*, 2012; Xie *et al.*, 2012).

To quantify photochemical and photobiological processes, accurate estimations of UVR and visible solar radiation are imperative. Current approaches to estimate solar radiation reaching the sea surface are based on satellite-derived observations and numerical modeling. However, the uncertainties in these satellite-based assessments remain to be quantified. The work presented here is motivated primarily by the need for an adequate Arctic representation of the day-to-day variations of UVR and photosynthetically active radiation (PAR), herein defined as the photosynthetic photon flux density in Einstein (E) (mole of photons) per unit area and unit time integrated over the 400 to 700 nm spectral range ($\text{E m}^{-2} \text{s}^{-1}$ or $\text{E m}^{-2} \text{d}^{-1}$). A remote access to synoptic and reliable PAR information is necessary, among other things, for most marine primary production (PP) assessment (Morel et Gentili, 1991; Platt et Sathyendranath, 1993; Campbell *et al.*, 2002; Lee *et al.*, 2015), and therefore crucial towards precise and unbiased satellite-based PP estimation methods. A method that provides information on the spectral distribution of incident light is needed for applying spectrally-resolved PP models (Smyth *et al.*, 2005; Bélanger *et al.*, 2013) and describing photochemical processes involving chromophoric dissolved OM (Bélanger, 2006; Xie *et al.*, 2009; Xie *et al.*, 2012; Song *et al.*, 2013).

Satellite-based surface irradiance estimations are available from various Earth observing programs, but are often unreliable at high latitudes. For example, Zhang *et al.* (2013) pointed out that the shortwave flux of the Global Energy and Water Cycle Experiment Surface Radiation Budget (GEWEX-SRB) dataset has large uncertainties in polar areas. The Ozone Monitoring Instrument (OMI) Surface Solar Irradiance (SSI) product also excludes data at high latitudes due to confusion between sea ice and clouds (Wang *et al.*, 2014). The Earth System Science Workbench (ESSW) only estimated PAR below 60°N. The Total Ozone Mapping Spectrometer (TOMS) PAR product is limited to latitudes lower than 66°N (Eck et Dye, 1991). Many of those products are no longer operational

and not suitable for Arctic applications primarily because of limited spatial coverage. Alternatives such as using routinely derived global total SW irradiance to estimate visible flux exist, but the conversion from SW to PAR is contingent on uncertainties due to atmospheric composition (e.g., water vapor, clouds, aerosols, etc.) (Baker et Frouin, 1987; Pinker et Laszlo, 1992; Frouin et Murakami, 2007). The Surface and Atmospheric Radiation Budget (SARB) product from the Clouds and the Earth's Radiant Energy System (CERES) (Wielicki *et al.*, 1996) data can be converted to PAR (Su *et al.*, 2007) and performs relatively well over land-based mid-latitude stations with relative bias from *in situ* measurements ranging from 1.4% to 9.3%, but to our knowledge no one has evaluated it over the Arctic.

NASA's Ocean Biology Processing Group (OBPG) produces instantaneous and daily averaged PAR quantities on an operational basis using low Earth orbit (LEO) satellites designed to quantify ocean color (e.g., Sea-Wide Field-of-View Sensor (SeaWiFS) and the Moderate Resolution Imaging Spectroradiometers MODIS-AQUA and MODIS-TERRA) (Frouin *et al.*, 2003). Processing such multispectral radiometric measurements at high latitudes implies strict conditions. First, the availability of the data is restricted by solar elevation. In fact, NASA OBPG PAR product is limited to solar zenith angles less than 83° (as of Oct.2015). This limitation means NASA OBPG PAR quantities are not available for more than 61% of the annual time at latitudes above the circumpolar Arctic Circle. Second, no PAR estimate is available when more than 10% of a pixel is occupied by sea ice (as derived from passive microwave data). Third, the temporal binning used to produce Level 3 (L3) time-composite PAR products compromises accuracy yet does not systematically solve the gaps in the Arctic area, resulting in many binned pixels with no information or severe bias. As a result, PAR estimates at high latitudes can be unrepresentative of the true central tendency.

Due to limitations outlined above, Bélanger and co-workers proposed an alternative method to estimate spectrally-resolved downwelling solar irradiance at the ocean surface (hereafter denoted as $E_d(\lambda)$ where λ stands for wavelength) for all atmosphere and sea

ice conditions. The method was developed to feed spectrally-resolved photochemical models going down to 290 nm in the UV-B domain (Xie *et al.*, 2009; Xie *et al.*, 2012; Song *et al.*, 2013), as well as spectrally-resolved phytoplankton photosynthesis models (Tremblay *et al.*, 2011; Le Fouest *et al.*, 2011; Bélanger *et al.*, 2013).

The main objective of the present study is to quantify the uncertainty and potential biases of Bélanger’s method, as well as the OBPG method, using an extensive *in situ* data set of surface irradiance gathered from various research cruises conducted in Arctic waters (Fig. 4.1-1,2). Because most *in situ* measurements were made with quantum PAR sensors, we limit our evaluation to this spectrally-integrated quantity. In addition, the evaluation is particularly challenging since *in situ* measurements are instantaneous and punctual in space, while satellite-based estimations are spatially-integrated and sometime time-integrated. Consequently, we further examine the temporal and spatial variability of incident radiation. To complete the evaluation, satellite products generated using the two methods are compared (Fig. 4.1-3).

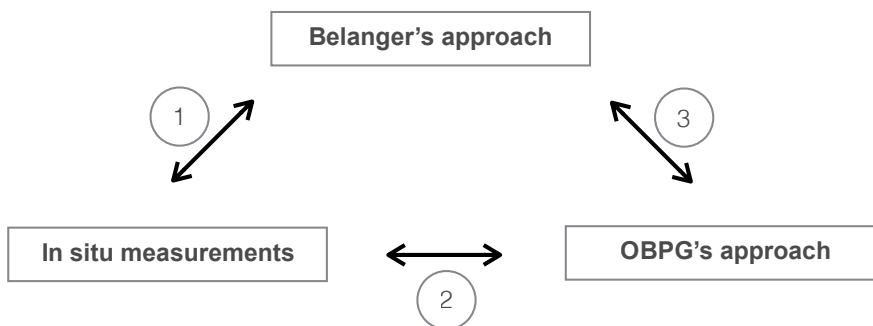


Figure 4.1: Diagram of the study objectives.

4.2 Satellite-based methods to estimate surface solar irradiance

4.2.1 Look-Up-Table (LUT) approach

Bélanger and co-workers developed a method for estimating incident spectral irradiance in all atmosphere and sea surface conditions from a LUT approach. The method yields

a downwelling irradiance spectrum, $E_d(\lambda)$, at the sea surface (just above or just below) for a given set of input parameters, namely the solar zenith angle (SZA), cloud optical thickness (τ_{cl}), cloud fraction (CF), ozone concentration (O_3) and sea ice concentration (SIC). The method employs pre-computed look-up-table (LUT) of $E_d(\lambda)$ that are interpolated for the current set of input parameters (hereinafter refer to as the LUT method). This section describes the LUT generation and their interpolation to obtain the final $E_d(\lambda, SZA, \tau_{cl}, CF, O_3, SIC)$, just above (0+) or below (0-) the air-sea interface.

LUT generation $E_d(\lambda)$ LUT was generated using the radiative transfer (RT) model SBDART (Santa Barbara DISORT Atmospheric Radiative Transfer; Ricchiazzi et al., 1998). SBDART model was used since it has been tested extensively over the years (Su *et al.*, 2005; Su *et al.*, 2007). Simulations were made for 19 values of SZA (0 to 90°), 8 τ_{cl} (0, 1, 2, 4, 8, 16, 32, 64), 10 O_3 (100 to 500 Dobson Units (DU)) and 7 surface albedo (A_s) (0.05 to 0.85), yielding a total number of 10640 downwelling irradiance spectra covering the spectral range from 290 nm to 700 nm at 1 or 5 nm resolutions ($N \lambda = 83$ or 401). Note that the previous version of the LUT (Bélanger *et al.*, 2013) did not account for the variability in A_s , which was kept constant at 8% (see discussion below). Total solar irradiance at the top of the atmosphere was taken to be 1367 W.m^{-2} (Gordon et Morel, 1983). Marine aerosols (Shettle et Fenn, 1979) with an optical thickness of 0.05 at 550nm was kept constant. This value of aerosol optical thickness represents a climatology established from sun photometer measurements made at Barrow (71° 19' N; 156° 36' W) (Tomasi *et al.*, 2012). A subarctic summer standard atmosphere was selected to depict typical maritime pressure, temperature and water vapor profiles (McClatchey *et al.*, 1971b).

SBDART computes both direct and diffuse components of the downwelling irradiance above the sea surface (0⁺), which are used to compute the downwelling irradiance just below the sea surface ($E_d(0^-, \lambda)$). The diffuse component of $E_d(\lambda)$ was multiplied by 0.934 to account for the specular reflexion at the sea surface (6.6%, (Morel et Gentili, 1991)). The direct component of $E_d(\lambda)$ was then multiplied by 1 minus the Fres-

nel reflexion coefficient calculated using Gregg and Carder (1990) formulation for a wind speed of 4 m.s^{-1} . For the evaluation purpose, a second LUT was generated for the downwelling irradiance just above the sea surface ($E_d(0^+, \lambda)$) by summing the direct and diffuse components of E_d . The irradiance was converted from $W.m^{-2}.\mu m^{-1}$ into $E.m^{-2}.s^{-1}.nm^{-1}$ (Morel et Smith, 1974) before it was stored in the LUT. The 5-dimensional E_d LUT (λ , SZA, τ_{cl} , O_3 , A_s) at 5-nm and 1-nm spectral resolution comprise 883120 and 4266640 elements. The next section explains how the LUT is used to obtain E_d for a given time and pixel location.

LUT interpolation The LUT can be interpolated to get $E_d(\lambda)$ for any combination of inputs, i.e. SZA, τ_{cl} , O_3 , and A_s , as long as their values fall within the range of input parameters defined above. In general, large ocean pixel are partly cloudy, therefore the cloud fraction (CF) over the surface must be accounted for. To calculate the irradiance for a given ocean pixel, the E_d^{clear} and E_d^{cloud} are added up with respect to CF. E_d^{clear} is obtained from the LUT by assuming τ_{cl} equal to 0. E_d^{clear} and E_d^{cloud} are then added together to form the downwelling irradiance above (or below) the sea surface.

$$E_d^{pixel}(\lambda) = E_d^{cloud}(\lambda) * CF + E_d^{clear}(\lambda) * (1 - CF) \quad (4.1)$$

Both $E_d^{clear}(\lambda)$ and $E_d^{cloud}(\lambda)$ are obtained from the LUT for the given set of SZA, τ_{cl} , O_3 , and A_s using a full quadratic-linear interpolation scheme. SZA is simply calculated for a given time and position on Earth, while other inputs are obtained from satellite observations. For the surface albedo, assumptions need to be made. In high northern latitudes, presence of sea ice and low sun elevation significantly increase A_s . Here we estimate A_s by accounting for sea ice concentration. Assuming an ocean albedo of 0.06 (Frouin et Chertock, 1992), the surface albedo was calculated as follow :

$$A_s = 0.06 * (1 - SIC) + A_{ice}(DOY) * SIC \quad (4.2)$$

where $A_{ice}(\text{DOY})$ is the sea ice albedo that varies as a function of the day of year (DOY) following the data reported by Perovich *et al.* 2007 ; their Fig. 3 , and SIC is the fractional sea ice concentration within a pixel provided by satellite passive microwave observations.

4.2.2 OBPG approach

OBPG estimates daily PAR from ocean color satellites following Frouin *et al.* 2003 . The method employs an energy budget approach. Briefly, the energy reaching the surface is the initial flux that was not reflected nor absorbed by the atmosphere-surface system. The PAR model, based on Frouin and Chertock, (1992) (Frouin et Chertock, 1992), uses plane-parallel theory and assumes that cloud and atmospheric component can be decoupled with no absorption by clouds in the visible portion of the solar spectrum. The planetary atmosphere is therefore modeled as a clear sky atmosphere positioned above a cloud layer and the solar flux reaching the surface is

$$E_d = E_d^{clear} \frac{(1 - A)}{(1 - A_s)} \quad (4.3)$$

where A is the albedo of the cloud-surface system and A_s is the albedo of the ocean surface, E_d^{clear} being the energy that would reach the surface in the absence of clouds. In order to express A as a function of the radiance measured in the PAR spectral range by the satellite sensor, measurements are converted into reflectance using the incoming solar irradiance. This reflectance is corrected for the effect of atmospheric transmission through absorption (ozone and water gases) and diffusion (molecules and aerosols) in the atmosphere. Albedo of the cloud-surface system is then obtained by transforming the resulting reflectance into albedo. This is accomplished using a typical cloud bidirectional function for the cloudy fraction of the reflectance, noting that $A \approx CF * A_c + A_s$, where A_c is cloud albedo. All values are weighted and normalized by the extraterrestrial solar irradiance and averaged over the PAR spectral range. They are then integrated over day length according to SZA to yield a daily averaged PAR value. The observation made at the moment of the satellite overpass is assumed to be representative of cloud conditions

during the day. When several observations are acquired over a given target (or pixel), the individual daily estimates are weight-averaged using the cosine of SZA. This algorithm was originally conceived for SeaWiFS but has been generalized to operate on any ocean color sensor with enough visible bands that do not saturate over clouds (e.g., MODIS).

4.3 Data and Methods

4.3.1 *In situ* measurements

Field campaigns Several field programs collected continuous PAR measurements ranging from 50°N to 80°N in the Arctic from 1998 to 2014 (Table 4.1). The oceanographic programs include the North Water polynya (NOW (Fortier *et al.*, 2002)), Canadian Arctic Shelf Exchange Study (CASES), MALINA, ArcticNET, TARA Oceans Polar Circle and Ventilation, Interactions and Transports Across the Labrador Sea (VITALS). The field data were collected while the schooner (TARA OCEAN mission) or the icebreakers were sailing in both open waters and variable sea-ice cover conditions. Most observations were from late summer to autumn (Fig 4.2), which is a period of the year where persistent cloud cover is usually encountered in the Arctic (Chernokulsky *et al.*, 2012).

Data processing The ship-based data were controlled in a way that their quality was as close as possible to that of a fix offshore platform. Instruments were calibrated by the manufacturer before each cruise. All instruments were cleaned on a regular basis and were recording PAR continuously (at 5 to 15 minutes temporal resolution) throughout the field campaigns, giving detailed diurnal and seasonal variability of incoming light in Arctic. This extensive dataset (837 days of observation) is therefore used as a reference to evaluate the satellite-based irradiance estimation methods and to study its natural variability in the Arctic. Some continuous PAR data were acquired for on-deck primary production incubation purposes and were not georeferenced. The association with the ship position was computed subsequently based on the UTC time stamp of

Tableau 4.1: Summary of field campaigns for which continuous surface irradiance were measured.

Cruise or Program	Year	Instrument	Measurements	Months	Number of days
The NOOrth Water (NOW)	1998	LI-COR 192SA	PAR	4,6	32
	1999	LI-COR 192SA	PAR	8-10	29
Canadian Arctic Shelf Exchange Study (CASES)	2003	GUV-510	PAR	10	7
	2004	GUV-510	PAR	6	20
MALINA	2009	LI-190SA SUB-OPS	PAR Spectral	8	23
TARA OCEAN	2013	C-OPS	Spectral	5-12	105
VITALS	2014	C-OPS	Spectral	5	11
ArcticNet (AN)	2005	LI-190SA	PAR	8-10	56
	2006	LI-190SA	PAR	9	15
	2007	LI-190SA	PAR	8,10-11	28
	2008	LI-190SA	PAR	8-9	19
	2009	LI-190SA	PAR	7-11	95
	2010	C-OPS	Spectral	7-10	113
	2011	C-OPS	Spectral	7-10	84
	2013	C-OPS	Spectral	8-10	43
	2014	C-OPS	Spectral	8-9	24

each measurement. To ensure the quality of the data, the daytime solar zenith angle (SZA) was plotted together with PAR measurements (Fig 4.3A) and a scatterplot of PAR vs SZA was examined (Fig 4.3B) to detect any error in the time stamp attribution. If two distinct curve shapes between SZA vs PAR were observed for sunrise and sunset respectively, the daily PAR was flagged and further examined. If a 2 hours gap or more was observed concomitant with a SZA smaller than 80° , the daily PAR data was rejected.

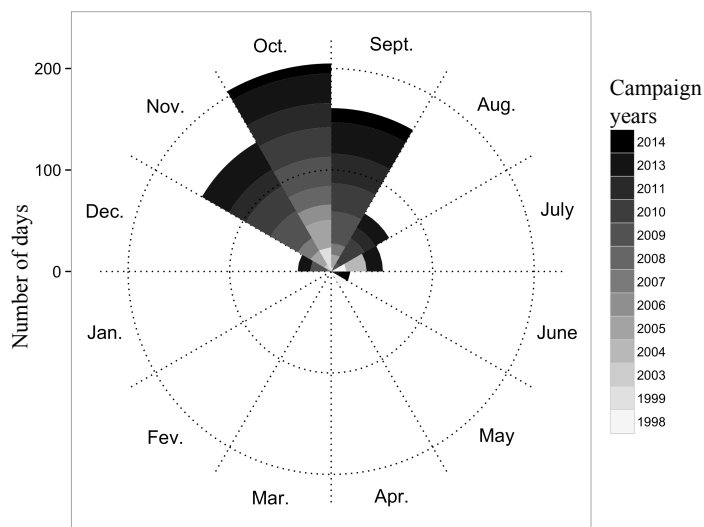


Figure 4.2: Yearly repartition per month of *in situ* measurements.

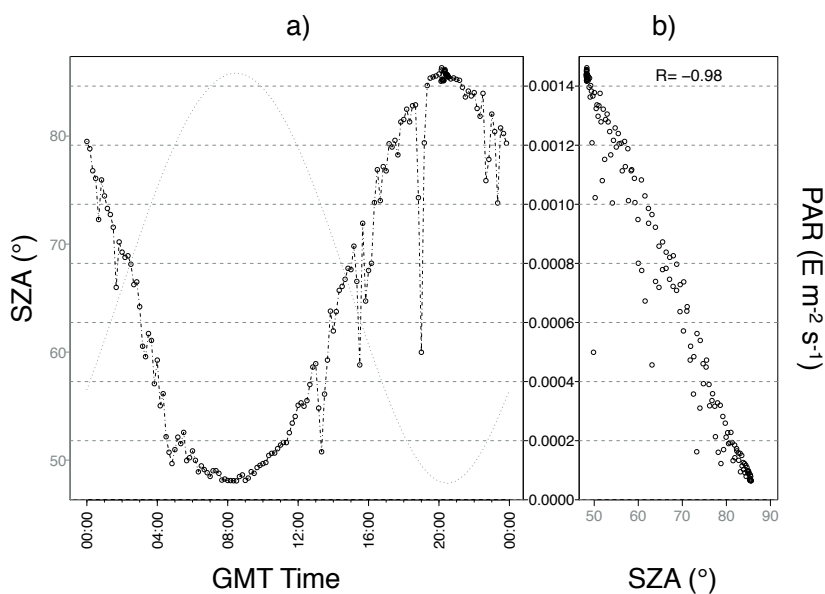


Figure 4.3: June 12th 2004 (DOY = 164) around 71°, -127°, A) Example of measured surface PAR and expected SZA calculated as a function of attributed position and timestamp ; B) PAR versus SZA scatterplot with Pearsons R.

Moreover, data collected at sea sometimes suffer from shadows or reflection resulting from ship structure (e.g. communication towers). On-board precautions were taken to

avoid contamination from external influences on natural light. In order to assess such uncertainties sources, during 6 cruises out of 16 (ArcticNET 2007 – 2011, 2013) 2 sensors were positioned at distant locations on the ship. The examination of the difference in PAR recorded under different conditions lead to rigorous quality control and efficient elimination of outliers. A total of 704 days of observations out of 837 (84%) passed the quality control tests.

4.3.2 Satellite data

Atmosphere and sea ice In this study, as well as in our previous studies (Xie *et al.*, 2009; Xie *et al.*, 2012; Tremblay *et al.*, 2011; Bélanger *et al.*, 2013; Song *et al.*, 2013), atmospheric parameters (i.e., τ_{cl} , O_3 , and CF) needed to interpolate the E_d LUT were obtained from the International Satellite Cloud Climatology Project (ISCCP ; Rossow and Schiffer 1991 (Rossow *et al.*, 1991)). ISCCP produced a 26-year long (1983 to 2009) time serie at 3-hour time steps, on a global equidistant grid of 280-km resolution, distributed as a radiative flux profile data set (called ISCCP-FD-SFR) that includes the atmospheric input of interests to interpolate the LUT (Zhang *et al.*, 2004). The total column ozone abundances are from the Total Ozone Mapping Spectrometer (TOMS, Version 7), while clouds properties (c.f., τ_{cl} and CF) were calculated using infrared observations provided by geostationary meteorological satellites for latitudes $<60^\circ$ and Advanced Very High Resolution Radiometer poleward (AVHRR) (Schweiger *et al.*, 1999). Sea ice concentration, which is used to estimate A_s , was obtained from the National Snow and Ice Data Center (NSIDC). SIC were derived from the Defense Meteorological Satellite Program (DMSP) Scanning Multichannel Microwave Radiometer (SMMR), F8 and F13 Special Sensor Microwave Imager (SSMI) (1984 to 2007) (Cavaliere *et al.*, 1996), and F17 Special Sensor Microwave Imager/Sounder (SSMIS) (2008 to 2010) sensors (Maslanik *et al.*, 1999).

Ocean color Daily PAR data derived using the method described in section 2.2 from ocean color sensors SeaWiFS, MODIS-Aqua, and MODIS-Terra were obtained from

the OPBG web browser at the level 3. The OBPG product used here represents the average value of the PAR geophysical variable over the length of 24h. The algorithm in use generates daily PAR values from N satellite passes directly converted to daily PAR. As indicated above, L2 Daily PAR for each satellite overpass are binned with a weighted mean based on the cosine of the solar zenithal angle to produce L3 Daily PAR product (Patt *et al.*, 2003). In the present OBPG PAR processing scheme, three criteria prevent PAR from being produced over the ocean : 1) the presence of high sun glint at the sea interface, 2) a SZA larger than 83° , and 3) sea ice concentration larger than 10% at the pixel (as derived from passive microwaves SIC). A combination of SeaWiFS, MODIS-Aqua and MODIS-Terra should account for the diurnal variability of the clouds and considerably reduce the satellite biases. MODIS-Aqua has an ascending equatorial crossing time of 13 :30, while MODIS-Terra and SeaWiFS have descending equatorial crossing time of 10 :30 and noon, respectively. Therefore, MODIS-Aqua, MODIS-Terra and SeaWiFS L3 daily products (9.28km) were merged with a simple median function. Maximum number of passes found for MODIS-Aqua, MODIS-Terra and SeaWiFS were, 9, 8 and 5, respectively.

4.3.3 Matchup exercises

The temporal and spatial frame for satellite-based estimations matchup exercises is concurrently defined by *in situ* data and inputs availability. The evaluation of the LUT and OBPG methods through matchup is conducted in a way to best account for the environmental variability. Consequently, since the *in situ* data were acquired on moving ships, hourly estimations of $E_d(\lambda)$ from the LUT are computed with respect of the ship position and time. Because the ISCCP data are distributed on a 280-km resolution grid at 3-h time interval, the atmospheric inputs are interpolated both in space (bilinear) and time for any given time and position. For that given position and time, A_s is calculated using Eq. 3 with SIC of the nearest neighbour 25-km pixel and assumed constant during the day (daily SIC are used). The instantaneous output $E_d(\lambda)$ from the interpolated LUT was numerically integrated from 400 to 700 nm to obtain PAR.

Finally, the daily PAR was generated with a trapezoid integration of the 24 instant estimations.

Since the OBPG method was designed to produce PAR on a daily scale, and that we cannot distinguish the spatial from the temporal variability with the *in situ* dataset, the matchups exercise was only relevant if the environmental variability within a given day of sampling was weak (hereafter referred to as intraday variability). To evaluate the intraday variability during a day of *in situ* measurements, we extracted daily PAR from OPBG for each hourly position visited by the ship during day time (i.e. $SZA < 90^\circ$). In other words, for a given day of *in situ* PAR measurements on a moving ship, up to 24 daily PAR estimations were obtained from OBPG for that day. Then the intraday variability was assessed using the coefficient variation ($CV^{intraday}$), calculated as

$$CV^{intraday}(\%) = 100 * \frac{\sigma}{\overline{PAR}} \quad (4.4)$$

where σ is the standard deviation of the 24 daily PAR estimates and \overline{PAR} is the mean daily PAR for that day. If the ship remained at the same position during the whole day (or with a given 4.64 or 9.28-km pixel), for example, $CV^{intraday}$ would be equal to 0% (N=1, s.d. = 0). In contrast, if the ship sailed 100km in a sector with discontinuous cloud cover, $CV^{intraday}$ could reach values as high as 50%. In such cases, the PAR evaluation may be irrelevant (see section 4.2 for more details). We therefore considered this variability when daily PAR *in situ* was compared to the mean OBPG PAR values obtained from the pixels encountered during day time.

4.3.4 Evaluation metrics

To evaluate the performance of the algorithms, the mean bias (systematic error) and the root mean squared error (RMSE) were calculated. These errors (in percent) are defined as follows :

$$BIAS(\%) = 100 * \frac{1}{N} \sum \frac{PAR^{estimated} - PAR^{insitu}}{PAR^{insitu}} \quad (4.5)$$

$$RMSE(\%) = 100 * \frac{1}{N} \sum \frac{\sqrt{(PAR^{estimated} - PAR^{insitu})^2}}{PAR^{insitu}} \quad (4.6)$$

Finally, we applied a major axis (MA) regression model of type II (R package *lmodel2*; (Legendre, 2014)) to estimate the slope (S) and the intercept (I) of the linear regression as well as their 95% confidence intervals.

4.4 Results

4.4.1 Evaluation of LUT method

Arctic *in situ* daily PAR observations are comprised within a wide range of natural variability (\sim three orders of magnitude). Maximum *in situ* PAR value ($61.07 E.m^{-2}.d^{-1}$) was observed around the summer solstice and minimum value ($0.08 E.m^{-2}.d^{-1}$) was in mid-autumn. A relatively good agreement between *in situ* daily PAR and LUT estimation with a high coefficient of determination ($R^2 = 0.881$) was seen for all matchups (N=318 days of observations out of 490 passed the quality control test for the period, which was restricted to 1998-2009 corresponding to ISCCP data availability) (Table 4.2). Due to the temporal bias in our *in situ* data set towards late summer and autumn (Fig. 4.2), more matchup days are available for relatively low *in situ* PAR values (median = $10.99 E.m^{-2}.d^{-1}$). The slope (1.035) and the intercept (0.317) of the linear regression (Type II, major axis) were not significantly different from 1 and 0, respectively ($p < 0.05$). The method was, however, positively biased (+7%), suggesting an overall overestimation of the predicted values (Fig. 4.4). The RMSE reached $4.952 E.m^{-2}.d^{-1}$, which gave a in relative uncertainty of 30%. Finally, 62% of the matchups are within the 10% of error bars, 75% are within the 50% of error bar. Restricting the evaluation

to open water ($N = 77$), i.e. when SIC is equal to 0% during the whole day, the metrics slightly degraded (Table 4.2). For example, the bias increases from 7 to 16% and the coefficient of determination drops from 0.881 to 0.814, but mostly because the ship's travel speed is restrained in presence of ice. Accordingly, statistical metrics improved when the evaluation is limited to days for which the ship sailed less than 20 km (e.g., bias reduced to +1% and the slope almost equal to unity ; Table 4.2).

Tableau 4.2: Performance of the satellite-derived daily PAR estimates. Statistics are provided for the whole matchups and various subsets (see text).

Method	N	Bias	RMSE	Slope	Intercept	R ²
LUT	318	0.853 (6%)	4.952 (33%)	1.033	0.350	0.881
LUT (SIC<10%)	136	0.793 (7%)	4.545 (38%)	1.012	0.645	0.813
LUT (Dist.<30 km)	116	0.256 (2%)	4.464 (30%)	1.001	0.244	0.913
OPBG	208	0.456 (2%)	5.227 (20%)	0.927	2.360	0.886
OBPG (C.V.<20%)	168	0.669 (2%)	5.155 (19%)	0.932	2.522	0.900
OBPG (C.V.<10%)	110	0.799 (3%)	5.319 (18%)	0.916	3.355	0.906
OBPG (Dist.<30 km)	53	-0.093 (0%)	4.466 (17%)	0.892	2.675	0.931

a The slope and intercept were calculated using a type 2 regression and numbers in bold are significantly different from 1 and 0, respectively, at $p < 0.05$.

4.4.2 Evaluation of OBPG method

Out of the 704 daily *in situ* PAR, 208 matchups were found for the period from 1998 to 2014. As mentioned above, this is because OBPG does not calculate PAR in presence

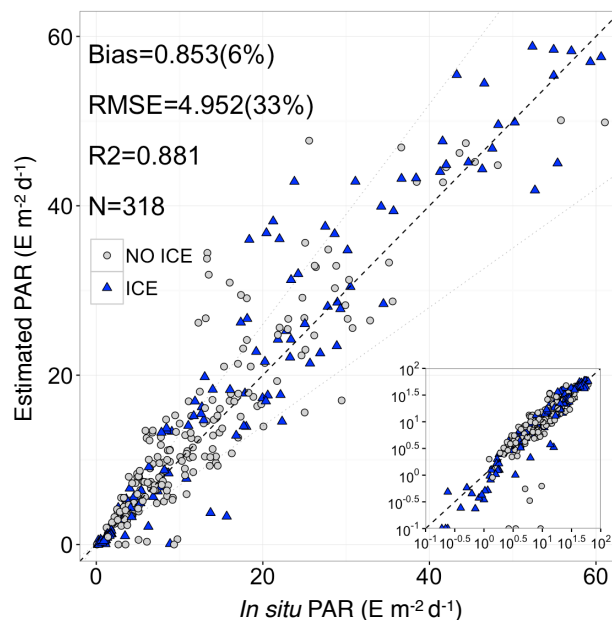


Figure 4.4: Scatter plot of *in situ* daily PAR versus satellite-derived daily PAR using the LUT method. The dot color corresponds to the surface state derived from the NSIDC (Ice for $SIC \geq 10\%$). Dashed line marks the 30% error. Inset is the scatter plot in logarithmic scale.

of sea ice or when SZA is $>83^\circ$. In addition, only 110 days out of 208 were characterized by a negligible intraday variability, i.e., when the coefficient of variation (Eq. 4.4) for daily PAR extracted from the ship location during a given day was below 10%. To illustrate the intraday variability concept, Fig. 4.5 presents two matchup days showing low and high $CV^{intraday}$ respectively. The top panels show the hourly positions of the ship during the two selected days in northern Baffin Bay (left; August 21 2005) and Hudson Bay (right; August 9 2007). The total distances travelled during these days were 301 and 402 km, respectively. The day in Baffin Bay clearly exhibited a small intraday variability for the three ocean colors satellites ($CV^{intraday} = 2\%$) (Fig. 4.5b; left). In contrast, inhomogeneous cloud cover along the 400 km transect in Hudson Bay created large differences in daily PAR (up to a factor of three) derived from each sensor (Fig. 4.5b; right). Part of the difference is probably due to the different orbit

characteristics, which results in the observation of the same location at different times of the day. In addition, large differences in the mean daily PAR ($CV^{intraday} = 27\%$) appear along the transect due to combined spatial and temporal variability in cloud cover. This variability is partly captured by the 3 h resolution of the ISCCP inputs (Fig. 4.5c). Both days showed variable cloud fraction ranging from 0.20 to 0.75, but the variability was clearly smaller in Baffin Bay. The cloud optical thickness was smaller in Baffin Bay (<20) compared to that observed in Hudson Bay (>20). As expected the observed short-term variability in instant PAR was generally higher than that captured by the satellite-based estimates from the LUT (Fig. 4.5d). In Hudson Bay, the presence of thick clouds between 12 :00 and 15 :00 UTC dimmed PAR, followed by an abrupt increase in PAR around 15 :00 UTC. This diurnal pattern was partly captured by the LUT method using ISCCP inputs.

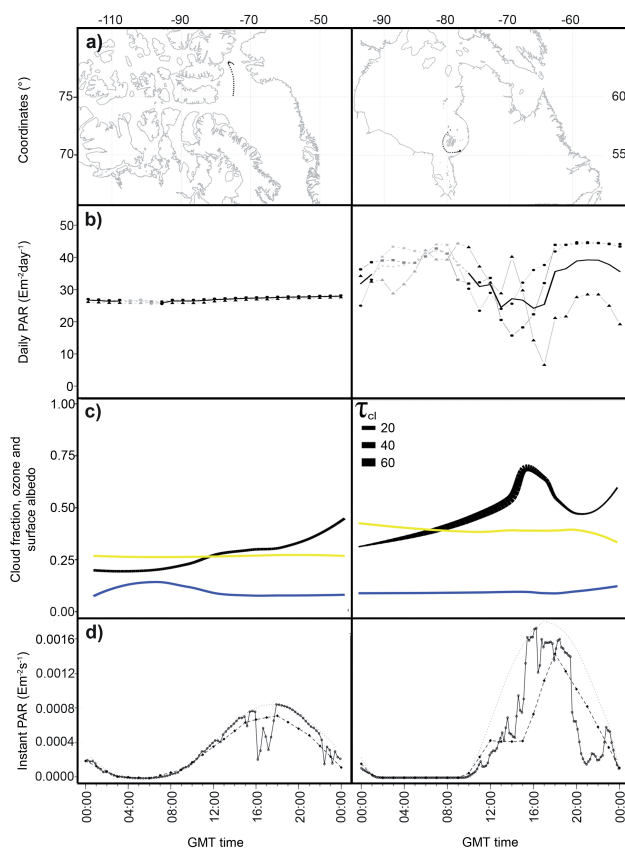


Figure 4.5: Examples of diurnal variability of modeled and measured irradiance, and environmental conditions along the ship track for two contrasting situations. On the left hand side, observations were made on August 21st (day 233) 2005 in northern Baffin Bay. On the right hand side, observations were made on August 9th (day 221) 2007 in Hudson Bay. Panels depict : a) 24 hourly ship position along the transects ; b) the retrieved daily PAR values from MODIS-Aqua (squares), MODIS-Terra (circles), SeaWiFS (triangles) and the mean of the three (thick black line) ; c) interpolated ISCCP parameters (yellow : $O_3/1000$, black : CF and thickness the τ_{cl}) for each time and position and surface albedo (blue) calculated using nearest neighbor SIC ; d) measured instant PAR (solid line) and its corresponding estimate using the LUT method (dashed line) with inputs presented in c), and the clear sky radiative transfert simulation computed with local conditions (dotted line).

Measured daily PAR in the Baffin Bay reached 30.2 compared to 26.0 $\text{E m}^{-2} \text{d}^{-1}$ for the LUT method. For comparison, the OBPG PAR along the 301 km transect varies within a relatively narrow range of 29.9 to 32.2 $\text{E m}^{-2} \text{d}^{-1}$, with a mean of 31.1 $\text{E m}^{-2} \text{d}^{-1}$. If the mean is restricted to daytime (Fig. 4.5b, black curves), the PAR remained the same. In Hudson Bay, the *in situ* PAR was 35.1 compared to 32.4 and 55.1 $\text{E m}^{-2} \text{d}^{-1}$ for the LUT method and the clear sky simulation, respectively. For this particular day, the PAR along the ship transect derived from OBPG varies by nearly a factor of 2 (28.3 to 47.5 with a mean of 39.7 $\text{E m}^{-2} \text{d}^{-1}$; Fig. 4.5b right). However, if we averaged the PAR for daytime only (Fig. 4.5b, black curves), the OBPG estimate (37.4 $\text{E m}^{-2} \text{d}^{-1}$) falls closer to the *in situ* observation. These results suggest the evaluation of the performance of the OBPG using a moving ship will depend upon the spatial variability of the cloud cover encountered along its course during a given day.

Figure 6 displays the scatter plot of *in situ* versus OBPG PAR estimates for the matchups available for the 1998-2014 period. When considering all available matchups (N=208), we obtained a weak positive bias of 2% and a RMSE of 20%. The relative RMSE slightly improved when matchups showing high intraday variability are excluded from the analysis (Table 4.2). On average the intraday variability ($CV^{intraday}$) computed using OBPG daily PAR estimate between sunrise and sunset was 12%, and 91% of the matchups (N = 190) showed a $CV^{intraday}$ lower than 30%. When only matchups with negligible intraday variability are considered ($CV^{intraday} < 10\%$; N=110), the bias increases to 3% and RMSE was lowered to 18%, while the R^2 increase to 0.906. Finally, we also computed the statistics for days when ship displacement was minimal (i.e., < 20 km; N = 41), and found even better performance of the OBPG method in term of bias (0%) and RMSE (17%) with high coefficient of determination ($R^2 = 0.931$), but with a slope significantly lower than 1 (S=0.892) and an intercept significantly higher than 0 (I=2.675).

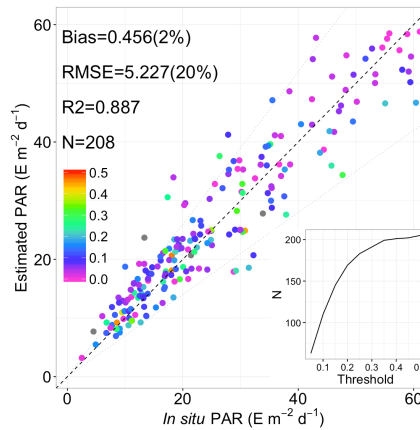


Figure 4.6: Scatterplot of *in situ* daily PAR versus satellite-derived daily PAR using the OBP method. The dot colors correspond to CVintraday and the inset is a cumulative frequency distribution of the number of matchups as a function of CVintraday threshold.

4.4.3 LUT versus OBP methods

In this section, we compare the two satellite-based methods to estimate daily PAR. First we examined the typical spatial variability given by each method. On one hand, the LUT method uses as input ISCCP cloud products at 280-km. On the other hand, OBP uses averaged ocean-color L3 observation on a 4.6-km resolution grid. The PAR spatial variation within a 280-km pixel of the ISCCP grid is assessed using MODIS-A and MODIS-T merged products, which are considered to reflect the true spatial variability at this spatial scale. For this exercise, we selected an ISCCP pixel in the Norwegian sea located Northeast of Iceland (Fig. 4.7, inset). The 580 4.6-km MODIS pixels falling within an ISCCP pixel were extracted for each day of the month of July 2004. PAR from LUT method was calculated using the ISCCP data interpolated both in space and time for each MODIS pixel centroids (see section 2.1).

Spatial PAR variability, as represented by the error bars in Figure 4.7, is much greater for MODIS ($CV \sim 26\%$) than the one obtained from the LUTs method ($CV \sim 7\%$). As expected, based on the ISCCP's pixel resolution (280-km), the bilinear interpolation will always give a smooth distribution of pixel values. It is thus not precisely describing the

locally varying conditions (e.g., situation of heterogeneous cloud cover) as the OBPG method or the *in situ* data do. On average, $\sim 19\%$ of the CV is not accounted for with the LUTs method interpolation and the differences can reach up to 35% in certain cases.

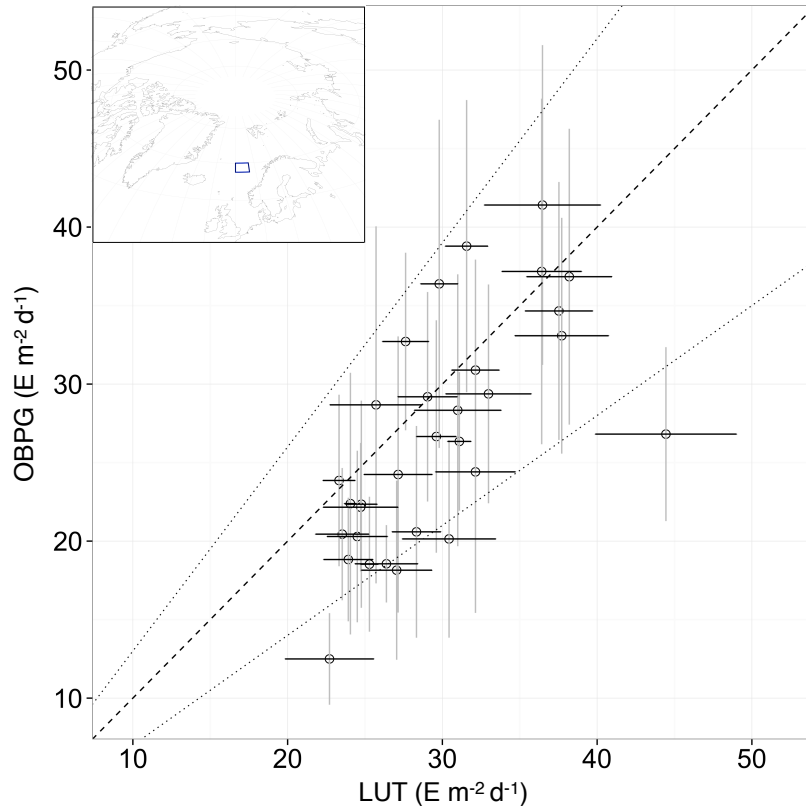


Figure 4.7: Scatterplot of daily PAR derived using LUT and OBPG methods inside a 280km ISCCP pixel. Each point represents the PAR average for one day of the month of July 2004. The error bars represent the standard deviation calculated using the 580 4.6-km pixels within the 280-km ISCCP pixel. The 4 points outside the 30% dotted lines are cases where LUT method yields higher PAR values than the OPBG method.

We also compare the two methods over the whole Arctic Ocean, defined as the geographic region above the Arctic circle at 66.6°N (Fig. 4.8). Only pixels where the OBPG PAR were available were considered in the comparison (SeaWIFS, MODIS-A and MODIS-T, 9.26km grid). The daily PAR from year 2004 was arbitrarily chosen for this comparison. Figure 4.8a illustrates the average daily PAR calculated on the

basis of the number of available OBPG observations (Fig. 4.8b). As expected, the most productive waters, like the Bering and Barents seas, are located where highest values of PAR are found. The maximum number of days with PAR data (203) is found at latitude 66.6°N in permanently open waters. The latitudinal decreasing gradient of gaps in the daily data was caused by the variations in the SZA over the year, combined essentially to the presence of sea ice. When looking over the length of the year, no daily data was available until March 12th. Slowly the days are getting longer until around April 20th. The progression in the number of available pixels then stops because the Arctic ocean is still pretty much covered with ice. From mid-June on, the number of available pixels starts to expand again, following the sea ice export and melt without any constraint from the SZA. It reaches a maximum on mid-August (22th in 2004), and then declined until the end of autumn, as the day length shortens and the ice starts to form again. After September 30th above the Arctic Circle, no OBPG data are available.

For each day, the daily PAR estimations from the LUT method were subtracted from the OBPG PAR pixel by pixel (Fig 4.8c). Interestingly, the LUT method tends to yield higher PAR values prior the summer solstice (negative values on Fig. 4.8c), and then returns lower values for the rest of the season. This may be due to the higher surface albedo, which is account for in the LUT. The relative frequency distribution of daily PAR values for both methods show some differences, but the mean values are statistically equivalent (Fig.4.8d). The OBPG distribution is wider and shows a peak around $19E.m^{-2}.d^{-1}$, while the LUT distribution presents three peaks (15, 25 and $30E.m^{-2}.d^{-1}$). The geographical distribution of PAR difference between methods (Fig.4.8e) shows large discrepancies in some specific regions such as the northern Barents Sea and northern Baffin Bay where the OBPG method yields higher values than the LUT method. The opposite situation (i.e., $OBPG < LUT$) occurred in near the ice edge (e.g. Beaufort Sea, Laptev Sea) but also in permanently open waters (e.g. Norwegian Sea, Greenland Sea and southern Barents Sea). Overall, both methods are in agreement with a difference in PAR estimates following a normal law of mean 0.29 and standard deviation of $6.78E.m^{-2}.d^{-1}$ (Fig. 4.8f).

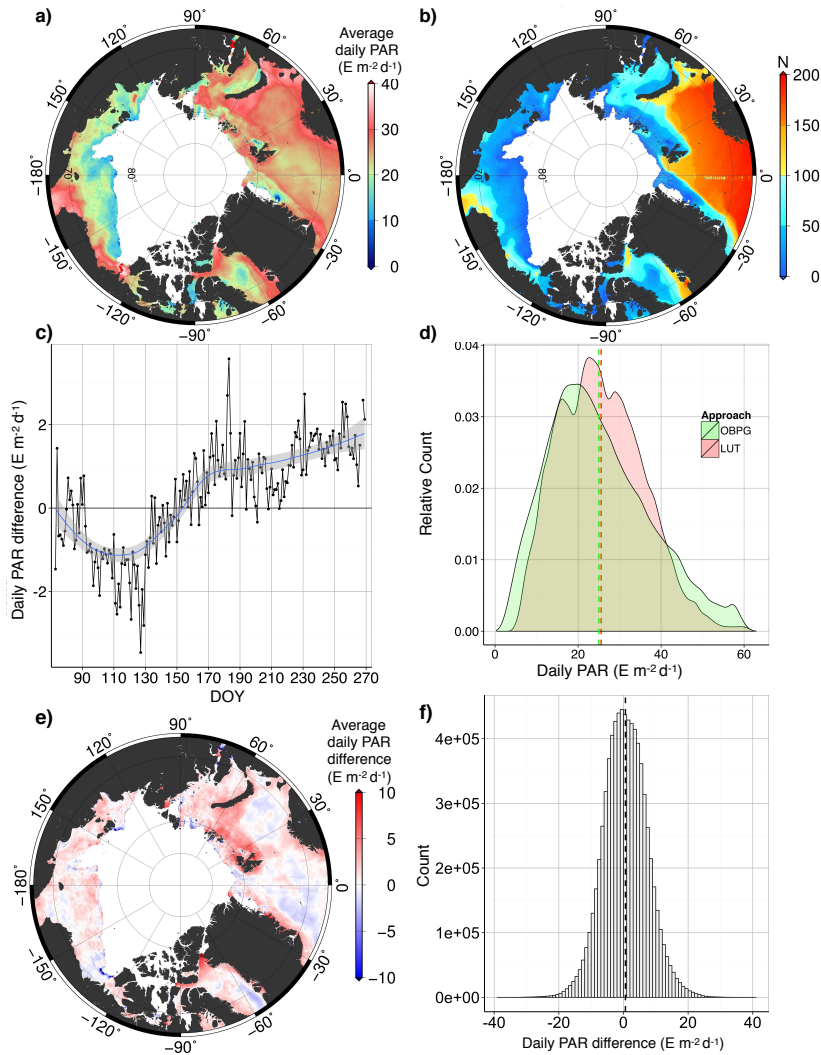


Figure 4.8: Averaged daily PAR computed using available daily PAR from OBPG for year 2004; b) number of days with OBPG daily PAR available; c) evolution of the differences in daily PAR between methods (OBPG - LUT) with a loess (local polynomial regression fitting) smoothing function applied (blue line with its standard deviation in grey); d) frequency distribution of daily PAR for both methods; e) map depicting difference in daily PAR between methods (OBPG - LUT), and f) histogram of the differences.

On an annual basis, the OBPG method clearly underestimates the amount of PAR reaching the Arctic ocean surface. This is illustrated by figure 4.9, which presents the time-integrated PAR reaching open waters. Even in the central Arctic ice pack, PAR reaching open waters is not negligible, with values $\sim 550 E.m^{-2}.y^{-1}$ above $80^{\circ}N$ (Fig. 4.9 right panel). Here the estimates from the LUT method are systematically higher than those from the OBPG method because PAR is calculated in all sea ice conditions and for SZA up to 90° . When PAR is integrated over all ocean pixels above the Arctic Circle, we obtain an annual flux of $201 mE.m^{-2}.y^{-1}$ and $326 mE.m^{-2}.y^{-1}$ above the ocean surface for OBPG and LUT methods, respectively. This represents an underestimation of the PAR as high as 38%.

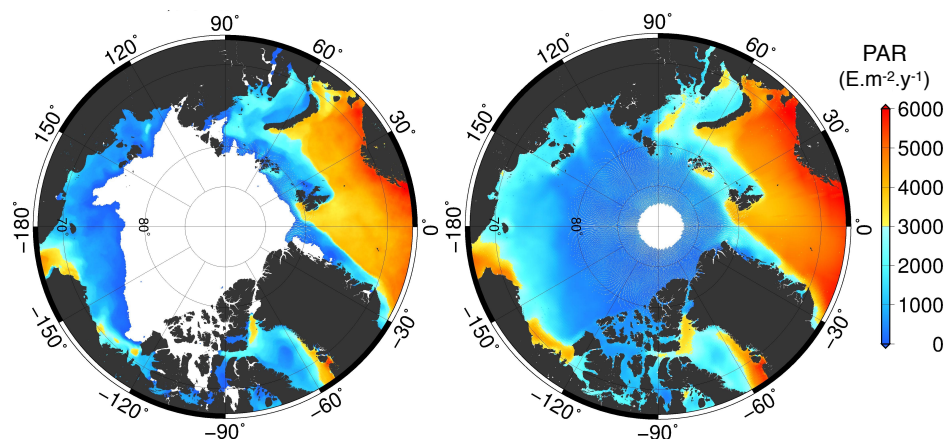


Figure 4.9: Sum of the daily PAR ($E.m^{-2}.d^{-1}$) for the 2004 PAR from OBPG(left) and LUT(right)

4.5 Discussion

4.5.1 Comparison of performance by various studies

Here we compare the performance of the two satellite-based methods evaluated in this study (Table 4.2) to satellite observations at lower latitudes. Several PAR model based on satellite observations have been published in the last decades (e.g., (Frouin et Chertock, 1992; Frouin *et al.*, 2003; Bouvet *et al.*, 2002; Carder *et al.*, 2003; Frouin

et Murakami, 2007; Frouin et McPherson, 2012)), but few of them have been validated using ship-based *in situ* measurements. In general, evaluation exercise relies on fixed platform or moored buoys (Bouvet *et al.*, 2002; Frouin *et al.*, 2013).

A preliminary assessment of the SeaWiFS PAR products was published in the NASA SeaWiFS Technical Report Series (Patt *et al.*, 2003; Frouin *et al.*, 2003). *In situ* data were obtained from two moored buoys sites : off the west coast of Canada (Halibut bank, 49.34°N) ; and the central Pacific (0 °N). On average the bias was $2.2 \text{ E m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ (5.3%) and the RMSE was $6.2 \text{ E m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ (15%). When the data were integrated over time (8-days, monthly), the bias remained the same but the RMSE dropped to 8%. More recently, Frouin *et al.* (2013) evaluated OBPg PAR products using the *in situ* measurements collected during 2005-2010 at the CERES Ocean Validation Experiment (COVE) site located off Chesapeake Bay in the North Atlantic (36.9°N). They found RSME ranging from 6.3 (20%) to $6.8 \text{ E m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ (21%) with relatively high R^2 (0.855 to 0.883) for the sensor taken individually (i.e. SeaWiFS, MODIS-A and MODIS-T). Interestingly, the PAR estimates from all sensors exhibited a positive bias, ranging from 1.8 (6%) (MODIS-A) to $2.8 \text{ E m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ (9%) (SeaWiFS). An improved performance was obtained when PAR from the three sensors were averaged, which augments the number of satellite overpasses during a given day (bias = $1.4 \text{ E m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ (4%), RMSE = $4.6 \text{ E m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ (14%); $R^2 = 0.925$). When PAR was integrated over time (week or month), the performance of the satellite-based improved in terms of RSME ($< 3.3 \text{ E m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ (10%)) and R^2 (> 0.968), but the positive bias remained unchanged (Frouin *et al.*, 2013). In the OBPg method, the effects of the clear atmosphere and of the cloud-surface layer are decoupled, and the cloud-surface layer is assumed to be located below the clear atmosphere. Consequently, the correction of scattering by molecules and aerosols in the presence of clouds may be too large, yielding a lower cloud-surface albedo, therefore a higher PAR. In clear sky and open water situations, the SZA drives the PAR and the estimates error should be really small. Comparisons in these situations (not shown) suggests the possibility of calibration errors, which would contribute to the bias.

Conjointly, our evaluation of the OBPG method reveals a small positive bias of $0.5 \text{ E m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ (2%). The LUT method also shows a positive bias $0.9 \text{ E m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ (6%). However, most of the positive bias of both methods disappeared when the evaluation was performed using matchups for which the ship was more or less stationary (i.e., ship travel distance $< 30 \text{ km}$). It is therefore not clear whether the positive bias is due to the fact that we used a moving vessel rather than a fixed position. In fact, the ship displacement likely increases the chance to encounter high atmospheric or albedo variability, introducing some uncertainty in the estimates.

Bouvet *et al.* (2002) developed a method based on the Gregg and Carder (1990) model that uses as input several satellite-derived variables (TOA reflectivity, water vapor content, aerosol optical thickness and angstrom exponent, wind speed) and climate model parameters (pressure and relative humidity). Based on *in situ* measurements from two array systems of moored buoys in the equatorial and tropical regions, a RMSE of 5.2% were obtained for their monthly PAR estimates. Our results cannot be directly compared to these results as the time-integration over a month necessarily improved the model performance, as shown by Frouin *et al.* (2013). However, it is unlikely that the RMSE obtained for both OBPG and LUT methods would drop to value as low as 5% with a monthly integration.

Higher uncertainty obtained in our study (i.e., 17-20% for the OBPG method and 30-38% for the LUT method) may be due to a number of factors. As a first consideration, we would expect that the evaluation method itself, based on ship-borne measurements, increases the uncertainty associated with the methods. A second consideration would be that part of the higher uncertainty may result from the specific environmental conditions encountered in the Arctic.

4.5.2 Arctic environment issues

As mentioned above, we expect to see the smallest differences between *in situ* data and model estimates in the simplest situations, that is, in days of clear skies over open waters.

When situations get more complicated, more differences may emerge from different ways of modeling the environment. The accuracy of a satellite PAR product, here obtained from the comparison with *in situ* values, can be evaluated by examining the specific environmental factors. The most important ones for light propagation in the Arctic are persistent low solar elevation, changing surface albedo due to sea ice, and high cloudiness. This section examines the residuals between satellite-derived and *in situ* daily PAR as a function of local solar noon (minimum daily SZA), the effects of the clouds and surface albedo (Fig. 4.10; Table 4.3).

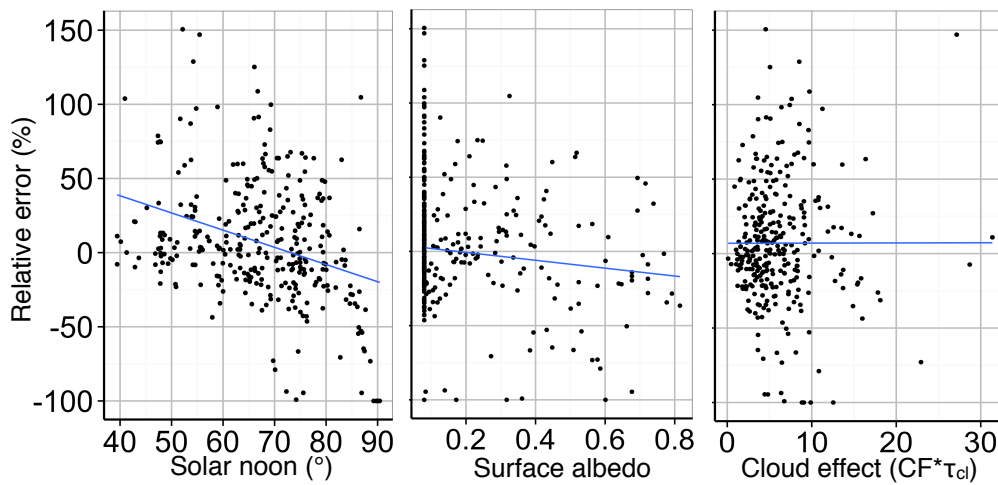


Figure 4.10: Scatter plot of residuals between LUT estimates and *in situ* data as a function of a) solar noon, b) surface albedo and c) the cloudiness, here defined as the product of CF and τ_{cl} .

Tableau 4.3: Results from regressions between the relative error in PAR retrieval versus environmental conditions.

solar noon (LUT)	solar noon (OBPG)	Cloud effect	Surface Albedo
$y = -1.16x + 84.73$	$y = 0.3x + -9.61$	$y = 0.01x + 6.92$	$y = -26.55x + 4.66$
$R^2 = 0.11$	$R^2 = 0.02$	$R^2 = 0$	$R^2 = 0.02$
$p < 0.001$	$p < 0.049$	$p < 0.98$	$p < 0.1$

Sun elevation We found a weak significant negative relationship between the SZA at noon time and the PAR error for the LUT method (Table 4.3). When SZA at noon was $>80^\circ$, the LUT-based method almost systematically underestimated daily PAR. First, this result may be explained by the fact that the lower the sun rises above the horizon, the more energy comes from diffuse relative to direct irradiance, increasing the importance of accurate aerosol and water vapor estimation, which are considered constant. Second, high SZAs invalidate the plane-parallel assumption used in the SBDART radiative transfer model. As a result, PAR tends to be underestimated during days with dimmed light from below the horizon. A spherical geometry in radiative transfer model (Sobolev, 1975; Lenoble, 1985; Dahlback et Stamnes, 1991; Thomas et Stamnes, 1999; Spurr *et al.*, 2007) may be used to properly estimate daily PAR at the beginning of the polar spring and fall.

In contrast, the OBPG method shows a very weak but positive relationship between the SZA at noon time and the PAR error (Table 4.3). This relationship is, however, restricted to SZA lower than 83° at the satellite passing time. Unlike the LUT method, the energy budget method is not dependent on Earth's sphericity, but may be more sensitive to reflectance bidirectionality properties. The algorithm was originally developed for SeaWiFS, which orbital parameters combined to instrument physical configuration did not allow to record scenes in the Earth's twilight zone. The more recent satellites image all the way to the Earth's terminator, but the recorded scenes are excluded from the daily PAR product, so recorded scenes for that geometry are not merged to be part of the daily PAR. For the Arctic, this constraint in the algorithm results in 1) less satellite passes contributing to the daily PAR product and 2) less spatial coverage for the time-integrated L3 products distributed by the OBPG (e.g., Fig. 4.9).

Surface albedo An earlier version of the E_d LUT used a constant surface albedo (0.06 for clear water), independent of the amount of ice cover. A fairly strong negative relationship between the relative error of the estimates and the increase in SIC was found, suggesting an increase in PAR underestimation (negative slope) when SIC was increa-

sing (Laliberte et Belanger, 2014). This was explained by the fact that the presence of SIC in a pixel increases the surface albedo, which amplifies the surface irradiance by multiple scattering between the surface and the overlying atmosphere (Gardiner, 1987). Following this, a sensitivity analysis of the surface albedo was performed through radiative transfer simulations. An example is shown for the 29th of April 1998 when the ship was in the completely ice covered sector of the Baffin Bay (74.7°W , 76.3°N) (Fig. 4.11). Assuming a typical surface albedo for an open ocean surface (0.06), a daily PAR underestimation of 30% was obtained. A very good PAR estimation (underestimation of 3%) was obtained when coupling open waters A_s with the modeled surface albedo using SIC (Eq. 4.2).

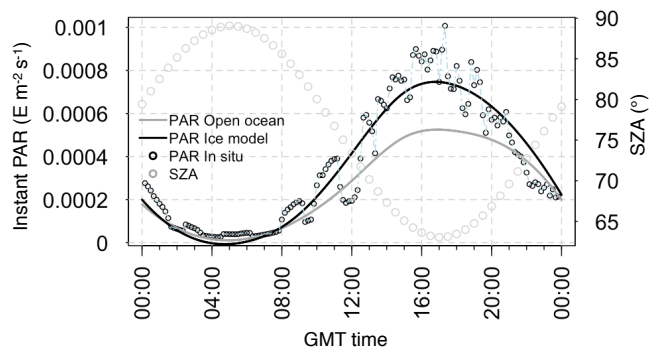


Figure 4.11: Sensitivity analysis to surface albedo performed using SBDART. Open black circles are *in situ* instant PAR observations onboard the CCG Pierre Radisson during the NOW project, gray and black lines are SBDART simulations using $A_s = 0.06$ and 0.95 , respectively. SZA is shown as open gray circles. Simulations were made from 8 daily CF, τ_{cl} and O_3 (ISCCP).

The inclusion of the A_s as an input parameter to our E_d LUT strongly reduced the linear negative relationship previously found between SIC and the PAR residual (for A_s , $p < 0.1$, $R^2 = 0.02$), but increased the RMSE of PAR estimation under open water conditions (+5%) (Tables 4.2 and 4.3; Fig. 4.10b). This may be attributed to a combination of factors like the overestimation of sea albedo or inexact assumption on aerosols type and load (or due to ship displacement, see section 4.1). The OBPG algo-

rithm determines A_s with aerosols and solar zenithal angle, therefore not varying wind, sea ice, white caps, or diffuse water reflectance. The algorithm discards icy areas (i.e., SIC >10%) because they would be interpreted as cloudy in the PAR algorithm. Alternatively, if OBPG could process their PAR product in spite of surface conditions, the OBPG PAR database would be much more complete, increasing the reliability of the spatial and temporal bins. Ideally, this would incorporate the ice bidirectional effect at a pixel-level spatial, temporal and spectral resolution.

Cloudiness Cloudy sky conditions dominate over open waters in the Arctic (Chernokulsky et Mokhov, 2012). The effect of clouds is parameterized as the products of fractional cloud cover and cloud optical thickness, that is $CF \times \tau_{cl}$. As illustrated in the figure 4.10c, the effect of clouds is not related to PAR residuals ($p = 0.98$; Table 4.3). This means estimates under an overcast sky may be subject to the same error as estimates under clear sky. Small fluctuations decreasing or increasing the effect of clouds, like sunbreaks or isolated clouds, are equally under-represented at the coarse ISCCP pixel resolution. Transmission through broken clouds or multiple cloud layers affects the PAR amplitude, spectral shape, and diffuse-to-direct ratio and is highly position-dependent. While difficult to quantify, these cloud effects surely increase the inherent uncertainty associated with the LUT method.

By using coarse ISCCP input for clouds, the LUT method does not precisely account for transitions in the cloud conditions. Part of a pixel area may be covered with thick clouds and the other part may be under clear sky conditions, but anywhere in the pixel is a gradient between the local conditions and the one found with the surrounding pixels, causing the PAR values to be averaged on relatively large scales. This alters PAR accuracy as soon as the estimate is spatially close to abruptly changing conditions, like passing from a clear sky to an overcast sky. Moreover, the method does not precisely distinguish between configurations of the ice-cloud and water-cloud conditions within the pixel. The presence of sea ice under cloudy conditions have a strong impact on the PAR. Ignoring the interaction aspect may lead to significant estimation error on

regional scales. Therefore, as soon as the environmental conditions are distributed heterogeneously within the pixel, there will be an error on a local estimation. Nonetheless, this effect should fade when large scales are considered.

Chernokulsky and Mokhov (2012) showed that the ISCCP total cloud cover variability over the Arctic was lower than that observed *in situ* or by other satellites and reanalysis. In addition, they showed that the ISCCP cloudiness was underestimated in summer. This may explain why the LUT method yields higher PAR values when compared to *in situ* measurements (Fig. 4.4) or to OBPG estimates in May (Fig. 4.8).

The OBPG algorithm estimates daily PAR from a single satellite pass, but several passes are available at high latitude providing multiple daily PAR estimates for a single pixel. The representation of diurnal variability in cloud cover is limited to the number of valid scenes imaged by the sensor. Theoretically, the OBPG products could be more precise at high latitudes since more satellite passes are available for the same region, contributing to the daily average. Binning of multiple satellites (using a weighted mean with respect to SZA) would overcome the assumption of a stable cloud-surface system, thus addressing the largest accepted drawback of the OBPG method. Note that the conversion to flux would be improved if a more accurate (or more representative of Arctic conditions) cloud bidirectional effect was considered (Macke *et al.*, 1995). Overall, the method accounts for important parameters (solar elevation and cloud-surface albedo) but lacks precision to estimate cloud-surface albedo, which may lead to increased errors in an Arctic environment where in the summertime, cloud cover usually occupies 80% to 90% of the sky (Warren *et al.*, 1988; Rossow et Schiffer, 1991).

4.6 Conclusion and perspectives

Our evaluation showed that the LUT method is characterized by an uncertainty of 33% compared to 20% for the OPBG method. This is mainly due to difference in spatial and temporal resolution of inputs used to interpolate the LUT. The former method will always represent bulk PAR values for a large region, while the latter will be more

appropriate for fine-scale features. Since the mean values of the PAR distributions are quite similar in both cases, the LUT method, when fed with low resolution ISCCP inputs, is more appropriate for large-scale studies mostly because it covers pixels with ice and periods of low sun elevation.

The very high temporal resolution of ISCCP input (3 h) did not fully compensate for its low spatial resolution (280 km). In addition, cloud fraction alone over the ocean is only accurate to 15-25% in polar regions during summer (Rossow et Garder, 1993). Radiative transfer calculations have an uncertainty of 3% even when atmospheric properties are known a priori (Ricchiazzi *et al.*, 1998). Nevertheless, the performance of the LUT method may be considerably improved if cloud and atmospheric information with better spatial resolution is used as input. For example, cloud optical thickness and cloud fraction are already derived from ocean color sensors such as MODIS and MERIS (and soon from OLCI). Adding new dimensions to the LUT for aerosol and water vapor, also derived from ocean color sensor, could further improve the method.

The LUT method was initially conceived to include spectral UV-B and UV-A for water column photochemical modelling purposes. A preliminary validation using GUV-510 measurements at 313 nm (Xie *et al.*, 2012) show similar model performance in the UVB. In addition, LUTs for under water spectral irradiance (i.e., $E_d(\lambda, 0-)$) taking into account direct and diffuse irradiance specular reflectance are already implemented and could be made available to the community.

Open waters within the central Arctic ice pack are frequent in summer. Given that light is available, primary productivity (PP) may be significant in these waters if phytoplankton have access to nutrients. Thus, for PP modelling, PAR estimation is relevant in all sea ice conditions. A step forward for future applications and a significant improvement of the LUT method would be to assume a transmission function for ice cover and subsequently be able to estimate PAR in the water column under sea ice. Light transmission model through sea ice and meltpond are now becoming available and used to assess under-ice primary production (Arndt et Nicolaus, 2014; Fernández-Méndez

et al., 2015). Adding an ice component to the model would produce a complete and relevant estimation of the irradiance reaching the water over the whole Arctic ocean, especially useful to study phytoplankton spring bloom and in-ice or under-ice photochemical processes.

Despite a relatively good precision, the NASA OBPG L3 PAR products should be used with caution at high latitudes because it is limited to open waters and do not provide estimates during the period of the year when the sun is just above the horizon (e.g., Fig. 4.9). Extending the OBPG's energy budget approach over sea ice is feasible, but would require estimating surface albedo and ice absorptance, which is difficult in the presence of clouds, or when the pixel is partially covered with ice. However, the method is more accurate, at least in principle, to estimate PAR just below the ocean surface (the surface albedo term disappears in Eq. 4.3), offering the possibility to obtain useful estimates of PAR just below sea ice when information about ice cover and type, and therefore ice transmittance, is available.

Acknowledgments The authors are grateful to the three anonymous reviewers and Eric Rehm for their insightful comments and corrections of the manuscript. We are grateful to Dr. Bryan Franz for his support about the PAR algorithm implementations at the NASA-OBPG. We are also thankful to the *in situ* and satellite data providers : Marjolaine Blais, Michel Gosselin, Tim Papakariakou, Huixiang Xie, Claudie Marec, Stanford B.Hooker, Maxime Benoît-Gagné, the OBPG and the CERES project (COVE data). The work was supported by the CRSNG discovery grant and the Arcticnet Marine Hotspot project to SB, the Québec-Océan (FQRNT) and Boréas (UQAR) support to JL. RF was supported by the National Aeronautics and Space Administration under grants Nos. NN14AL91G and NN14AQ46A.

CHAPITRE V

CONCLUSION

Les méthodes Frouin et Bélanger pour l'estimation de l'éclairement incident utilisées dans les modèles de PP ont été évaluées pour l'environnement Arctique. Les performances des méthodes ont été évaluées par rapport à des données *in situ* et en comparant les deux méthodes. Les incertitudes ont été analysées.

La plus grande force de la méthode Frouin est qu'elle estime l'éclairement incident avec une très bonne résolution spatiale. Cela dit, elle n'estime pas l'éclairement incident lorsqu'il y a de la glace ou que le soleil est bas sur l'horizon, deux conditions qui sont souvent présentes en Arctique.

La plus grande force de la méthode Bélanger est qu'elle peut estimer le PAR même en présence de glace. Par contre, sa plus grande faiblesse est l'estimation sur une petite superficie, qui peut comporter des erreurs importantes. Néanmoins, les résultats publiés à partir de cette approche dans le journal *Biogeosciences* en 2013, suggérant une diminution générale d'environ 10% de l'éclairement au-dessus de tout l'Arctique sur 11 ans sont en quelque sorte validés vu l'étendue spatiale couverte par l'étude 2013.

5.1 Les sujets traités

Nous avons abordé la théorie nécessaire à la mise en place de l'évaluation d'une méthode satellitaire. Afin de savoir interpréter les statistiques qui décrivent les performances de cette approche, il est important de connaître les principes généraux qui régissent les

modèles utilisés dans l'algorithme. Notamment, nous avons vu :

1. Comment est réalisée la télédétection de la couleur de l'eau.
2. Quelles sont les propriétés optiques apparentes et inhérentes des supports physiques dans lesquels se propagent les ondes électromagnétiques et comment elles sont dérivées.
3. Comment est modélisé le comportement de l'intensité des flux radiométriques par la théorie du transfert radiatif.
4. Comment ces concepts sont mis en relation dans les différentes approches d'estimation de l'éclairement incident.

Ces notions permettent certainement de mieux comprendre les erreurs relatives aux modèles d'estimation de l'éclairement incident à la surface. L'autre part qui permet d'obtenir les meilleures interprétations des résultats est la confiance que l'on accorde aux données terrains qui servent à évaluer le modèle. Il est donc important d'avoir les réflexions critiques qui permettent d'éliminer les données *in situ* pour lesquelles nous n'avons pas entièrement confiance en développant des techniques comme celle qui permet de relier l'angle zénithal solaire attendu à l'éclairement qui est observé et en établissant des seuils basés sur l'expérience et la logique. Il est également crucial de réduire au maximum l'incertitude liée aux données issues des satellites de la couleur de l'eau, notamment en créant un nouveau produit qui prend en considération la variabilité diurne des nuages et ainsi réduit la principale source d'erreur de la méthode, en vue de bien représenter l'approche. On peut ainsi faire confiance à nos résultats et mieux identifier les situations plus propices à contenir des erreurs dans les estimations satellitaires.

5.2 La nature et l'envergure du travail

La télédétection s'est avérée un outil unique et avantageux pour obtenir de l'information sur un milieu éloigné comme l'océan Arctique. La couverture spatiale et temporelle des produits issus de tels instruments est inégalée. Cette technologie a des applications

beaucoup plus larges que celles utilisées dans cette recherche, comme faire les suivis environnementaux à partir des composantes atmosphériques ou de surface (par exemple, étudier les cycles hydrologiques, le bilan radiatif thermique ou faire le monitoring des glaciers). Évidemment, toutes ces utilisations ont leurs forces et limites. L'utilisateur doit être conscient des deux.

5.3 Perspective

Les tendances prédisent que la banquise pluriannuelle aura disparue dans les décennies à venir. Entre autres, la fonte de la glace de première année plus tôt au printemps permet déjà un développement précoce du phytoplancton par l'apport de lumière et l'accès aux nutriments accumulés pendant l'hiver. Ainsi, la zone où se produit la PP devient plus importante, apportant des changements incertains sur le transfert d'énergie et de matière à travers le réseau trophique et vers les sédiments du fond de l'océan, en rétroaction avec le climat. Pour bien comprendre ces changements dans la PP, il faudra non seulement étudier la lumière, mais aussi les autres conditions et procédés physiques et biogéochimiques qui l'expliquent.

BIBLIOGRAPHIE

- Adam De Villiers, R. (2011). *Optical properties analysis of aerosols observed in the Arctic region during the spring API/POLARCAT campaign*. (Thèse de doctorat). Université Pierre et Marie Curie - Paris VI.
- Adam de Villiers, R., Ancellet, G., Quennehen, J. P. B., Schwarzenboeck, A., Gayet, J.-F. et Law, K. (2010). Airborne measurements of aerosol optical properties related to early spring transport of mid-latitude sources into the arctic. *Atmos. Chem. Phys.*, 5011–5030.
- Ahmad, Z., Franz, B. a., McClain, C. R., Kwiatkowska, E. J., Werdell, J., Shettle, E. P. et Holben, B. N. (2010). New aerosol models for the retrieval of aerosol optical thickness and normalized water-leaving radiances from the SeaWiFS and MODIS sensors over coastal regions and open oceans. *Applied optics*, (29), 5545–60.
- Antoine, D. (1998). Apports de la télédétection spatiale de la couleur de l’océan à l’océanographie, cours à destination des étudiants de 3ème cycle. *Océanis* 24, 81–150.
- Antoine, D., Morel, A. et André, J. M. (1996). Oceanic primary production : II. Estimation at global scale from satellite (Coastal Zone Color Scanner) chlorophyll. *Global Biogeochem. Cycles*, 10(1), 57–69.
- Ardyna, M., Babin, M., Gosselin, M., Devred, E., Bélanger, S., Matsuoka, A. et Tremblay, J.-E. (2013). Parameterization of vertical chlorophyll a in the arctic ocean : Impact of the subsurface chlorophyll maximum on regional, seasonal and annual primary production estimates. *Biogeosciences*, 10, 4383–4404.
- Arndt, S. et Nicolaus, M. (2014). Seasonal cycle and long-term trend of solar energy fluxes through arctic sea ice. *The Cryosphere*, 8(6), 2219–2233.
- Arrigo, K., Gert, V. D. et Pabi, S. (2008). Impact of a shrinking Arctic ice cover on marine primary production. *Geophys. Res. Lett.*, 35(19), L19603.
- Aubé, M. (2003). Initiation à la science des aérosols. *Groupe de recherche et d’applications en physique au Collège de Sherbrooke*, p. 14.
- Babin, M., Stramski, D., Ferrari, G., Claustre, H., Bricaud, A., Obolensky, G. et Hoepffner, N. (2003). Variations in the light absorption coefficients of phytoplankton, nonalgal particles, and dissolved organic matter in coastal waters around Europe. *Journal of Geophysical Research*.

- Baker, K. S. et Frouin, R. (1987). Relation between photosynthetically available radiation and total insolation at the ocean surface under clear skies1. *Limnology and Oceanography*, 32(6), 1370–1377.
- Bates, N. R. et Mathis, J. T. (2009). The Arctic Ocean marine carbon cycle : evaluation of air-sea CO₂ exchanges, ocean acidification impacts and potential feedbacks. *Biogeosciences*, 6, 2433–2459.
- Behrenfeld, M. J., Boss, E., Siegel, D. A. et Shea, D. S. (2005). Carbon-based ocean productivity and phytoplankton physiology from space. *Global Biogeochem. Cycles*, 19, GB1006.
- Behrenfeld, M. J. et Falkowski, P. G. (1997). Photosynthetic rates derived from satellite-based chlorophyll concentration. *Limnol. Oceanogr.*, 42(1), 1–20.
- Bélanger, S. (2006). *Response of light-related carbon fluxes in the Arctic Ocean to climate change : quantification and monitoring of dissolved organic matter photo-oxidation in the Beaufort Sea using satellite remote sensing*. (Thèse de doctorat). Pierre et Marie Curie, Paris VI, Paris, France, Paris.
- Bélanger, S., Babin, M. et Tremblay, J.-E. (2013). Increasing cloudiness in Arctic damps the increase in phytoplankton primary production due to sea ice receding. *Biogeosciences Discussions*, 9(10), 13987–14012.
- Bishop, J. K. B. et Rossow, W. B. (1991). Spatial and temporal variability of global surface solar irradiance. *Journal of Geophysical Research*, 96(C9), 16839–16858.
- Bouvet, M., Hoepffner, N. et Dowell, M. D. (2002). Parameterization of a spectral solar irradiance model for the global ocean using multiple satellite sensors. *Journal of Geophysical Research-Oceans*, 107(C12), 3215.
- Bricaud, A., Morel, A. et Prieur, L. (1981). Absorption by dissolved organic matter of the sea (yellow substance) in the UV and visible domains. 26(1), 43–53.
- Burt, W. V. (1954). Albedo over wind roughened waters. *Journal of Meteorology*, 11, 283–290.
- Campbell, J., Antoine, D., Armstrong, R., Arrigo, K., Balch, W., Barber, R., Behrenfeld, M., Bidigare, R., Bishop, J., Carr, M.-E., Esaias, W., Falkowski, P., Hoepffner, N., Iverson, R., Kiefer, D., Lohrenz, S., Marra, J., Morel, A., Ryan, J., Vedernikov, V., Waters, K., Yentsch, C. et Yoder, J. (2002). Comparison of algorithms for estimating ocean primary production from surface chlorophyll, temperature, and irradiance. *Global Biogeochemical Cycles*, 16(3), 1035.
- Carder, K., Chen, F. et Hawes, S. (2003). Instantaneous Photosynthetically Available Radiation and Absorbed Radiation by Phytoplankton ATBD.

- Cavalieri, D. J., Parkinson, C., Gloersen, P. et Zwally, H. J. (1996). Sea Ice Concentrations from Nimbus-7 SMMR and DMSR SSM/I Passive Microwave Data, [1998-2007].
- Chernokulsky, A. et Mokhov, I. (2012). Climatology of Total Cloudiness in the Arctic : An Intercomparison of Observations and Reanalyses. *Advances in Meteorology*, 2012, 1–15.
- ChirondeLaCasinière, A. (2003). Le Rayonnement Solaire dans l'Environnement Terrestre. *Sciences de l'univers*, p. 282.
- Christie, P. et Sommerkorn, M. (2012). Rapid assessment of Circum-arctic ecosystem Resilience. In *WWF Global arctic program* p. 72. Ottawa, Canada.
- Comiso, J. C., Parkinson, C. L., Gersten, R. et Stock, L. (2008). Accelerated decline in the Arctic sea ice cover. *Geophysical Research Letters*, 35.
- Dahlback, A. et Stamnes, K. (1991). A new spherical model for computing the radiation field available for photolysis and heating at twilight. *Planetary and Space Science*, 39(5), 671–683.
- Eck, T. et Dye, D. G. (1991). Satellite estimation of incident photosynthetically active radiation using ultraviolet reflectance. *Remote Sensing of Environment*, 38(2), 135 – 146.
- Fernández-Méndez, M., Katlein, C., Rabe, B., Nicolaus, M., Peeken, I., Bakker, K., Flores, H. et Boetius, A. (2015). Photosynthetic production in the central arctic ocean during the record sea-ice minimum in 2012. *Biogeosciences*, 12(11), 3525–3549.
- Fortier, M., Fortier, L., Michel, C. et Legendre, L. (2002). Climatic and biological forcing of the vertical flux of biogenic particles under seasonal Arctic sea ice. *Marine Ecology Progress Series*, 225, 1–16.
- Fournier, G. et Forand, J.-L. (1994). Analytic phase function for ocean water.
- Frouin, R. et Chertock, B. (1992). A technique for global monitoring of net solar irradiance at the ocean surface. *Journal of Applied Meteorology*, 1056–1066.
- Frouin, R., Franz, B. et Werdell, P. (2003). The seawifs par product, algorithm updates for the fourth seawifs data reprocessing. *NASA*, 22(206892), 46–50.
- Frouin, R., Lingner, D., Gautier, C., Baker, K. et Smith, R. (1989). A simple analytical formula to compute clear sky total and photosynthetically available solar irradiance at the ocean surface. *Journal of Geophysical Research*, 94.
- Frouin, R. et McPherson, J. (2012). Estimating photosynthetically available radiation at the ocean surface from goci data. *Ocean Science Journal*, 47(3), 313–321.
- Frouin, R., McPherson, J., Ueyoshi, K. et Franz, B. A. (2013). A Time Series of Photo-

- synthetically Available Radiation at the Ocean Surface from SeaWiFS and MODIS Data. *SPIE*.
- Frouin, R. et Murakami, H. (2007). Estimating photosynthetically available radiation at the ocean surface from adeos-ii global imager data. *Journal of Oceanography*, 63(3), 493–503.
- Gao, H. et Zepp, R. G. (1998). Factors Influencing Photoreactions of Dissolved Organic Matter in a Coastal River of Southeastern United States. 32(19), 2940–2946.
- Gardiner, B. G. (1987). Solar radiation transmitted to the ground through cloud in relation to surface albedo. *Journal of Geophysical Research*, 92, 4010–4018.
- Gordon, H. et Morel, A. (1983). *Atmospheric Correction*, 68–71. Springer-Verlag.
- Gordon, H. et Wang, M. (1994). Retrieval of water-leaving radiance and aerosol optical thickness over the oceans with SeaWiFS : a preliminary algorithm. *App. Opt.*, 33(3), 443–452.
- Gregg, W. et Carder, K. (1990). A simple spectral solar irradiance model for cloudless maritime atmospheres. *Limnology Oceanography*, 35(8), 1657–1675.
- IOCCG (2000). Remote Sensing of Ocean Colour in Coastal, and Other Optically-Complex, Waters. In S. Sathyendranath (dir.), *IOCCG Report Vol.3* p. 144. Dartmouth, Canada.
- IPCC (2013). *Summary for Policymakers*, book section SPM, p. 1–30. Cambridge University Press : Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.
- Jin, Z., Charlock, T., Smith, W. et Rutledge, K. (2004). A parameterization of ocean surface albedo. *Geophysical Research Letters*, 31(22). L22301.
- Kergomard, C. et Tanre, D. (1989). On the Satellite Retrieval of Polar Aerosol Optical Thickness. *Geophysical Research Letters*, 707–710.
- Kirk, J. (1994). *Light and Photosynthesis in Aquatic Ecosystems* (deuxième éd.). Cambridge : Cambridge University Press.
- Laliberte, J. et Belanger, S. (2014). Validation of a surface irradiance estimation method over the Arctic Ocean. Portland, Maine. Presented at the Ocean Optics XXI conference.
- Le Fouest, V., Postlethwaite, C., Morales M., M. A., Bélanger, S. et Babin, M. (2011). On the role of tides and strong wind events in promoting summer primary production in the Barents Sea. *Continental Shelf Research*, 31(17), 1869–1879.
- Lee, Y. J., Matrai, P. A., Friedrichs, M. A. M., Saba, V. S., Antoine, D., Ardyna, M., Asanuma, I., Babin, M., Bélanger, S., Benoît-Gagné, M., Devred, E., Fernández-Méndez, M., Gentili, B., Hirawake, T., Kang, S.-H., Kameda, T., Kat-

- lein, C., Lee, S. H., Lee, Z., Mélin, F., Scardi, M., Smyth, T. J., Tang, S., Turpie, K. R., Waters, K. J. et Westberry, T. K. (2015). An assessment of phytoplankton primary productivity in the Arctic Ocean from satellite ocean color/in situ chlorophyll- a based models. *Journal of Geophysical Research : Oceans*, 120(9), 6508–6541. <http://dx.doi.org/10.1002/2015JC011018> . Récupéré de <http://doi.wiley.com/10.1002/2015JC011018>
- Legendre, P. (2014). lmodel2 : Model ii regression. R package version 1.7-2. Récupéré de <http://CRAN.R-project.org/package=lmodel2>
- Legendre, P. et Legendre, L. (1998). *Numerical Ecology*. Elsevier Science.
- Lenoble, J. (1985). *Radiative Transfer in Scattering and Absorbing Atmospheres : Standard Computation Procedures*. Hampton, V. : A. Deepak Publishing.
- Li, L., Xiaozhou, X., Hailong, Z., Jiangfeng, Y., Qinhuo, L., Shanshan, Y. et Jianguang, W. (2015). A method for estimating hourly photosynthetically active radiation (par) in china by combining geostationary and polar-orbiting satellite data. *Remote Sensing of Environment*, 165, 14 – 26.
- MacCracken, M., Cess, R. et G.L., P. (1986). Climatic effects of anthropogenic arctic aerosols : An illustration of climate feedback mechanisms with one- and two-dimensional climate models. *Journal of Geophysical Research*.
- Macke, A., Dlhopolsky, R., Mueller, J., Stuhlmann, R. et Raschke, E. (1995). A study of bidirectional reflectance functions for broken cloud fields over ocean. *Advances in Space Research*, 16(10), 55 – 58.
- Manizza, M., JFollows., M., Dutkiewicz, S., McClelland, J. W., Menemenlis, D., Hill, C. N., Townsend-Small, A. et Peterson, B. J. (2009). Modeling transport and fate of riverine dissolved organic carbon in the Arctic Ocean. *Global Biogeochemical Cycles*, 23(4).
- Maslanik, J. A. et Stroeve, J. C. (1999). Near-Real-Time DMSP SSM/I-SSMIS Daily Polar Gridded Sea Ice Concentrations, [2008-2010].
- Masson-Delmotte, V., Schulz, M., Abe-Ouchi, A., Beer, J., Ganopolski, A., Gonzalez Rouco, J., Jansen, E., Lambeck, K., Luterbacher, J., Naish, T., Osborn, T., Otto-Bliesner, B., Quinn, T., Ramesh, R., Rojas, M., Shao, X. et Timmermann, A. (2013). *Information from Paleoclimate Archives*, book section 5, p. 383–464. Cambridge University Press : Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA
- McClatchey, R. A., Fenn, R. W., Selby, J. E. A., Volz, F. E. et Garing, J. S. (1971a). *Optical properties of atmosphere*. Rapport technique, Air Force Cambridge Research Lab., Bedford, Massachussetts.
- McClatchey, R. A., Fenn, R. W., Selby, J. E. A., Volz, F. E. et Garing, J. S. (1971b). *Optical properties of atmosphere*. Rapport technique, Air Force Cambridge Research

- Lab., Bedford, Massachusetts.
- Mie, G. (1908). Beitrage zur optik truber medien, speziell kolloidaler metallosungen. *Annal. Physik*, 25, 377–445.
- Milford, J. R. (1974). Principles of environmental physics. j. l. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 100(424), 262–262.
- Monks, S. A., Arnold, S. R., Emmons, L. K., Law, K. S., Turquety, S., Duncan, B. N., Flemming, J., Huijnen, V., Tilmes, S., Langner, J., Mao, J., Long, Y., Thomas, J. L., Steenrod, S. D., Raut, J. C., Wilson, C., Chipperfield, M. P., Diskin, G. S., Weinheimer, A., Schlager, H. et Ancellet, G. (2015). Multi-model study of chemical and physical controls on transport of anthropogenic and biomass burning pollution to the arctic. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 15(6), 3575–3603.
- Mopper, K. et Keiber, D. J. (2002). Photochemistry and the Cycling of Carbon, Sulfur, Nitrogen and Phosphorus. In D. A. Hansell et C. A. Carlson (dir.), *Biogeochemistry of marine dissolved organic matter* 455–507. San Diego : Academic Press, (1 éd.).
- Morel, A. (1991). Light and marine photosynthesis : a spectral model with geochemical and climatological implications. *Progress in Oceanography*, 26, 263–306.
- Morel, A. et Gentili, B. (1991). Diffuse reflectance of oceanic waters : its dependance on Sun angle as influenced the molecular scattering contribution. *30(30)*, 4427–4438.
- Morel, A. et Smith, R. C. (1974). Relation between total quanta and total energy for aquatic photosynthesis. *19*, 591–600.
- Morrow, J. et Booth, C. (1997). *Instrumentation and methodology for ultraviolet radiation measurements in aquatic environments*. Landes Company, United States.
- Mueller, J. et Center, G. S. F. (2003). *Ocean optics protocols for satellite ocean color sensor validation, revision 4 : instruments, characterizations, field measurements and data analysis protocols. Inherent optical properties*. Numéro vol.4 de NASA technical memorandum. Goddard Space Flight Center.
- Myhre, G., Shindell, D., Breon, F.-M., Collins, W., Fuglestedt, J., Huang, J., Koch, D., Lamarque, J.-F., Lee, D., Mendoza, B., Nakajima, T., Robock, A., Stephens, G., Takemura, T. et Zhang, H. (2013). *Anthropogenic and Natural Radiative Forcing*, book section 8, p. 659–740. Cambridge University Press : Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA
- Neckel, H. et Labs, D. (1984). The solar radiation between 3300 and 12500. *Solar Physics*, 90(2), 205–258.
- Overland, J. E. et Wang, M. (2013). When will the summer arctic be nearly sea ice free ? *Geophysical Research Letters*, 40(10), 2097–2101.
- Pabi, S., van Dijken, G. L. et Arrigo, K. (2008). Primary production in the Arctic

- Ocean, 1998-2006. *J. Geophys. Res.*
- Patt, F. S., Barnes, R. A., Eplee, J., Franz, B. A., Robinson, W. D. et Feldman, G. C. (2003). Algorithm updates for the fourth SeaWiFS data reprocessing .
- Perovich, D., Nghiem, S., Markus, T. et A., S. (2007). Seasonal evolution and interannual variability of the local solar energy absorbed by the Arctic sea ice–ocean system. *Journal of Geophysical Research*.
- Perrette, M., Yool, A., Quartly, G. D. et Popova, E. E. (2011). Near-ubiquity of ice-edge blooms in the Arctic. *Biogeosciences*, 8(2), 515–524.
- Pierluissi, J. H. et Peng, G.-S. (1985). New molecular transmission band models for lowtran. *Optical Engineering*, 24(3), 243541–243541–.
- Pinker, R. et Laszlo, I. (1992). Modeling surface solar irradiance for satellite applications on a global scale. *Journal of Applied Meteorology*, 31(2), 194–211.
- Platt, T. et Jassby, A. D. (1976). The relationship between photosynthesis and light for natural assemblages of coastal marine phytoplankton. *J. Phycol*, 12, 421–430.
- Platt, T. et Sathyendranath, S. (1988). Oceanic primary production : Estimation by remote sensing at local and regional scales. *Science*, 241, 1613–1620.
- Platt, T. et Sathyendranath, S. (1993). Estimators of primary production for interpretation of remotely sensed data on ocean color. *Journal of Geophysical Research*, 98(C8), 14561–14576.
- Preisendorfer, R. W. (1961). Application of radiative transfert theory to light measurements in the sea. 10, 11–30.
- Ricchiazzi, P., Yang, S. R., Gautier, C. et Sowle, D. (1998). SBDART : A research and teaching software tool for plane-parallel radiative transfer in the Earth’s atmosphere. *B. Am. Meteorol. Soc.*, 79(14), 2101–2114.
- Robinson, N. (1966). *Solar radiation*. Elsevier Pub. Co.
- Rossow, W. B. et Garder, L. C. (1993). Cloud detection using satellite measurements of infrared and visible radiances for ISCCP. *Journal of Climate*, 6.
- Rossow, W. B. et Schiffer, R. A. (1991). of the American Meteorological. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 72(1), 1–20.
- Sakshaug (2004). Primary and secondary production in Arctic seas. *Springer-Verlag, The organic carbon cycle in the Arctic Ocean*, 57–81.
- Schweiger, A., Lindsay, R., Key, J. et Francis, J. (1999). Arctic clouds in multiyear satellite data sets. *Geophysical Research Letters*, 26(13), 1845.
- Sheldon, R. W., Prakash, A. et Sutcliffe, J. (1972). The size distribution of particles in

- the ocean. *American Society of Limnology and Oceanography*, 17(3), 327–340.
- Shettle, E. P. et Fenn, R. W. (1979). *Models for the aerosols of the lower atmosphere and the effects of humidity variations on their optical properties*. Rapport technique.
- Slagstad, D., Ellingsen, I. et Wassmann, P. (2011). Evaluating primary and secondary production in an Arctic Ocean void of summer sea ice : An experimental simulation approach. *Progress In Oceanography*, 90(1-4), 117–131.
- Smith, R. C. et Cullen, J. J. (1995). Effects of uv radiation on phytoplankton. *Reviews of Geophysics*, 33(S2), 1211–1223.
- Smyth, T. J., Tilstone, G. H. et Groom, S. B. (2005). Integration of radiative transfer into satellite models of ocean primary production. *Journal of Geophysical Research*, 110(C10), C10014.
- Sobolev, V. (1975). *Light Scattering in Planetary Atmospheres*. Oxford : Pergamon Press.
- Song, G., Xie, H., Bélanger, S., Leymarie, E. et Babin, M. (2013). Spectrally resolved efficiencies of carbon monoxide (CO) photoproduction in the western Canadian Arctic : particles versus solutes. *Biogeosciences*, 10(6), 3731–3748.
- Spurr, R., Stamnes, K., Eide, H., Li, W., Zhang, K. et Stamnes, J. (2007). Simultaneous retrieval of aerosol and ocean color : A classic inverse modeling approach : I. Analytic Jacobians from the linearized CAO-DISORT model. *J. Quant. Spectrosc. Radiative Transfer*, 104, 428–449.
- Stroeve, J., Marika, M. H., Meier, W., Scambos, T. et Serreze, M. (2007). Arctic sea ice decline : Faster than forecast. *Geophysical Research Letters*, 34.
- Su, W., Charlock, T. et Rose, F. (2005). Deriving surface ultraviolet radiation from ceres surface and atmospheric radiation budget : Methodology. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, 110(D14). D14209.
- Su, W., Charlock, T., Rose, F. et Rutan, D. (2007). Photosynthetically active radiation from clouds and the earth’s radiant energy system (ceres) products. *Journal of Geophysical Research : Biogeosciences*, 112(G2). G02022.
- Tank, S. E., Manizza, M., Holmes, R. M., McClelland, J. W. et Peterson, B. J. (2012). The processing and impact of dissolved riverine nitrogen in the arctic ocean. *Estuaries and Coasts*, 35(2), 401–415.
- Tanré, D., Herman, M., Deschamps, P. Y. et de Lefte, A. (1979). Atmospheric modeling for space measurements of ground reflectances, including bidirectional properties. *App. Opt.*, 18(21), 3587–3594.
- Thomas, G. E. et Stamnes, K. (1999). *Radiative Transfer in the Atmosphere and Ocean*. Cambridge : Cambridge University Press.

- Tomasi, C., Lupi, A., Mazzola, M., Stone, R. S., Dutton, E. G., Herber, A., Radionov, V. F., Holben, B. N., Sorokin, M. G., Sakerin, S. M., Terpugova, S. A., Sobolewski, P. S., Lanconelli, C., Petkov, B. H., Busetto, M. et Vitale, V. (2012). An update on polar aerosol optical properties using POLAR-AOD and other measurements performed during the International Polar Year. *Atmospheric Environment*, 52, 29–47.
- Tremblay, J. et Gagnon, J. (2009). The effects of irradiance and nutrient supply on the productivity of Arctic waters : a perspective on climate change. In J. C. J. Nihoul et A. G. Kostianoy (dir.), *Influence of climate chang on changing Arctic and sub-arctic conditions* 73–89. Springer.
- Tremblay, J.-E., Bélanger, S., Barber, D. G., Asplin, M., Martin, J., Darnis, G., Fortier, L., Gratton, Y., Link, H., Archambault, P., Sallon, A., Michel, C., Williams, W. G., Philippe, B. et Gosselin, M. (2011). Climate forcing multiplies biological productivity in the coastal Arctic Ocean. *Geophysical Research Letters*, 38, L18604.
- Vermote, E., Tanré, D., Deuzé, J., Herman, M. et Morcrette, J. (1997). 6s User Guide Version 2.
- Vermote, E. F., El Saleous, N., Justice, C. O., Kaufman, Y. J., Privette, J. L., Remer, L., Roger, J. C. et Tanré, D.
- Wang, H., Liu, X., Chance, K., González A., G. et Chan Miller, C. (2014). Water vapor retrieval from omi visible spectra. *Atmospheric Measurement Techniques*, 7(6), 1901–1913.
- Warren, S. G., Hahn, C. J., London, J., Chervin, R. M. et Jenne, R. L. (1988). *Global Distribution of Total Cloud Cover and Cloud Amounts over the Ocear*. Rapport technique, NCAR Technical Notes, Washington, D.C.
- Wielicki, B. A., Barkstrom, B. R., Harrison, E. F., Lee, R. B., Smith, G. L. et Cooper, J. E. (1996). Clouds and the earth’s radiant energy system (ceres) : An earth observing system experiment. *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, 77, 853–868.
- W.S., C. (1992). Local regression models. *Chambers SJM*, p. 309–376.
- Xie, H., Aubry, C., Bélanger, S. et Song, G. (2012). The dynamics of absorption coefficients of CDOM and particles in the St. Lawrence estuarine system : Biogeochemical and physical implications. *Marine Chemistry*, 128-129, 44–56.
- Xie, H. et Zafriou, O. C. (2009). Evidence for significant photochemical production of carbon monoxide by particles in coastal and oligotrophic marine waters. *Geophysical Research Letters*, 36(23), L23606.
- Xie, H. X., Bélanger, S., Demers, S., F.V., W. et Papakyriakou, T. (2009). Photobio-geochemical cycling of carbon monoxide in the southeastern Beaufort Sea in spring and autumn. *54(1)*, 234–249.

- Yool, A., Popova, E. E. et Anderson, T. R. (2013). MEDUSA-2.0 : an intermediate complexity biogeochemical model of the marine carbon cycle for climate change and ocean acidification studies. *Geosci. Model Dev.*, 6, 1767–1811.
- Zege, E., Ivanov, A. et Katsev, I. (1991). *Image transfer through a scattering medium*. Springer London, Limited.
- Zepp, R. G., Erickson, D. J., Paul, N. D. et Sulzberger, B. (2011). Effects of solar uv radiation and climate change on biogeochemical cycling : interactions and feedbacks. *Photochem. Photobiol. Sci.*, 10, 261–279.
- Zhang, P.-Z.
- Zhang, Y. C., Rossow, W. B., Lacis, A. A., Oinas, V. et Mishchenko, M. I. (2004). Calculation of radiative fluxes from the surface to top of atmosphere based on ISCCP and other global data sets : Refinements of the radiative transfer model and the input data. *Journal of Geophysical Research*, 109(14), D19105.

ANNEXE 1 :

La courbe noire avec l'axe vertical de gauche représente l'énergie solaire reçue au sommet de l'atmosphère alors que la courbe grise avec l'axe vertical droit représente le nombre d'heure d'ensoleillement quotidien. À partir de l'équateur jusqu'à environ 40° , le soleil passe de plus en plus haut dans le ciel et les journées sont de plus en plus longues. Toujours à mesure que la latitude augmente, il y a une petite diminution de l'énergie reçue car le soleil passe moins haut dans le ciel. Finalement, lorsqu'on arrive vers les pôles, la durée du jour compense pour la hauteur du soleil et l'énergie journalière reçue est au maximum de l'insolation planétaire.

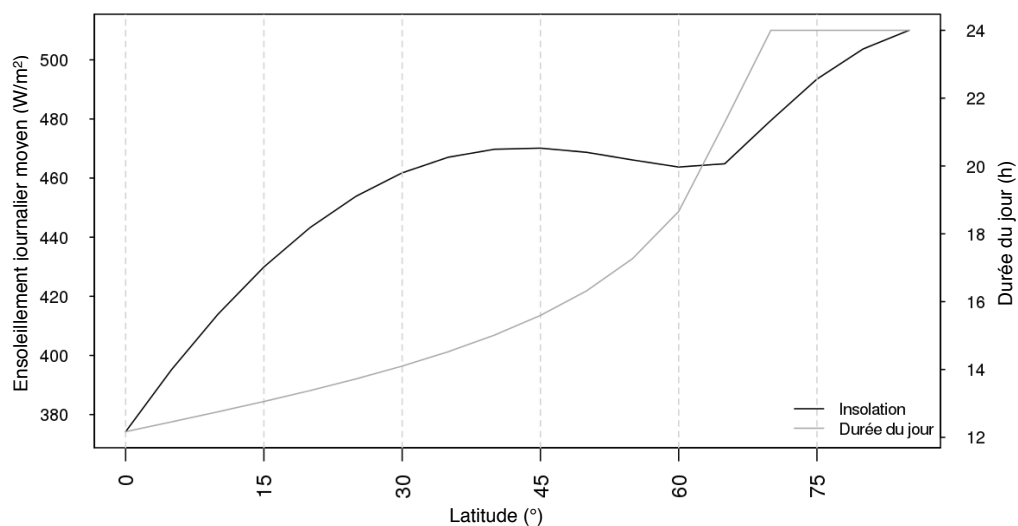


Figure 5.1: L'énergie reçue au sommet de l'atmosphère et le nombre d'heure d'ensoleillement en fonction de la latitude au solstice d'été.

D'une autre perspective, voici l'angle zénithal solaire en fonction de l'heure pour différentes latitudes. Le premier graphique représente en moyenne le 21 juin alors que le deuxième représente le 21 décembre.

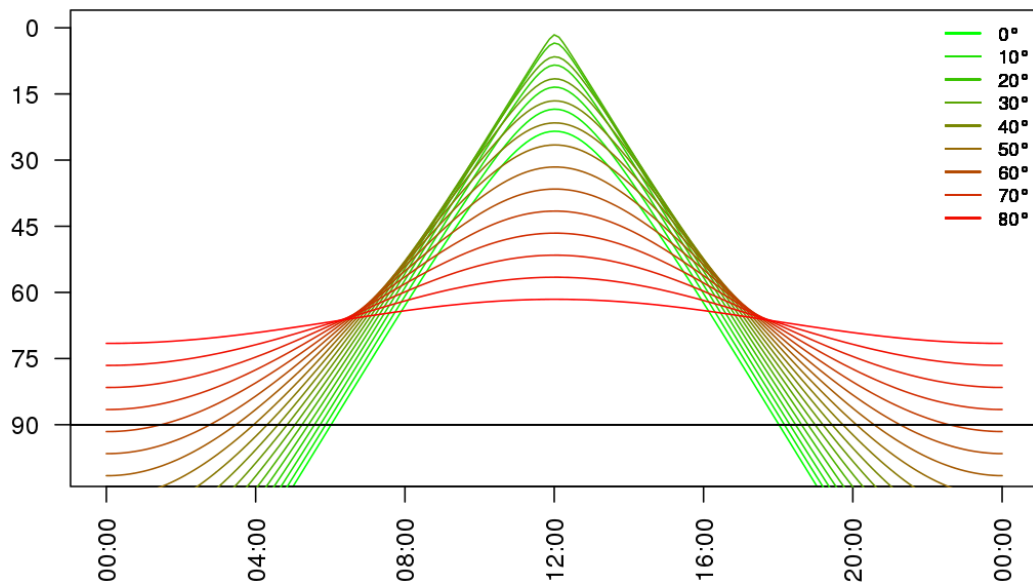


Figure 5.2: L'angle zénithal solaire pour le solstice d'été

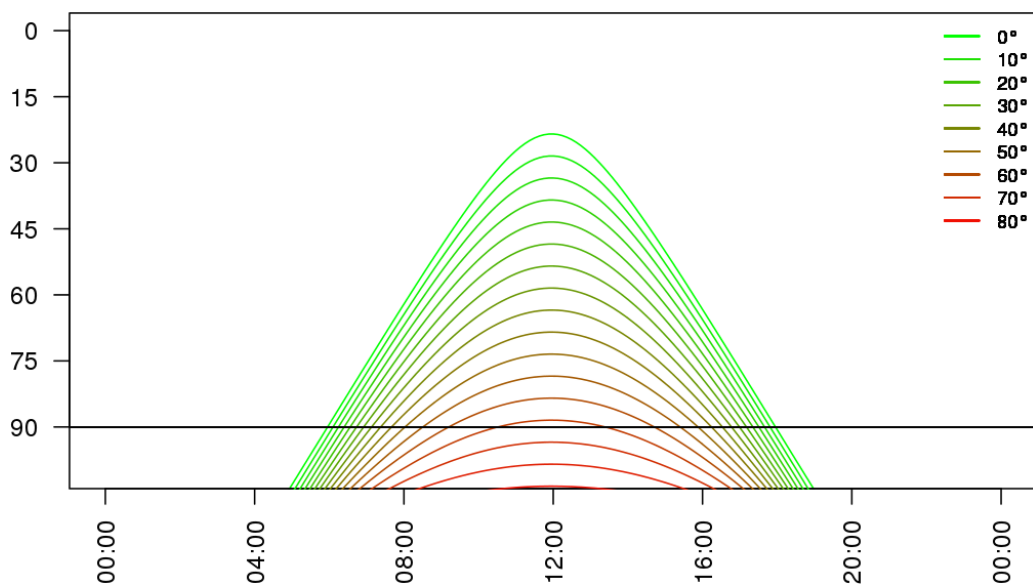


Figure 5.3: L'angle zénithal solaire pour le solstice d'hiver

Finalement, pour pousser plus loin notre compréhension de la trajectoire du soleil, complétons l'angle zénithal solaire présenté à la fig. 5.3 avec l'angle azimutale solaire au cours de la journée, par latitude, toujours au solstice d'été. Ici, comme dans certains manuels, l'angle zénithal solaire au couché du soleil est 90° , alors que lorsqu'il est complètement au-dessus de nos têtes, il est de 0° . Il est à noter que dans ce document, la notation inverse est adoptée, c'est-à-dire que l'angle zénithal solaire est de 90 lorsque le soleil est à l'horizon.

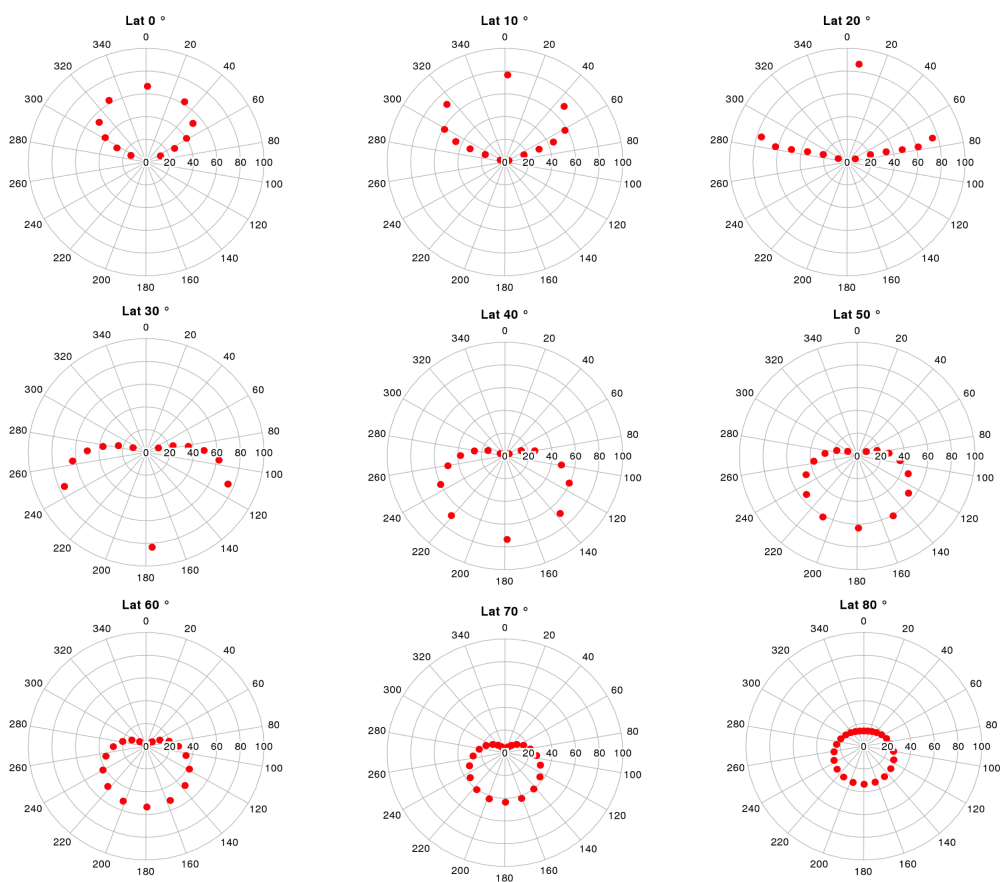


Figure 5.4: L'angle azimutal et zénithal solaire pour le solstice d'été