



HAL
open science

La nouvelle méthode Heliosat-4 pour l'évaluation du rayonnement solaire au sol

Zhipeng Qu

► **To cite this version:**

Zhipeng Qu. La nouvelle méthode Heliosat-4 pour l'évaluation du rayonnement solaire au sol. Autre. Ecole Nationale Supérieure des Mines de Paris, 2013. Français. NNT : 2013ENMP0040 . pastel-00957358

HAL Id: pastel-00957358

<https://pastel.hal.science/pastel-00957358>

Submitted on 10 Mar 2014

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.

École doctorale n° 432 : “Science des Métiers de l’Ingénieur”

Doctorat ParisTech

THÈSE

pour obtenir le grade de docteur délivré par

l’École nationale supérieure des mines de Paris

Spécialité “ Energétique et Procédés”

présentée et soutenue publiquement par

Zhipeng QU

le 29 octobre, 2013

La nouvelle méthode Heliosat-4 pour l’évaluation du rayonnement solaire au sol

Directeur de thèse : **Lucien WALD**
Co-encadrement de la thèse : **Philippe BLANC**

Jury

M. Hans-Georg BEYER, Professeur, Université d’Agder, Norvège
M. Stéphane ALFARO, Professeur, Université Paris-Est Créteil, France
M. Zhaoxin Laurent LI, Professeur, Université Pierre et Marie CURIE, France
M. Gerd HEILSCHER, Professeur, Université d’Ulm, Allemagne
M. Jean-Jaques BEZIAN, Docteur, Ecoles des Mines d’Albi-Carmaux, France
M. Lucien WALD, Professeur, MINES ParisTech, France
M. Philippe BLANC, Docteur, MINES ParisTech, France
Mme. Marion SCHROEDTER-HOMSCHEIDT, Docteur, Agence spatiale allemande, Allemagne
M. Laurent DUBUS, Docteur, EDF R&D, France

Rapporteur
Rapporteur
Rapporteur
Rapporteur
Examineur
Examineur
Examineur
Invitée
Invité

**T
H
È
S
E**

A mon père

Remerciements

Je voudrais saluer ici les personnes qui de près ou de loin ont contribué à la concrétisation de ce travail de thèse de doctorat.

Je tiens tout d'abord à adresser mes remerciements les plus sincères à mon directeur de thèse, Lucien Wald, pour sa confiance, sa disponibilité, ses aides et ses conseils. Au travers de nos échanges, j'ai beaucoup appris sur la méthode de la recherche scientifique.

Mes remerciements s'adressent ensuite tout particulièrement à mon maître de thèse, Philippe Blanc, qui m'a apporté beaucoup d'idées pertinentes et de supports techniques pour que je puisse avancer rapidement mon travail de thèse.

Un grand merci à Marion Schroedter-Homscheidt qui m'a accueilli chaleureusement au DLR à Munich pendant trois mois. Nos discussions et les téléconférences mensuelles m'ont permis de résoudre beaucoup de problèmes que j'ai rencontrés dans mon travail.

Je tiens à remercier Armel Oumbe pour son travail préliminaire sur la méthode Heliosat-4 qui est la fondation de cette thèse, et aussi pour nos discussions et échanges scientifiques intéressants.

J'aimerais remercier Mireille Lefèvre pour ses remarques sur mes rapports d'avancement et son travail et organisation sur le modèle de ciel clair McClear qui sont des contributions très importantes de ma thèse.

Je remercie également Benoît Gschwind pour sa compétence informatique qui a beaucoup facilité mon travail.

Merci aux autres acteurs de ma thèse : Bella Espinar, Roseline Adde-Wald, Thierry Ranchin, Lionel Ménard, Isabelle Blanc, Didier Beloin-Saint-Pierre, Alexandre Boilley, Didier Mayer, William Wandji-Nyamsi, Camille Marini, Mathilde Marchand, Youva Aoun, Yehia Eissa, Lars Klueser, Gerhard Gesell pour leurs aides et leur disponibilité.

Je voudrais exprimer ma profonde gratitude à l'ensemble de l'équipe du Centre O.I.E (Observation, Impacts, Energie) de MINES ParisTech pour son accueil chaleureux durant ces trois années de thèse, les échanges scientifiques et techniques, la disponibilité, l'atmosphère conviviale qui est si bien entretenue.

Je tiens à remercier le département atmosphère du centre DFD (German Remote Sensing Data Center) du DLR à Munich qui m'a accueilli pendant trois mois en 2011. Les discussions et les échanges scientifiques me permettent d'approfondir mes connaissances sur le produit de nuage APOLLO qui est essentiel pour la méthode Heliosat-4.

Je voudrais aussi remercier Philip Watts de EUMETSAT pour la collaboration sur l'utilisation du produit de nuage OCA (Optimal Cloud Analysis) dans Heliosat-4 qui est une contribution importante pour mon travail.

Je remercie aussi l'équipe de Transvalor, dont Laurent Saboret, Claire Thomas et Etienne Way, pour les échanges et les discussions intéressantes.

Je tiens à remercier tous les membres du jury d'avoir accepté de consacrer du temps sur mon travail de thèse. Vos suggestions, corrections et vos critiques sont très pertinentes et me permettent de réfléchir différemment sur mon travail de thèse.

Je voudrais remercier mes amis qui ont marqué ces trois années de thèse. On a fait beaucoup de choses ensemble ! Parmi ces activités, si je ne pourrais mentionner qu'une ou deux choses les plus remarquables pour chacun, je remercie donc Arthur et Benjamin pour les sorties cinéma, Christophe pour le vélo et le ski, Fiona pour le jogging et le canyoning, Touria pour la musique, Nora et François pour les soirées arrosées, Chengkai pour les randonnées, Robin pour la discussion sur le cinéma, Alexandre pour le saut du rocher et la planche à voile, Sabri et Catherine pour les promenades, Yang, Yuan et Qingxiao pour les gastronomies chinoises, Massiel pour son aide gracieux, Pierryves pour ses blagues et son organisation de ma soirée de départ ! Il y a encore beaucoup d'autres amis que je ne pourrais pas tous mentionner ! C'est avec vous tous que j'ai passé ces trois ans inoubliables !

Je dois exprimer ici toute ma gratitude envers ma mère. C'est toi qui me soutiens sans faille, même si ces trois ans sont difficiles pour toi !

Enfin, je dédie cette thèse à toi, mon père !

Table des matières

CHAPITRE 1: INTRODUCTION	1
1.1 LE CONTEXTE.....	1
1.1.1 <i>Le rayonnement solaire et sa caractérisation</i>	1
1.1.2 <i>Une nouvelle méthode : Heliosat-4</i>	4
1.2. L'OBJECTIF DE LA THÈSE	7
1.3. LA MÉTHODOLOGIE ET LE PLAN	8
1.4. LES RÉSULTATS ATTENDUS.....	10
1.5. NOMENCLATURE.....	10
1.5.1 <i>Les mesures du rayonnement</i>	10
1.5.2 <i>Les propriétés atmosphériques et les propriétés de la surface</i>	11
1.5.3 <i>Les variables géométriques</i>	12
CHAPITRE 2 : LE RAYONNEMENT SOLAIRE ET L'OPTIQUE ATMOSPHÉRIQUE	13
2.1. LES FONDAMENTAUX DU RAYONNEMENT	13
2.1.1 <i>Définitions</i>	13
2.1.2 <i>Le phénomène d'extinction de rayonnement</i>	14
2.1.3 <i>Emission et rayonnement d'un corps noir</i>	19
2.2. RAYONNEMENT SOLAIRE : DU SOMMET DE L'ATMOSPHÈRE AU SOL.....	21
2.2.1 <i>Composition et structure de l'atmosphère</i>	22
2.2.2 <i>Propagation du rayonnement dans l'atmosphère</i>	23
2.3. LES ÉQUATIONS DE TRANSFERT RADIATIF DANS L'ATMOSPHÈRE.....	33
2.3.1 <i>Forme générale et simplifications possibles</i>	33
2.3.2 <i>Résolution de l'équation de transfert radiatif</i>	36
2.3.3 <i>La méthode k-corrélée pour la résolution spectrale</i>	42
2.4. LES CODES DE TRANSFERT RADIATIF (CTR)	45
2.4.1 <i>Méthodes de résolution des équations de transfert radiatif</i>	45
2.4.2 <i>Les paramètres atmosphériques</i>	46
CHAPITRE 3 : UNE ÉQUATION GÉNÉRALE PRATIQUE POUR LE CALCUL RAPIDE DE L'ÉCLAIREMENT SOLAIRE INCIDENT AU SOL	48
3.1. LES OBJECTIFS.....	48
3.2. LES CHOIX DES CAS ÉTUDIÉS.....	49
3.3. INFLUENCE DES PARAMÈTRES DE CIEL CLAIR SUR K_c ET K_{CB}	52
3.4. INFLUENCE DES NUAGES SUR LES ÉCLAIREMENTS.....	57
3.5. CONCLUSION.....	62
CHAPITRE 4 : MODÈLE DE CIEL CLAIR McCLEAR	64
4.1. UN NOUVEAU MODÈLE D'ÉCLAIREMENT PAR CIEL CLAIR NÉCESSAIRE	64
4.2. LE MODÈLE McCLEAR.....	65
4.3. L'IMPLANTATION DE McCLEAR	68
4.3.1 <i>L'albédo du sol</i>	68
4.3.2 <i>le profil atmosphérique</i>	70
4.3.3 <i>La correction d'altitude</i>	71
4.3.4 <i>Les propriétés des aérosols</i>	71
4.3.5 <i>Le calcul de l'éclairement par ciel clair</i>	73
4.4. LA VALIDATION DE McCLEAR	74
4.4.1 <i>Les données BSRN pour la validation</i>	74
4.4.2 <i>Validation</i>	76

4.5. CONCLUSION.....	79
CHAPITRE 5 : LA MÉTHODE HELIOSAT-4	81
5.1. LE MODÈLE DE CIEL NUAGEUX McCLOUD DE LA MÉTHODE HELIOSAT-4	81
5.2. LES PROPRIÉTÉS DES NUAGES.....	84
5.2.1. <i>Le produit de nuage APOLLO</i>	84
5.2.2. <i>Le produit du nuage OCA</i>	87
5.3. LA CONCEPTION DE McCLOUD	88
5.4. L'OPTIMISATION ET LA VALIDATION DE McCLOUD	90
5.4.1. <i>L'optimisation des choix des nœuds dans les abaques</i>	91
5.4.2. <i>Le choix des paramètres de ciel clair pour les abaques</i>	97
5.4.3. <i>La validation du modèle McCloud</i>	103
5.5. LA MISE EN ŒUVRE DU MODÈLE McCLOUD.....	106
5.5.1. <i>La phase et le type du nuage</i>	106
5.5.2. <i>La séquence d'interpolation</i>	107
5.5.3. <i>L'albédo du sol sous ciel nuageux</i>	107
5.5.4. <i>Le schéma du calcul de McCloud et de la méthode Heliosat-4</i>	108
CHAPITRE 6 : VALIDATION DE HELIOSAT-4	110
6.1. VALIDATION DE HELIOSAT-4	110
6.1.1. <i>La méthode de validation</i>	110
6.1.2. <i>Résultats</i>	114
6.2. DISCUSSION SUR LES SOURCES D'ERREUR	122
6.2.1. <i>La couverture nuageuse</i>	122
6.2.2. <i>Les variations rapides de la couverture nuageuse</i>	126
6.2.3. <i>La confusion entre les nuages et la surface du sol</i>	130
6.2.4. <i>La phase du nuage</i>	135
6.2.5. <i>La correction circumsolaire pour l'éclairement direct</i>	138
6.2.6. <i>Les différents domaines spectraux des instruments de mesure et de la sortie de Heliosat-4</i>	140
6.3. CONCLUSION.....	142
CHAPITRE 7 : COMPARAISON DE HELIOSAT-4 AVEC D'AUTRES MÉTHODES D'ESTIMATION DE L'ÉCLAIREMENT SOLAIRE INCIDENT AU SOL	144
7.1. HELIOSAT-4 COMPARÉE À HELIOCLIM3V3	144
7.2. HELIOSAT-4 COMPARÉE À D'AUTRES MÉTHODES EXISTANTES	146
7.3. HELIOSAT-4 AVEC UN PRODUIT DE NUAGE DIFFÉRENT.....	147
7.3.1. <i>Les résultats</i>	148
7.3.2. <i>Discussion</i>	151
7.3.3. <i>Synthèse de la comparaison entre les produits de nuage APOLLO et OCA</i>	154
7.4. CONCLUSION.....	155
CHAPITRE 8 : CONCLUSIONS ET PERSPECTIVES	156
▪ LE MODÈLE D'ÉCLAIREMENT PAR CIEL CLAIR MCCLEAR.....	157
▪ HELIOSAT-4 : PRODUIT DE MCCLEAR PAR LE MODÈLE D'EXTINCTION DES NUAGES McCLOUD.....	158
BIBLIOGRAPHIE	161
ANNEXE 1: STUDY OF THE MLB PARAMETERISATION FOR CHANGE IN SURFACE SOLAR IRRADIANCE WITH SUN ZENITH ANGLE IN CLEAR SKY	171
ANNEXE 2 : SOLAR IRRADIANCE IN CLEAR ATMOSPHERE: STUDY OF PARAMETERISATIONS OF CHANGE WITH ALTITUDE	179
ANNEXE 3 : IMPROVING HELIOCLIM-3 ESTIMATES OF SURFACE SOLAR IRRADIANCE USING THE MCCLEAR CLEAR-SKY MODEL AND RECENT DATA SETS ON AEROSOL PROPERTIES.....	187
ANNEXE 4 : AN ADAPTIVE METHOD TO DERIVE DIRECT IRRADIANCE FROM GLOBAL IRRADIANCE	196

Chapitre 1: Introduction

1.1 Le contexte

1.1.1 Le rayonnement solaire et sa caractérisation

Le rayonnement solaire disponible au sol est un élément clé dans de nombreux domaines qu'on peut tenter de regrouper de la manière suivante :

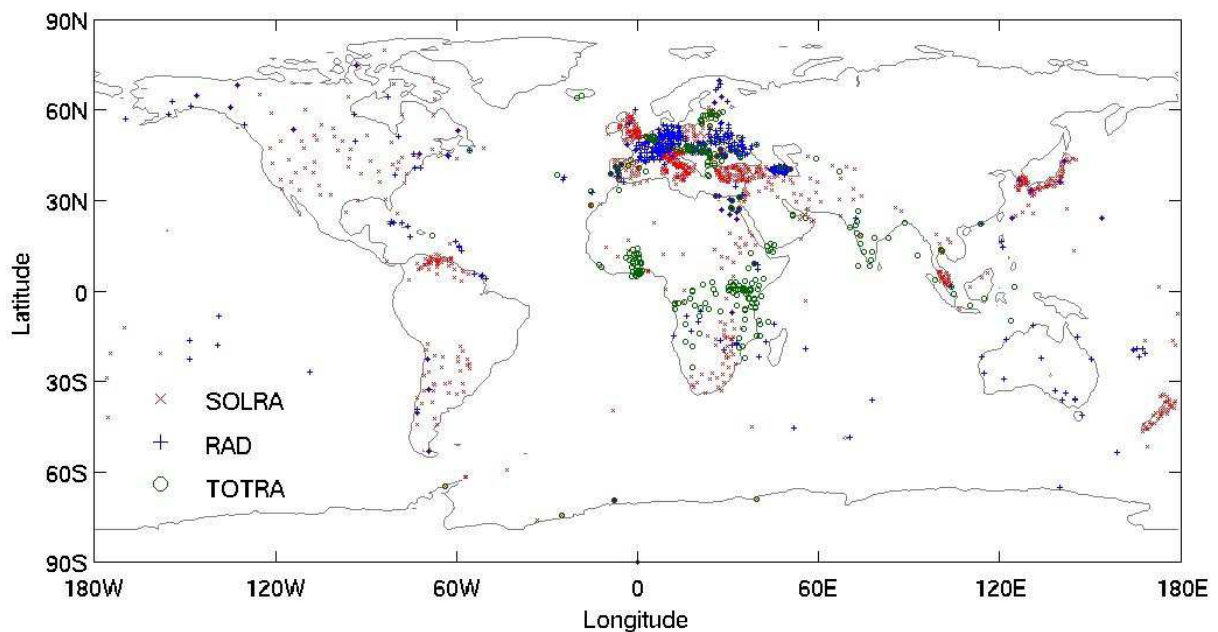
- production d'électricité par la voie photovoltaïque ou solaire thermique (décision d'investissement, management du réseau d'électricité, ...);
- agriculture et énergie de la biomasse (prévision et surveillance de la croissance de la culture et de la biomasse);
- prévisions météorologiques et climatiques (GCOS, 2010);
- environnement (photochimie de l'air dans les villes)
- santé humaine (prévention des cancers de la peau, ...);
- vieillissement et résistance des matériaux (polymères, peintures, caoutchouc, ...);
- architecture et habitat (économies d'énergie, confort lumineux, ...).

Ces applications variées nécessitent des informations et connaissances précises sur le rayonnement solaire atteignant la surface terrestre.

La méthode la plus directe d'évaluation du rayonnement solaire au sol, consiste à utiliser les instruments de mesures pyranométriques installés généralement dans des stations météorologiques automatiques. Ces instruments fournissent une description du rayonnement solaire incident au sol plus ou moins détaillée : durée d'insolation, éclairement global, décomposition des composantes directe et diffuse, distribution spectrale du rayonnement, luminance de la voûte du ciel, etc. Néanmoins, à cause des coûts élevés d'investissement et de maintenance, les stations de mesure ne sont pas toujours équipées de tous les instruments pour mesurer les différentes composantes et la distribution spectrale du rayonnement solaire. Par exemple, le réseau de stations météorologiques de Météo France comprend en France métropolitaine un peu plus de 450 pyranomètres et un seul pyréliomètre en fonction (Blanc et al., 2012).

La figure 1 montre la répartition géographique des stations de l'Organisation Météorologique Mondiale (OMM) capables de mesurer l'éclairement global, c'est-à-dire la quantité ayant un lien avec l'éclairement la plus simple à mesurer. Nous voyons sur ces figures que le nombre de stations est limité. De grandes régions existent sans stations comme le Nord-Est de l'Asie et la région amazonienne ; les océans ne sont que très peu ou pas couverts. En Europe de l'Ouest, où la densité de station est la plus élevée dans le monde, la distance moyenne entre deux stations est d'environ 100 km (Rigollier, 2000). Pour les autres continents, cette distance moyenne peut atteindre 1000 km. Par conséquent, afin de connaître l'intensité du rayonnement solaire en tout point d'une zone à partir de stations pyranométriques pré-existantes, il est nécessaire de procéder à des interpolations ou des extrapolations des mesures ponctuelles et éparpillées.

De nombreuses méthodes d'interpolation et d'extrapolations ont été proposées : plus proche voisin, interpolation polynomiale, moyenne pondérée, krigeage, etc. Néanmoins, plusieurs études (Zelenka et al., 1992 ; Hay, 1981 ; Hay, 1984 ; Hay et Hanson, 1985 ; WMO , 1981 ; Perez et al., 1997) ont montré que l'erreur d'interpolation/extrapolation est une fonction de la distance entre le site concerné et les stations de mesure les plus proches. Plus cette distance est grande, plus l'erreur relative est élevée (Rigollier, 2000). Pour le cas de l'interpolation, l'erreur relative est d'environ 10 % à une distance de 16 km, 18 % à une distance de 64 km et atteint 28 % à 256 km pour l'estimation de l'irradiation solaire globale journalière (Zelenka et al., 1992). Compte-tenu des grandes distances moyennes entre stations de mesure et de l'irrégularité de la distribution spatiale des stations (figure 1.1), les estimations fournies par interpolation/extrapolation n'ont pas une qualité suffisante pour la plupart des applications nécessitant une caractérisation de l'éclairement solaire incident au sol



Une approche alternative pour l'estimation du rayonnement solaire en tout point repose sur l'exploitation des observations faites par les satellites météorologiques, et particulièrement des images acquises par des radiomètres imageurs. La figure 1.2 présente une image satellitale issue du radiomètre imageur SEVIRI embarqué sur le satellite météorologique géostationnaire Météosat Seconde Génération (MSG). La résolution spatiale de ces images est élevée ; elle est de 3 km au nadir et décroît vers la périphérie de l'image (figure 1.3). En ce qui concerne la résolution temporelle, ces images sont disponibles toutes les 15 min. L'avantage de l'utilisation de telles images est qu'elles nous donnent la possibilité d'estimer le rayonnement solaire de manière dense, régulière et persistante dans l'espace et le temps, surtout pour les endroits où il n'y a pas beaucoup de stations de mesure.

Depuis longtemps, plusieurs travaux ont démontré la faisabilité de l'extraction du rayonnement solaire global incident au sol à partir des images des satellites géostationnaires (Tarpley, 1979 ; Moeser et Raschke, 1984 ; Cano et al., 1986 ; Diabaté et al., 1988 ; Beyer et al., 1996 ; Charlock et Alberta, 1996 ; Colle et al., 1999 ; Rigollier, 2000 ; Mueller et al., 2004, 2009 ; Rigollier et al., 2004 ;

Lefèvre et al., 2007). Zelenka et al. (1992, 1999) et Perez et al. (1997) ont aussi démontré que, pour la meilleure méthode et pour des pixels de taille de 10 km environ, l'estimation de rayonnement à partir des images de satellite est meilleure que l'estimation par l'interpolation des mesures observées dans des stations météorologiques dès que la distance des stations est supérieure à 34 km pour l'irradiation horaire et 50 km pour l'irradiation journalière.

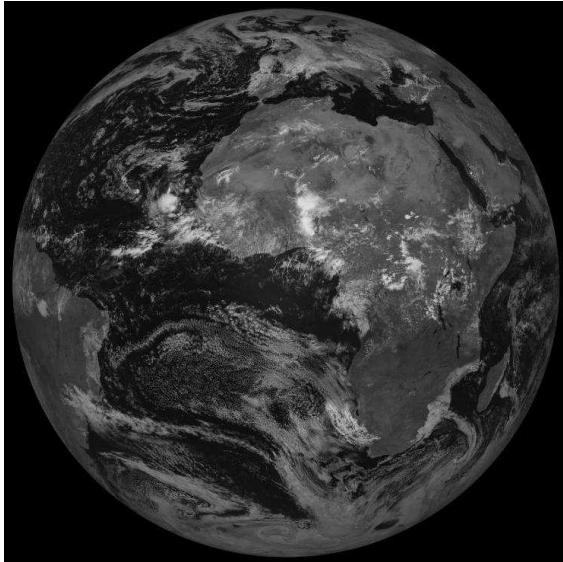


Figure 1.2 : exemple d'une image provenant du radiomètre imageur SEVIRI du satellite géostationnaire Météosat Seconde Génération (MSG) dans le canal visible, prise le 7 septembre 2010, à 12:00 UTC. La réflectance augmente du noir au blanc (copyright Eumetsat 2010).

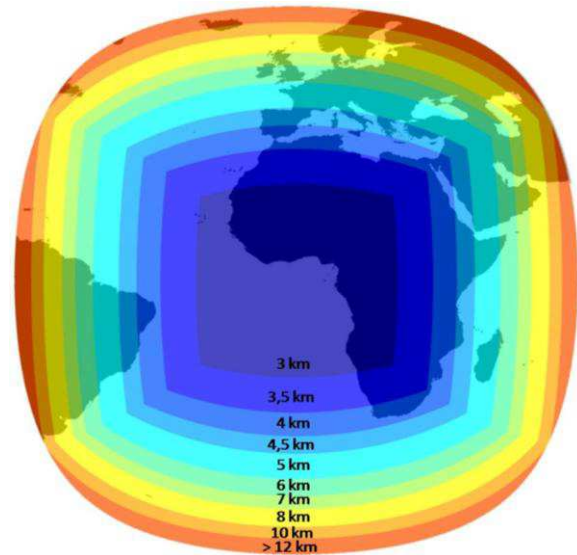


Figure 1.3 : la résolution de MSG (source : SoDa service)

Parmi les deux types de satellites météorologiques : géostationnaire et circumpolaire, les auteurs mentionnés ci-dessus privilégient les satellites géostationnaires, parce que la fréquence d'observation est beaucoup plus grande que pour le circumpolaire, et également, de manière plus pratique, parce que les images peuvent être rendues plus facilement superposables.

Parmi les méthodes d'estimation du rayonnement solaire à partir des images satellitaires, l'une des plus usitées est la méthode Heliosat, originellement développée à MINES ParisTech (Cano et al., 1986; Diabaté et al., 1988). Le principe de cette méthode est de construire un « indice d'ennuage » qui est issu de la comparaison entre ce qui est observé par le capteur du satellite pour un pixel et ce qui devrait être observé dans des conditions de ciel clair et des conditions de ciel fortement couvert. Cet indice d'ennuage est ensuite converti empiriquement en l'indice de clarté qui est défini comme le rapport de l'éclairement reçu au sol sur un plan horizontal sur celui reçu au sommet de l'atmosphère sur un plan horizontal. L'indice d'ennuage peut donc être considéré comme décrivant l'atténuation du rayonnement descendant, et nous pouvons ainsi estimer l'éclairement au sol.

Cette méthode a subi plusieurs modifications depuis sa création. Beyer et al. (1996) de l'Université d'Oldenburg ont proposé d'utiliser l'indice de ciel clair, défini comme le rapport de l'éclairement par ciel nuageux sur l'éclairement par ciel clair, au lieu de l'indice de clarté, ce qui a augmenté l'applicabilité de la méthode à diverses régions et divers satellites. Cette version a été ultérieurement appelée Heliosat-1. Pour améliorer la précision dans l'estimation, la fiabilité et faciliter encore

davantage l'implantation et la mise en œuvre opérationnelle de la méthode, Heliosat-2 a été conçue et développée à MINES ParisTech (Rigollier, 2000; Rigollier et al., 2004). Heliosat-3 est développée à l'Université d'Oldenburg et se caractérise par un modèle de rayonnement par ciel clair, appelé SOLIS (Solar Irradiance Scheme), qui est une approximation des équations de transfert radiatif, d'exécution très rapide (Mueller et al., 2004).

De manière commune, ces trois versions de Heliosat font appel à un modèle pour décrire le rayonnement au niveau du sol quand il n'y a aucun nuage (modèle de ciel clair), un modèle pour le rayonnement sous un nuage extrêmement opaque, et une méthode pour combiner les résultats de ces deux modèles en fonction de l'indice d'ennuage pour estimer le rayonnement dans le cas général. Les méthodes Heliosat sont très attractives parce qu'elles donnent généralement de bons résultats, sont faciles à implanter et opérer et leur exécution est rapide.

1.1.2. Une nouvelle méthode : Heliosat-4

Selon Oumbe (2009), la principale limitation des méthodes Heliosat-1,-2 et -3 est qu'elles incluent toujours des paramètres déterminés de manière empirique qui influencent de façon importante la qualité du résultat, comme dans la conversion empirique de l'indice d'ennuage à l'indice de ciel clair ou bien comme dans la décomposition empirique de l'éclairement global à l'éclairement direct et diffus dont nous parlerons plus tard dans ce chapitre. Il existe aussi des paramètres sensibles difficiles à estimer de manière endogène comme l'albédo du sol ou des nuages. Lefèvre et al. (2007) ont démontré qu'une erreur de 0,05 sur l'estimation de l'albédo du sol entraîne une erreur de 9 % sur l'estimation du rayonnement global au sol. De même, une erreur d'estimation de 25 % sur l'albédo des nuages peut causer jusqu'à 60 % d'erreur sur le rayonnement. Des réglages fins sont nécessaires pour obtenir de très bons résultats (Rigollier, 2000), ce qui exige une certaine expérience.

La modélisation par les méthodes Heliosat des phénomènes physiques du transfert radiatif au sein de l'atmosphère, telle que décrite dans Rigollier (2000) et Rigollier et al. (2004), est finalement assez rudimentaire ou simplifiée. Notamment, les phénomènes de diffusion ne sont pas bien représentés. Nous estimons que la conception même de Heliosat ne permet plus d'avancée significative en ce qui concerne la représentation des phénomènes physiques, et qu'elle a atteint un grand niveau de maturité mais aussi ses limites en termes de précision et de finesse de la caractérisation pour calculer l'éclairement direct, diffus et sa distribution spectrale. Nous ressentons donc la nécessité de proposer une nouvelle méthode d'estimation, plus explicite en ce qui concerne l'optique atmosphérique.

La diversité des applications du rayonnement solaire et l'accroissement de l'usage de l'énergie d'origine solaire font que nous avons besoin d'informations de plus en plus approfondies, comme, par exemple, la distribution spectrale du rayonnement. Les méthodes Heliosat actuelles se limitent à la connaissance du rayonnement total, c'est-à-dire intégré sur l'ensemble du spectre.

L'usage de l'énergie solaire n'est pas la seule application à requérir une information spectrale du rayonnement solaire. Ainsi, les applications en santé humaine, en particulier le cancer de la peau, demandent plus précisément des données sur l'intensité du rayonnement en ultraviolet. Par ailleurs, dans le domaine du bâtiment, les matériaux transparents pour l'éclairage au sein des bâtiments par la lumière solaire sont plus sensibles à certaines bandes spectrales de rayonnement qu'à d'autres. Par conséquent, les nouvelles méthodes doivent être capables de fournir les informations sur la distribution spectrale du rayonnement solaire.

Le rayonnement global peut être décomposé en deux parties : les composantes directe et diffuse. Le rayonnement direct normal est défini comme le rayonnement collecté par une surface perpendiculaire à la direction du soleil, avec un angle d'ouverture étroit qui varie selon différentes conventions ; le rayonnement diffus est défini comme le rayonnement provenant de la voûte céleste, hors la direction du soleil. Ces informations sur les rayonnements direct et diffus sont par exemple utiles pour la prévision et l'évaluation de la croissance de végétation, parce que les composantes directe et diffuse pénètrent dans les feuillages de manière différente. Dans une autre application, traitant de la production d'électricité, comme une centrale solaire thermodynamique à concentration, il est nécessaire de connaître la composante directe qui sera concentrée par des miroirs afin d'échauffer un fluide caloporteur. Cette information est aussi nécessaire pour évaluer l'éclairement global incident sur plan incliné nécessaire aux applications photovoltaïques. Les besoins de toutes ces applications ne peuvent pas être satisfaits si nous ne disposons que de la caractérisation du rayonnement global.

Plusieurs auteurs, comme Liu et Jordan (1960), Erbs et al. (1982) ou Muneer (1990) ou plus récemment Ruiz-Arias et al. (2010), ont proposé des méthodes pour décomposer le rayonnement global en composantes directe et diffuse, et qui peuvent être utilisées en conjonction avec les sorties d'une méthode Heliosat. Cependant, ces méthodes ont été établies empiriquement avec des jeux limités de mesures faites dans un petit nombre de stations sur des périodes de temps relativement restreintes et la précision des estimations n'est pas garantie dans tous les cas, quels que soient les lieux et les instants considérés.

Aujourd'hui, nous disposons de descriptions plus précises qu'autrefois de l'état optique de l'atmosphère. Ces informations sont disponibles avec l'avènement récent de missions spatiales entièrement dédiées à l'observation de l'atmosphère, comme par exemple NASA-Terra, NASA-Aura, ESA-Envisat, ESA-Sentinel-4 et -5. Le développement de codes de calcul des phénomènes physico-chimiques et de transport dans l'atmosphère, par exemple, MATCH (Model of Atmospheric Transport and Chemistry) ou CHIMERE, contribue aussi à la connaissance de l'état optique de l'atmosphère. Les grands projets scientifiques comme, par exemple, MACC (Monitoring Atmospheric Composition and Climate), GEMS (Global and regional Earth-system (Atmosphere) Monitoring using Satellite and in-situ data), ou PROMOTE (Protocol Monitoring for the GMES Service Element), qui combinent la modélisation atmosphérique et des données d'observation de la Terre, nous fournissent ainsi des informations de haute qualité décrivant l'état optique de l'atmosphère. La connaissance plus précise des contenus de la colonne atmosphérique en ozone, ou vapeur d'eau, des caractéristiques optiques des aérosols et de leur quantité, ou encore de la détection de nuages et la caractérisation notamment de leur épaisseur optique, offrent de nouvelles opportunités pour le développement de modèles d'estimation du rayonnement solaire au sol.

En ce qui concerne la modélisation du rayonnement solaire incident au sol par condition de ciel clair (i.e. sans nuage), les modèles existants comme celui de Bird et Hulstrom (1984), Molineaux et al. (1998), Gueymard (2001), ou Mueller et al. (2004, modèle SOLIS) permettent d'exploiter ces nouvelles données. D'autres comme le modèle de ESRA (Greif et al., 2000; Rigollier et al., 2000), de Kasten (1980, 1984) ou de Ineichen et Perez (2002) nécessitent un prétraitement de ces données pour calculer les entrées nécessaires, comme le trouble de Linke (WMO, 1981 ; Kasten, 1996).

Dans le cas général (ciel clair et ciel nuageux), une des solutions exploitant au mieux l'ensemble des données disponibles, consiste à utiliser un code numérique de transfert radiatif (CTR). Un CTR est un programme informatique acceptant en entrée une description des propriétés optiques de l'atmosphère, et plus exactement d'une colonne atmosphérique, et simulant les effets d'atténuation par absorption et diffusion affectant le rayonnement solaire dans son trajet descendant vers le sol, et

dont les sorties sont les éclaircissements spectraux incidents au sol suivant leurs composantes directes et diffuses, parmi d'autres.

Il y a plusieurs CTRs disponibles, comme par exemple, libRadtran (Mayer et al., 2005), LowTran (Anderson et al., 1995), Modtran (Berk et al., 1989, 1998), Sciatran (Rozanov et al., 2002, 2005), Fascode (Smith et al., 1978), 5S (Tanré et al., 1986) et 6S (Vermote et al., 1997). Quelques auteurs utilisent déjà de tels CTRs pour calculer l'éclaircissement solaire au sol (Li et al., 1993 ; Hollmann et al., 2002 ; Mueller et al., 2009).

C'est dans ce contexte qu'Oumbe (2009) a proposé une nouvelle méthode, Heliosat-4, dont la construction s'appuie sur le CTR libRadtran qui est un CTR bien connu, facile et flexible à utiliser. Dans ses études, il a d'abord analysé l'influence de chaque entrée de libRadtran sur les éclaircissements estimés. Il a conclu que les entrées de propriétés atmosphériques les plus influentes sont, dans l'ordre avec l'importance décroissante :

- l'épaisseur optique des nuages et le type de nuage ;
- l'épaisseur optique des aérosols et sa variation spectrale, ainsi que le type d'aérosol ;
- le contenu en vapeur d'eau de la colonne atmosphérique ;
- le profil atmosphérique de température, pression, et gaz ;
- l'albédo du sol et sa variation spectrale ;
- la quantité d'ozone, pour certaines bandes spectrales ;

D'après Oumbe (2009), les paramètres comme l'épaisseur géométrique et la position verticale des nuages ainsi que le rayon effectif des particules dans les nuages, ont peu d'influence sur les résultats de rayonnement. L'atténuation du rayonnement par les nuages liée essentiellement à l'épaisseur optique des nuages et le type (i.e. la phase) de nuage. Suivant cette constatation, Oumbe (2009) a proposé de modéliser l'atmosphère, pour le calcul du rayonnement au sol, comme étant constituée d'une partie sans nuage et d'une couche de nuage.

La solution de l'équation de transfert radiatif pour une atmosphère nuageuse est donc équivalente au produit de l'éclaircissement par ciel clair, E_c , par l'ensemble « extinction due aux nuages et contribution de la réflectance du sol », f (Eq. 1.1).

$$E = E_c f(\rho_g, \theta_s, nuage) \quad (1.1)$$

Autrement dit, dans une atmosphère nuageuse, le second terme ne dépend pas des paramètres de ciel clair. Cette séparation revêt un caractère très pratique pour le calcul du rayonnement car elle permet de découpler pratiquement le calcul du cas de ciel clair et des autres cas. Nous y voyons tout d'abord un avantage relatif au temps calcul nécessaire à l'estimation de l'éclaircissement, à cause des différences entre les résolutions spatiales et temporelles ou bien entre les variabilités des données concernant les caractéristiques optiques de l'atmosphère par ciel clair (ozone, vapeur d'eau, aérosols) et celles de l'atmosphère nuageuse. En effet, les premières sont généralement disponibles toutes les trois heures sur des mailles géographiques de l'ordre de 100 km x 100 km, tandis que les caractéristiques optiques des nuages peuvent être disponibles toutes les 15 min sur des pixels d'environ 3 km x 3 km. La séparation permet alors de ne calculer la partie ciel clair qu'une seule fois par trois heures, et ainsi de diminuer le temps calcul nécessaire. En outre, elle permet un développement modulaire d'une méthode d'estimation de l'éclaircissement s'appuyant sur un modèle de rayonnement par ciel clair et un modèle d'atténuation et de contribution au rayonnement par les nuages et par l'albédo du sol respectivement. Ces modèles pourraient être choisis parmi ceux existants ou être nouveaux.

Les méthodes Heliosat n'exploitent pas cette séparation, même si l'équation 1.2, utilisée dans Heliosat-2, peut le laisser croire :

$$E = E_c f(\text{indice ennuagement}) \quad (1.2)$$

En effet, si l'on regarde en détail la méthode, le calcul de l'indice d'ennuagement prend en compte la luminance rétrodiffusée par une atmosphère claire vers le capteur sans atteindre le sol. Au contraire, dans l'équation 1.1, nous supposons que le deuxième terme, $f(\rho_g, \theta_s, \text{nuage})$, ne dépend pas des paramètres de ciel clair.

Le domaine de validité de cette équation de séparabilité (Eq. 1.1) n'a pas été étudié par Oumbe de manière systématique. Si cette séparation est valide pour les situations montrées par Oumbe (2009), y a-t-il d'autres situations où cette séparation n'est plus valable pour une précision de l'estimation donnée ? Quelles sont ces situations ? Sont-elles fréquentes ? Les réponses à ces questions permettent de bien définir le domaine d'application de cette équation, et par conséquent, nous permettront de décider quant à son usage pour élaborer la méthode Heliosat-4.

Si la séparabilité est valable pour la plupart des situations avec une précision satisfaisante, alors, nous pourrions développer un modèle d'éclairement par ciel clair et le modèle nuageux modélisé $f(\rho_g, \theta_s, \text{nuage})$ s'appuyant sur les CTRs. Cependant, le calcul de transfert radiatif dans l'atmosphère avec un CTR prend du temps, par exemple, il nous faut environ 3 s pour effectuer un seul calcul avec le CTR libRadtran sur un processeur standard. Nous désirons effectuer ce calcul pour les 9 millions de pixels d'une image de Météosat et ce, chaque 15 minutes. C'est un objectif difficile à atteindre avec la capacité de calcul des ordinateurs dont on dispose actuellement. Y a-t-il des moyens pour rendre cette tâche possible tout en gardant une bonne précision ?

Bien qu'aujourd'hui les informations disponibles sur l'état de l'atmosphère soient de plus en plus abondantes, il existe encore des grandes incertitudes sur la qualité de ces informations, comme par exemple les informations sur les nuages et sur les aérosols. Quelles sont les influences de ces incertitudes sur la qualité de l'estimation de rayonnement solaire ? Quelles sont les caractéristiques de ces informations issues de différentes sources ?

1.2. L'objectif de la thèse

L'objectif général de la thèse est de concevoir une nouvelle méthode, Heliosat-4, permettant une évaluation rapide et précise du rayonnement disponible au sol, et de la valider. Ma thèse s'appuie naturellement sur celle de Oumbe (2009). Elle en est le prolongement et valide de manière extensive ses résultats préliminaires, puis les étend.

Les objectifs de la thèse étaient d'abord de définir le domaine de validité de la séparabilité, résultat indépendant de la méthode Heliosat-4 elle-même et d'une grande portée pratique. Ensuite, nous devons concevoir et développer le modèle de ciel clair McClear, en bénéficiant des travaux menés au sein du projet européen MACC/MACC-II (Monitoring Atmospheric Composition and Climate), pour aboutir à une version qui puisse être exécutée de manière opérationnelle, et estimer les incertitudes quant à l'estimation du rayonnement dans ses différentes composantes (directe et diffuse). Le troisième objectif était de concevoir et de développer le modèle nuageux McCloud, la combinaison des modèles McCloud et McClear étant la méthode Heliosat-4. Enfin le quatrième objectif était la validation détaillée de la méthode Heliosat-4 ainsi que la comparaison de ces performances avec les autres méthodes existantes.

1.3. La méthodologie et le plan

Le principe de Heliosat-4 repose sur la séparabilité du rayonnement en deux termes (Eq. 1.1). Oumbe (2009) a étudié cette séparabilité au moyen d'une étude de sensibilité limitée à la variation d'un seul paramètre à la fois. Nous reprenons cette étude de manière plus extensive et systématique afin de renforcer les conclusions initiales et établir le domaine de validité de cette séparation pour une précision d'estimation donnée.

Une fois la séparabilité prouvée dans un domaine de validité déterminé, nous traiterons tout d'abord le cas du ciel clair pour un albédo du sol nul, puis introduirons les cas d'albédo du sol non nuls et enfin, l'atmosphère nuageuse. Pour chacune de ces études, nous proposerons, validerons et évaluerons des modèles analytiques ou tabulés dont l'exécution est très rapide et dont la combinaison reproduit des résultats similaires à ceux du code libRadtran. Par exemple, nous travaillerons sur le modèle Lambert-Beer Modifié (Mueller et al., 2009 ; Qu et al., 2011) afin de décrire les variations du rayonnement et ses composantes en fonction de l'angle zénithal solaire en cas de ciel clair. Ces modèles doivent être suffisamment rapides pour permettre un usage opérationnel, visant par exemple à traiter tous les quarts d'heure les neuf millions de pixels des images MSG. Enfin, nous assemblerons les divers éléments de Heliosat-4 et estimerons les performances globales de la méthode sur la base de comparaison avec des mesures pyranométriques *in-situ*. La qualité des données d'entrée joue un rôle important sur l'incertitude d'estimation. Nous évaluerons plusieurs sources dans une optique de mise en œuvre opérationnelle de Heliosat-4 dans le service atmosphérique du programme GMES de la Commission Européenne.

Nous le voyons, la validation et l'évaluation des performances des modèles seuls ou combinés jouent un rôle important dans cette thèse. Les références sont selon les cas, le code de transfert radiatif libRadtran ou bien des mesures faites au sol dans les réseaux météorologiques ou les grands programmes internationaux comme par exemple le BSRN, GAWS, etc. Le mémoire de thèse débutera par une description des notions basiques dans le domaine de rayonnement solaire ainsi que les différentes méthodes pour résoudre les équations de transfert radiatif dans l'atmosphère.

La séparabilité du rayonnement sera étudiée à l'aide du CTR libRadtran. Nous l'exécuterons pour différentes situations. Pour une situation donnée, définie par un albédo du sol, un type de nuage : eau ou glace et une épaisseur optique du nuage, nous étudierons la variation du terme $f(\rho_g, \theta_s, nuage)$ dans l'équation 1.1, en fonction de différentes caractéristiques optiques pour le ciel clair. Si l'hypothèse de séparabilité est exacte, alors, nous devrions observer une faible variation du $f(\rho_g, \theta_s, nuage)$.

Nous étudierons de manière systématique l'influence de l'altitude du sommet et de la base du nuage sur l'éclairement calculé pour différentes situations. La méthode est similaire à celle pour la séparabilité. Pour une situation donnée, définie par un albédo du sol, un type de nuage : eau ou glace et une épaisseur optique du nuage, nous étudierons la variation de l'éclairement en fonction de différentes positions géométrique du nuage. Si l'influence de la position géométrique du nuage est négligeable, alors, nous devrions observer une faible variation de l'éclairement.

Après l'étude sur la séparabilité et sur l'influence de la position géométrique du nuage sur l'éclairement, nous présenterons le concept de la méthode Heliosat-4 qui est composé de deux parties : un modèle de ciel clair modélisant l'éclairement par ciel clair, et un modèle nuageux modélisant l'atténuation du rayonnement due aux nuages. Il existe plusieurs choix possibles vis-à-vis

des CTR et des modèles analytiques ou tabulés pour le modèle de ciel clair et le modèle nuageux. Nous discuterons nos choix pour chaque modèle composant Heliosat-4.

Une étude spécifique du modèle ciel clair est présentée ensuite. Ce modèle, appelé McClear, est un résultat du projet européen MACC et a été développé par MINES ParisTech/Armines et le DLR et, dans une moindre mesure, le service météorologique finlandais. Ce modèle McClear est en fait composé de LUTs (Table de correspondance, Lookup Table en anglais) et des fonctions d'interpolation. J'ai contribué à McClear en proposant et validant des modèles décrivant la variation du rayonnement avec certaines caractéristiques optiques de l'atmosphère. La validation se fait au moyen du code libRadtran, le modèle devant reproduire des résultats similaires à ceux du code libRadtran selon les objectifs de précision.

Au final, nous avons un modèle décrivant la variation du rayonnement pour chaque caractéristique optique par condition de ciel clair. Enfin, nous avons mis en œuvre tous ces modèles conformément au schéma de la méthode Heliosat-4 et vérifié que les résultats sont en accord avec les objectifs de précision.

Nous aborderons ensuite l'évaluation du rayonnement tout ciel, en particulier, le cas du ciel nuageux. Nous présentons d'abord différents produits décrivant l'état optique de l'atmosphère nuageuse, dont celui du DLR nommé APOLLO (AVHRR Processing scheme Over cLOUDs, Land and Ocean, Kriebel et al. 1989, Gesell 1989, Kriebel et al, 2003) et celui d'EUMETSAT, nommé OCA (Optimal Cloud Analysis, Watts et al., 2011). Similaire à celle du modèle ciel clair McClear, nous avons choisi une approche basée sur les LUTs et les fonctions d'interpolation pour le modèle nuageux, nommé McCloud, à l'aide du CTR libRadtran.

Nous effectuerons des simulations avec les modèles McClear et McCloud afin d'évaluer leurs performances. Par le biais de ces simulations, nous analyserons l'influence de la qualité des entrées, relatives aux propriétés optiques des nuages, sur les paramètres estimés. Nous devrons également prendre en compte l'influence de l'albédo du sol, connu, par exemple, au moyen de la base de données d'albédo du sol issue du système satellite MODIS de la NASA (produit MCD43).

Nous étudierons ensuite la qualité des données d'entrée des approximations choisies, données proposées par le DLR et EUMETSAT. Pour ce faire, nous procéderons à diverses comparaisons. L'une d'entre elles consistera à comparer les données de DLR à celles d'EUMETSAT. Une autre approche, plus indirecte, fera la comparaison entre des mesures de rayonnement faites au sol et les résultats des approximations choisies avec les données de DLR et d'EUMETSAT en entrée. Ces différentes comparaisons nous permettront de conclure quant à la qualité des diverses combinaisons possibles entre l'approximation choisie et les différentes données d'entrées, incluant les aspects pratiques, comme l'accès à la donnée, la réactualisation de la donnée, le temps calcul, etc., pour l'estimation de l'éclairement au sol toutes les 15 min en temps réel et en temps différé.

Nous concluons quant à la performance générale du modèle de ciel clair McClear. Nous discuterons aussi des applications potentielles de McClear dans le domaine de l'estimation de rayonnement solaire. Nous concluons ensuite quant à la performance générale du modèle de tout ciel Heliosat-4 qui est l'ensemble de McClear et McCloud. Après les conclusions, nous ouvrirons des perspectives pour le futur développement de la méthode.

1.4. Les résultats attendus

- une évaluation des situations pour lesquelles la séparabilité est valide ou non pour un niveau de précision donné, et comment Heliosat-4 peut traiter ces deux cas ;
- des LUTs et des fonctions analytiques modélisant des éléments du modèle de ciel clair, et l'évaluation de leurs performances ;
- une validation indirecte des paramètres décrivant les propriétés des nuages calculés par le DLR et EUMETSAT, et une évaluation de ces paramètres par rapport à ceux provenant d'autres sources ;
- des LUTs et des fonctions analytiques modélisant l'atmosphère nuageuse, et l'évaluation de la qualité de leurs résultats ;
- une évaluation de la méthode Heliosat-4 et de sa performance de précision et performance de temps de calcul sur l'estimation de l'éclairement au sol, et de ses composantes directe et diffuse.

1.5. Nomenclature

1.5.1. Les mesures du rayonnement

P flux (W) : le flux représente une puissance rayonnée, soit l'énergie Q (J) quittant, ou arrivant sur, une surface donnée par unité de temps ($P = dQ/dt$).

I intensité ($W sr^{-1}$) : quantité d'énergie transportée dans une direction par unité de temps et unité d'angle solide ($I = dP/d\Omega$). Si l'intensité est la même dans toutes les directions, la source est dite isotrope.

L luminance ($W m^{-2} sr^{-1}$) : quantité de flux par unité de l'angle solide reçu par unité de surface.

E éclairement ($W m^{-2}$) : puissance rayonnée reçue par unité de surface. L'éclairement est l'intégration de la luminance sur $4\pi sr$:

$$E = \int_{4\pi} L d\Omega \quad (1.3)$$

M émittance ($W m^{-2}$) : puissance émise ou réfléchiée par unité de surface d'une source étendue, dans tout le demi-espace déterminé par cette unité de surface. C'est l'analogue de l'éclairement qui, lui, concerne la puissance reçue tandis que l'émittance définit la puissance quittant la surface.

H irradiation ($J m^{-2}$) : énergie rayonnée reçue par unité de surface durant une certaine période.

BNI : éclairement direct normal défini comme le flux de rayonnement collecté par une surface perpendiculaire à la direction du soleil, avec un angle d'ouverture étroit qui varie selon les différentes conventions.

G éclairement global sur plan horizontal au sol ($W m^{-2}$).

D : éclairement diffus sur plan horizontal au sol ($W m^{-2}$).

B : éclairement direct sur plan horizontal au sol ($W m^{-2}$).

$$G = D + B \quad (1.4)$$

G_c : éclairement global sur plan horizontal au sol sous ciel clair ($W m^{-2}$).

D_c : éclairement diffus sur plan horizontal au sol sous ciel clair ($W m^{-2}$).

B_c : éclairement direct sur plan horizontal au sol sous ciel clair ($W m^{-2}$). De même que G , D et B , nous avons :

$$G_c = D_c + B_c \quad (1.5)$$

K_c : indice de ciel clair (pour l'éclairement global) définis par :

$$K_c = \frac{G}{G_c} \quad (1.6)$$

K_{cb} : indice de ciel clair de l'éclairement direct définis par :

$$K_{cb} = \frac{B}{B_c} \quad (1.7)$$

E_0 : éclairement global reçu sur une surface horizontale au sommet de l'atmosphère.

KT : indice de clarté défini comme le rapport de l'éclairement global sur plan horizontal au sol sur l'éclairement global reçu sur une surface horizontale au sommet de l'atmosphère :

$$KT = \frac{G}{E_0} \quad (1.8)$$

KTb : indice de clarté pour l'éclairement direct défini comme :

$$KTb = \frac{B}{E_0} \quad (1.9)$$

λ : longueur d'onde du rayonnement.

1.5.2. Les propriétés atmosphériques et les propriétés de la surface

τ : épaisseur optique de l'atmosphère.

τ_a : épaisseur optique des aérosols, aerosol optical depth (AOD) en anglais.

τ_c : épaisseur optique du nuage, cloud optical depth (COD) en anglais.

α : coefficient d'Angstrom des aérosols défini pour des gammes de longueur d'onde du rayonnement.

S : albédo sphérique atmosphérique.

S_c : albédo sphérique de ciel clair.

S_n : albédo sphérique de la couche nuageuse.

ω : albédo de simple diffusion.

g : paramètre d'asymétrie.

k_λ : coefficient monochromatique d'absorption de la couche gazeuse pour la longueur d'onde λ .

σ_λ : coefficient monochromatique de diffusion de la couche gazeuse pour la longueur d'onde λ .

a_λ : coefficient monochromatique d'extinction pour la longueur d'onde λ .

$$a_\lambda = k_\lambda + \sigma_\lambda \quad (1.10)$$

ρ_m : masse volumique de l'atmosphère.

ρ_g : albédo du sol.

ρ_{bs} : réflectance directionnelle-hémisphérique (black-sky albedo en anglais).

ρ_{ws} : réflectance bi-hémisphérique (white-sky albedo).

1.5.3. Les variables géométriques

θ : angle zénithal d'un rayon de rayonnement.

φ : angle azimutal d'un rayon de rayonnement.

θ_s : angle zénithal solaire.

φ_s : angle azimutal solaire.

μ : cosinus de l'angle zénithal :

$$\mu = \cos\theta \quad (1.11)$$

μ_s : cosinus de l'angle zénithal solaire.

Θ : angle de diffusion entre la direction incidente et la direction sortante pour un volume élémentaire.

$\hat{\Omega}$: vecteur directionnel unitaire.

Chapitre 2 : Le rayonnement solaire et l'optique atmosphérique

2.1. Les fondamentaux du rayonnement

2.1.1. Définitions

2.1.1.1. Le spectre électromagnétique

L'un des phénomènes les plus importants pour le transfert d'énergie dans l'atmosphère est le rayonnement électromagnétique. Le rayonnement électromagnétique se propage sous forme d'onde. Toutes les ondes électromagnétiques se propagent à la même vitesse dans le vide, soit $2,99793 \times 10^8$ m/s, et en une vitesse proche mais moins rapide dans l'air. La lumière visible avec les rayons gamma, rayons x, ultraviolet, infrarouge, micro-ondes, et radio forment le spectre électromagnétique. La longueur d'onde et la fréquence du spectre sont montrées dans la figure 2.1.

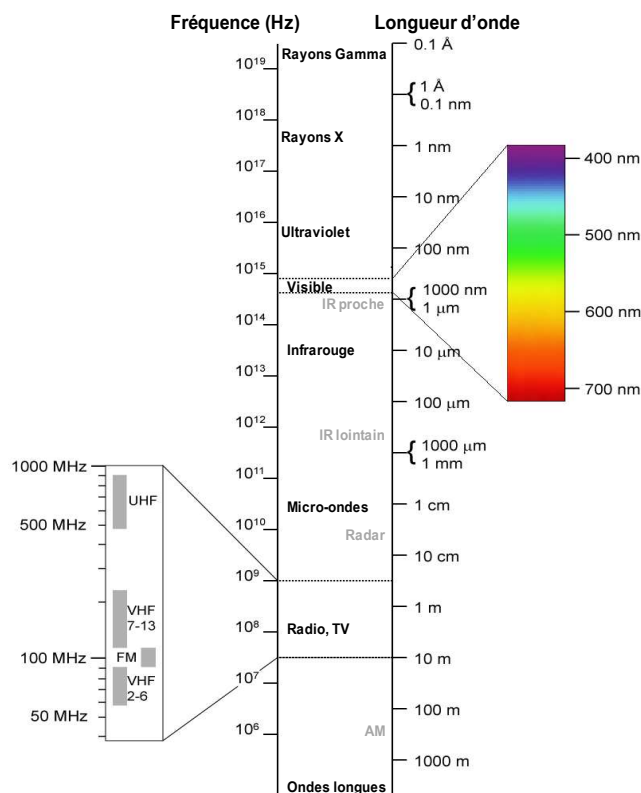


Figure 2.1 : spectre électromagnétique (http://en.wikipedia.org/wiki/Electromagnetic_spectrum)

2.1.1.2. L'angle solide

L'analyse d'un champ de rayonnement exige souvent l'examen de la quantité d'énergie de rayonnement confiné à un élément d'angle solide. Un angle solide est l'analogie tridimensionnelle de

l'angle plan ou bidimensionnel. Il mesure la grandeur apparente sous laquelle un objet apparaît à un observateur. Pour calculer l'angle solide sous lequel on voit un objet à partir d'un point donné, on projette l'objet sur une sphère de rayon r centrée en ce point. Si la surface que cette projection fait sur la sphère est S (cf. figure 2.2), l'angle solide sous lequel l'observateur voit l'objet est, par définition :

$$\Omega = \frac{S}{r^2} \quad (2.1)$$

où Ω est l'angle solide, unité en stéradian (sr).

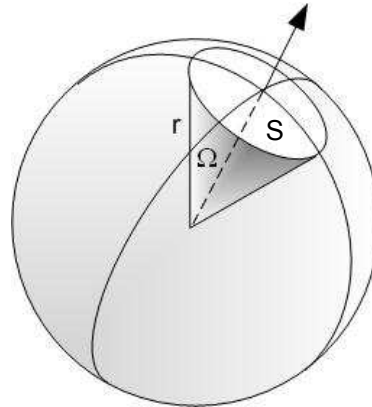


Figure 2.2 : angle solide (http://fr.wikipedia.org/wiki/Angle_solide)

En coordonnées sphériques, l'angle solide différentiel est donné par :

$$d\Omega = \sin\theta \, d\theta \, d\varphi \quad (2.2)$$

où φ et θ désignent les angles azimutal et zénithal.

L'angle solide d'une sphère entière vue d'un point à l'intérieur est de 4π sr.

Un petit objet à proximité de l'observateur peut avoir le même angle solide qu'un plus grand objet plus éloigné. Par exemple, bien que la lune soit beaucoup plus petite que le Soleil, elle est aussi beaucoup plus proche de la Terre. Vu de n'importe quel point de la Terre, les deux objets ont approximativement le même angle solide, de l'ordre de 6×10^{-5} sr.

2.1.2. Le phénomène d'extinction de rayonnement

Le rayonnement traversant un milieu homogène d'épaisseur r sera atténué par son interaction avec les particules de la matière composant le milieu traversé. Cette atténuation est causée par deux effets : la diffusion et l'absorption. La diffusion est due aux phénomènes de diffraction, de réfraction et de réflexion (cf. figure 2.3). Selon la longueur d'onde de rayonnement, l'absorption provoque la dissociation de molécules (cas du rayonnement UV), la transition d'électron entre les niveaux d'énergie correspondant aux configurations électroniques (domaine visible), la transition vibrationnelle et rotationnelle des molécules ou atomes (infrarouge ou micro-ondes) (Liou, 1980).

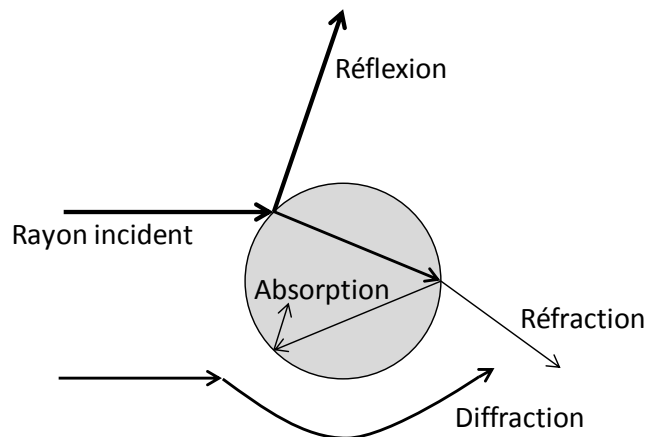


Figure 2.3 : Interaction rayonnement-matière (Jacob, 1999)

Avec un élément de matière et une intensité I_0 incidente, après la traversée sur une distance r , l'intensité sortie I sera plus faible que I_0 . La relation entre I_0 et I est donnée par :

$$\frac{I}{I_0} = e^{-\varsigma r} \quad (2.3)$$

où I/I_0 est la transmittance, ς est la transmittivité.

2.1.2.1. Absorption et émission du rayonnement

L'**absorption** de rayonnement électromagnétique décrit comment l'énergie d'un photon est absorbée par la matière. L'énergie électromagnétique est ensuite transformée en d'autres formes d'énergie, par exemple, la chaleur. L'absorption de rayonnement par les particules et molécules conduit à l'émission.

Conformément aux principes de la mécanique quantique, l'absorption de rayonnement se produit seulement lorsque l'atome effectue une transition de l'état avec l'énergie E_j à un état d'énergie plus élevée E_k . Nous pouvons écrire :

$$E_k - E_j = \Delta n h \nu \quad (2.4)$$

où h est la constante de Planck, ν est la fréquence du rayonnement électromagnétique. $\Delta n h \nu$ représente le quantum d'énergie rapporté par le photon absorbé. Δn ne peut prendre que des valeurs entières.

Le processus inverse donne l'**émission** de rayonnement électromagnétique. Un atome émet un photon avec la quantité d'énergie $h\nu$ et effectue une transition d'un état énergétique élevé à un état énergétique moins élevé.

Chaque saut quantique entre les niveaux d'énergie fixes conduit à une absorption ou une émission de rayonnement avec la fréquence ou longueur d'onde caractéristique. Ces quanta apparaissent dans les spectres d'émission ou d'absorption des matières comme les raies monochromatiques d'émission ou d'absorption.

Cependant, l'absorption et l'émission monochromatique ne sont pratiquement jamais observées. Les niveaux d'énergie lors des transitions énergétiques sont normalement légèrement modifiés en raison d'influences externes sur les atomes et les molécules ou encore de la perte d'énergie en émission.

Par conséquent, le rayonnement émis lors de transitions énergétiques n'est pas parfaitement monochromatique, et les raies spectrales observées possèdent une certaine largeur (Liou, 1980).

Il existe une connexion entre les raies d'absorption/émission de gaz et un spectre continu issu d'un solide. Comme les atomes s'entassent entre eux dans un solide, les niveaux d'énergie d'un atome se déforment sous l'influence du champ électrique des atomes voisins. Ces déformations des niveaux d'énergie conduisent à des raies d'absorption/émission légèrement différentes. Une distribution de ces déformations conduit à une répartition des raies qui éventuellement forment un continuum.

L'absorption par un corps de longueur dr , vu sous un angle solide, diminue la luminance incidente (Houghton, 1986) :

$$dL_{\lambda a}(r, \hat{\Omega}) = -k_{\lambda} \rho_m L_{\lambda}(r, \hat{\Omega}) dr \quad (2.5)$$

où ρ_m est la densité de la matière, k_{λ} est le coefficient d'absorption de la couche gazeuse pour la longueur d'onde λ , dépendant de la température et de la pression du milieu. $\hat{\Omega}$ est un vecteur directionnel unitaire défini par ses angles zénithal et azimutal.

2.1.2.2. Diffusion du rayonnement

Une part du rayonnement qui arrive à nos yeux ne provient pas directement des sources de lumière mais indirectement par le processus de diffusion. Dans l'atmosphère, nous pouvons observer la diffusion avec les différentes couleurs générées par les molécules, les aérosols, les gouttelettes d'eau ou cristaux de glace dans les nuages, etc. Ciel bleu, nuage blanc, arc en ciel et halo sont tous des phénomènes dus à la diffusion.

La diffusion est un phénomène physique par lequel une particule dans le chemin d'une onde électromagnétique absorbe l'énergie de l'onde incidente et rayonne cette énergie dans toutes les directions. Par conséquent, la particule peut être considérée comme une source d'énergie diffusée. Dans l'atmosphère, les particules responsables de la diffusion couvrent une grande étendue de dimensions allant des molécules gazeuses (diamètre de l'ordre de 10^{-8} cm) aux gouttes de pluie ou particules de grêle (de l'ordre 1 cm).

La distribution angulaire de diffusion dépend fortement du rapport de la taille de la particule sur la longueur d'onde de l'onde incidente.

Une particule anisotrope petite devant la longueur d'onde considérée aura tendance à diffuser la lumière également dans les toutes les directions en avant comme en arrière.

Quand la taille de particule augmente devant la longueur d'onde considérée, l'énergie diffusée est de plus en plus concentrée dans la direction vers l'avant avec une distribution angulaire plus complexe (figure 2.).

Pour les particules beaucoup plus petites que la longueur d'onde de la lumière incidente, la diffusion est appelée diffusion de Rayleigh, qui peut expliquer le ciel bleu ou la polarisation du ciel. Pour les

particules de taille similaire ou plus grande que la longueur d'onde, la diffusion est habituellement appelée diffusion de Mie. Ceci peut expliquer la couleur blanche des nuages.

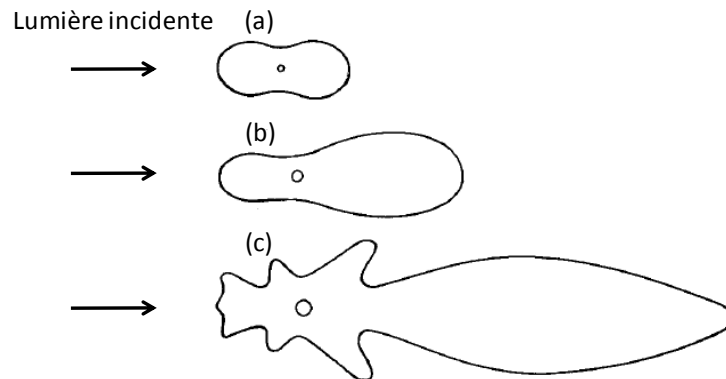


Figure 2.4 : distributions angulaires typiques des diffusions en fonction de la taille de la particule diffusante : (a) particules petite ($< 1/10$ de longueur d'onde de la lumière incidente), (b) particules moyennes (environ $1/4$ de longueur d'onde), (c) particules grandes ($>$ longueur d'onde). (Inspiré de Liou, 1980)

Dans un volume de diffusion, où se trouvent plusieurs particules, chaque particule est exposée à la lumière qui est déjà diffusée par les autres particules et la diffuse à nouveau. Ce phénomène est appelé diffusion multiple. Dans la figure 2., une particule à la position P diffuse la première fois la lumière incidente, c'est-à-dire une diffusion simple, dans toutes les directions. Une fraction de cette lumière arrive sur la particule située à la position Q , qui diffuse la lumière une deuxième fois dans toutes les directions, appelé diffusion secondaire. Similairement, une troisième diffusion se produit à la position R . D'après ce processus, il est évident que la lumière originalement diffusée hors de la direction d peut réapparaître dans cette direction par la diffusion multiple. La diffusion multiple est un processus important pour le transfert radiatif dans l'atmosphère, en particulier lorsque les aérosols et les nuages sont impliqués.

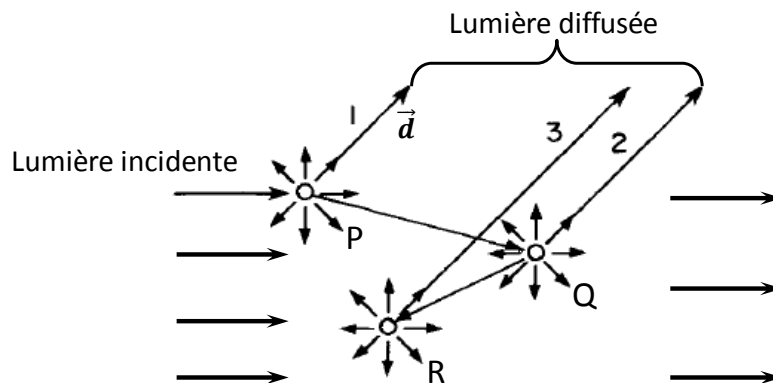


Figure 2.5 : le processus de diffusion multiple, (Liou, 1980)

Pour décrire de manière pratique la distribution angulaire de la diffusion dans l'atmosphère terrestre en prenant en compte la diffusion multiple, un paramètre adimensionnel est défini, appelé fonction de phase $p(\cos\theta)$, de telle sorte que :

$$\int_0^{2\pi} \int_0^\pi \frac{p(\cos\theta)}{4\pi} \sin\theta \, d\theta \, d\varphi = 1 \quad (2.6)$$

où θ est défini comme l'angle de diffusion, qui est l'angle entre les directions de la lumière incidente et diffusée.

Par convention, la diffusion vers l'avant se réfère aux directions pour lesquelles $\theta < \pi/2$. La diffusion vers l'arrière se réfère aux directions pour lesquelles $\theta > \pi/2$.

La fonction de phase peut être décrite par des fonctions analytiques comme la fonction Henyey-Greenstein et la fonction double Henyey-Greenstein (équations 2.7, 2.8 et figure 2.) :

$$p_{HG}(\theta, g) = \frac{1 - g^2}{(1 + g^2 - 2g \cos\theta)^{3/2}} \quad (2.7)$$

$$p_{dHG}(\theta) = f p_{HG}(\theta, g_1) + (1 - f) p_{HG}(\theta, g_2) \quad (2.8)$$

La fonction de phase peut également être définie comme une série infinie de fonctions élémentaires orthogonales, telles que les polynômes de Legendre (Liou, 1980; Moura, 1998; Jiménez-Aquino et Varela, 2005) :

$$p(\cos\theta) = \sum_{l=0}^{N-1} \beta_l P_l(\cos\theta) \quad (2.9)$$

où β_l sont les poids et P_l sont les polynômes de Legendre.

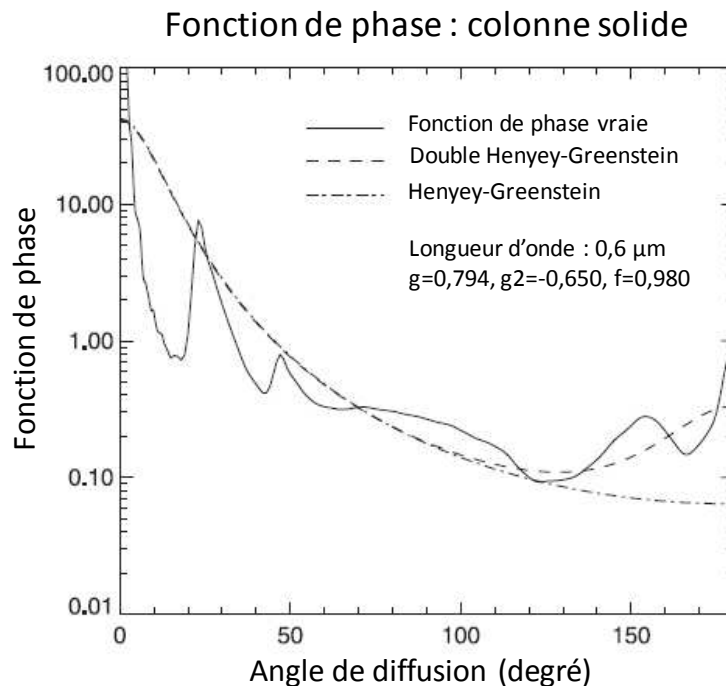


Figure 2.6 : Fonction de phase mesurée et fonction simple/double Henyey-Greenstein. Pour la fonction double Henyey-Greenstein, $g_1 = g$. (d'après Key et al. 2002)

Le premier moment de la fonction de phase est communément appelé le paramètre d'asymétrie, noté g , (Coakley et Chylek, 1975 ; Fu et Liou, 1993 ; Yang et al, 2000 ; Fu, 2007). Pour une diffusion

isotrope, g est égal à zéro comme pour la diffusion de Rayleigh. Le paramètre d'asymétrie augmente quand le pic de diffusion causé par la diffraction devient aiguë. Théoriquement, le paramètre d'asymétrie peut être négatif si la fonction de phase est pointue vers l'arrière (90° - 180°). Pour les particules de Mie dont la fonction de phase a un pic pointu vers l'avant pour l'angle de diffusion de 0° , le paramètre d'asymétrie indique l'intensité relative de la diffusion vers l'avant.

De manière générale, la diffusion contribue à l'atténuation de rayonnement dans la direction incidente. De manière similaire à l'absorption (équation 2.5), nous avons :

$$dL_{\lambda d}(\vec{r}, \hat{\Omega}) = -\sigma_{\lambda} \rho_m L_{\lambda}(r, \hat{\Omega}) dr \quad (2.10)$$

où σ_{λ} est le coefficient monochromatique de diffusion.

Le rayonnement peut être renforcé par le rayonnement diffusé provenant de toutes les autres directions. Lorsque le rayon en provenant d'une direction quelconque $\hat{\Omega}_i(\theta_i, \varphi_i)$ est diffusé dans les directions $\hat{\Omega}(\theta, \varphi)$, il se produit une augmentation de luminance :

$$dL_{\lambda dg}(r, \hat{\Omega}, \hat{\Omega}_i) = \frac{\sigma_{\lambda} \rho_m dr}{4\pi} L_{\lambda}(r, \hat{\Omega}_i) p(\lambda, \hat{\Omega}_i, \hat{\Omega}) d\hat{\Omega}_i \quad (2.11)$$

où p est la fonction de phase. θ et φ sont respectivement l'angle zénithal et azimutal du rayonnement. Pour prendre en compte la contribution à L de la diffusion provenant de toutes les directions, nous intégrons l'équation 2.11 sur tous les angles solides élémentaires $d\hat{\Omega}_i$. Nous obtenons ensuite l'augmentation de luminance dL à la position/direction $(r, \hat{\Omega})$ due à la diffusion :

$$dL_{\lambda dg}(r, \hat{\Omega}) = \frac{\sigma_{\lambda} \rho_m dr}{4\pi} \int_{4\pi} L_{\lambda}(r, \hat{\Omega}_i) p(\lambda, \hat{\Omega}_i, \hat{\Omega}) d\hat{\Omega}_i \quad (2.12)$$

L'albédo de simple diffusion, ω , est défini comme le rapport de l'extinction du rayonnement due à la diffusion sur l'extinction totale due à la diffusion et l'absorption. Un albédo de simple diffusion égal à 1 implique que l'extinction du rayonnement par les particules est due à la diffusion, à l'inverse, un albédo de simple diffusion de zéro implique que l'extinction est due à l'absorption. L'albédo de simple diffusion est fonction de la longueur d'onde, du rayon effectif des particules et éventuellement de la forme des particules dans le cas des nuages de cristaux de glace.

2.1.3. Emission et rayonnement d'un corps noir

L'absorption de l'énergie par les particules et molécules conduit à l'émission. Le concept d'émission du rayonnement des solides est associé au rayonnement du corps noir, défini comme un objet capable d'absorber totalement tout rayonnement incident, quelle que soit sa longueur d'onde. La luminance spectrale émise par un corps noir de température T est donnée par la loi de Planck (Gaussorgues, 1981) :

$$M_{\lambda}(T) = \frac{2\pi hc^2}{\lambda^5} \frac{1}{e^{\frac{hc}{\lambda k_B T}} - 1} \quad (2.13)$$

où M_{λ} est l'émittance spectrale (en W/m^3). T est la température thermodynamique du corps noir. k_B est la constante de Boltzmann. h est la constante de Planck. c est la vitesse de la lumière.

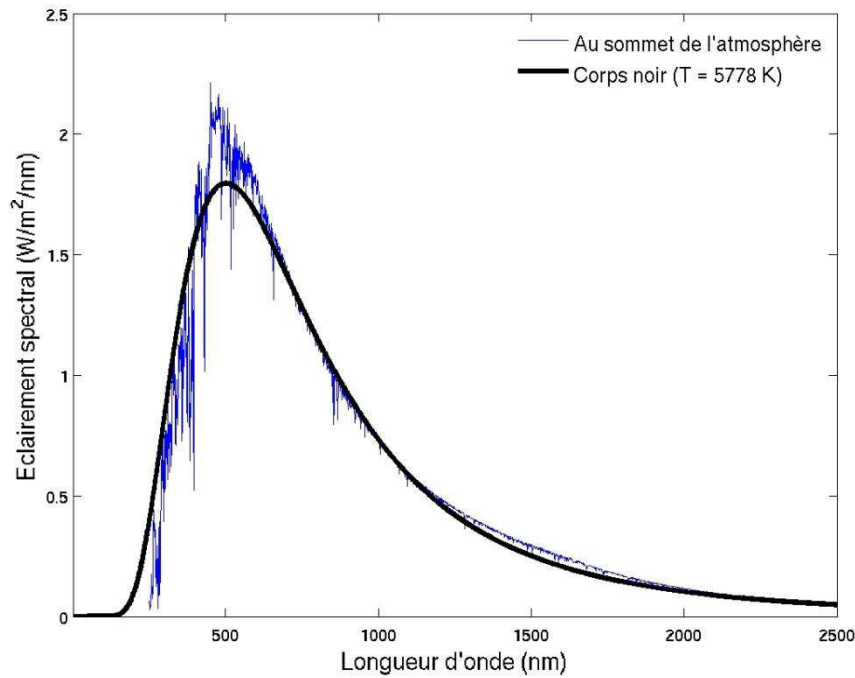


Figure 2.7 : éclairement spectral solaire extraterrestre calculé par libRadtran et spectre du corps noir avec la température de 5778 K.

La densité spectrale d'émission du Soleil est proche de celle d'un corps noir suivant une température proche de 5778 K (cf. figure 2.7). Nous voyons nettement sur cette figure que le rayonnement solaire au sommet de l'atmosphère est principalement compris dans le domaine visible. Plus précisément, 98 % de l'éclairement est compris entre 0,3 μm et 4 μm .

Dans la figure 2.7, la surface totale au dessous de la courbe du spectre du corps noir est l'émittance et est donnée par la loi Stefan-Boltzmann :

$$M = \sigma T^4 \quad (2.14)$$

où σ est la constante de Stefan-Boltzmann.

Cette relation décrit que la totalité de l'énergie émise, M , par un corps noir est proportionnelle à la puissance quatre de sa température thermodynamique.

Le pic maximal dans le spectre du corps noir est donné par la loi du déplacement de Wien :

$$\lambda_m = \frac{b}{T} \quad (2.15)$$

où b est la constante de Wien, $b = 2,898 \times 10^{-3} \text{ m.K}$.

Plus la température du corps noir est élevée, plus le pic va déplacer vers la région de longueur d'onde courte. La Terre elle-même peut être considérée du point de vue de son émission comme un corps noir. Sa température effective est environ 300 K. Avec cette température, le pic du rayonnement émis par la terre se trouve proche de la longueur d'onde de 10 μm . Dans le domaine [0,3 μm , 4 μm], qui correspond à l'essentielle du rayonnement solaire hors atmosphère, le rayonnement émis par la Terre est négligeable (cf. figure 2.8).

Par conséquent, nous pouvons négliger dans ce domaine la luminance émise par l'atmosphère terrestre pour un élément dr :

$$dL_{\lambda\text{émis}}(r, T) = \varepsilon_{\lambda}(r)L_{\lambda}^0(r, T)dr \quad (2.16)$$

où ε_{λ} est l'émissivité monochromatique d'un gaz.

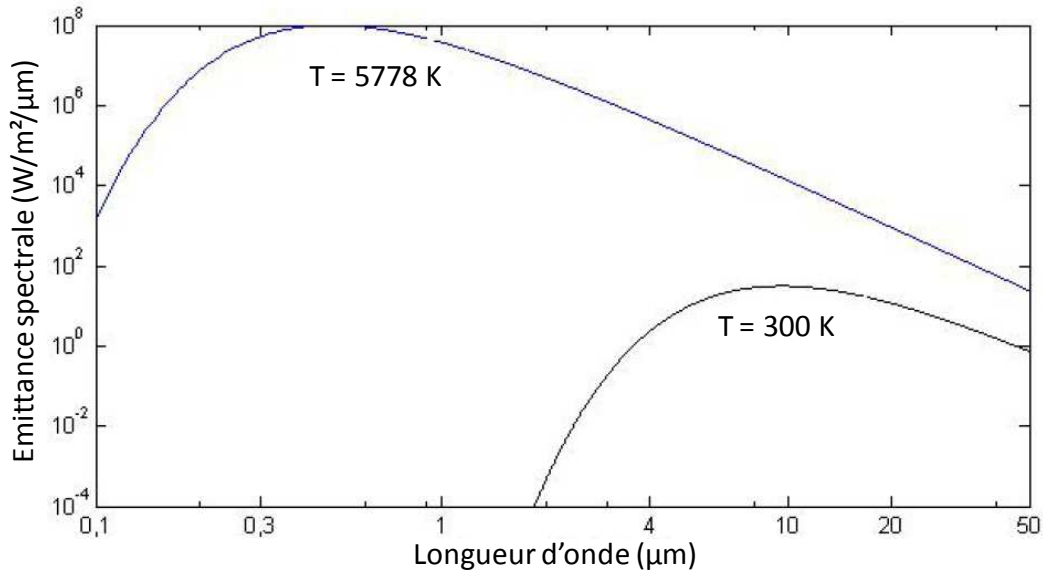


Figure 2.8 : distribution spectrale de l'émittance de deux corps noirs de température 300 K (la Terre) et 5778 K (le Soleil) (Oumbe, 2009)

2.2. Rayonnement solaire : du sommet de l'atmosphère au sol

Lors de sa progression dans l'atmosphère, un rayon solaire interagira avec les particules dans l'atmosphère. Leurs tailles varient du dixième de nanomètre (molécules gazeuses) jusqu'à quelques centimètres (gouttes de pluie ou flocons de neige). Le rayonnement solaire subit alors des phénomènes de diffusion (réflexion, réfraction et diffraction), provoquant une redistribution du rayonnement dans différents sens, et d'absorption, principalement sous forme de bandes d'absorption localisées dans le spectre électromagnétique, dues à certains composants gazeux de l'atmosphère. Il s'ensuit que la distribution spectrale du rayonnement au niveau de la mer diffère de celle au sommet de l'atmosphère (cf. figure 2.9).

L'éclairement solaire global incident sur une surface orientée à la surface de la terre est la résultante de l'intégration d'une luminance solaire incidente dont la répartition angulaire est hétérogène : cet éclairement dit global est schématiquement décomposé en une somme de trois éclaircements issus de l'intégration de la luminance suivant une partition de trois domaines : l'éclairement direct provenant de l'angle solide du disque solaire (*i.e.* 0,27° de demi-angle d'ouverture) ; l'éclairement diffus provenant de l'angle solide du ciel vu par la surface ; l'éclairement réfléchi provenant de l'angle solide du sol vu par la surface, le cas échéant (Blanc et al. 2012).

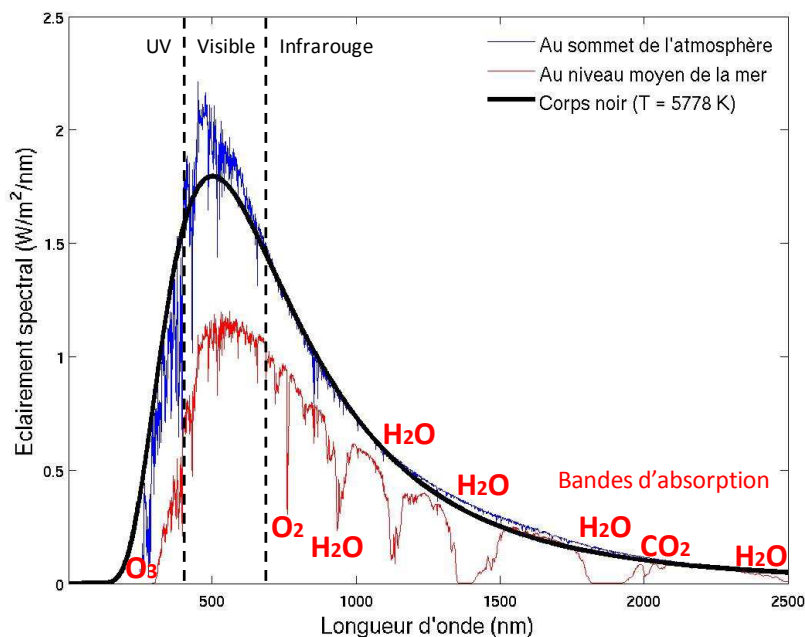


Figure 2.9 : Spectre du rayonnement solaire au sommet de l'atmosphère et au niveau de la mer calculés par le code de transfert radiatif libRadtran.

2.2.1. Composition et structure de l'atmosphère

L'atmosphère terrestre correspond à l'enveloppe gazeuse entourant la Terre solide. Elle est constituée de composants gazeux quasiment permanents et d'autres composants suivant des concentrations variables. En outre, l'atmosphère contient aussi différentes particules solides ou liquides, comme par exemple les aérosols, les gouttelettes d'eau et les cristaux de glace dans les nuages, qui varient fortement selon l'espace et le temps.

Le tableau 2.1 montre les ratios volumiques typiques des constituants permanents et variables de l'atmosphère terrestre. Il est clair que l'azote, l'oxygène et l'argon ensemble représentent plus de 99,99 % de gaz permanents. Ces gaz ont un ratio volumique quasiment constant jusqu'à 60 km d'altitude dans l'atmosphère. Le dioxyde de carbone figure parmi les constituants permanents. Cependant, à cause de l'activité humaine, principalement la combustion fossile, sa concentration augmente progressivement.

Tous les gaz listés dans ce tableau diffusent le rayonnement solaire. Certains sont aussi une cause d'absorption du rayonnement solaire, comme par exemple l'absorption de ultraviolet par l'ozone, l'oxygène (gazeux et moléculaire), l'azote (gazeux et moléculaire) et l'absorption dans les domaines visible ou infrarouge par l'oxygène, le vapeur d'eau, le dioxyde de carbone, etc.

Constituants permanents		Constituants variables	
Constituant	% par volume	Constituant	% par volume
Azote (N ₂)	78,084	Vapeur d'eau (H ₂ O)	0 – 0,04
Oxygène (O ₂)	20,934	Ozone (O ₃)	0 – 12×10 ⁻⁴
Argon (Ar)	0,033	Dioxyde de soufre (SO ₂)*	0,001×10 ⁻⁴
Dioxyde de carbone (CO ₂)	18,18×10 ⁻⁴	Dioxyde d'azote (NO ₂)	0,001×10 ⁻⁴
Néon (Ne)	5,24×10 ⁻⁴	Ammoniac (NH ₃)*	0,004×10 ⁻⁴
Krypton (Kr)	1,14×10 ⁻⁴	Oxyde nitrique (NO)*	0,0005×10 ⁻⁴
Xénon (Xe)	0,089×10 ⁻⁴	Acide sulfhydrique (H ₂ S)	0,00005×10 ⁻⁴
Hydrogène (H ₂)	0,5×10 ⁻⁴	Acide nitrique (HNO ₃)	Traces
Méthane (CH ₄)	1,5×10 ⁻⁴	* : Concentration près de la surface de la terre.	
Oxyde nitreux (N ₂ O)*	0,27×10 ⁻⁴		
Monoxyde de carbone (CO)*	0,19×10 ⁻⁴		

Tableau 2.1 : ratios volumiques typiques des principaux constituants de l'atmosphère (Liou, 1980).

L'atmosphère peut être divisée en plusieurs couches selon les discontinuités dans les variations de la température en fonction de l'altitude. De bas en haut, elles sont : la troposphère (0 jusqu'à 7-16 km), la stratosphère (8-15 km jusqu'à 50 km), la mésosphère (50-80 km), la thermosphère (80 jusqu'à 350-800 km) et l'exosphère (350-800 km jusqu'à 50000 km).

La troposphère est limitée par la tropopause qui se situe entre 13 et 16 km à l'équateur, mais entre 7 et 8 km aux pôles. Dans la troposphère, la température diminue lorsque l'altitude augmente avec typiquement un ratio de 6,5 °C/km. La troposphère concentre entre 80 et 90 % de la masse totale de l'air et la quasi-totalité de la vapeur d'eau dans l'atmosphère. Les nuages, les précipitations, les aérosols et la plupart des phénomènes météorologiques sont confinés dans cette couche. La stratosphère est caractérisée par une couche isotherme au niveau de la tropopause d'une épaisseur de plusieurs km et une augmentation de la température jusqu'à la stratopause, à environ 50 km.

L'ozone est présent principalement dans la stratosphère. L'absorption du rayonnement ultraviolet par l'ozone dans cette couche est la raison principale de cette augmentation de la température. Des couches fines d'aérosols qui persistent pendant une longue période peuvent être observées dans la stratosphère. Comme pour la troposphère, la température dans la mésosphère diminue quand l'altitude augmente de 50 à 80 km. Au-delà de 80 km jusqu'à plusieurs centaines de kilomètres se situe la thermosphère. Sa température varie de 500°K à 2000°K. La région ultrapériphérique de l'atmosphère au dessus de la thermosphère est appelée l'exosphère (Houghton, 1986).

2.2.2. Propagation du rayonnement dans l'atmosphère

2.2.2.1. Les molécules gazeuses

Le rayonnement solaire traversant l'atmosphère est diffusé et absorbé en même temps par les molécules gazeuses dans l'atmosphère.

Les longueurs d'onde du rayonnement solaire, dans son immense majorité comprise entre 0,3 µm et 4 µm, sont beaucoup plus grandes que la taille des molécules gazeuses dans l'atmosphère. La diffusion moléculaire se réfère donc à la diffusion de Rayleigh. L'intensité de rayonnement diffusé par les molécules est alors proportionnelle à λ^{-4} . Cela veut dire que les molécules gazeuses diffusent

d'autant plus que la longueur d'onde est petite. Ceci explique que le ciel clair est souvent bleu, car la lumière bleue est davantage diffusée par les molécules.

Dans l'atmosphère, le rayonnement solaire est principalement absorbé par les molécules O_2 , O_3 , N_2 , CO_2 , H_2O , O et N (cf. figure 2.9). Les molécules NO , N_2O , CO et CH_4 , qui sont en très petites quantités, et présentent également des spectres d'absorption.

Dans le domaine ultraviolet, tout rayonnement de longueur d'onde inférieure à $0,2 \mu m$ est absorbé par les molécules O_2 , N_2 , l'oxygène atomique et l'azote atomique dissociés par la réaction photochimique dans la mésosphère et thermosphère. L'oxygène absorbe faiblement l'ultraviolet entre $0,2$ et $0,3 \mu m$. Cette partie du spectre solaire est absorbée principalement par l'ozone dans la stratosphère et la mésosphère. Dans le spectre entre $0,3$ et $0,36 \mu m$, l'ozone absorbe faiblement le rayonnement. L'absorption du rayonnement dans le domaine ultraviolet est essentiellement due à la transition électronique des molécules d'oxygène et d'azote atomiques et d'ozone (Liou, 1980).

Dans le visible, l'absorption par les molécules gazeuses est très faible. Il existe une bande de faible absorption par l'ozone et l'oxygène vers 600 nm .

Dans le domaine de l'infrarouge, l'absorption est principalement due aux transitions de vibration et de rotation des molécules triatomiques telles que H_2O , O_3 et CO_2 . Il existe d'autres gaz minoritaires, tels que le CO , CH_4 , N_2O , qui également absorbent le rayonnement solaire infrarouge. Cependant, l'absorption de ces gaz est négligeable pour autant que le bilan thermique de l'atmosphère terrestre est concerné.

2.2.2.2. Les nuages

Un nuage est une masse visible constituée d'une grande quantité de gouttelettes d'eau ou de cristaux de glace en suspension dans l'atmosphère au dessus de la surface de la Terre. La formation de nuages est due à la condensation de vapeur d'eau qui se produit autour de certains types de microparticules solides (cristaux de sable ou de sel, suies volcaniques, particules de poussière, etc.). Les nuages sont souvent appelés brume ou brouillard lors qu'ils sont en contact avec le sol. Les nuages recouvrent en moyenne 68 % de la surface de la Terre et jouent un rôle très important dans le bilan radiatif terrestre (Rossow et Schiffer, 1999).

Les nuages peuvent être classifiés selon leurs positions et leurs caractéristiques. La classification des nuages par altitude d'occurrence propose cinq familles : les nuages *élevés*, *moyens*, *bas*, *moyens développement verticaux* et *grands développement verticaux*.

Les nuages *élevés* sont exclusivement des nuages composés par des cristaux de glace situés au dessus de 5 km . Les genres de ces nuages sont des *cirrus* (Ci), *cirrocumulus* (Cc), *cirrostratus* (Cs) (cf. figure 2.10) et aussi, de manière « informelle », les traînées de condensation des avions.

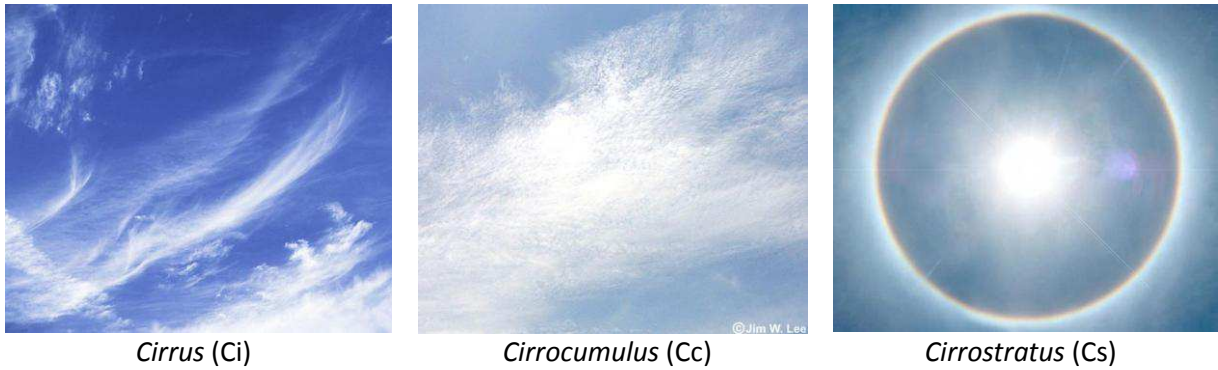


Figure 2.10 : les photos des nuages élevés (source NOAA/NASA)

Dans la famille de nuage *moyen* se situant entre 2 et 5 km, nous trouverons des *altocumulus* (Ac) et ou encore des *altostratus* (As) (cf. figure 2.11). Ils sont généralement formés de gouttelettes d'eau.

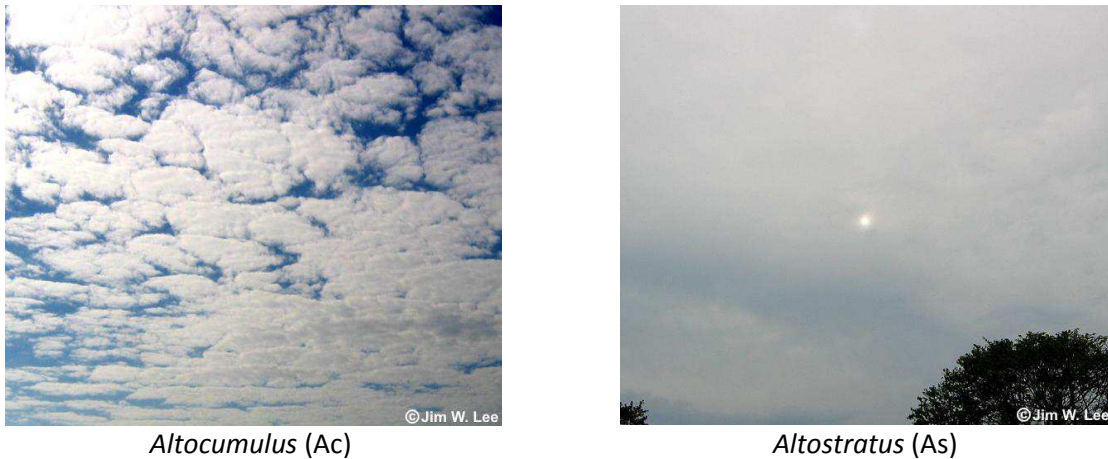


Figure 2.11 : les photos des nuages moyens (source NOAA/NASA)

Les nuages *bas* sont de type *stratocumulus* (Sc) et *stratus* (St) et se situent typiquement au dessus de 2 km (cf. figure 2.12). Ils sont aussi formés par les gouttelettes d'eau.



Figure 2.12 : les photos des nuages bas (source NOAA/NASA)

La quatrième famille correspond aux nuages *moyens développement vertical*, comme par exemple les *cumulus* (Cu) et les *nimbostratus* (Ns) (cf. figure 2.13). Ce sont des nuages dont la base est située

en dessous 3 km et dont le sommet peut atteindre 6 km. Le *cumulus* se forme généralement à basse altitude. Le *nimbostratus* se forme à partir de l'altostratus qui s'épaissit et dont la base s'approche du sol avec les précipitations.



Cumulus (Cu)



Nimbostratus (Ns)

Figure 2.13 : les photos des nuages moyens développement verticaux (source NOAA/NASA)

Le sommet des nuages de *grand développement vertical* s'élèvent quant à lui bien au-dessus de leur base. Il peut atteindre la tropopause, soit environ 9 km aux pôles et 17 km à l'équateur. Les nuages dans cette famille sont les *cumulonimbus* (Cb) et les *cumulus congestus* (Cu Con) (cf. figure 2.14). Les nuages comme *cumulonimbus* sont souvent composés de gouttelettes d'eau en bas, de cristaux de glace en haut et d'un mélange des deux au milieu.



Cumulonimbus (Cb)



Cumulus congestus (Cu Con)

Figure 2.14 : les photos des nuages de *grand développement vertical* (source NOAA/NASA)

Les tailles des particules constituant un nuage sont relativement importantes, de quelques micromètres à plusieurs centaines de micromètres. Elles diffusent le rayonnement solaire et produisent des phénomènes optiques fascinants. Cependant, leurs propriétés de diffusion dépendent peu de la longueur d'onde du rayonnement et dépendent fortement de leur taille et de leur forme. Par conséquent, les nuages apparaissent généralement blancs. L'absorption de rayonnement solaire par les nuages est négligeable.

L'épaisseur optique de nuage, noté τ , est une mesure d'atténuation de la lumière passant à travers l'atmosphère en raison de la dispersion et de l'absorption par les particules de nuage. Elle est définie comme le négatif du logarithme naturel de la fraction de rayonnement qui n'est pas diffusé ou absorbé sur un trajet du rayonnement. Cette grandeur est sans dimension. Si I_0 est l'intensité du

rayonnement incident et I est l'intensité sortant après un trajet donné, l'épaisseur optique pour ce trajet est donc définie par l'équation suivante :

$$\frac{I}{I_0} = e^{-\tau} \quad (2.17)$$

Généralement, chaque genre de nuage a une certaine échelle caractéristique de l'épaisseur optique (figure 2.15).

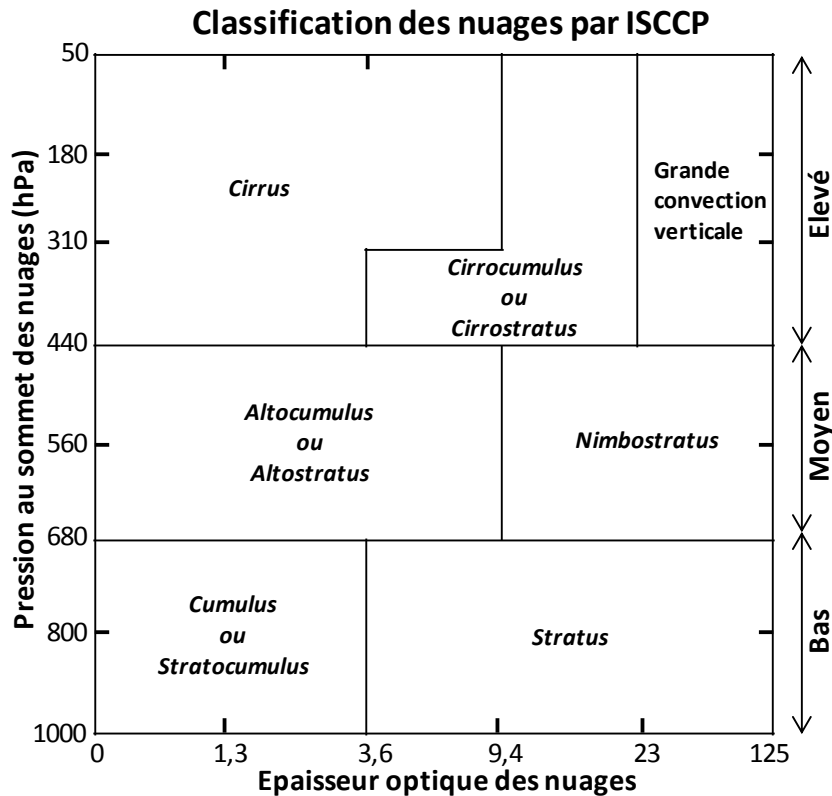


Figure 2.15 la classification des nuages proposée par le ISCCP (International Satellite Cloud Climatology Project).

Les différents genres de nuage ont des effets différents sur le rayonnement solaire. Les nuages élevés ou les sommets de *cumulonimbus* sont composés par des cristaux de glace. Ceci les distingue des autres nuages de gouttelette d'eau. L'effet de diffusion par les nuages à cristaux de glace est différent de celui des nuages à gouttelettes d'eau.

2.2.2.3. Les aérosols

Les aérosols atmosphériques sont généralement définis comme des petites particules solides ou liquides suspendues dans l'atmosphère, avec des diamètres de particules variant de 10^{-9} à 10^{-4} m. Cette limite inférieure de diamètre est équivalente à celle des molécules et des clusters moléculaires. La limite supérieure de diamètre est celle qui permet d'avoir une sédimentation rapide pour les aérosols. Au sens propre du terme, les nuages peuvent être considérés comme composés d'aérosols dans l'atmosphère (gouttelettes d'eau avec des diamètres de particules de l'ordre d'environ $10 \mu\text{m}$). Cependant, en science de l'atmosphère, le terme d'aérosol désigne traditionnellement des particules

en suspension qui contiennent une proportion importante de la matière condensée autre que l'eau ; les nuages sont alors considérés comme un phénomène distinct.

Les aérosols atmosphériques peuvent provenir d'une grande variété de sources naturelles et anthropiques. Les aérosols primaires sont directement émis sous forme de liquides ou de solides à partir des sources telles que la combustion de biomasse, la combustion incomplète des combustibles fossiles, les éruptions volcaniques, la suspension des poussières, le sel marin et les matériaux biologiques poussés par le vent ou liés au trafic. Les aérosols secondaires sont formés par la conversion de gaz en particules dans l'atmosphère : il s'agit alors de nouvelles particules formées par nucléation et condensation des gaz précurseurs.

Les particules fines de moins de $1\ \mu\text{m}$ de rayon proviennent exclusivement de condensation des gaz précurseurs. La figure 2.16 montre une composition typique des aérosols fins continentaux. Un gaz précurseur essentiel est l'acide sulfurique (H_2SO_4), qui est produit dans l'atmosphère par l'oxydation du dioxyde de soufre (SO_2) émis par la combustion de combustibles fossiles et les éruptions des volcans. Parce que la pression de vapeur saturante de H_2SO_4 sur la solution $\text{H}_2\text{SO}_4\text{-H}_2\text{O}$ est très faible, il se condense dans toutes les conditions atmosphériques et forme alors une particule de sulfate aqueuse. La composition de ces particules de sulfate peut alors être modifiée par condensation d'autres gaz à faible pression de vapeur saturante, y compris pour les gaz NH_3 , HNO_3 et les composés organiques (Jacob, 1999). Le carbone organique (Organic Carbon, OC) représente une fraction importante des aérosols fins et est formé principalement par la condensation des hydrocarbures à longue chaîne carbonée d'origine biogénique et anthropique. Une autre importante composante des aérosols est le carbone élémentaire, encore appelé carbone suie (Black Carbon, BC), présent sous la forme de microcristaux de graphite. Les particules de suie (soot) émises par les combustions incomplètes sont composées avant tout de carbones élémentaires et organiques.

Par ailleurs, l'action mécanique du vent sur la surface de la Terre entraîne la mise en suspension dans l'atmosphère de sel marin, de débris et poussières du sol et de végétation. Ces aérosols sont principalement constitués de particules grossières de rayon de 1 à $10\ \mu\text{m}$.

Comme les particules proviennent de différentes sources et processus, il existe à n'importe quel endroit dans l'atmosphère un mélange de particules de différentes origines (Hess et al. 1998), comme le cas présenté dans la figure 2.16

La composition typique des aérosols fins continentaux

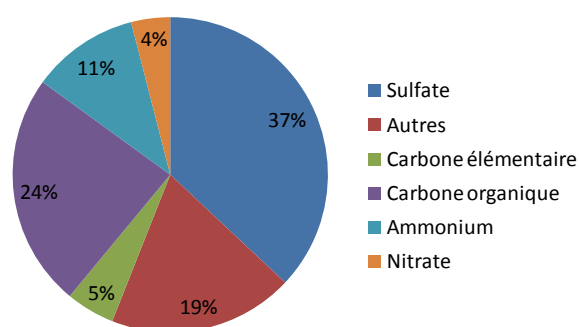


Figure 2.16 : composition typique des aérosols fins continentaux d'après Heintzenberg (1989)

Les aérosols fins sont trop petits pour se sédimenter à une vitesse significative et sont éliminés de l'atmosphère principalement par balayage des gouttelettes d'eau des nuages ou des gouttes de pluie.

Les aérosols grossiers dus à l'action du vent sont également éliminés par la pluie. En outre, ils sédimentent à une vitesse significative. Selon les propriétés des aérosols et les conditions météorologiques, les temps de séjour caractéristiques des aérosols dans l'atmosphère varient de quelques heures à plusieurs semaines (Poeschl, 2005).

La distribution de la concentration est temporellement et spatialement très variable. Dans la basse atmosphère (troposphère), les concentrations des particules totales en nombre et en masse varient généralement d'environ 10^2 à 10^5 cm^{-3} et de 1 à $100 \mu\text{g m}^{-3}$, respectivement. Au sein de la troposphère, la concentration d'aérosols dans la partie supérieure est en général de 1 à 2 ordres de grandeur plus faible que dans la partie inférieure.

La composition des aérosols affecte directement l'interaction des aérosols avec le rayonnement solaire. Les poussières minérales soulevées par le vent diffusent et absorbent le rayonnement en même temps. Le sel marin n'absorbe pas le rayonnement. Les aérosols sulfate et nitrate formés par la condensation des gaz précurseurs ont une forte capacité de diffusion. C'est principalement parce que, sous la présence de sulfate et nitrate, la taille de particules des aérosols atteint la même grandeur que la longueur d'onde de rayonnement solaire visible, permettant à ces aérosols de diffuser le rayonnement de manière efficace (Jacob, 1999). Le carbone organique influence le transfert radiatif dans l'atmosphérique à la fois par la diffusion et l'absorption. La composante du carbone élémentaire comprend des matériaux absorbants la lumière.

La visibilité atmosphérique est définie comme la distance à laquelle il est possible de distinguer clairement un objet. La diffusion du rayonnement solaire par les aérosols est le processus principal réduisant la visibilité dans la troposphère. En l'absence d'aérosols, notre portée visuelle serait d'environ 300 km, limitée par la diffusion par les molécules d'air.

En présence des aérosols, pour le ciel très clair, la visibilité est d'environ 60-100 km et pour le ciel avec une grande turbidité, la visibilité serait moins de 30 km (Jacob, 1999). La réduction de la visibilité est maximale pour une humidité relative élevée lorsque les aérosols se gonflent par l'absorption d'eau, en augmentant la section efficace de la diffusion : ce phénomène est connu sous le nom de brume sèche.

Comme pour les nuages, nous utilisons l'épaisseur optique pour mesurer le degré de transparence de l'air en présence des aérosols. Cependant, contrairement à l'épaisseur optique de nuage, l'épaisseur optique des aérosols dépend de la longueur d'onde du rayonnement. En fonction de la distribution de la taille des particules, la dépendance spectrale de l'épaisseur optique des aérosols est donnée par (Liou, 1980) :

$$\frac{\tau_\lambda}{\tau_{\lambda_0}} = \left(\frac{\lambda}{\lambda_0}\right)^{-\alpha} \quad (2.18)$$

où τ_λ est l'épaisseur optique à la longueur d'onde λ et τ_{λ_0} est l'épaisseur optique à la longueur d'onde de référence λ_0 . Le paramètre α est appelé l'exposant d'Ångström.

En principe, si l'épaisseur optique à une longueur d'onde et l'exposant d'Ångström α sont connues, l'épaisseur optique peut être calculée pour une autre longueur d'onde. En réalité, l'exposant d'Ångström α n'est pas constant et sa valeur dépend de la gamme de longueurs d'onde, par exemple les gammes de 0,35-0,5 μm et 0,5-0,8 μm proposées par OPAC (Optical Properties of Aerosols and Clouds, Hess et al., 1998).

Dans la pratique, nous mesurons l'épaisseur optique d'une couche des aérosols à deux longueurs d'onde différentes, et α est estimé à partir de ces mesures à l'aide de cette formule. L'épaisseur optique des aérosols peut alors être calculée à tous les autres longueurs d'onde, dans la gamme de validité de longueur d'onde.

L'exposant d'Ångström est une fonction décroissante de la taille moyenne des particules des aérosols. Plus les particules sont petites, plus l'exposant est grand.

2.2.2.4. La réflectance de la surface et de l'atmosphère

Les gaz atmosphériques, les nuages et les aérosols absorbent et diffusent le rayonnement solaire vers toutes les directions. Une partie de rayonnement est réfléchi vers l'espace cosmique. Une autre partie traverse l'atmosphère et atteint la surface de la terre. Le rayonnement solaire atteignant à la surface va ensuite être partiellement absorbé et réfléchi par les surfaces variées, telles que le sol, la neige, les cultures, les forêts, le sable et les surface de mer ou de lac. Le rayonnement réfléchi par la surface va être ensuite diffusé par l'atmosphère et une partie sera renvoyée vers la surface de la terre. Ce processus d'interaction entre la surface et l'atmosphère va continuer à l'infini. Ceci conduit à une augmentation du rayonnement diffus à la surface par rapport à une surface idéale absorbant tout rayonnement solaire incident.

Chaque type de surface a des propriétés optiques différentes. Un paramètre, appelé albédo ou blue-sky albédo dans les rapports de MODIS, Moderate-Resolution Imaging Spectroradiometer (Platnick, 2003), est souvent utilisé pour définir cette propriété.

L'albédo (ρ) est défini comme le rapport de l'éclairement diffusé par la surface vers toutes les directions ascendant (E^\uparrow) sur l'éclairement incident descendant sur la même surface (E^\downarrow) (cf. équation 2.19). C'est une variable clé pour le bilan d'énergie radiative, parce qu'elle contrôle en grande partie la quantité d'énergie solaire absorbée à la surface de la Terre.

$$\rho = \frac{E^\uparrow}{E^\downarrow} \quad (2.19)$$

L'albédo ρ est lié à la distribution de la réflectance bidirectionnelle (bidirectional reflectance distribution function, BRDF en anglais), qui décrit la réflectance anisotrope de surfaces naturelles. La BRDF est une propriété intrinsèque d'une surface et décrit la diffusion d'un faisceau parallèle de lumière incidente depuis une direction dans une autre direction. Elle est définie comme le rapport de la luminance spectrale observée dans un angle solide infinitésimal, dL_λ ($\text{W m}^{-2} \text{sr}^{-1} \mu\text{m}^{-1}$) sur l'éclairement spectral illuminant la surface dans un angle solide infinitésimal dE_λ ($\text{W m}^{-2} \mu\text{m}^{-1}$) (Nicodemus et al., 1977, Schaepman-Strub et al., 2006) :

$$BRDF_\lambda = \frac{dL_\lambda(\hat{\Omega}_r, \hat{\Omega}_i)}{dE_\lambda(\hat{\Omega}_i)} \quad (2.20)$$

où $\hat{\Omega}_r$ est la géométrie de l'observation définie par les angles zénithal et azimutal (θ_r, φ_r) (figure 2.17), et $\hat{\Omega}_i$ est la géométrie incidente définie par (θ_i, φ_i). Il est plus pratique de considérer le facteur de réflectance spectrale bidirectionnelle (bidirectional reflectance factor, BRF en anglais) comme montré par l'équation 2.21.

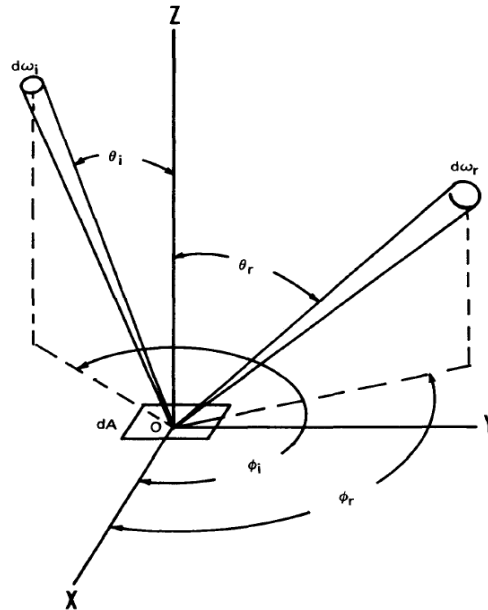


Figure 2.17 : géométrie du faisceau de rayonnement élémentaire incident et réfléchi (Nicodemus et al., 1977)

$$BRF_{\lambda}(\hat{\Omega}_r, \hat{\Omega}_i) = \pi BRDF_{\lambda} \quad (\text{sans unité}) \quad (2.21)$$

A partir de la BRF, nous pouvons faire l'intégration directionnelle-hémisphérique : c'est-à-dire intégrer le facteur suivant toutes les directions hémisphériques de l'observation. Le résultat de cette intégration est la réflectance directionnelle-hémisphérique (black-sky albedo en anglais, noté ρ_{bs}), comme présentée dans la figure 2.18-a :

$$\rho_{bs}(\Omega_i) = \frac{1}{\pi} \int_0^{2\pi} d\Phi_r \int_0^1 BRF_{\lambda}(\Omega_r, \Omega_i) \mu_r d\mu_r \quad (2.22)$$

où $\mu_r = \cos(\theta_r)$. Le terme μ_r dans l'intégration est pour prendre en compte la surface spécifique vue avec l'angle zénithal θ_r .

L'intégration bi-hémisphérique de BRF suivant les géométries d'observation et d'incidence donne la réflectance bi-hémisphérique, (white-sky albedo en anglais, noté ρ_{ws} , figure 2.18-b). Le ρ_{ws} correspond donc au résultat d'intégration du ρ_{bs} sur toutes les directions hémisphériques d'incidence :

$$\rho_{ws} = \frac{1}{\pi} \int_0^{2\pi} d\Phi_s \int_0^1 \rho_{bs}(\Omega_i) \mu_i d\mu_i \quad (2.23)$$

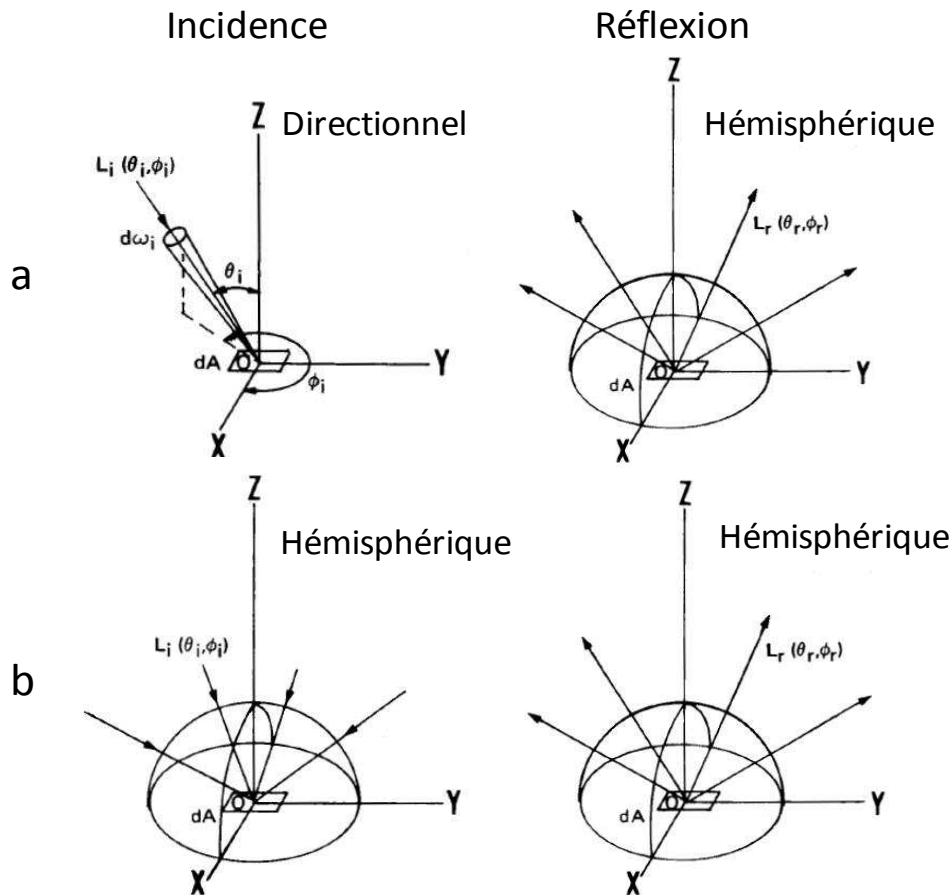


Figure 2.18 : a) réflectance directionnelle-hémisphérique ; b) réflectance bi-hémisphérique, d'après Nicodemus et al., 1977

Le ρ_{bs} est défini comme l'albédo, en l'absence de la composante diffuse et est fonction de l'angle zénithal solaire. Le ρ_{ws} est défini comme l'albédo en l'absence de la composante directe lorsque la composante diffuse est isotrope. Il est constant vis-à-vis de l'angle zénithal solaire. Les facteurs ρ_{bs} et ρ_{ws} représentent les cas extrêmes par l'illumination entièrement par l'éclairage direct et diffus. En réalité, la situation est souvent entre ces deux cas extrêmes. L'albédo en situation générale peut être estimée par (Privette et al., 2004, Lucht et al., 2000, Román et al., 2009) :

$$\rho_{\lambda}(\Omega_i) = (1 - D_{\lambda})\rho_{bs}(\Omega_i) + D_{\lambda} \cdot \rho_{ws} \quad (2.24)$$

où D_{λ} est la fraction de luminance de rayonnement diffus. Bien que des équations plus précises puissent être utilisées, de manière pratique avec une précision acceptable, nous utilisons cette combinaison linéaire.

L'atmosphère de la Terre diffuse le rayonnement réfléchi par la surface de la Terre, une partie de ce rayonnement diffusé retourne vers la surface. Ce phénomène augmente le rayonnement diffus à la surface par rapport à une situation fictive sans diffusion par l'atmosphère avec le même albédo du sol (cf. figure 2.19).

Pour quantifier la capacité de réflexion de l'atmosphère, nous utilisons la réflectance bi-hémisphérique de l'atmosphère (pour le rayonnement ascendant), aussi appelé l'albédo sphérique

(*spherical albedo* en anglais), noté S . Comme le ρ_{ws} , l'albédo sphérique de l'atmosphère ne varie pas selon l'angle zénithal solaire.

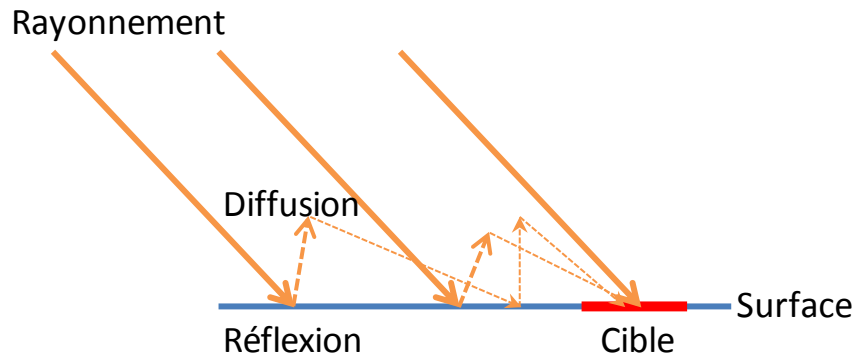


Figure 2.19 : augmentation de rayonnement diffus par l'interaction entre le sol et l'atmosphère

Avec l'albédo et l'albédo sphérique, nous pouvons calculer le rayonnement du sol d'albédo non nul à partir du rayonnement du sol de l'albédo nul (Vermote et al., 1997) :

$$E_{\rho} = E_{\rho=0}(1 + \rho S + (\rho S)^2 + (\rho S)^3 + \dots) = \frac{E_{\rho=0}}{1 - \rho S} \quad (2.25)$$

2.3. Les équations de transfert radiatif dans l'atmosphère

2.3.1. Forme générale et simplifications possibles

L'équation de transfert radiatif peut être obtenue à partir de l'équation de transport de Boltzmann pour les photons pour laquelle il est supposé que les interactions entre photons peuvent être négligées. Pour l'atmosphère avec de la diffusion inhomogène, l'équation générale du transfert radiatif sans spécifier un système de coordonnées est :

$$\frac{1}{c} \frac{\partial L_{\lambda}(\vec{r}, \hat{\Omega}, t)}{\partial t} + (\hat{\Omega} \cdot \vec{\nabla}) L_{\lambda}(\vec{r}, \hat{\Omega}, t) = -a_{\lambda} \rho_m L_{\lambda}(\vec{r}, \hat{\Omega}, t) + J_{\lambda}(\vec{r}, \hat{\Omega}, t) \quad (2.26)$$

où c est la vitesse de la lumière. $L_{\lambda}(\vec{r}, \hat{\Omega}, t)$ est la luminance à la position \vec{r} , dans la direction $\hat{\Omega}$ pour l'instant t . a_{λ} est le coefficient d'extinction. ρ_m est la masse volumique de l'atmosphère à la position \vec{r} (cf. figure 2.20).

Le premier terme de droite de l'équation représente l'atténuation du rayonnement due à l'absorption et la diffusion lors de la propagation de rayonnement à travers l'atmosphère. Le coefficient d'extinction a_{λ} est la somme des coefficients d'absorption (k) et de diffusion (σ) :

$$a_{\lambda} \rho_m L_{\lambda}(\vec{r}, \hat{\Omega}, t) = (k_{\lambda} + \sigma_{\lambda}) \rho_m L_{\lambda}(\vec{r}, \hat{\Omega}, t) \quad (2.27)$$

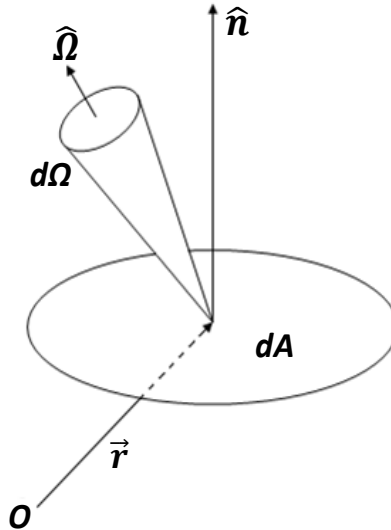


Figure 2.20 : schéma du flux d'énergie à travers d'une surface élémentaire dA , à la position \vec{r} dans un angle solide élémentaire $d\Omega$. $\hat{\Omega}$ est un vecteur directionnel unitaire.

Le deuxième terme à droite représente le renforcement de rayonnement par les sources locales ou par les photons diffusés de toutes les autres directions. La présence de ce terme signifie que l'équation de transfert radiatif n'est plus seulement une fonction des sources locales, mais aussi du champ de rayonnement atmosphérique entier. Ceci rend la solution de l'équation difficile à déterminer. Le terme source peut être écrit sous la forme suivante :

$$J_\lambda(\vec{r}, \hat{\Omega}, t) = \frac{\sigma_\lambda}{4\pi a_\lambda} \int_{4\pi} L_\lambda(\vec{r}, \hat{\Omega}_i, t) p(\lambda, \hat{\Omega}, \hat{\Omega}_i) d\hat{\Omega}_i + Q_\lambda(\vec{r}, \hat{\Omega}, t) \quad (2.28)$$

où $\hat{\Omega}_i$ est la direction incident de rayonnement pour le volume élémentaire dA . p est la fonction de phase.

Comme l'émission de rayonnement par l'atmosphère est négligeable dans le domaine spectral qui nous intéresse, le deuxième terme à droite $Q_\lambda(\vec{r}, \hat{\Omega}, t)$ est nul.

Le premier terme de gauche de l'équation représente la variation temporelle de luminance. Cependant, le champ de rayonnement peut être considéré comme indépendant du temps ou dans un état d'équilibre. Nous obtenons alors :

$$\frac{\partial L_\lambda(\vec{r}, \hat{\Omega}, t)}{\partial t} = 0 \quad (2.29)$$

Le deuxième terme à gauche représente le flux d'énergie pour le volume élémentaire. Il s'écrit sous différentes formes selon le système des coordonnées. En coordonnées cartésiennes, l'équation de transfert radiatif s'écrit :

$$\begin{cases} \frac{1}{a_\lambda \rho_m} \left(\cos\theta_x \frac{\partial}{\partial x} + \cos\theta_y \frac{\partial}{\partial y} + \cos\theta_z \frac{\partial}{\partial z} \right) L_\lambda(x, \hat{\Omega}) = -L_\lambda(x, \hat{\Omega}) + \frac{\sigma_\lambda}{4\pi a_\lambda} \int_{4\pi} L_\lambda(x, \hat{\Omega}_i) p(\lambda, \hat{\Omega}, \hat{\Omega}_i) d\hat{\Omega}_i \\ \frac{1}{a_\lambda \rho_m} \left(\cos\theta_x \frac{\partial}{\partial x} + \cos\theta_y \frac{\partial}{\partial y} + \cos\theta_z \frac{\partial}{\partial z} \right) L_\lambda(y, \hat{\Omega}) = -L_\lambda(y, \hat{\Omega}) + \frac{\sigma_\lambda}{4\pi a_\lambda} \int_{4\pi} L_\lambda(y, \hat{\Omega}_i) p(\lambda, \hat{\Omega}, \hat{\Omega}_i) d\hat{\Omega}_i \\ \frac{1}{a_\lambda \rho_m} \left(\cos\theta_x \frac{\partial}{\partial x} + \cos\theta_y \frac{\partial}{\partial y} + \cos\theta_z \frac{\partial}{\partial z} \right) L_\lambda(z, \hat{\Omega}) = -L_\lambda(z, \hat{\Omega}) + \frac{\sigma_\lambda}{4\pi a_\lambda} \int_{4\pi} L_\lambda(z, \hat{\Omega}_i) p(\lambda, \hat{\Omega}, \hat{\Omega}_i) d\hat{\Omega}_i \end{cases} \quad (2.30)$$

Pour simplifier la résolution de l'équation, l'atmosphère est souvent considérée comme étant verticalement et horizontalement stratifiée et homogène (Coakley and Chylek, 1975; Liou, 1980; Jiménez-Aquino and Varela, 2005). Cela réduit le nombre de dimensions spatiales de trois à une. Le vecteur $\hat{\Omega}$ peut aussi être remplacé par les angles zénithal θ et azimutal φ . L'équation s'écrit alors :

$$\begin{aligned} \cos\theta \frac{1}{a_\lambda \rho_m} \frac{dL_\lambda(z, \theta, \varphi)}{dz} \\ = -L_\lambda(z, \theta, \varphi) + \frac{\sigma_\lambda}{4\pi a_\lambda} \int_0^{2\pi} \int_0^\pi L_\lambda(z, \theta', \varphi') p(\lambda, \theta, \varphi, \theta', \varphi') d\theta' d\varphi' \end{aligned} \quad (2.31)$$

De manière pratique, nous introduisons une coordonnée verticale adimensionnelle qui prend en compte les propriétés optiques de l'atmosphère, l'épaisseur optique de l'atmosphère :

$$\tau(z) = \int_z^\infty a_\lambda dz', \quad \frac{d\tau}{dz} = -a_\lambda \quad (2.32)$$

Pour la simplification de l'écriture on utilise la notation suivante $\mu = \cos\theta$ et l'indice λ sera omis dans la suite. Nous obtenons alors :

$$\mu \frac{dL(\tau, \mu, \varphi)}{d\tau} = L(\tau, \mu, \varphi) - \frac{\omega(\lambda)}{4\pi} \int_0^1 \int_{-1}^1 L(\tau, \mu', \varphi') p(\lambda, \mu, \varphi, \mu', \varphi') d\mu' d\varphi' \quad (2.33)$$

où ω est l'albédo de simple diffusion, φ' et μ' sont l'angle azimutal et le cosinus de l'angle zénithal correspondant au rayonnement incident.

Selon Liou (1980), le flux radiatif a des propriétés de symétries angulaires. Par conséquent, l'influence de la variation angulaire de la luminance est faible :

$$\frac{1}{2\pi} \int_0^{2\pi} L(\tau, \mu, \varphi) d\varphi = L(\tau, \mu) \quad (2.34)$$

L'équation de transfert radiatif pour le rayonnement moyenné sur l'azimut est donnée par :

$$\mu \frac{dL(\tau, \mu)}{d\tau} = L(\tau, \mu) - \frac{\omega(\tau)}{2} \int_{-1}^1 L(\tau, \mu') p(\mu, \mu') d\mu' \quad (2.35)$$

Le rayonnement solaire peut être décomposé en deux composantes directe et diffuse. La première est le rayonnement qui arrive à la cible provenant de la direction du soleil. La composante diffuse est le rayonnement du aux photons qui proviennent de toutes les autres directions sur la cible. Le somme des deux parties est le rayonnement global :

$$L = L_{direct} + L_{diffus} \quad (2.36)$$

$$\mu \frac{dL_{direct}(\tau, \mu)}{d\tau} = L_{direct}(\tau, \mu) \quad (2.37)$$

d'où

$$L_{direct}(\tau, \mu) = E_0 \delta(\mu, -\mu_s) \exp\left(\frac{-\tau}{\mu_s}\right) \quad (2.38)$$

où δ est la fonction de Dirac. E_0 est l'éclairement extra-atmosphérique. μ_s est le cosinus de l'angle zénithal du rayonnement direct arrivant au sommet de l'atmosphère. Il faut noter que l'utilisation de la fonction Dirac est une définition simplificatrice, parce que le rayonnement arrivant au sommet de l'atmosphère a déjà une étendue angulaire de 16' environ.

Dans l'équation 2.38 nous utilisons μ positif pour désigner le rayonnement montant ($0^\circ < \theta < 90^\circ$), tandis que μ négatif indique le rayonnement descendant ($90^\circ < \theta < 180^\circ$). Par conséquent, les μ_s qui dénotent la composante du rayonnement solaire direct sont des valeurs négatives. Cependant, un μ_s positif a été employé par commodité, et $-\mu_s$ représente le fait que le rayonnement solaire direct est descendant.

Pour la luminance diffuse, l'équation s'écrit :

$$\begin{aligned} \mu \frac{dL_{diffus}(\tau, \mu)}{d\tau} &= L_{diffus}(\tau, \mu) - \frac{\omega}{4\pi} p(-\mu_s, \mu) E_0 \exp\left(\frac{-\tau}{\mu_s}\right) \\ &\quad - \frac{\omega}{2} \int_{-1}^1 L_{diffus}(\tau, \mu') p(\mu, \mu') d\mu' \end{aligned} \quad (2.39)$$

Le premier terme à droite représente la réduction de l'intensité de rayonnement diffus différentiel due aux phénomènes de diffusion et d'absorption par les particules. Le deuxième terme à droite représente l'augmentation de la luminance due à la diffusion de rayonnement direct. Le dernier terme à droite prend en compte la contribution du rayonnement diffus provenant de l'extérieur du volume élémentaire.

2.3.2. Résolution de l'équation de transfert radiatif

L'équation de transfert radiatif est de type intégral-différentiel, ce qui en rend la résolution analytique très difficile. C'est pour cela que nous utilisons souvent des méthodes d'approximation pour la résoudre.

Nous présenterons d'abord l'approximation « à deux flux » (*two-stream* en anglais) et « *delta-Eddington* » (Coakley and Chylek, 1975; Joseph and Wiscombe, 1976; Liou, 1980; Paris, 1985; Pereira et al., 2000; Jiménez-Aquino and Varela, 2005; Kylling et al., 2005).

C'est cette dernière méthode que nous utilisons dans la méthode Heliosat-4 pour calculer les effets des nuages sur le rayonnement solaire.

Ensuite, nous parlerons de la méthode des ordonnées discrètes qui est une méthode multi-flux. C'est aussi la méthode que nous choisissons dans le code de transfert radiatif libRadtran pour calculer le rayonnement par ciel clair.

2.3.2.1. Approximation Two-stream et delta-Eddington

Pour résoudre l'équation de transfert radiatif 2.39, le terme intégral doit être remplacé par la somme d'un nombre infini des points de quadrature. La luminance diffuse peut être approchée par les termes du polynôme de Legendre P_l , soit :

$$L_{diffus}(\tau, \mu) = \sum_{l=0}^N L_{diffusl}(\tau) P_l(\mu) \quad (2.40)$$

où $L_{diffusl}$ est le coefficient de l^{ème} polynôme P_l . De la même façon, la fonction de phase peut être aussi approchée par les termes du polynôme de Legendre :

$$p(\cos\theta) = \sum_{l=0}^N \tilde{\omega}_l P_l(\cos\theta) \quad (2.41)$$

où $\theta = (\hat{n}_i, \hat{n})$ est l'angle de diffusion. Les constantes $\tilde{\omega}_l$ sont déterminées à partir des propriétés d'orthogonalité des polynômes de Legendre :

$$\tilde{\omega}_l = \frac{2l+1}{2} \int_{-1}^1 p(\cos\theta) \cos\theta d\cos\theta \quad (2.42)$$

Lorsque $l = 0$, $\tilde{\omega}_0 = 1$, ceci représente la normalisation de la fonction de phase, c'est-à-dire l'intensité de rayonnement diffusé est uniforme dans toutes les directions autour de la particule. Lorsque $l = 1$, nous avons :

$$g = \frac{\tilde{\omega}_1}{3} = \frac{1}{2} \int_{-1}^1 p(\cos\theta) \cos\theta d\cos\theta \quad (2.43)$$

où g est le paramètre d'asymétrie.

Pour faciliter la résolution de l'équation, nous pouvons remplacer l'angle de diffusion θ par l'angle azimutal et le cosinus de l'angle zénithal :

$$\begin{aligned} \cos\theta &= \cos\theta \cos\theta' + \sin\theta \sin\theta' \cos(\varphi' - \varphi) \\ &= \mu\mu' + (1 - \mu^2)^{1/2} (1 - \mu'^2)^{1/2} \cos(\varphi' - \varphi) \end{aligned} \quad (2.44)$$

avec l'équation 2.44, la fonction de phase (2.41) devient :

$$p(\mu, \varphi, \mu', \varphi') = \sum_{l=0}^N \tilde{\omega}_l P_l(\mu\mu' + (1 - \mu^2)^{1/2} (1 - \mu'^2)^{1/2} \cos(\varphi' - \varphi)) \quad (2.45)$$

Ensuite, nous utilisons le théorème des harmoniques sphériques pour obtenir :

$$p(\mu, \varphi, \mu', \varphi') = \sum_{l=0}^N (2l - 1) g_l \left\{ P_l(\mu) P_l(\mu') + 2 \sum_{m=1}^l \frac{(l-m)!}{(l+m)!} P_l^m(\mu) P_l^m(\mu') \cos(m(\varphi' - \varphi)) \right\} \quad (2.46)$$

Enfin, pour le cas symétrique azimutal, nous obtenons :

$$p(\mu, \mu') = \int_0^{2\pi} p(\mu, \varphi, \mu', \varphi') d\varphi = \sum_{l=0}^N \tilde{\omega}_l P_l(\mu) P_l(\mu') \quad (2.47)$$

L'approximation *delta-Eddington* est obtenue pour le degré du polynôme de Legendre égal à 1 (N=1) à la fois pour la décomposition de la luminance diffuse $L_{diffus}(\tau, \mu)$ et de la fonction de phase $p(\mu, \mu')$:

$$L_{diffus}(\tau, \mu) = L_{diffus0}(\tau) + \mu L_{diffus1}(\tau) \quad (2.48)$$

$$p(\mu, \mu') = 1 + 3g\mu\mu' \quad (2.49)$$

En introduisant les équations 2.48 et 2.49 dans l'équation 2.39, nous avons :

$$\begin{aligned} & \mu \frac{d(L_{diffus0}(\tau) + \mu L_{diffus1}(\tau))}{d\tau} \\ &= (L_{diffus0}(\tau) + \mu L_{diffus1}(\tau)) \\ & - \frac{\omega}{4\pi} (1 - 3g\mu\mu_s) E_0 \exp\left(\frac{-\tau}{\mu_s}\right) - \omega (L_{diffus0}(\tau) + g\mu L_{diffus1}(\tau)) \end{aligned} \quad (2.50)$$

En intégrant l'équation 2.50 et l'équation 2.50 multipliée par μ sur μ , nous obtenons un système de deux équations différentielles suivantes :

$$\begin{cases} \frac{dL_{diffus1}}{d\tau} = 3(1 - \omega)L_{diffus0} - \frac{3\omega}{4\pi} E_0 \exp\left(\frac{-\tau}{\mu_s}\right) \\ \frac{dL_{diffus0}}{d\tau} = (1 - \omega g)L_{diffus1} + \frac{3\omega}{4\pi} g\mu_s E_0 \exp\left(\frac{-\tau}{\mu_s}\right) \end{cases} \quad (2.51)$$

Le principe de la méthode à deux flux est que le rayonnement diffus peut être décomposé en deux flux par unité de surface (éclairage) : éclairage montant E_{diffus}^+ et descendant E_{diffus}^- .

$$\begin{cases} E_{diffus}^+(\tau) = \int_0^{2\pi} \int_0^1 L(\tau, \mu, \varphi) \mu d\mu d\varphi = 2\pi \int_0^1 L(\tau, \mu) \mu d\mu \\ E_{diffus}^-(\tau) = \int_0^{2\pi} \int_{-1}^0 L(\tau, \mu, \varphi) \mu d\mu d\varphi = 2\pi \int_{-1}^0 L(\tau, \mu) \mu d\mu \end{cases} \quad (2.52)$$

avec les équations 2.48 et 2.49, le système 2.52 devient :

$$\begin{cases} E_{diffus}^+(\tau) = \pi(L_{diffus0}(\tau) + \frac{2}{3}L_{diffus1}(\tau)) \\ E_{diffus}^-(\tau) = \pi(L_{diffus0}(\tau) - \frac{2}{3}L_{diffus1}(\tau)) \end{cases} \quad (2.53)$$

Les solutions de système 2.51 permettent d'écrire le système 2.53 comme suite :

$$\begin{cases} E_{diffus}^+(\tau) = \pi \left[\left(1 - \frac{2p}{3}\right) C \exp(-\alpha\tau) + \left(1 + \frac{2p}{3}\right) D \exp(\alpha\tau) + \left(A - \frac{2B}{3}\right) \frac{E_0}{\pi} \exp\left(\frac{-\tau}{\mu_s}\right) \right] \\ E_{diffus}^-(\tau) = \pi \left[\left(1 + \frac{2p}{3}\right) C \exp(-\alpha\tau) + \left(1 - \frac{2p}{3}\right) D \exp(\alpha\tau) + \left(A + \frac{2B}{3}\right) \frac{E_0}{\pi} \exp\left(\frac{-\tau}{\mu_s}\right) \right] \end{cases} \quad (2.54)$$

avec

$$\alpha^2 = 3(1 - \omega)(1 - \omega g), P^2 = \frac{3(1 - \omega)}{1 - \omega g} \quad (2.55)$$

$$A = \frac{(3\omega\mu_s^2)(1 + g(1 - \omega))}{4(1 - \alpha^2\mu_s^2)}, B = \frac{3\omega\mu_s(1 + 3g(1 - \omega)\mu_s^2)}{4(1 - \alpha^2\mu_s^2)}$$

Les coefficients C et D sont déterminés à partir des conditions aux limites. Par exemple, nous pouvons supposer qu'il n'y pas de luminance diffuse descendante et montante au sommet et à la base d'une couche atmosphérique finie (figure 2.21) (ici, $-\mu$ désigne le rayonnement descendant) :

$$L_{diffus}(0, -\mu, \varphi) = 0 \quad (2.56)$$

$$L_{diffus}(\tau_1, \mu, \varphi) = 0 \quad (2.57)$$

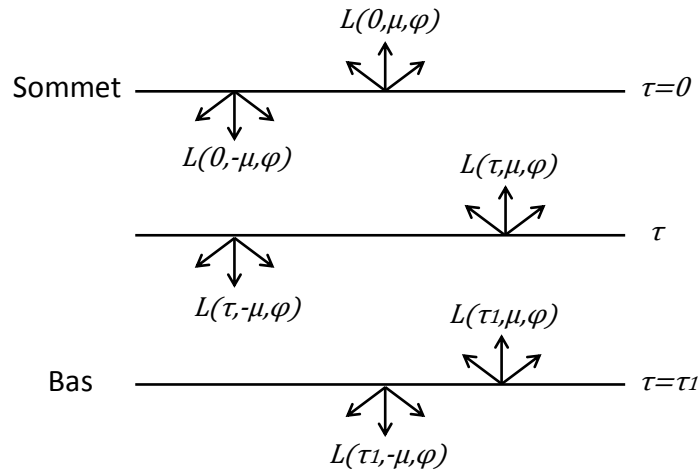


Figure 2.21 : luminance descendante et montante dans une couche atmosphérique finie.

Les approximations à deux flux et *delta-Eddington* ont une tendance à prédire le rayonnement avec des erreurs importantes quand l'épaisseur optique diminue (Shettle and Weinman, 1970).

Joseph et al. (1976) ont développé un ajustement empirique dans laquelle le pic vers l'avant de la fonction de phase a été pris en compte en redéfinissant le paramètre d'asymétrie, l'albédo de simple diffusion et l'épaisseur optique sous les formes suivantes :

$$\begin{aligned} \frac{g}{1+g} &\rightarrow g \\ \frac{(1-g^2)\omega}{(1-g^2\omega)} &\rightarrow \omega \\ (1-g^2\omega)\tau &\rightarrow \tau \end{aligned} \quad (2.58)$$

D'après Joseph et al. (1976), ces ajustements empiriques conduisent une amélioration considérable de la précision de résultats.

2.3.2.2. La méthode des ordonnées discrètes (DISORT)

La méthode des ordonnées discrètes (Discrete Ordinates Radiative Transfer, DISORT en anglais) est une méthode de multi-flux (2-stream, 4-stream ou plus). L'approximation d'ordonnées discrètes pour l'équation 2.39, est obtenue par l'approximation du terme intégral à droite de l'équation par une somme des polynômes qui transforme l'équation intégral-différentielle en un système d'équations différentielles ordinaires (Stamnes et al., 1981, Stamnes et al., 1988, Stamnes et al., 2000).

La première étape est la séparation de la dépendance vis à vis de l'angle azimutal φ . Pour ceci, nous développons la luminance $L(\tau, \mu, \varphi)$ en série de Fourier :

$$L(\tau, \mu, \varphi) = \sum_{m=0}^{2M-1} L^m(\tau, \mu) \cos m(\varphi_0 - \varphi) \quad (2.59)$$

où φ_0 est l'angle azimutal du rayonnement entrant une couche atmosphérique. La fonction de phase est développée comme dans l'approximation *delta-Eddington*, en polynôme de Legendre. Après utilisation du théorème des harmoniques sphériques (équation 2.46), nous obtenons 2M équations intégral-différentielles indépendantes, pour chaque composante azimutale de la luminance :

$$\mu \frac{dL^m(\tau, \mu)}{d\tau} = L^m(\tau, \mu) - \int_{-1}^1 D^m(\tau, \mu, \mu') L^m(\tau, \mu') d\mu' + Q^m(\tau, \mu) \quad (2.60)$$

où

$$D^m(\tau, \mu, \mu') = \frac{\omega(\tau)}{2} \sum_{l=m}^{2M-1} (2l+1) g_l(\tau) \frac{(l-m)!}{(l+m)!} P_l^m(\mu) P_l^m(\mu') \quad (2.61)$$

$$Q^m(\tau, \mu) = X_0^m(\tau, \mu) e^{-\tau/\mu_s} + \delta_{m0} Q^{(thermal)}(\tau) \quad (2.62)$$

$$X_0^m(\tau, \mu) = \frac{\omega(\tau) I_0}{4\pi} (2 - \delta_{m0}) \sum_{l=m}^{2M-1} (-1)^{l+m} (2l+1) g_l(\tau) \frac{(l-m)!}{(l+m)!} P_l^m(\mu) P_l^m(\mu_s) \quad (2.63)$$

$$\delta_{m0} = \begin{cases} 1 & \text{si } m = 0 \\ 0 & \text{autrement} \end{cases}$$

Par l'approximation des termes intégraux par les méthodes de quadrature de Gauss, nous obtenons l'équation 2.64 :

$$\mu_i \frac{dL^m(\tau, \mu_i)}{d\tau} = L^m(\tau, \mu_i) - \sum_{\substack{j=-N \\ j \neq 0}}^N w_j D^m(\tau, \mu_i, \mu_j) L^m(\tau, \mu_j) + Q^m(\tau, \mu_i) \quad (2.64)$$

où w_j est le $j^{\text{ème}}$ coefficient (ou poids) de la quadrature de Gauss. μ_i est la $j^{\text{ème}}$ coordonné de la quadrature. $L^m(\tau, \mu_i)$ est la $m^{\text{ème}}$ composante azimutale de la luminance suivant la direction μ_i .

Chaque μ_i est appelé un « flux » (« stream » en anglais) et nous appelons ceci « l'approximation de 2N-flux ».

Cependant, dans une atmosphère verticalement inhomogène, le coefficient D^m est fonction de l'épaisseur optique de l'atmosphère τ .

Nous avons donc un système de 2N équations différentielles couplées avec les coefficients non-constants, pour lequel il n'y a pas de solutions analytiques. Pour obtenir les solutions analytiques, nous supposons que l'atmosphère est composée de plusieurs couches adjacentes et homogènes. L'albédo de simple diffusion et la fonction de phase sont supposés constants dans chaque couche, mais peuvent varier d'une couche à l'autre.

Nous pouvons ensuite écrire le système de 2N équations différentielles 2.64 de manière compacte en supposant que les quadratures satisfont $\mu_{-i} = -\mu_i$ et $w_{-i} = w_i$ dans chaque couche :

$$\frac{d}{d\tau} \begin{bmatrix} L^+ \\ L^- \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} -\alpha & -\beta \\ \beta & \alpha \end{bmatrix} \begin{bmatrix} L^+ \\ L^- \end{bmatrix} - \begin{bmatrix} Q'^+ \\ Q'^- \end{bmatrix} \quad (2.65)$$

avec

$$\begin{aligned} L^\pm &= \{L^m(\tau, \pm\mu_i)\} \quad (i = 1, \dots, N) \\ Q'^\pm &= M^{-1}Q^\pm \\ Q^\pm &= \{Q^m(\tau, \pm\mu_i)\} \quad (i = 1, \dots, N) \\ M &= \{\mu_i \delta_{ij}\} \quad (i, j = 1, \dots, N) \\ \alpha &= M^{-1}\{D^+W - \zeta\} \\ \beta &= M^{-1}D^-W \\ W &= \{w_i \delta_{ij}\} \quad (i, j = 1, \dots, N) \\ D^+ &= \{D^m(\mu_i, \mu_j)\} = \{D^m(-\mu_i, -\mu_j)\} \quad (i, j = 1, \dots, N) \\ D^- &= \{D^m(-\mu_i, \mu_j)\} = \{D^m(\mu_i, -\mu_j)\} \quad (i, j = 1, \dots, N) \end{aligned} \quad (2.66)$$

où ζ est la matrice unité.

Ici, nous supposons que μ est positive et $-\mu$ désigne le rayonnement descendant.

Nous allons ensuite trouver :

$$\begin{bmatrix} \alpha & \beta \\ -\beta & -\alpha \end{bmatrix} \begin{bmatrix} G^+ \\ G^- \end{bmatrix} = k \begin{bmatrix} G^+ \\ G^- \end{bmatrix} \quad (2.67)$$

qui est un système d'équations algébriques déterminant les valeurs propres k et les vecteurs propres G^\pm pour le système d'équations homogènes (2.65 avec $Q'=0$). Les solutions homogènes du système sont alors sous la forme suivante :

$$L^{\pm} = G^{\pm} e^{-k\tau} \quad (2.68)$$

Les solutions générales du système (2.65) consistent la combinaison linéaire de toutes les solutions homogènes plus les solutions particulières pour la fonction de source.

$$L^{\pm} = \sum_{j=1}^N C_j^{\pm} G_j^{\pm} e^{\mp k_j \tau} + Z_0^{\pm} e^{-\tau/\mu_0} \quad (j = 1, \dots, N) \quad (2.69)$$

où C_j^{\pm} sont les constantes de l'intégration pour $\pm\mu_i$. Les vecteurs de la solution particulière Z_0^{\pm} sont déterminés par remplacer $Z_0^{\pm} e^{-\tau/\mu_0}$ et résoudre les équations matricielles résultantes. Les 2N constantes C_j^{\pm} sont ensuite déterminées à partir des conditions aux limites au sommet et au bas de couche atmosphérique.

2.3.3. La méthode k-corrélée pour la résolution spectrale

Le calcul du transfert du rayonnement monochromatique à travers l'atmosphère suivi par l'intégration de l'éclairement transmis sur le spectre solaire fournit le meilleur calcul du rayonnement solaire transmis par l'atmosphère. Ces calculs raie par raie sont cependant coûteux en calcul (Mayer and Kylling, 2005), en particulier lorsque la diffusion est considérée.

Pour surmonter ces difficultés, le spectre solaire est souvent divisé en un ensemble d'intervalles spectraux et en calculant une transmittance moyenne pour chaque intervalle en utilisant les résultats monochromatiques de code de raie par raie pour un ensemble de conditions atmosphériques. Les transmittances moyennes sont ensuite utilisées dans les calculs de transfert radiatif, ce qui élimine les calculs raie par raie. Une méthode pour obtenir la transmittance moyenne pour un intervalle spectral est l'ajustement d'une somme de fonctions exponentielles aux données de transmittance en fonction de la quantité d'absorbeur pour cet intervalle spectral. Nous avons donc :

$$T = \sum_i a_i e^{-k_i u} \quad (2.70)$$

où T est la transmittance moyenne pour un intervalle spectral donné, a_i et k_i sont deux paramètres libres à ajuster aux données. u est la quantité d'absorbeur intégré sur le trajet, donné par :

$$u = \int_0^r \rho_m dr \quad (2.71)$$

L'atmosphère est supposée être stratifiée et composée de couches planes parallèles homogènes. Le rayonnement direct traversant une couche et intégré sur un intervalle spectral entre λ_1 et λ_2 est :

$$\bar{E}_u \Delta\lambda = \int_{\lambda_1}^{\lambda_2} E_{\lambda_0}(u) e^{-k(\lambda)u} d\lambda \quad (2.72)$$

où \bar{E}_u est l'éclairement moyen par unité de longueur d'onde pour l'intervalle spectral donné. E_{λ_0} est l'éclairement au sommet de l'atmosphère pour la longueur d'onde λ . k est la section efficace d'absorption pour un absorbeur. Comme la section efficace change rapidement selon la longueur

d'onde, il faut environ 10^5 calculs monochromatiques pour le code raie par raie pour effectuer l'intégration sur le spectre solaire.

Une autre méthode pour obtenir la transmittance moyenne pour un intervalle spectral est la méthode k-corrélée (Kato et al., 1999). Cette méthode introduit une fonction de distribution de la section efficace d'absorption, $f(k)$, dans un intervalle spectral donné, qui définit la probabilité d'occurrence d'une section efficace d'absorption. La fonction de distribution est normalisée comme suit :

$$\int_0^{\infty} f(k) = 1 \quad (2.73)$$

Le spectre solaire est divisé en petits intervalles spectraux sans chevauchement, de sorte que le rayonnement solaire au sommet de l'atmosphère est à peu près constant sur chaque intervalle. Nous définissons la transmittance moyenne $T(u)$ pour un intervalle donné telle qu'elle satisfait l'équation suivante :

$$\bar{E}_u \Delta\lambda = \bar{E}_0 T(u) \Delta\lambda = \bar{E}_0 \int_{\lambda_1}^{\lambda_2} e^{-k(\lambda)u} d\lambda \quad (2.74)$$

Nous pouvons ensuite écrire la transmittance moyenne par :

$$T(u) = \int_0^{\infty} f(k) e^{-ku} dk \quad (2.75)$$

En définissant la fonction de répartition $g(k)$ comme :

$$g(k) = \int_0^k f(k') dk' \quad (2.76)$$

la transmittance moyenne devient :

$$T(u) = \int_0^1 e^{-k(g)u} dg \quad (2.77)$$

Par définition, la fonction de répartition augmente de façon monotone de 0 à 1, en fonction de k . Quand on inverse la fonction de répartition de telle sorte que k est exprimée en fonction de la probabilité cumulative, la fonction résultante, $k(g)$, est également une fonction monotone. La limite de l'intégration de l'équation (2.77) est de 0 à 1 au lieu de 0 à l'infini ou à la valeur maximale de la section efficace d'absorption pour l'intervalle spectral concerné. Par conséquent, les limites de l'intégration sont les mêmes pour tous les intervalles spectraux et sont indépendants de la condition atmosphérique. Les méthodes de quadrature de Gauss sont ensuite adoptées pour intégrer l'équation (2.77) d'une manière approximative :

$$T(u) = \sum_{j=1}^n a_j e^{-k(g_j)u} \quad (2.78)$$

où $k(g_j)$ est la section efficace au point de quadrature g_j . a_j est le coefficient de quadrature. Le nombre de point de quadrature n peut être réduit à quelques dizaines dépendant du besoin de la précision pour la transmittance moyenne.

La méthode k-corrélée suppose que la section efficace d'absorption à la longueur d'onde λ se trouve toujours dans le même intervalle Δg , indépendant des variations de la pression, température et concentration des absorbeurs. Avec cette approximation, nous pouvons ensuite écrire la transmittance pour deux couches homogènes comme :

$$T_{gaz1} = \sum_{j=1}^n a_j e^{-\{k_1(g_j)u_1 + k_2(g_j)u_2\}} \quad (2.79)$$

En supposant que les absorptions par les différents absorbeurs sont indépendantes, nous avons ensuite :

$$T = T_{gaz1} \times T_{gaz2} \times \dots \quad (2.80)$$

où T est la transmittance totale pour la couche. T_{gaz1} et T_{gaz2} sont les transmittances de la couche dues aux absorbeurs 1 et 2 respectivement.

La forme finale de la transmittance pour l'atmosphère composée de m couches homogènes pour un intervalle donné est :

$$T_{\lambda_i} = \sum_{j_1=1}^{n_1} \sum_{j_2=1}^{n_2} \dots \{ (a_{j_1} a_{j_2} \dots) e^{-\sum_{l=1}^m [k_{1l}(g_{j_1})u_{1l} + k_{2l}(g_{j_2})u_{2l} + \dots + \tau_l]} \} \quad (2.81)$$

où τ_l est la somme des épaisseurs optiques dues aux diffusions par les molécules, aérosols et nuages pour la couche l . Les indices 1 est 2 indiquent les différents gaz absorbeurs.

La méthode k-corrélée proposée par Kato et al. (1999) divise le spectre solaire en 32 intervalles spectraux (tableau 2.2) en suivant de près les bandes d'absorption les plus importantes liées à la vapeur d'eau, le dioxyde de carbone, l'oxygène et l'ozone pour que chaque forte bande d'absorption se trouve dans un intervalle spectral.

Numéro de la bande	Largeur de la bande (μm)	Longueur d'onde centrale (μm)	Numéro de la bande	Largeur de la bande (μm)	Longueur d'onde centrale (μm)
1	0,240 - 0,272	0,256	17	0,704 - 0,743	0,724
2	0,272 - 0,283	0,278	18	0,743 - 0,791	0,767
3	0,283 - 0,307	0,295	19	0,791 - 0,844	0,818
4	0,307 - 0,328	0,317	20	0,844 - 0,889	0,867
5	0,328 - 0,363	0,345	21	0,889 - 0,975	0,932
6	0,363 - 0,408	0,385	22	0,975 - 1,046	1,010
7	0,408 - 0,452	0,430	23	1,046 - 1,194	1,120
8	0,425 - 0,518	0,485	24	1,194 - 1,516	1,355
9	0,518 - 0,540	0,529	25	1,516 - 1,613	1,565
10	0,540 - 0,550	0,545	26	1,613 - 1,965	1,789
11	0,550 - 0,567	0,558	27	1,965 - 2,153	2,059
12	0,567 - 0,605	0,586	28	2,153 - 2,275	2,214
13	0,605 - 0,625	0,615	29	2,275 - 3,001	2,639
14	0,625 - 0,667	0,645	30	3,001 - 3,635	3,319
15	0,667 - 0,684	0,675	31	3,635 - 3,991	3,813
16	0,684 - 0,704	0,694	32	3,991 - 4,606	4,298

Tableau 2.2 : les bandes spectrales de Kato et al. (1999).

2.4. Les codes de transfert radiatif (CTR)

Il existe plusieurs codes de calcul basés sur les différentes méthodes pour résoudre les équations de transfert radiatif comme par exemple LowTran (Low Altitude Atmospheric Transmission, Anderson et al., 1995), ModTran (Moderate spectral resolution atmospheric Transmittance, Anderson et al., 1995; Cojan, 1995; Kneizys et al., 1996), FasCod (Fast Atmosphere Signature Code, Anderson et al., 1995; Cojan, 1995), SBDART (Santa Barbara DISORT Atmospheric Radiative Transfer, Ricchiuzzi et al., 1998), 6S (Second Simulation of the Satellite Signal in the Solar Spectrum, Vermote et al., 1997, seulement pour ciel clair), LibRadtran (Library for Radiative Transfer, Mayer and Kylling, 2005).

Parmi tous ces CTRs, nous utiliserons libRadtran dans nos études parce qu'il est bien connu (Bernhard et al., 2002; Bais et al., 2003; Balis et al., 2004; Mueller et al., 2004; Bais et al., 2005; Kylling et al., 2005; Ineichen, 2006; Lohmann et al., 2006; Thiel et al., 2007). Ce code consiste en plusieurs moyens de résolution de l'équation de transfert radiatif et se révèle être très flexible à utiliser pour différents types de calcul.

2.4.1. Méthodes de résolution des équations de transfert radiatif

L'outil principal de libRadtran s'appelle *uvspec* qui consiste en plusieurs méthodes de résolution des équations de transfert radiatif. Les entrées du programme *uvspec* sont les constituants atmosphériques comme les propriétés de gaz atmosphériques, aérosols et de nuages. Les propriétés d'absorption et de diffusion de ces constituants proviennent de l'algorithme ou la base de données de libRadtran et *uvspec* ou elles sont fournies par les utilisateurs. Les différentes méthodes de résolution des équations de transfert radiatif disponibles dans *uvspec* sont :

- *Discrete Ordinate Radiative Transfer solver* (DISORT) : une méthode multi-flux unidimensionnelle pour l'atmosphère stratifiée composée par les couches planes parallèles. Il existe plusieurs choix de différentes versions de DISORT selon les modifications et les améliorations sur la représentation de la fonction de phase et la fonction BRDF ;
- Pseudo-spherical DISORT : l'extension du solveur DISORT pour la géométrie pseudo-sphérique (Dahlback and Stamnes, 1991) ;
- Méthodes de résolution des équations de transfert radiatif à deux flux : La méthode proposée par Kylling et al. (1995) et l'approximation Delta-Eddington présenté par Zdunkowski et al. (2007). Ces méthodes ne peuvent pas calculer la luminance comme les solveurs multi-flux DISORT ;
- PolRadtran (Polarized Radiative Transfer model distribution) (Evans and Stephens, 1991) : la méthode à deux-flux unidimensionnelle avec la polarisation.
- Méthode tridimensionnelle de résolution des équations de transfert radiatif : MYSTIC (Monte Carlo for the physically correct tracing of photons In cloudy atmospheres) (Mayer, 2009) développé pour calculer l'éclairement et la luminance dans l'atmosphère de couche plane parallèle tridimensionnelle. Les effets tridimensionnels des nuages peuvent être mieux pris en compte. Ainsi, la fonction de phase est aussi mieux représentée.

Pour la résolution spectrale de ces équations de transfert radiatif, il existe quatre choix :

- la méthode de calcul spectral (domaine ultraviolet et visible) : calcul de la transmittance atmosphérique avec une résolution modérée, puis multiplier avec l'éclairement extraterrestre de haute résolution spectrale (0,1 nm intervalle) pour avoir une haute résolution spectrale (0,1 nm) (Mayer et al., 2011).
- la méthode de calcul « raie par raie » : dans l'infrarouge, les spectres d'absorption moléculaire sont caractérisés par des milliers de raies d'absorption très étroites. La méthode « raie par raie » est un moyen pour avoir plus de détails sur les spectres d'absorption. Cependant, le calcul « raie par raie » est beaucoup trop lent.
- les méthodes de calcul « k-corrélés » (Kato et al., 1999, Fu et Liou, 1992b, Kratz et Varanasi, 1995) : différentes versions sont disponibles (Kato et al., 1999 ; Fu and Liou, 1992, 1993, Kratz (1995), Kato, 2003).
- la méthode de calcul « pseudo-spectral » ou modèle de bandes : adapté du modèle analytique d'absorption moléculaire de LOWTRAN/SBDART (Ricchiuzzi et al., 1998). La gamme spectrale comprend tout spectre solaire avec une résolution de 5 nm en domaine visible et 200 nm en infrarouge thermique.

2.4.2. Les paramètres atmosphériques

Le profil atmosphérique peut être précisé par l'utilisateur. Ainsi, *uvspec* fournit six modèles standards atmosphériques (Anderson et al., 1986) :

- Le modèle « *tropical* »
- le modèle « *midlatitude summer* »
- le modèle « *midlatitude winter* »
- le modèle « *subarctic summer* »
- le modèle « *subarctic winter* »
- le modèle « *U.S. Standard Atmosphere 1976* ».

Les propriétés des aérosols peuvent être définies par l'utilisateur comme par exemple l'épaisseur optique des aérosols, le coefficient d'Ångström, la distribution de la taille des particules, la nature de la diffusion. Le type des aérosols est défini soit par le model de Shettle (1989), soit par celui proposé par Hess et al. (1998), nommé OPAC (*Optical Properties of Aerosols and Clouds*).

Pour le modèle de Shettle (1989), deux domaines d'altitude sont considérés :

- 0 km-2 km : les types des aérosols : rural, maritime, urbain et troposphérique ;
- au-dessus de 2 km : les types d'aérosol : volcanique, volcanique aigu et volcanique extrême.

En plus, deux profils, celui de printemps-été et celui d'automne-hiver ainsi que la visibilité peuvent être spécifiés par l'utilisateur.

Pour le modèle OPAC, 9 modèles d'aérosols typiques composés par différentes espèces peuvent être choisis par l'utilisateur (Hess et al., 1998) :

- continental propre : les aérosols typiques des régions continentales rurales, sans ou avec très faibles influences anthropiques et par conséquent moins de $0,1 \text{ mg/m}^3$ de suie.
- continental moyen : les aérosols des zones continentales sous influences anthropiques. Par conséquent, il contient de la suie et une plus grande quantité des constituants insolubles et solubles dans l'eau.
- continental pollué : pour les zones fortement polluées par les activités humaines. La quantité de suie est de 2 mg/m^3 et la masse volumique de substances hydrosolubles est plus du double que pour les aérosols de type « continental average ».
- urbain : ce type d'aérosol représente une forte pollution dans les zones urbaines. La masse volumique de suie est de $7,8 \text{ mg/m}^3$, et la masse volumique des constituants solubles et insolubles dans l'eau est environ deux fois celle de l'aérosol « continental polluted » qu'on trouve dans les zones centrales des grandes villes.
- maritime propre : est pour représenter les conditions maritimes non perturbées éloignées et sans suie, mais avec une certaine quantité d'aérosol hydrosoluble.
- maritime pollué : se réfère aux aérosols dans un environnement maritime sous l'influence anthropique avec des quantités très variables de suie ($0,3 \text{ mg/m}^3$) et de particules hydrosoluble d'origine anthropique ($7,6 \text{ mg/m}^3$). Les composants du sel marin sont maintenus inchangés par rapport aux aérosols « maritime clean ».
- maritime tropical : aérosols avec une faible densité de substance hydrosoluble. Nous supposons également une vitesse de vent faible (5 m/s) et donc une densité plus faible de sel marin.
- Désertique : utilisés pour décrire des aérosols sur tous les déserts du monde.
- Antarctique : aérosols peuvent être trouvés sur le continent antarctique. Il est principalement constitué de gouttelettes de sulfate mais aussi de particules minérales et de particules de sel marin. La composition fournie ici est valable pour les conditions estivales.

Un nuage peut être défini par plusieurs paramètres : son épaisseur optique, sa phase de nuage (gouttelettes d'eau ou cristaux de glace), le rayon effectif des particules au sein du nuage, la quantité d'eau liquide, sa position verticale, etc. Avec *uvspec*, le nuage peut être composé de plusieurs couches planes homogènes avec les différents paramètres mentionnés ci-dessus.

Chapitre 3 : Une équation générale pratique pour le calcul rapide de l'éclairement solaire incident au sol

3.1. Les objectifs

Les travaux présentés par Oumbe (2009) ont montré une possibilité de séparer le calcul de transfert radiatif dans l'atmosphère en deux parties (équation 1.1). Cette séparation donne plusieurs avantages comme le traitement séparé des paramètres de ciel clair et de ciel nuageux qui ont des caractéristiques différentes, et la modélisation modulaire du transfert radiatif dans l'atmosphère.

Cependant, son domaine de validité n'est pas clairement défini pour un niveau de précision donné. L'un des objectifs de cette thèse est de définir le domaine de validité de la séparabilité. Ce résultat est indépendant de la méthode Heliosat-4 elle-même et est donc d'une grande portée pratique dans le cas général.

L'indice de ciel clair Kc prend en compte l'influence des nuages sur le rayonnement incident. *A priori*, Kc varie avec les propriétés de ciel clair à cause des interactions entre les nuages, la surface et les autres constituants atmosphériques. Les équations 1.6 et 1.7 peuvent être écrites comme :

$$\begin{aligned} G &= Gc(\theta_s, \rho_g, Pc)Kc(\theta_s, \rho_g, Pc, P_{nuage}) \\ B &= Bc(\theta_s, Pc)Kcb(\theta_s, Pc, P_{nuage}) \end{aligned} \quad (3.1)$$

où Pc désigne les paramètres liés aux propriétés de l'atmosphère par ciel clair (aérosols, vapeur d'eau, ozone, et autres gaz), et P_{nuage} désigne les paramètres liés aux propriétés des nuages : épaisseur optique, phase, et propriétés géométriques comme par exemple les hauteurs des bases et sommets.

Le premier objectif de ce chapitre est de quantifier les erreurs introduites par le découplage des effets de l'atmosphère claire de ceux dus aux nuages, c'est-à-dire des erreurs faites si nous négligeons les paramètres de ciel clair, Pc , dans le terme Kc de l'équation 3.1, soit :

$$\begin{aligned} G &\approx Gc(\theta_s, \rho_g, Pc)Kc(\theta_s, \rho_g, P_{nuage}) \\ B &\approx Bc(\theta_s, Pc)Kcb(\theta_s, P_{nuage}) \end{aligned} \quad (3.2)$$

Le deuxième objectif est de quantifier les erreurs introduites en substituant la position géométrique réelle des nuages (i.e. ses hauteurs de base et de sommet) par des positions géométriques typiques des nuages dans P_{nuage} .

3.2. Les choix des cas étudiés

L'approche adoptée, de type Monte-Carlo, consiste à créer un grand ensemble de valeurs décrivant les propriétés de l'atmosphère, des nuages et de la surface qui soit statistiquement représentatif des conditions réelles de chaque propriété, et à extraire au hasard de cet ensemble de nombreuses combinaisons possibles. Chaque combinaison correspond à l'entrée d'un CTR, ce qui donne un ensemble correspondant d'éclairements G , D , B , G_c , B_c et d'indices K_c et K_{cb} .

Nous analysons ensuite cet ensemble afin de quantifier les erreurs causées par la non-prise en compte d'un ou plusieurs paramètres d'entrée du CTR. De cette manière, nous étudions l'influence des propriétés de ciel clair sur K_c par ciel nuageux et nous avons quantifié les erreurs sur l'éclairement causées par l'utilisation de cette approximation.

Nous allons plus loin en étudiant l'influence des hauteurs de la base et du sommet du nuage sur l'éclairement. Une influence très faible voudrait dire que ces paramètres peuvent être négligés.

L'étude est basée sur l'utilisation du CTR libRadtran avec la méthode DISORT pour résoudre les équations de transfert radiatif. Les entrées du modèle sont les constituants atmosphériques comprenant les différents gaz, aérosols et nuages. Nous supposons que l'atmosphère et les nuages sont plans, parallèles et d'extension horizontale infinie.

Les valeurs prises pour l'angle zénithal solaire θ_s , l'albédo du sol et les sept variables décrivant l'atmosphère claire, qui sont montrés être importants pour le calcul de l'éclairement solaire par Oumbe (2009), sont rapportées dans le tableau 3.1.

La distribution statistique de chaque variable décrivant l'atmosphère claire a été prise en compte. Les lois statistiques et les paramètres associés ont été déterminés pour chaque variable d'après les analyses i) de la littérature scientifique, ii) des ré-analyses météorologiques du projet européen MACC, iii) des observations des propriétés des aérosols effectuées dans le réseau d'AERONET, et iv) des valeurs de contenu en ozone fournies par la mission NASA/OMI (Ozone Monitoring Instrument). Chaque variable a reçu une distribution aléatoire "réaliste" mais les différents variables sont supposées indépendantes : aucune corrélation n'a été simulée.

La fonction de densité de probabilité pour chaque variable obéit à la loi uniforme, avec les exceptions suivantes : la loi Gamma pour l'épaisseur optique des aérosols, la loi normale pour le coefficient d'Angstrom (α), et la loi bêta pour le contenu en ozone. Cet ensemble de variables et les lois associées ont été décrites et utilisées dans plusieurs de nos articles (Lefèvre et al. 2013; Oumbe et al. 2011; Qu et al. 2011).

Les paramètres considérés concernant les propriétés des nuages sont leur épaisseur optique, leur phase (nuage de gouttelettes d'eau ou de cristaux de glace), les hauteurs de leur base et sommet, le contenu en eau et le rayon effectif des gouttelettes ou des cristaux. Pour ces deux derniers, les valeurs par défaut de libRadtran sont utilisées : $1,0 \text{ g/m}^{-3}$ et $10 \text{ }\mu\text{m}$ pour les nuages de gouttelettes d'eau, et $0,005 \text{ g/m}^{-3}$ et $20 \text{ }\mu\text{m}$ pour ceux de cristaux de glace. Les propriétés du nuage sont liées entre elles.

Paramètre	Valeurs choisies
Angle zénithal solaire (θ_s) (degré)	0, 10, 20, 30, 40, 50, 60, 70, 80, 89
Albédo du sol (ρ_g)	0, 0,05, 0,1, 0,15, 0,2, 0,3, 0,4, 0,5, 0,7, 0,9
Type des aérosols	9 types des aérosols d'OPAC : urbain, continental moyen, continental propre, continental pollué, maritime propre, maritime pollué, maritime tropical, désertique, antarctique
Contenu en vapeur d'eau de la colonne atmosphérique	Loi uniforme entre 0 and 70 kg/m ²
Altitude du site au-dessus du niveau moyen de la mer	Loi uniforme entre 0 et 3, valeur entière en km
Profil atmosphérique	Standards AFGL (Air Force Geophysics Laboratory) : profil latitudes moyennes d'été, latitudes moyennes d'hiver, subarctique d'été, subarctique d'hiver, tropical, et l'atmosphère standard des Etats-Unis
Coefficient d'Angstrom (α)	Loi normale, de moyenne 1,3 et d'écart type 0,5
Épaisseur optique des aérosols à 550 nm (τ_a à 550 nm)	Loi Gamma, de paramètre de forme 2, et de paramètre d'échelle 0,13
Contenu en ozone de la colonne atmosphérique	Loi Beta, de paramètres A : 2, and B : 2, pour calculer β . Le contenu en ozone est : 300 β + 200, en unité Dobson

Tableau 3.1 : Les valeurs choisies pour θ_s , ρ_g et les sept variables décrivant l'atmosphère claire

Le tableau 3.2 a été établi d'après Liou (1976), Rossow et Schiffer (1999). Il présente la hauteur typique de la base, les épaisseurs géométrique et optique pour les différents types de nuages.

Type du nuage	Hauteur de la base (km)	Épaisseur (km)	Épaisseur optique
Nuage bas (Cu, Sc)	1,7	0,45	Cu : 1,3-3,6 Sc : 3,6-23
Nuage moyen (As, Ac)	4,2	0,6	Ac : 1,3-3,6 As : 3,6-23
Nuage haut (Ci, Cs, Cc)	4,6	1,7	Ci : 1,3-3,6 Cs : 3,6-23
Stratus (St)	1,4	0,1	23-379
Nimbostratus (Ns)	1,4	4	23-379
Cumulonimbus (Cb)	1,7	6	23-379

Tableau 3.2 : les propriétés typiques des différents types de nuages. Les hauteurs de base et les épaisseurs sont de Liou (1976), et les épaisseurs optiques sont de Rossow et Schiffer (1999).

Chaque épaisseur optique sélectionnée définit une série des hauteurs de la base et les épaisseurs géométriques des nuages (cf. tableau 3.3). Dix valeurs d'épaisseur optique ont été sélectionnées pour les nuages de gouttelettes d'eau, et dix pour ceux de cristaux de glace. Pour chaque épaisseur optique, il y avait 7 couples pour les nuages de gouttelettes d'eau et 3 pour ceux de cristaux de glace.

Épaisseur optique des nuages (τ_c)	Nuage de gouttelettes d'eau (hauteur de la base + épaisseur, km)	Nuage de cristaux de glace (hauteur de la base + épaisseur, km)
0,5, 1, 2, 3 (+4 pour les nuages de cristaux de glace)	Cu : 1,2+0,2, 0,4+0,2, 1+1,6, 2+0,5 Ac : 3,5+1,5, 2+3, 4,5+1	Ci : 8+0,3, 10+1, 6+0,5
5, 7, 10, 20 (+15 pour les nuages de cristaux de glace)	Sc : 1,5+0,6, 2+1, 0,5+0,5, 2,5+2 As : 3,5+2, 2+3, 4,5+1	Cs : 6+0,5, 10+1, 8+2
40, 70	St : 0,5+0,3, 1+0,5, 0,2+0,5 Ns : 0,8+3, 1+1 Cb : 1+6, 2+8	-

Tableau 3.3 : les propriétés du nuage choisies

Il y a 1000 ($10 \times 10 \times 10$) combinaisons possibles de θ_s , ρ_g (tableau 3.1) et τ_c (tableau 3.3).

Pour chacune de ces 1000 combinaisons, une technique de Monte-Carlo a été appliquée afin d'effectuer un tirage aléatoire de 100 combinaisons des sept variables du ciel clair (P_c) énumérées dans le tableau 3.1. La sélection aléatoire est pondérée par la distribution statistique de chaque variable. A ce stade, le nombre total de combinaisons est donc de 10^5 . La sélection d'une valeur d'épaisseur optique des nuages conduit à la sélection supplémentaire de séries de valeurs de hauteur de la base et d'épaisseur géométrique des nuages extraites du tableau 3.3, soit 7 séries pour les nuages de gouttelettes d'eau et 3 pour ceux de cristaux de glace (cf. figure 3.1).

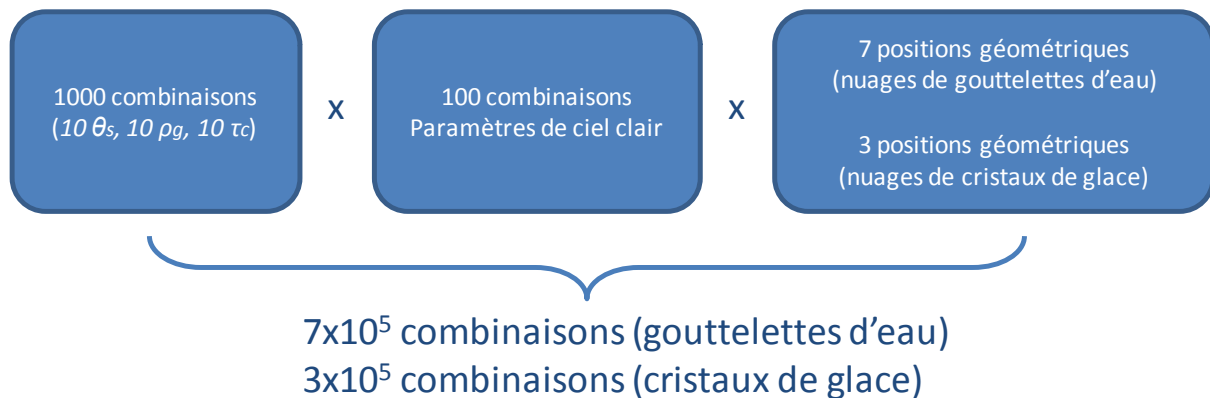


Figure 3.1 : les combinaisons des cas étudiés pour la séparabilité

Chaque combinaison de (θ_s , ρ_g , τ_c , P_c , géométrie du nuage) est une entrée de libRadtran, ce qui donne 7×10^5 valeurs d'éclairement pour les nuages de gouttelettes d'eau et 3×10^5 pour ceux de cristaux de glace. G_c et B_c sont aussi calculés pour chaque combinaison, permettant ainsi de calculer K_c et K_{cb} .

La figure 3.2 montre les moyennes de l'éclairement global G en fonction de ρ_g et de τ_c pour $\theta_s = 40^\circ$ pour les nuages de gouttelettes d'eau et ceux de cristaux de glace. L'éclairement direct B ne dépend pas de ρ_g , et diminue rapidement avec l'augmentation de τ_c . Par conséquent, l'éclairement diffus D tend vers G quand τ_c augmente. Pour les mêmes conditions de τ_c et ρ_g , l'extinction de G et D est plus forte par les nuages de cristaux de glace (figure 3.2, droite) que par ceux de gouttelettes d'eau (figure 3.2, gauche).

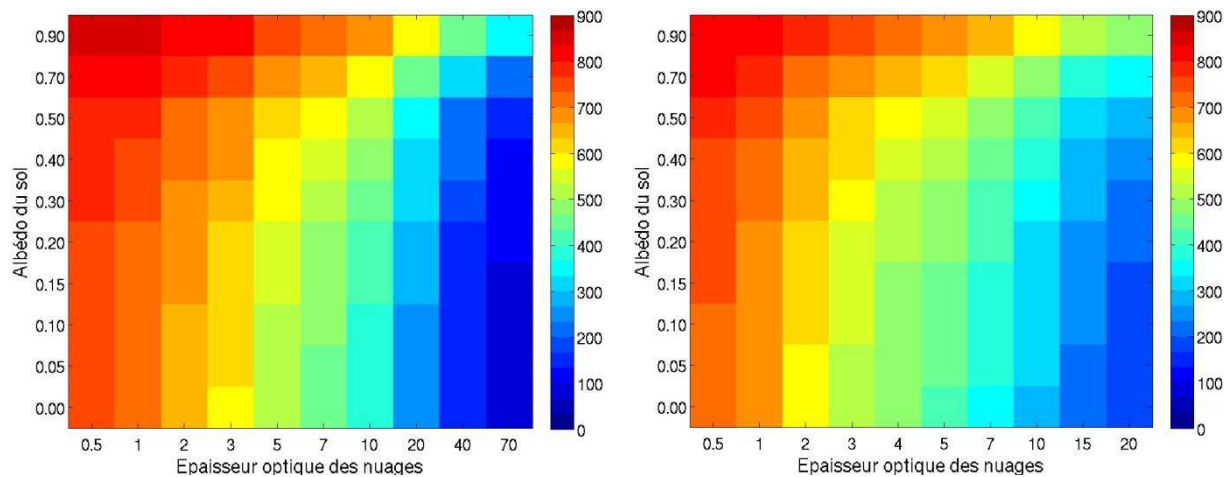


Figure 3.2 : les moyennes de l'éclairement global horizontal G (W m^{-2}) en fonction de ρ_g et de τ_c pour $\theta_S = 40^\circ$ pour les nuages de gouttelettes d'eau (à gauche) et de cristaux de glace (à droite)

3.3. Influence des paramètres de ciel clair sur Kc et Kcb

Pour une phase de nuage donnée, les écarts types de Kc (noté $\sigma(Kc)$) et Kcb (noté $\sigma(Kcb)$) ont été calculés pour chacune des 1000×7 (gouttelettes d'eau) et des 1000×3 (cristaux de glace) combinaisons de $(\theta_S, \rho_g, \tau_c, \text{géométrie du nuage})$. Ces écarts types quantifient les changements en Kc suivant les changements de ces indices des conditions de ciel clair.

Ensuite, pour chaque triplet $(\theta_S, \rho_g, \tau_c)$, les moyennes des éclairements ont été calculés sur les 7×100 valeurs (géométrie du nuage et paramètres de ciel clair Pc) pour les nuages de gouttelettes d'eau et 3×100 pour ceux de cristaux de glace. Ces moyennes sont notées $mean(G)$, $mean(B)$, $mean(D)$, $mean(Gc)$, $mean(Bc)$, $mean(Dc)$, $mean(Kc)$ et $mean(Kcb)$. Les moyennes de $\sigma(Kc)$ et $\sigma(Kcb)$ vis-à-vis de 7 ou 3 géométries du nuage ont aussi été calculées, notées $mean(\sigma(Kc))$ et $mean(\sigma(Kcb))$. Une moyenne de l'écart type faible signifie que, pour ce triplet, la variation en Kc ou Kcb est globalement faible avec le changement des paramètres de ciel clair. $\sigma(Kc)$

Dans un premier temps, les analyses de ces variations d'indice Kc et Kcb sont faites pour un angle zénithal solaire fixé arbitrairement à 40° .

Ainsi, la figure 3.3 montre pour cet angle zénithal de 40° , la valeur de $mean(\sigma(Kc))$ relativement à $mean(Kc)$ pour chaque couple (ρ_g, τ_c) , en fonction des changements des paramètres de ciel clair, pour les nuages de gouttelettes d'eau (à gauche) et de cristaux de glace (à droite).

Ces valeurs relatives atteignent un maximum de 10 % pour les nuages de gouttelettes d'eau quand $\tau_c = 70$ et $\rho_g = 0,9$ et de 8 % pour ceux de cristaux de glace quand $\tau_c = 20$ et $\rho_g = 0,9$. Les valeurs élevées de ρ_g et τ_c signifient qu'il y a plus de rayonnement réfléchi par le sol et plus de rayonnement rétrodiffusé par les nuages. Cette situation de forte atténuation de la couverture nuageuse sur une zone à très fort albédo augmente le trajet du rayonnement dans l'atmosphère, et donc augmente l'influence des propriétés de l'atmosphère claire sur Kc .

Pour les cas les plus fréquents la valeur relative de $mean(\sigma(Kc))$ sur $mean(Kc)$ est inférieure à 2% , par exemple l'épaisseur optique des nuages inférieure ou égale à 20 et l'albédo du sol inférieur à 0,3.

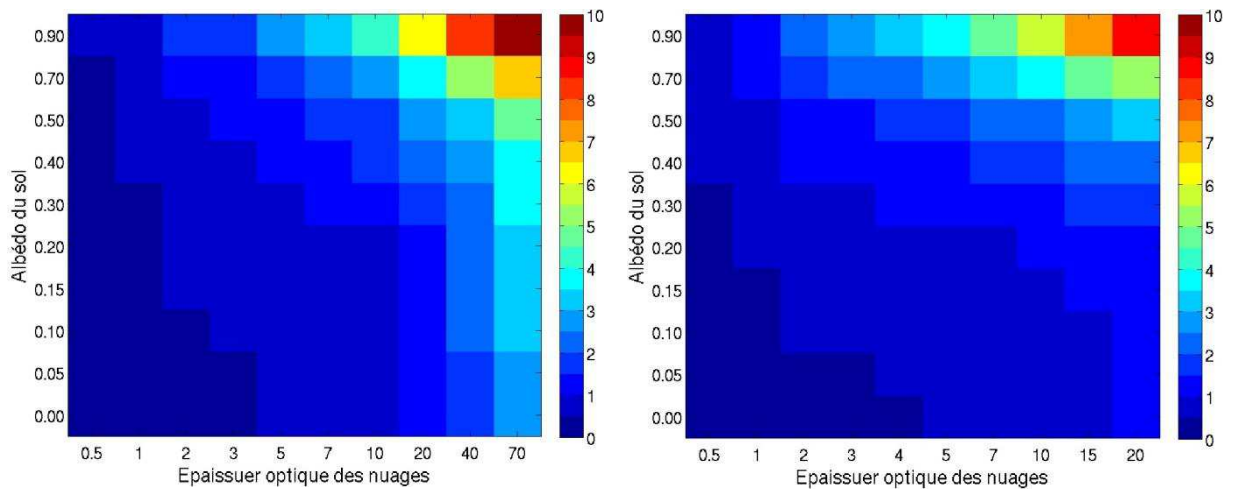


Figure 3.3 : $mean(\sigma(Kc))$ relativement à $mean(Kc)$ (%) en fonction des changements des paramètres de ciel clair, pour différents ρ_g et τ_c , et $\theta_S = 40^\circ$, pour les nuages de gouttelettes d'eau (à gauche) et les nuages de cristaux de glace (à droite)

L'indice Kc est influencé par les paramètres de ciel clair. Selon l'équation 3.2, l'écart en G à cause de la variation en Kc est pondéré par les valeurs G_c . L'écart en G ($W m^{-2}$) correspondante à $mean(\sigma(Kc))$ pour chaque triplet ($\theta_S = 40^\circ, \rho_g, \tau_c$) peut être exprimée par le produit de $mean(G_c)$ et $mean(\sigma(Kc))$ (figure 3.4).

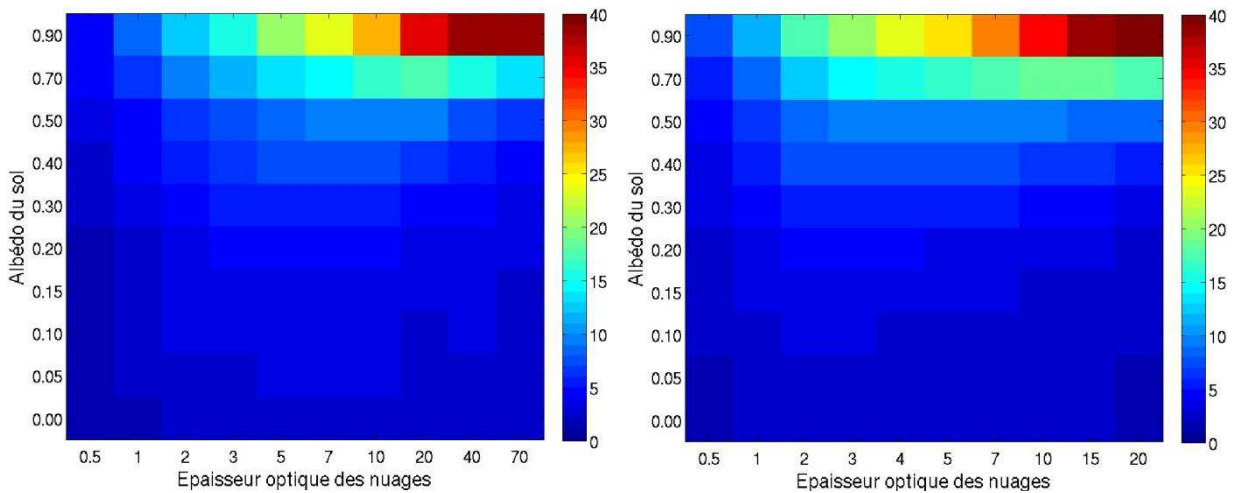


Figure 3.4 : l'écart en éclairement global G ($W m^{-2}$) correspondant à $mean(\sigma(Kc))$, pour différents ρ_g et τ_c et $\theta_S = 40^\circ$ pour les nuages de gouttelettes d'eau (à gauche) et les nuages de cristaux de glace (à droite)

Pour les cas correspondant à $\rho_g \leq 0,5$ et quel que soit τ_c , aussi bien pour les nuages de gouttelettes d'eau que ceux de cristaux de glace, l'écart en éclairement global G correspondant à $mean(\sigma(Kc))$ est inférieure à $10 W m^{-2}$.

Cependant, quand $\rho_g = 0,9$, les écarts en éclairement global G sont supérieurs à $30 W m^{-2}$ quand $\tau_c > 20$ pour les nuages de gouttelettes d'eau et à $15 W m^{-2}$ pour ceux de cristaux de glace.

Cela signifie qu'en adoptant l'équation 3.2, dans les situations extrêmes en présence de neige très fraîche et de nuages très épais, nous pouvons avoir des erreurs sur l'éclairement global G de plus de 30 W m^{-2} et en valeur relative de plus de 6 % pour les nuages de gouttelettes d'eau et ceux de cristaux de glace pour l'angle zénithal solaire de 40° .

Pour un angle zénithal θ_S donné, les moyennes et les percentiles 5^{ième} (P5) et 95^{ième} (P95) de la distribution statistique de $mean(\sigma(Kc))$ pour tous les couples (ρ_g, τ_c) ont été calculés relativement à $mean(Kc)$. Les résultats sont présentés sur la figure 3.5 pour les nuages à gouttelettes d'eau (à gauche) et ceux de cristaux de glace (à droite).

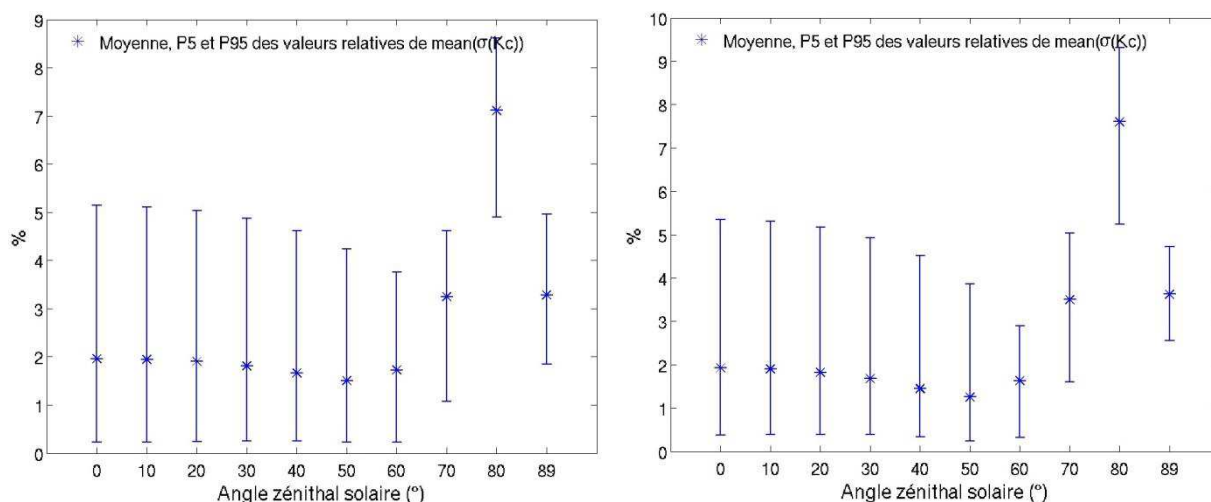


Figure 3.5 : moyennes, P5 et P95 des valeurs relatives de $mean(\sigma(Kc))$ en fonction de θ_S , pour les nuages de gouttelettes d'eau (à gauche) et ceux de cristaux de glace (à droite)

Pour les deux phases de nuage et pour θ_S de 0° à 60° , la moyenne est toujours inférieure à 2 %, et le P95 est compris entre 3,5 % et 5 %. Les trois quantités augmentent fortement pour $\theta_S > 60^\circ$. La moyenne, respectivement P95, atteint un maximum d'environ 7-8 %, respectivement 8,5-9,5 % pour $\theta_S = 80^\circ$. Ensuite, on observe une baisse pour $\theta_S > 80^\circ$.

La figure 3.6 montre les résultats similaires à ceux de la figure 3.5 mais exprimés en écart d'éclairement global G (W m^{-2}) correspondant à $mean(\sigma(Kc))$. Cet écart en G est calculé pour chaque triplet $(\theta_S, \rho_g, \tau_c)$ par la multiplication de $mean(\sigma(Kc))$ par $mean(Gc)$.

Pour un angle zénithal θ_S donné, les moyennes et les percentiles P5 et P95 des écarts en G pour tous les couples (ρ_g, τ_c) sont ensuite calculés. L'ensemble de ces grandeurs augmente généralement quand θ_S diminue. Le P95 peut atteindre 35 W m^{-2} pour les nuages de gouttelettes d'eau et 43 W m^{-2} pour ceux de cristaux de glace quand $\theta_S = 0^\circ$. Il est tout de même à noter que ces écarts relativement élevés sont obtenus quand l'albédo du sol est très élevé, par exemple 0,9, et simultanément lorsque l'épaisseur optique est aussi très élevée, supérieure à 40 pour les nuages de gouttelettes d'eau et à 15 pour ceux de cristaux de glace.

En conclusion concernant l'éclairement global, pour tous les cas avec un albédo $\rho_g \leq 0,7$, l'influence des paramètres de ciel clair sur Kc est faible, avec des valeurs de $mean(\sigma(Kc))$ relativement à $mean(Kc)$ inférieurs à 5 % pour les gouttelettes d'eau et à 3 % pour les cristaux de glace.

Exprimés en écart d'éclairement global (W m^{-2}) correspondant à $mean(\sigma(Kc))$, les écarts sont systématiquement inférieurs à 10 W m^{-2} , aussi bien pour les nuages de gouttelettes d'eau que ceux de cristaux de glace. Cela signifie que les paramètres de ciel clair (Pc) peuvent être négligés dans Kc (équation 3.2).

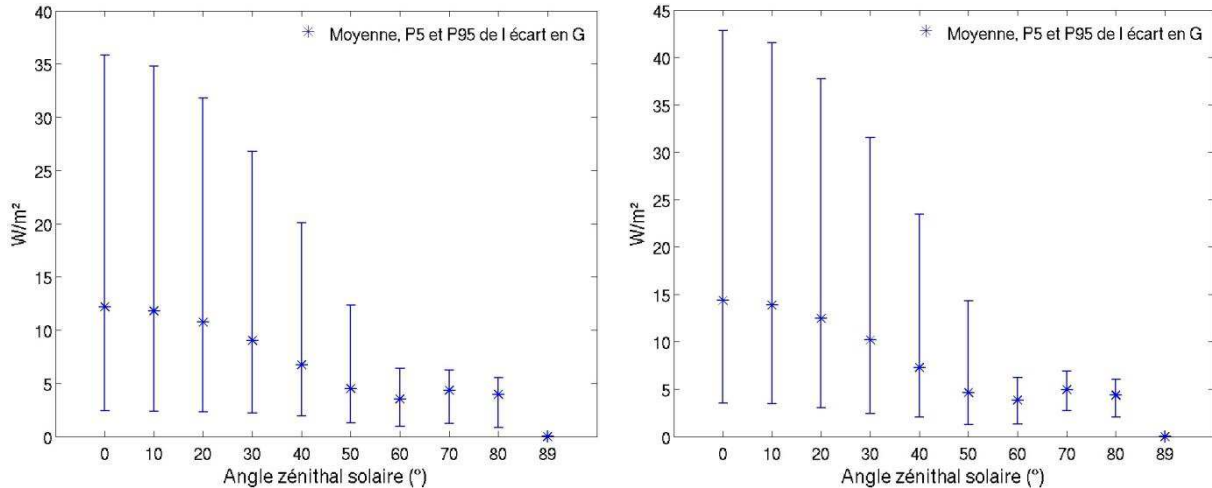


Figure 3.6 : moyennes, P5 et P95 de l'écart en éclairement global G (W m^{-2}) correspondant aux $mean(\sigma(Kc))$ en raison de changements des paramètres de ciel clair, en fonction de θ_s , pour les nuages de gouttelettes d'eau (à gauche) et les nuages de cristaux de glace (à droite)

Pour l'éclairement direct, les mêmes analyses ont été menées pour l'indice de ciel clair Kcb correspondant à l'éclairement direct. Cet indice Kcb ne change pas avec l'albédo du sol mais est fortement influencé par l'épaisseur optique des nuages.

Les résultats pour les nuages de gouttelettes d'eau sont présentés sur la figure 3.7. Dans la figure à gauche, la ligne rouge montre la valeur de $mean(\sigma(Kcb))$ relativement à $mean(Kcb)$ (en %) pour différentes τ_c et pour $\theta_s = 40^\circ$. Ce rapport atteint une valeur maximale de près de 8% quand l'épaisseur optique des nuages atteint $\tau_c = 70$. Cependant, quand τ_c est grand, la valeur de $mean(Kcb)$ est déjà très faible comme l'illustre la figure 3.7 avec la ligne bleue représentant la valeur $mean(Kcb)$ multipliée par 10. Les valeurs absolues de $mean(\sigma(Kcb))$ sont donc très faibles, voire proche de zéro. Ainsi cette valeur relative maximale de 8% lorsque l'épaisseur optique des nuages est de 70 correspond-elle dans ce cas à un écart sur l'éclairement direct (W m^{-2}) quasiment nul comme le montre la ligne noire de la figure 3.7. La valeur maximale de l'écart en éclairement direct B est de $0,3 \text{ W m}^{-2}$ et obtenue quand $\tau_c = 1$ lorsque l'angle zénithal solaire θ_s est égal à 40° .

Les écarts en éclairement direct B correspondant à $mean(\sigma(Kcb))$ pour d'autres angles zénithaux solaires θ_s sont montrés sur la partie droite de la figure 3.8. La valeur maximale est de $0,4 \text{ W m}^{-2}$ quand $\theta_s = 0^\circ$ et $\tau_c = 1$. Les résultats obtenus pour les nuages de cristaux de glace sont aussi faibles. Ceci veut dire que l'influence des paramètres de ciel clair sur Kcb est négligeable dans tous les cas.

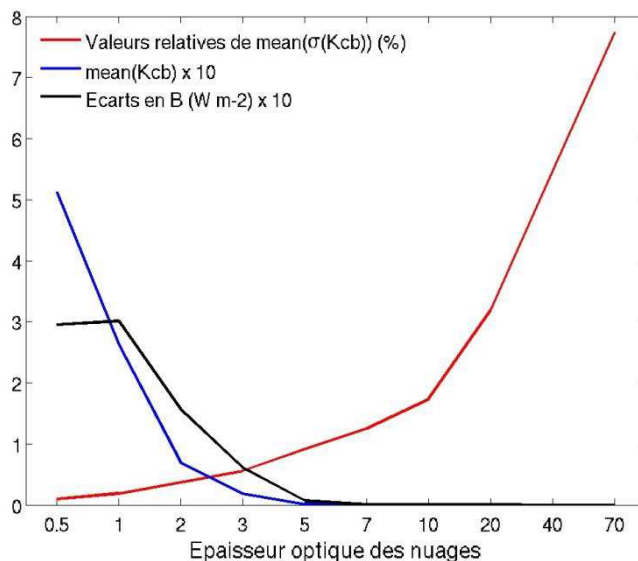


Figure 3.7 : $mean(\sigma(Kcb))$ relative en ligne rouge, $mean(Kcb)$ multipliée par 10 en ligne bleue et les écarts en éclairement direct B ($W m^{-2}$) correspondant à $mean(\sigma(Kcb))$ en raison de changements des paramètres de ciel clair, multipliés par 10 en ligne noire, en fonction de τ_c pour un angle zénithal solaire fixé à 40° dans le cas de nuages de gouttelettes d'eau

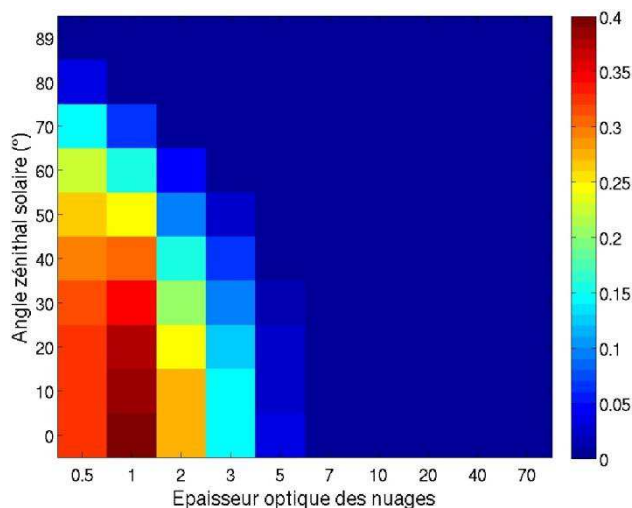


Figure 3.8 : les écarts en éclairement direct B ($W m^{-2}$) correspondant à $mean(\sigma(Kcb))$ pour différents couples de (θ_s, τ_c) dans le cas de nuages de gouttelettes d'eau.

En conclusion l'influence des paramètres de ciel clair sur l'indice de ciel clair pour l'éclairement direct est très faible dans tous les cas. Les valeurs relatives de $mean(\sigma(Kcb))$ peuvent être relativement grandes quand l'épaisseur optique des nuages est élevée. Ainsi, par exemple, pour un angle zénithal de 40° et une épaisseur optique de nuage de 70 cette valeur relative atteint environ 8%. Cependant, dans cette situation, l'indice de ciel clair Kcb est très faible. Ceci correspond donc à une variation en éclairement direct B quasiment nulle. L'écart maximal en éclairement direct B obtenue quand $\theta_s = 0^\circ$ et $\tau_c = 1$ correspond à la valeur négligeable de $0,4 W m^{-2}$.

3.4. Influence des nuages sur les éclairements

Dans le cas du ciel nuageux, l'épaisseur optique des nuages est la variable qui a le plus grand impact sur l'éclairement global, diffus et direct. La figure 3.9 présente un exemple de la valeur moyenne de l'éclairement global et direct avec l'épaisseur optique des nuages, pour les différentes phases, hauteurs de la base et épaisseurs géométriques du nuage du tableau 3.3. Les autres paramètres d'entrée de libRadtran ont été maintenus constants. Nous observons une forte dépendance de l'éclairement global et direct avec l'épaisseur optique des nuages. L'éclairement diffus est moins important sous les nuages de cristaux de glace que sous ceux de gouttelettes d'eau pour une même épaisseur optique des nuages. L'éclairement direct diminue fortement avec l'épaisseur optique et est proche de 0 pour des valeurs supérieures à $\tau_c \approx 5$.

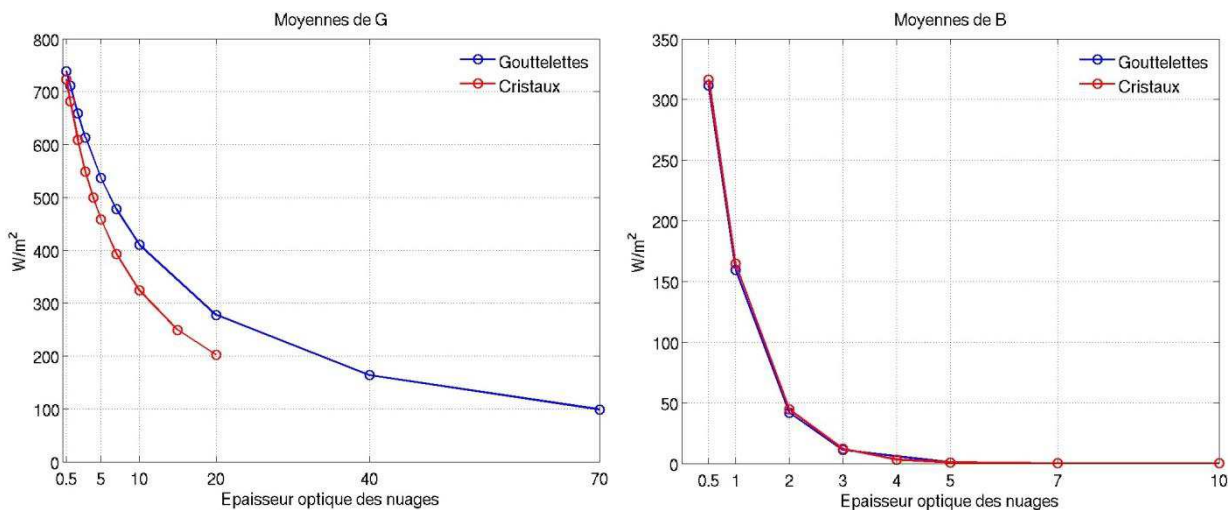


Figure 3.9 : la moyenne de l'éclairement global (à gauche) et direct (à droite) avec l'épaisseur optique des nuages pour les différentes configurations géométriques des nuages tels que présentées par le tableau 3.3. Les paramètres d'entrée principales sont ici, $\theta_s = 40^\circ$, $\tau_a = 0,2$, et $\rho_g = 0,2$.

« Gouttelettes » signifie les nuages de gouttelettes d'eau et « Cristaux » signifie les nuages de cristaux de glace définis dans le tableau 3.3.

La figure 3.10 montre la variation, i.e. l'écart entre la valeur maximale et minimale, de l'éclairement global (à gauche) et direct (à droite) pour les différentes configurations géométriques des nuages tels que présentées par le tableau 3.3. Dans la figure à gauche pour l'éclairement global, nous pouvons constater que les écarts entre les trois cas des nuages de cristaux de glace, ligne rouge, sont très faibles avec une variation maximal de $0,5 W m^{-2}$. Ceci est aussi vrai pour les nuages de gouttelettes d'eau, ligne bleue, mais dans une moindre mesure. L'écart maximal de l'éclairement global est obtenu à $\tau_c = 3$, et est égal à $8 W m^{-2}$, soit 1% de l'éclairement global. Pour l'éclairement direct (cf. figure 3.10, droite), la variation due aux différentes configurations géométriques des nuages est très faible avec une valeur maximale de $5 \times 10^{-5} W m^{-2}$ pour le cas des nuages de gouttelettes d'eau et $2,5 \times 10^{-5} W m^{-2}$ pour le cas des nuages de cristaux de glace quand l'épaisseur optique des nuages est de 0,5.

Cette observation donne lieu à la question suivante : la hauteur de la base et l'épaisseur géométrique du nuage ont elles une influence notable dans le calcul de l'éclairement diffus ?

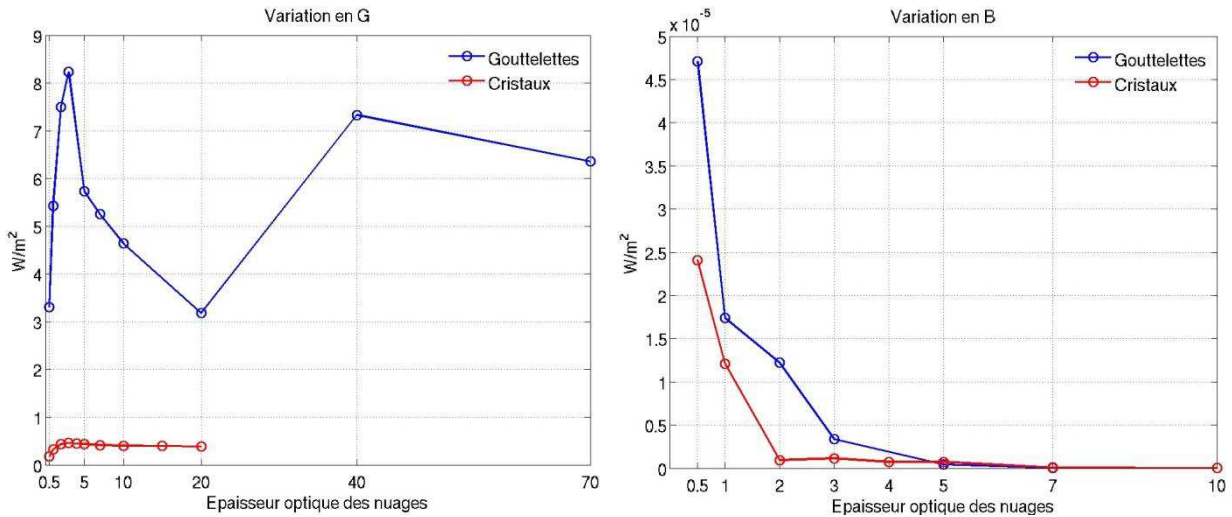


Figure 3.10 : Les variations de l'éclairement global (à gauche) et direct (à droite) avec l'épaisseur optique des nuages pour les différentes configurations géométriques des nuages tels que présentées par le tableau 3.3. Les paramètres d'entrée principaux sont ici, $\theta_S = 40^\circ$, $\tau_a = 0,2$, et $\rho_g = 0,2$. « Gouttelettes » signifie les nuages de gouttelettes d'eau et « Cristaux » signifie les nuages de cristaux de glace définis dans le tableau 3.3.

Pour répondre à cette question, le même traitement que celui présenté auparavant a été appliqué, à la différence près que les écarts types ont été calculés sur l'éclairement global G (noté $\sigma(G)$) et non sur Kc , et que l'écart type de G , $\sigma(G)$, a été calculé pour chacune des 10^5 combinaisons de $(\theta_S, \rho_g, \tau_c, P_c)$ vis-à-vis de 7 (ou 3) géométries des nuages afin de quantifier les écarts en éclairement global G à cause du changement de la géométrie du nuage. La moyenne de 100 valeurs de $\sigma(G)$ vis-à-vis des différents paramètres de ciel clair pour chaque triplet $(\theta_S, \rho_g, \tau_c)$ est ensuite calculée, notée $mean(\sigma(G))$.

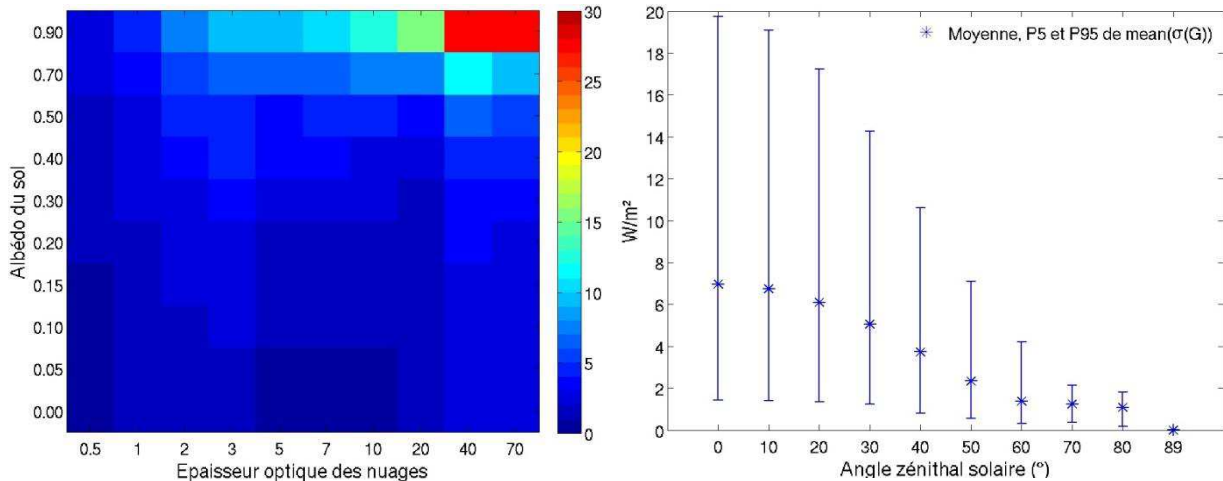


Figure 3.11 : à gauche : $mean(\sigma(G))$ ($W m^{-2}$) en fonction des changements de la géométrie des nuages, pour les différents couples (ρ_g, τ_c) et pour $\theta_S = 40^\circ$; à droite : les moyennes, P5 et P95 de $mean(\sigma(G))$ pour chaque θ_S . Les nuages sont ici constitués de gouttelettes d'eau.

La partie gauche de la figure 3.11 illustre $mean(\sigma(G))$ pour chaque couple $(\theta_S = 40^\circ, \rho_g, \tau_c)$, en fonction des changements des géométries des nuages lorsque ces derniers sont constitués de gouttelettes d'eau. La moyenne $mean(\sigma(G))$ est inférieure à $10 W m^{-2}$ pour tous les cas avec $\rho_g < 0,7$.

Cela veut dire que les paramètres géométriques du nuage ont un impact négligeable sur l'éclairement global G dans cette condition. Globalement, $mean(\sigma(G))$ augmente avec l'épaisseur optique des nuages τ_c et l'albédo du sol ρ_g avec un maximum de 27 W m^{-2} pour le cas avec $\rho_g = 0,9$ et $\tau_c \geq 40$. Il est tout de même à noter que les valeurs de $mean(\sigma(G))$ sont inférieures à 8 W m^{-2} pour tous les cas avec l'albédo du sol inférieur à $0,5$.

Les moyennes, les P5 et P95 de la distribution de $mean(\sigma(G))$ pour chaque θ_s , dont 100 couples (ρ_g, τ_c) , ont été calculés et sont illustrés sur la partie de droite de la figure 3.11. La moyenne de $mean(\sigma(G))$ diminue avec θ_s , en accord avec la diminution de l'éclairement global G avec l'angle zénithal solaire θ_s . Sa valeur diminue de 7 à 0 W m^{-2} pour θ_s allant de 0° à 89° . Le quatre-vingt-quinzième percentile P95 atteint une valeur maximale proche de 20 W m^{-2} quand le Soleil est au zénith ($\theta_s = 0^\circ$), et est inférieure à 11 W m^{-2} pour $\theta_s \geq 40^\circ$.

La figure 3.12 est similaire à la figure 3.11, mais pour les nuages de cristaux de glace. Nous pouvons constater que dans la figure à gauche, $mean(\sigma(G))$ est beaucoup moins élevée que celle pour les nuages de gouttelettes d'eau. Les valeurs de $mean(\sigma(G))$ sont toujours inférieures à 7 W m^{-2} , et le plus souvent, avec l'albédo du sol inférieur à $0,5$, inférieures à 2 W m^{-2} . La figure à droite montre les moyennes, les P5 et P95 de la distribution de $mean(\sigma(G))$ en fonction de l'angle zénithal solaire. Le percentile P95 de $mean(\sigma(G))$ atteint un maximum de $5,7 \text{ W m}^{-2}$ quand $\theta_s = 0^\circ$, et diminue jusqu'à une valeur proche de 0 W m^{-2} avec l'augmentation de θ_s . Il est à noter que la moyenne de $mean(\sigma(G))$ est toujours inférieure à 2 W m^{-2} .

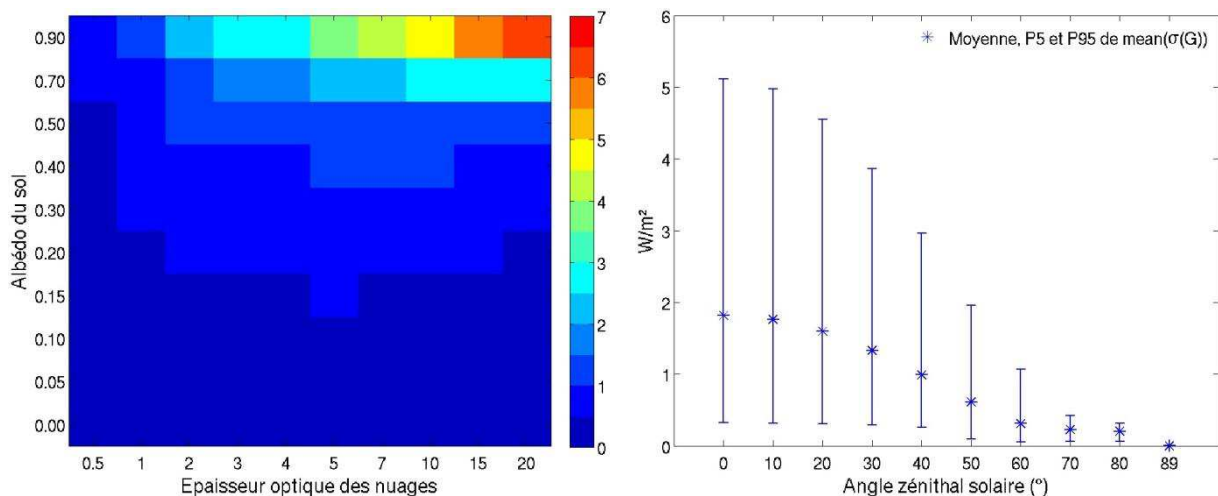


Figure 3.12 : à gauche : $mean(\sigma(G))$ en fonction des changements de la géométrie du nuage, pour les différents couples (ρ_g, τ_c) et pour $\theta_s = 40^\circ$; à droite : les moyennes, P5 et P95 de $mean(\sigma(G))$ pour chaque θ_s . Les nuages sont dans ce cas constitués de cristaux de glace.

Nous pouvons donc conclure que pour l'éclairement global, l'influence de la géométrie du nuage est faible pour la plupart de situation.

Pour les nuages de gouttelettes d'eau, les valeurs de $mean(\sigma(G))$ dues à la variation des géométries des nuages sont toujours inférieures à 12 W m^{-2} pour les cas où $\rho_g < 0,9$ et $\theta_s = 40^\circ$.

Les valeurs de $mean(\sigma(G))$ sont légèrement plus hautes pour $\theta_s = 0^\circ$. Cependant la moyenne de la distribution de $mean(\sigma(G))$ quand $\theta_s = 0^\circ$ est 7 W m^{-2} et pour 95 % des cas, $mean(\sigma(G))$ est inférieure à 20 W m^{-2} . Les valeurs élevées en $mean(\sigma(G))$ sont toujours obtenues quand $\rho_g = 0,9$ et

$\tau_c \geq 40$. Pour les nuages de cristaux de glace, les valeurs de $mean(\sigma(G))$ sont très faibles dans tous les cas.

Nous étudions ci-dessus les cas des nuages à une seule couche qui représentent globalement 58 % de cas selon Tselioudis et al. (1992). Il y reste 42 % des cas qui sont des cas multicouches, parmi lesquels 67 % sont des nuages à deux couches. Une analyse similaire a été faite pour les nuages à deux couches, avec un nuage de cristaux de glace au-dessus d'un nuage de gouttelettes d'eau au-dessous. Les propriétés des nuages ont été prises dans le tableau 3.3, où seuls les nuages de gouttelettes d'eau avec une altitude du sommet inférieure ou égale à 5 km ont été choisis puisque la hauteur minimale des nuages de cristaux de glace est de 6 km. Par conséquent, il y a 15 cas correspondant aux combinaisons de 5 types de nuage de gouttelettes d'eau par 3 types de nuage de cristaux de glace.

Les valeurs de $mean(\sigma(G))$ obtenues pour cette couverture nuageuse à deux couches sont supérieures à celles obtenues pour les nuages de cristaux de glace seules mais inférieures à celles des nuages de gouttelettes d'eau. Elles sont très faibles par rapport à la valeur absolue de l'éclairement global G . Les valeurs de percentile P95 de la distribution de $mean(\sigma(G))$ varient de 16 W m^{-2} pour $\theta_S = 0^\circ$, quand la moyenne de G est 780 W m^{-2} , à 0 W m^{-2} pour $\theta_S = 89^\circ$, juste avant le coucher ou juste après le lever du Soleil.

Les calculs des éclairements *globaux, directs et diffus* ont une dépendance à la hauteur de la base et l'épaisseur géométrique du nuage. Cette dépendance est suffisamment faible pour que nous puissions utiliser des valeurs typiques de la hauteur de la base et l'épaisseur géométrique du nuage plutôt que des valeurs actualisées. Cela peut aussi résoudre le problème d'indisponibilité des informations sur la hauteur de la base du nuage.

Afin d'évaluer la validité de cette hypothèse, quatre couples de hauteur de la base et d'épaisseur géométrique du nuage de référence ont été définis comme suit :

- c1 : cas d'un nuage de gouttelettes d'eau à basse altitude dont la hauteur de la base est fixée à 1,5 km et l'épaisseur est 1 km ;
- c2 : cas d'un nuage de gouttelettes d'eau à moyenne altitude dont la hauteur de la base est fixée à 4 km et l'épaisseur à 2 km.
- c3 : cas d'un nuage de gouttelettes d'eau de développement vertical dont la hauteur de base est fixée à 2 km et l'épaisseur à 6 km.
- c4 : cas d'un nuage de cristaux de glace avec une hauteur de base à 9 km et une épaisseur géométrique de 0,5 km ;

Nous avons supposé que, pour tout nuage, les informations suivantes sont disponibles : nuages de cristaux de glace, nuages de gouttelettes d'eau de basse altitude et de moyenne altitude, de même que leur épaisseur optique. Tous les nuages de cristaux de glace sont attribués à la classe c4. Les nuages de gouttelettes d'eau sont attribués aux classes c1, c2 ou c3 selon qu'ils sont de basse, moyenne altitude ou de développement vertical. Les éclairements globaux G et diffus D sont calculés avec les positions de référence de la classe c1, c2, c3 ou c4 correspondante et sont comparés aux éclairements correspondant calculés avec les paramètres géométriques du tableau 3.3. Ceci a été fait pour chaque triplet $(\theta_S, \rho_g, \tau_c)$ pour lesquels toutes les autres variables ont été tirées aléatoirement.

La différence, notée ΔG , entre l'éclairement global obtenu pour chaque géométrie et *celui* obtenu pour les quatre classes de nuages de référence, est résumée par le biais et la moyenne de l'écart type

$mean(\sigma(\Delta G))$. Pour un angle zénithal θ_S donné, la moyenne, les percentiles P5 et P95 de $mean(\sigma(\Delta G))$ ont été évalués et sont présentés dans la Figure 3.13 (en couleur rouge).

Une diminution de la moyenne et des percentiles P5 et P95 de $mean(\sigma(\Delta G))$ avec θ_S est observée dans la Figure 3.13. Pour les nuages de gouttelettes d'eau, la moyenne de $mean(\sigma(\Delta G))$ est comprise entre $5,5 \text{ W m}^{-2}$ pour $\theta_S = 0^\circ$ et 1 W m^{-2} pour $\theta_S = 80^\circ$. Le percentile P95 de $mean(\sigma(\Delta G))$ est toujours inférieure à 16 W m^{-2} et diminue jusqu'à être quasiment nulle lorsque l'angle zénithal solaire θ_S augmente.

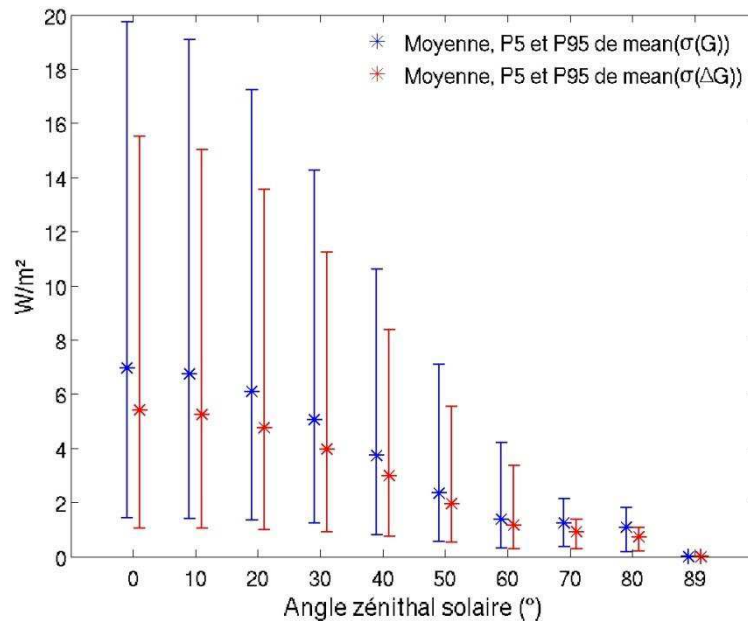


Figure 3.13 : moyenne, et percentiles P5 et P95 de la distribution des valeurs de $mean(\sigma(\Delta G))$ (en couleur rouge) en fonction de l'angle zénithal solaire θ_S pour les nuages de gouttelettes d'eau. En comparaison avec les résultats pour $mean(\sigma(G))$, i.e. sans comparer avec les nuages de référence (en couleur bleue).

Nous pouvons aussi remarquer que la variabilité, après l'introduction des nuages de référence, a diminué par rapport à la variabilité initiale (en couleur bleue, équivalente à celle présentée sur la figure 3.11 à droite). Pour les nuages de cristaux de glace, comme il n'y a qu'un seul nuage de référence, la variabilité de $mean(\sigma(\Delta G))$ ne sera pas influencée par l'introduction du nuage de référence, et sera la même que celle présentée dans la figure 3.11 (droite). Cependant, les erreurs pour les nuages de cristaux de glace dues aux changements de la position de nuage sont relativement faibles, avec un P95 maximal de $5,5 \text{ W m}^{-2}$ quand l'angle zénithal solaire θ_S est nul.

Les biais de l'écart en éclairement global ΔG pour chaque couple de (ρ_g, τ_c) et pour $\theta_S = 40^\circ$ sont présentés sur la figure 3.14. Le biais est au plus de 11 W m^{-2} quand $\rho_g = 0,9$ et $\tau_c \geq 40$ pour les nuages de gouttelettes d'eau (figure à gauche) et de $2,5 \text{ W m}^{-2}$ quand $\rho_g = 0,9$ et $\tau_c \geq 15$ pour ceux de cristaux de glace (figure à droite). Les biais peuvent être plus grands quand θ_S diminue et la valeur maximale est de 17 W m^{-2} quand $\theta_S = 0^\circ$, $\rho_g = 0,9$ et $\tau_c \geq 40$. Cependant, pour la plupart des cas avec l'albédo du sol inférieur à 0,5, le biais est inférieur à 2 W m^{-2} pour les nuages de gouttelettes d'eau et inférieur à $0,5 \text{ W m}^{-2}$ pour ceux de cristaux de glace.

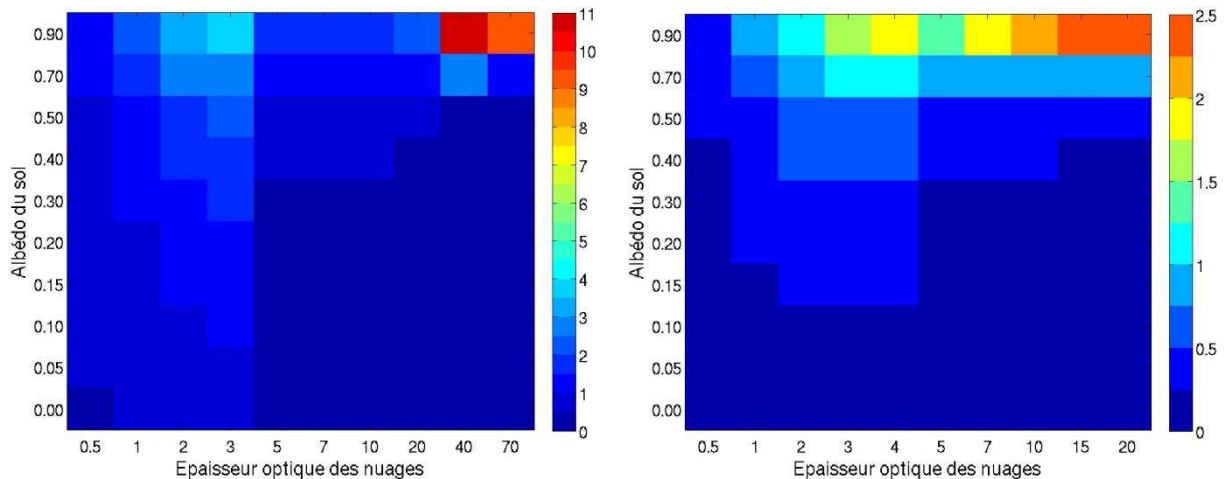


Figure 3.14 : Les biais en ΔG en $W m^{-2}$ pour chaque couple de (ρ_g, τ_c) et $\theta_s = 40^\circ$, pour les nuages de gouttelettes d'eau à gauche et pour ceux de cristaux de glace à droite.

On peut ainsi conclure que les trois paramètres des nuages qui sont la hauteur de la base du nuage, l'épaisseur géométrique du nuage et la phase du nuage, peuvent être regroupés en quatre références (c1, c2, c3, c4) avec une erreur faible sur les éclairagements *globaux, directs et diffus* dans la plupart des cas avec l'albédo du sol inférieur à 0,5. Ceci est d'un intérêt pratique puisque la géométrie et la hauteur des nuages sont rarement effectivement connues.

Evidemment, d'autres nuages de référence peuvent être choisis pour diminuer les écarts. Cependant, notre but est simplement de montrer qu'un écart très faible est obtenu lorsque l'on considère que la hauteur de la base et l'épaisseur géométrique du nuage sont fixes

3.5. Conclusion

Ce chapitre analyse l'influence des paramètres atmosphériques sur les éclairagements globaux, directs et diffus, avec l'objectif de trouver un moyen pratique pour accélérer les calculs avec le CTR.

On a constaté que pour un triplet d'albédo, d'épaisseur optique des nuages et d'angle zénithal solaire $(\rho_g, \tau_c, \theta_s)$ donné, la variation relative des indices de ciel clair K_c et K_{cb} avec les propriétés de ciel clair est généralement inférieure à 2 %. Cette variation est similaire à l'incertitude typique associée aux capteurs pyranométriques les plus précis, et peut être considérée comme négligeable. Plus le trajet des rayons solaires dans l'atmosphère est long, plus cette variation est grande, et plus l'influence des propriétés de l'atmosphère claire sur les indices de ciel clair K_c et K_{cb} est grande. L'erreur moyenne sur l'éclairement obtenue en négligeant cette variation (équation 3.2) peut atteindre des valeurs relatives élevées quand l'angle zénithal solaire θ_s est grand : 3,5 % pour $\theta_s=70^\circ$ et 7 % pour $\theta_s= 80^\circ$. Cependant, dans ces cas, les éclairagements sont très faibles, et le percentile P95 de l'erreur sur l'éclairement global G est inférieur à $6 W m^{-2}$, et à $15 W m^{-2}$ pour celui correspondant à l'éclairement direct B .

Les erreurs maximales sur l'estimation de l'éclairement avec l'approximation de séparabilité sont obtenus quand l'angle zénithal solaire θ_s , est nul c'est-à-dire pour les valeurs d'éclairement sur plan horizontal les plus élevées. Le percentile P95 peut atteindre $36 W m^{-2}$ pour les nuages de gouttelettes d'eau et $43 W m^{-2}$ pour ceux de cristaux de glace. Ces erreurs relativement grandes sont obtenues

quand l'albédo ρ_g atteint une valeur de 0,9 avec simultanément une épaisseur optique des nuages τ_c supérieure à 40 pour les nuages de gouttelettes d'eau et supérieure à 15 pour ceux de cristaux de glace. Cela signifie qu'en adoptant l'équation 3.2, dans les situations extrêmes en présence de neige très fraîche et conjointement de nuages très épais, nous pouvons avoir des erreurs sur l'éclairement global G de plus de 40 W m^{-2} avec valeur relative de plus de 6 %, tant pour les nuages de gouttelettes d'eau que ceux de cristaux de glace. Cependant, pour les cas les plus courants avec un albédo ρ_g inférieure à 0,5 et quelle que soit l'épaisseur optique des nuages ainsi que leur phase, l'erreur sur l'éclairement global G est inférieure à 10 W m^{-2} , valeur d'incertitude qui est similaire à la précision d'un pyranomètre de haut qualité.

Le résultat ci-dessus signifie que, dans plupart de cas, l'indice de ciel clair K_c ne dépend en pratique que de l'angle zénithal solaire θ_s de l'albédo du sol ρ_g de l'épaisseur optiques des nuages τ_c , de leur phase et, dans une moindre mesure, de leur géométrie (hauteurs de base et de sommet). Cela démontre clairement le rôle majeur de l'éclairement par ciel clair dans le calcul général de l'éclairement et l'importance de sa modélisation. Les paramètres d'entrée du modèle de ciel clair sont les contenus intégrés en ozone et en vapeur d'eau, les propriétés des aérosols, le profil vertical de la température et de la pression ainsi que l'altitude du site. Ces paramètres ne sont pas nécessaires pour calculer les indices de ciel clair K_c et K_{cb} .

Ce chapitre a montré les résultats obtenus avec le CTR libRadTran. L'article qui en a été tiré, et soumis à *Atmospheric Chemistry & Physics*, contient également des résultats obtenus avec le CTR Streamer de la NOAA. Les deux ensembles de résultats coïncident, ce qui renforce la portée de nos conclusions.

Dans la modélisation de l'éclairement, les calculs peuvent être effectués en considérant de façon indépendante les conditions ciel clair et les conditions nuageuses, comme indiqué dans l'équation 3.2. Un premier intérêt pratique est que deux modèles indépendants peuvent être développés et utilisés, un pour le ciel clair, et l'autre pour des conditions nuageuses. Un autre intérêt pratique est qu'elle permet de faire face de manière efficace avec le fait que les paramètres de nuages et de ciel clair ne sont pas disponibles à la même résolution spatiale et temporelle (Mueller et al. 2004).

Un autre résultat obtenu dans ce chapitre est que les influences de la hauteur de la base et de l'épaisseur géométrique du nuage sur les *éclairements globaux, directs et diffus* sont faibles. Ceci est valable pour les nuages à une ou à deux couches. Le percentile P95 est toujours inférieur à 3 % de la moyenne de D , et est inférieure à l'incertitude offerte par les meilleurs instruments pyranométriques. D'un point de vue pratique, il en résulte que, les effets des nuages sur les éclairements incidents au sol peuvent être calculés avec un nombre limité de paramètres : l'épaisseur optique des nuages, la phase et la position typique des nuages de gouttelettes d'eau en deux catégories : nuage de basse et moyenne altitude.

Ces résultats sont importants du point de vue d'un système opérationnel. Cette approximation permet de séparer l'ensemble du traitement en deux modèles distincts et indépendants, dont les entrées sont différentes. Chaque partie peut être traitée en fonction des résolutions spatiales et temporelles disponibles de ses paramètres d'entrée. Lorsque l'approche avec les abaques est utilisée, utiliser l'équation 3.2 signifie que deux ensembles d'abaques, un pour le ciel clair et l'autre pour le ciel nuageux peuvent être utilisés. En faisant ceci, le nombre d'entrées de chaque ensemble est réduit conduisant à la réduction de la taille des abaques et augmentant la vitesse de calcul.

Chapitre 4 : Modèle de ciel clair McCclear

4.1. Un nouveau modèle d'éclairement par ciel clair nécessaire

La séparabilité étudiée en chapitre 3 nous permet de calculer l'éclairement en utilisant les équations 3.2. Nous avons donc besoin d'un modèle qui calcule l'éclairement par ciel clair, $Gc(\theta_s, Pc)$ et $Bc(\theta_s, Pc)$.

Modéliser l'éclairement par ciel clair n'est pas nouveau dans le domaine de l'estimation de l'éclairement. Les modèles d'éclairement pour tout ciel existants utilisent souvent un modèle de ciel clair pour définir la limite supérieure du rayonnement. L'éclairement global pour tout ciel G est dérivé de l'éclairement global de ciel clair Gc multiplié par un facteur de modification en raison de la présence des nuages (Posselt et al. 2012 ; Raschke et al. 1987 ; Rigollier et al. 2004). A cause de la disponibilité limitée des informations sur les propriétés atmosphériques, les modèles d'éclairement pour tout ciel existants utilisent des modèles d'éclairement de ciel clair de type climatologique et une approche empirique pour traiter les influences des nuages.

Parmi ces méthodes, la famille des méthodes Heliosat (Cano et al. 1986 ; Rigollier et al. 2004) est sans doute l'une des méthodes les plus connues.

Pour cette famille de méthodes, l'éclairement global horizontal G est calculé par l'équation 4.1 :

$$G = Gc \cdot Kc \quad (4.1)$$

L'indice de ciel clair Kc est dérivé de l'indice d'ennuage à l'instant t n^t établi par l'équation 4.2 :

$$n^t = \frac{\rho^t(i, j) - \rho_g^t(i, j)}{\rho_{cloud}^t(i, j) - \rho_g^t(i, j)} \quad (4.2)$$

où $\rho^t(i, j)$ est la réflectance observé par le capteur optique du satellite pour l'instant t et pour le pixel (i, j) , $\rho_{cloud}^t(i, j)$ est la réflectance typique des nuages, et $\rho_g^t(i, j)$ est la réflectance du sol qui est le minimum de réflectance pour la même période.

Les équations 4.3 permettent d'obtenir Kc à partir de n^t (Rigollier et al., 2004) :

$$\begin{aligned} n^t < -0,2 & \quad Kc = 1,2 \\ -0,2 < n^t < 0,8 & \quad Kc = 1 - n \\ 0,8 < n^t < 1,1 & \quad Kc = 2,0667 - 3,6667n^t + 1,6667(n^t)^2 \\ n^t > 1,1 & \quad Kc = 0,05 \end{aligned} \quad (4.3)$$

Comme présenté dans l'équation 4.1, la qualité de l'estimation de l'éclairement global horizontal G dépend de la qualité des estimations de l'éclairement global par ciel clair Gc et de Kc . Iehlé et al. (1997) et Rigollier (2000) ont montré l'importance du modèle de ciel clair. En utilisant des modèles

différents, ces auteurs ont constaté des écarts de plus de 200 W m^{-2} entre des valeurs calculées pour la moyenne horaire de l'éclairement global (Rigollier et al., 2004). Un modèle d'éclairement par ciel clair de bonne performance contribuera à la performance de ces modèles pour tout ciel.

Il existe aujourd'hui plusieurs modèles d'éclairement par ciel clair, comme par exemple celui de Kasten (1980, 1984), Bird et Huldstrom (1984), Molineaux et al. (1998), Gueymard (1989, 2004), Ineichen et Perez (2002), ESRA (Greif et al., 2000; Rigollier et al. 2000, Geiger et al. 2002) ou encore Solis (Mueller et al. 2004). Hors variation avec l'angle solaire zénithal, si l'éclairement pour tout ciel dépend principalement de la couverture nuageuse, l'éclairement par ciel clair dépend lui fortement de la composition atmosphérique comme par exemple les aérosols et la vapeur d'eau. Les modèles comme celui de Kasten, d'Ineichen ou le modèle ESRA utilisent le facteur de trouble de Linke. Ce dernier est défini comme le rapport du coefficient d'extinction de l'atmosphère sur celui d'extinction moléculaire de l'air pur et sec, afin de déterminer la turbidité de l'atmosphère. Les autres modèles comme celui de Bird, de Molineaux ou encore le modèle Solis utilisent, eux, l'épaisseur optique des aérosols en entrée.

Les aérosols jouent un rôle important en raison de la diversité des propriétés de diffusion et d'absorption en fonction de leurs types et de l'hétérogénéité spatiale et temporelle de leur quantité, taille, composition chimique et forme (Deepshikha et al. 2006 ; Deneke et al. 2008 ; Elias, Roujean 2008 ; Gueymard 2005 ; Xu et al. 2011).

Le projet MACC (Monitoring Atmosphere Composition and Climate), financé par la Commission Européenne dans le cadre du programme FP-7, prépare la mise à disposition opérationnelle de la prévision des propriétés des aérosols ainsi que le contenu en vapeur d'eau et en ozone de la colonne atmosphérique (Kaiser et al 2012a ; Peuch et al 2009.). Jusqu'à présent, un ensemble de données de ré-analyses pluriannuel est fourni (Inness et al. 2012). Ces informations relatives aux aérosols n'ont pas été mises à disposition jusqu'ici par des centres de prévision numérique du temps opérationnel.

Pour exploiter cette nouvelle source de données, un nouveau modèle d'éclairement par ciel clair, appelé McClear, est conçu pour estimer l'éclairement global ainsi que ses composantes directe et diffuse par condition de ciel clair.

4.2. Le modèle McClear

Le modèle McClear vise à produire à la fois l'éclairement global et direct horizontal. La première contrainte dans son développement est qu'il faut reproduire avec une précision acceptable, définie ci-dessous, l'éclairement estimé par les codes de transfert radiatif (CTR) de haute précision. Le CTR libRadtran (Mayer, Kylling 2005 ; Mayer et al 2010) est pris ici comme la référence. Les écarts entre les sorties de McClear et libRadtran doivent satisfaire des contraintes similaires à la précision des mesures de rayonnement (WMO, 2008) : le biais doit être ainsi inférieur à 3 W m^{-2} et le percentile P95 des erreurs doit être inférieur à 20 W m^{-2} .

Le modèle McClear doit produire des séries temporelles rapidement, pour chaque pixel dans le champ de vue du satellite Météosat, toutes les 15 min. Cette contrainte opérationnelle oblige que l'exécution de McClear soit beaucoup plus rapide que libRadtran avec une vitesse de calcul d'environ 10^5 fois plus grande.

Une solution pour satisfaire ces contraintes est d'adopter une approche avec des tables précalculées ou abaques, combinées à des fonctions d'interpolation. L'utilisation des abaques – aussi appelés

look-up tables (LUT) – n'est pas nouvelle dans ce domaine (Deneke et al 2008 ; Huang et al., 2011 ; Mueller et al., 2009 ; Schulz et al 2009). Elle se révèle un moyen efficace et rapide pour fournir des estimations autrement disponibles à partir des modèles complexes et lents.

Le premier inconvénient réside dans le fait que l'établissement des ces abaques peut correspondre à une forte demande en ressource informatique et que le temps nécessaires pour les calculer peut s'élever à plusieurs mois.

Un autre inconvénient est que les abaques doivent être adaptées aux données d'entrée disponibles, comme par exemple la liste de paramètres, les bornes minimales et maximales de chaque paramètre. Ainsi, dans ce chapitre, nous présentons une approche avec les abaques et les fonctions d'interpolation adaptée aux données d'entrée issues des caractéristiques typiques des sorties de la prévision météorologique numérique comme les données de ré-analyse du projet MACC.

Un ensemble d'abaques et de fonctions d'interpolation associées pour accélérer le calcul de des éclaircissements par ciel clair est conçu, développé, mis en œuvre et validé. Cet ensemble constitue le modèle McClear.

Les entrées de McClear sont d'abord les paramètres décrivant la position géographique et le temps :

- latitude et longitude du site ;
- période du temps (1 an, 2 ans, etc.) ;
- la durée d'intégration de l'éclairement : 1 min, 15 min, 1 h, 1 jour ;
- la période d'échantillonnage en temps, généralement identique à la durée d'intégration.

A l'aide de ces informations sur la position géographique et le temps, nous devons récupérer les données de dix paramètres décrivant l'état atmosphérique, les altitudes, l'albédo du sol et l'angle zénithal solaire comme les entrées du modèle McClear :

1. le contenu en ozone de la colonne atmosphérique (TOC, total ozone column exprimé en unité Dobson) ;
2. le contenu en vapeur d'eau de la colonne atmosphérique (TWVC, *total water vapor column*, exprimé en kg/m^2) ;
3. le profil atmosphérique : profil latitudes moyennes d'été, latitudes moyennes d'hiver, subarctique d'été, subarctique d'hiver, tropical, et l'atmosphère standard des Etats-Unis ;
4. l'épaisseur optique des aérosols (τ_a) pour la longueur d'onde 550 nm ;
5. le coefficient d'Angstrom (α) ;
6. le type des aérosols issu du modèle OPAC : urbain, continental propre, continental pollué, continental moyen, maritime propre, maritime pollué, maritime tropical, antarctique, et désertique ;
7. altitude du site au-dessus du niveau moyen de la mer (exprimé en km) ;
8. altitude au-dessus du niveau du sol (km) ;
9. albédo du sol (ρ_g) ;
10. angle zénithal solaire (θ_s exprimé en degré).

Les propriétés des aérosols sont décrites par trois paramètres : l'épaisseur optique des aérosols pour la longueur d'onde 550 nm, le coefficient d'Angstrom et le type parmi une liste d'aérosols standards, au lieu d'utiliser explicitement par exemple l'épaisseur optique calculé à différentes longueurs d'onde ou d'autres paramètres comme leur albédo de simple diffusion ou leur paramètre d'asymétrie. A première vue, ce choix de modélisation peut être critiqué car il ne permet pas

d'utiliser, le cas échéant, des informations supplémentaires disponibles sur les aérosols. Cependant, cette approche renforce la flexibilité de McClear en lui permettant de s'adapter à d'autres sources de données. En outre, elle permet d'éviter l'augmentation drastique voire rédhitoire de la dimension des abaques afin de couvrir par exemple la combinatoire des épaisseurs optiques pour toutes les longueurs d'onde.

Les abaques de McClear contiennent :

- l'indice de clarté KT pour l'albédo du sol égal à 0, 0,1, et 0,9 ;
- l'indice de clarté direct KTb pour l'albédo du sol nul.

pour chaque combinaison possible des valeurs sélectionnées des dix entrées de McClear décrivant l'état optique de l'atmosphère, les altitudes, l'albédo du sol et l'angle zénithal solaire. Ces combinaisons des valeurs sélectionnées correspondent à des nœuds dans l'abaques. Les indices de clarté sont obtenus en exécutant libRadtran pour chacun de ces nœuds. Les fonctions d'interpolation permettent d'interpoler entre ces nœuds.

Mon travail de la thèse a contribué principalement à l'optimisation de la sélection des nœuds et la sélection/conception des fonctions d'interpolation avec les contraintes suivantes : i) réduire autant que possible le nombre de nœuds dans cet espace à dix dimensions, afin d'avoir des abaques aussi petites que possible, ii) sélectionner/concevoir les fonctions d'interpolation qui s'exécutent le plus rapidement possible, et iii) faire en sorte que les valeurs interpolées soient proches des résultats de libRadtran avec les contraintes de qualité susmentionnées avec le biais inférieur à 3 W m^2 et le P95 des erreurs inférieur à 20 W m^2 . Ces trois contraintes ont été vérifiées pour chaque entrée séparément ainsi que pour la combinaison de toutes les entrées en utilisant tous les fonctions d'interpolation.

L'optimisation a été effectuée pour chacune des dix entrées énumérées ci-dessus. En utilisant une technique de type tirage de Monte-Carlo, les ensembles des entrées sélectionnés de façon aléatoire sont générés, à l'exception du paramètre analysé qui est régulièrement échantillonné avec un pas suffisamment fin. La sélection aléatoire des entrées est pondérée en considérant la distribution statistique typique des propriétés atmosphériques. Les fonctions de densité de probabilité pour tous les paramètres, à l'exception de l'épaisseur optique des aérosols, le coefficient d'Angstrom, et le contenu en ozone, obéissent à la loi uniforme. La loi bêta pour l'épaisseur optique des aérosols et le contenu en ozone, et la loi normale pour le coefficient d'Angstrom ont été sélectionnées. Les paramètres des lois ont été déterminés empiriquement à partir de diverses sources, telles que la littérature scientifique, des données de ré-analyses, les données d'AERONET, et les archives des produits de l'ozone des missions spatiales comme OMI, GOME et SCHIAMACHY. Il est à noter que ces tirages aléatoires suivant des lois typiques pour chacun des paramètres ont fait l'hypothèse d'une indépendance entre ces derniers. Cette hypothèse d'indépendance génère éventuellement quelques compositions de paramètres peu probables en réalité. Cependant, ceci nous permet de générer des compositions de paramètres couvrant la plupart des situations réelles.

Pour toutes les entrées, les fonctions d'interpolation sélectionnées sont linéaires, à l'exception de l'angle zénithal solaire et de l'albédo du sol.

Pour le premier, la fonction de Lambert-Beer Modifiée (Modified Lambert-Beer function en anglais, MLB) proposée par Mueller et al. (2009) a été étudiée. Pour satisfaire les contraintes de précision, une fonction de type MLB par morceaux a été retenue avec les cinq intervalles d'angles zénithaux solaires définis par les bornes suivantes : 0° , 60° , 75° , 80° , 85° , $89,9^\circ$ au lieu des deux angles

initialement proposées par Mueller et al. (2004) à 0° et 60°. Peu de temps après que la conception des abaques ait été définie, Qu et al. (2011, annexe 1) ont démontré qu'une fonction de type MLB par morceaux avec 4 intervalles suivant les bornes angulaires 0°, 60°, 75°, 85°, 89,9° aurait été également applicable avec la même précision.

La formule de Vermote et al. (1994, 1997) est utilisée pour l'albédo du sol ρ_g :

$$KT(\rho_g) = \frac{KT(\rho_g = 0)}{1 - \rho_g S} \quad (4.6)$$

où S est l'albédo sphérique de l'atmosphère. S est calculée pour $\rho_g = 0,1$ et $0,9$ en utilisant l'équation 4.6, et est ensuite linéairement interpolé/extrapolé par les équations 4.7 :

$$\begin{aligned} a &= \frac{S(\rho_g = 0,9) - S(\rho_g = 0,1)}{0,8} \\ b &= S(\rho_g = 0,1) - 0,1a \\ S(\rho_g) &= a\rho_g + b \end{aligned} \quad (4.7)$$

D'après Oumbe et al. (2011, annexe 2), la précision des fonctions linéaires de plusieurs morceaux pour estimer les changements dans G et B avec l'altitude au-dessus du sol est suffisante.

Parmi les dix paramètres de McClear, deux sont des paramètres discrets : le profil atmosphérique (6) et le type d'aérosol (9). Compte tenu que nous avons considéré 31 bandes spectrales, cela correspond donc à 1674 abaques.

Chaque abaque correspond donc à une bande spectrale, un profil atmosphérique et un type des aérosols et contient $4 \times 12 \times 11 \times 10 \times 8 \times 7 \times 3 \times 6 = 5322240$ nœuds correspondant aux 8 paramètres restant avec les échantillonnages suivants :

- contenu en ozone de la colonne atmosphérique (en unité Dobson) : 200 ; 300 ; 400 ; 500 ;
- contenu en vapeur d'eau de la colonne atmosphérique (kg/m^2) : 0,1 ; 3 ; 5 ; 7 ; 10 ; 15 ; 20 ; 30 ; 40 ; 60 ; 80 ; 100 ;
- épaisseur optique des aérosols à 550 nm : 0,01 ; 0,05 ; 0,1 ; 0,2 ; 0,3 ; 0,5 ; 1 ; 1,5 ; 2 ; 5 ;
- coefficient d'Angstrom des aérosols : -1 ; -0,5 ; 0 ; 0,5 ; 1 ; 1,5 ; 2 ; 3 ; 4 ;
- altitude du site au-dessus du niveau moyen de la mer (km) : 0 ; 1 ; 2 ; 3 ; 4 ; 5 ; 6 ; 7 ;
- altitude au-dessus du niveau du sol (km) : 0 ; 0,5 ; 1 ; 1,5 ; 2 ;
- l'albédo du sol : 0 ; 0,1 ; 0,9 ;
- angle zénithal solaire (degré) : 0 ; 60 ; 75 ; 80 ; 85 ; 89,9.

4.3. L'implantation de McClear

4.3.1. L'albédo du sol

Le produit MOD43C1 de MODIS est utilisé pour calculer l'albédo du sol. Les données de produit MOD43C1, dérivées des images de l'instrument MODIS, sont des estimations moyennes sur 16 jours fournies comme un produit de niveau 3, projetées sur une grille de 0,05 ° en latitude/longitude. Elles sont fournies tous les 8 jours en intégrant 16 jours d'acquisition de MODIS. Les données de ce

produit sont calculées en utilisant un modèle semi-empirique de BRDF de Ross-Li (Lucht et al., 2000) en fonction de l'angle zénithal solaire. Trois paramètres sont donnés décrivant la fonction de BRDF, à partir desquels la réflectance directionnelle-hémisphérique (ρ_{bs}) et la réflectance bi-hémisphérique (ρ_{ws}) sont calculées (Schaepman-Strub et al. 2006).

La base théorique de ce modèle semi-empirique est que la réflectance de la surface terrestre est modélisée comme une somme des trois fonctions représentant les trois différents types de base de diffusion : diffusion isotrope, diffusion volumétrique comme c'est le cas pour les canopées horizontalement homogènes, et la diffusion de la surface géométrique-optique comme dans les scènes contenant des objets qui projettent des ombres et sont mutuellement cachés lorsque observés suivant des directions hors nadir (équation 4.8).

$$R(\theta_s, \vartheta, \phi, \lambda) = f_{iso}(\lambda) + f_{vol}(\lambda)K_{vol}(\theta_s, \vartheta, \phi) + f_{geo}(\lambda)K_{geo}(\theta_s, \vartheta, \phi) \quad (4.8)$$

où K_{vol} est le noyau de RossTick pour la diffusion volumétrique comme par exemple la diffusion de rayonnement par la canopée dense. Le terme K_{geo} correspond à la fonction LiSparse pour rendre compte des effets d'ombre portée d'un ensemble d'objets sur un fond de type lambertien. ϑ est l'angle zénithal de visée. ϕ est l'angle azimutal relatif entre la direction du soleil et la direction de la visée.

Les données fournies par MOD43C1 correspondent aux trois paramètres f_{iso} , f_{vol} et f_{geo} pour chaque bande spectrale de MODIS et les trois bandes spectrales larges (0,3-0,7 μm ; 0,7-5,0 μm et 0,3-5,0 μm) avec une résolution spatiale de 0,05° en latitude et longitude.

Ces trois paramètres peuvent être utilisés pour estimer la réflectance directionnelle-hémisphérique ρ_{bs} avec une bonne précision pour tout angle zénithal solaire θ_s :

$$\begin{aligned} \rho_{bs}(\theta_s, \lambda) = & f_{iso}(\lambda)(g0_{iso} + g1_{iso}\theta_s^2 + g2_{iso}\theta_s^3) \\ & + f_{vol}(\lambda)(g0_{vol} + g1_{vol}\theta_s^2 + g2_{vol}\theta_s^3) \\ & + f_{geo}(\lambda)(g0_{geo} + g1_{geo}\theta_s^2 + g2_{geo}\theta_s^3) \end{aligned} \quad (4.9)$$

avec

Terme	Isotrope (iso)	RosstTick (vol)	LiSparse (geo)
<i>g0</i>	1,0	-0,007574	-1,284909
<i>g1</i>	0,0	-0,070987	-0,166314
<i>g2</i>	0,0	0,307588	0,041840

Tableau 4.1 : les constantes pour calculer ρ_{bs} dans l'équation 4.9

De façon similaire, nous pouvons calculer la réflectance bi-hémisphérique ρ_{ws} à l'aide de l'équation 4.10 :

$$\rho_{ws}(\lambda) = f_{iso}(\lambda)g_{iso} + f_{vol}(\lambda)g_{vol} + f_{geo}(\lambda)g_{geo} \quad (4.10)$$

avec

Terme	Isotrope (iso)	RosTick (vol)	LiSparse (geo)
g	1,0	0,189184	-1,377622

Tableau 4.2 : les constantes pour calculer la réflectance bi-hémisphérique, ρ_{ws} , dans l'équation 4.10

En définissant $K_B(\rho_g)$ comme suit :

$$K_B(\rho_g) = \frac{B}{G(\rho_g)} \quad (4.11)$$

où B ne dépend pas de ρ_g , l'albédo du sol ρ_g est donné par :

$$\rho_g = \rho_{ws} + K_B(\rho_g)(\rho_{bs} - \rho_{ws}) \quad (4.12)$$

La difficulté majeure dans l'équation 4.11 est que ρ_g dépend de K_B , qui dépend lui-même de ρ_g . En combinant les équations 4.6, 4.7, 4.11, 4.12, et désignant $\Delta = (\rho_{bs} - \rho_{ws})$, nous obtenons une équation du second ordre en KT :

$$a\Delta^2KTb^2 + KT[KT(\rho_g = 0) + (2a \cdot \rho_{ws} + b)\Delta KTb] + (a \cdot \rho_{ws}^2 + b \cdot \rho_{ws} - 1)KT^2 = 0 \quad (4.13)$$

En utilisant la méthode de Monte-Carlo pour sélectionner au hasard 100000 échantillons, nous constatons que l'équation 4.13 n'a qu'une seule solution qui respecte la condition $KT > KTb$. Dans McClear, l'équation 4.13 est utilisée pour calculer KT et l'équation 4.12 fournit ensuite l'albédo du sol ρ_g .

D'une manière pratique, pour l'application de McClear en un lieu donné, les trois paramètres de BRDF sont pris à partir du point de grille le plus proche dans MOD43C1, et pour les mois passé, en cours et suivant. Ils sont ensuite interpolés dans le temps pour chaque minute de la journée, en tenant compte de l'absence éventuelle de données. Ensuite, l'équation 4.13 est résolue pour obtenir l'indice de clarté KT . En ce qui concerne l'océan, le premier paramètre de BRDF est fixé à 0,02 (Wald, Monget 1983) et les deux autres à 0.

4.3.2. le profil atmosphérique

Les cinq profils atmosphériques utilisés dans McClear sont ceux de l'USA Air Force Geophysics Laboratory (AFGL, Anderson et al., 1986) comme ceux qui sont implantés dans libRadtran : tropiques, latitudes moyennes en été et en hiver, subarctiques en été et en hiver.

Une carte de classification à l'échelle globale a été construite pour la sélection automatique du profil atmosphérique pour n'importe quel site. La carte de la classification climatique de Koeppen (FAO 1997) a été modifiée manuellement pour l'Amérique du Nord, la Chine et l'Afrique selon Trewartha (1954). Plus précisément, les profils subarctiques sont attribués à des zones climatiques notées EF, HE, Dc, Dd dans Trewartha (1954), le profil tropical à Aw, As, Af et Am, et les profils des latitudes moyennes sont attribués au reste du monde. Les océans ne sont pas couverts par ces cartes climatiques, l'extension a été faite manuellement. En ce qui concerne les saisons, la période de novembre à avril est considérée comme l'hiver boréal et l'été austral.

4.3.3. La correction d'altitude

Les données de MACC utilisées pour McClear (i.e. aérosol, ozone et vapeur d'eau) correspondent à une altitude moyenne au dessus du niveau moyen de la mer pour chaque cellule. L'altitude moyenne de MACC pour un lieu particulier est calculée par interpolation linéaire des altitudes des 4 cellules immédiatement voisines.

L'interpolation de l'indice de clarté est faite entre les deux nœuds « d'altitude du site au-dessus du niveau moyen de la mer » les plus proches dans les abaques. Si l'altitude réelle du site est inférieure à l'altitude moyenne de MACC, l'indice de clarté est fixé à celui correspondant à l'altitude moyenne. Dans le cas contraire, une interpolation linéaire supplémentaire est effectuée en utilisant les nœuds « d'altitude au-dessus du niveau du sol ».

4.3.4. Les propriétés des aérosols

Les entrées de McClear relatives aux propriétés des aérosols sont l'épaisseur optique des aérosols à 550 nm, le coefficient d'Angstrom, et le type des aérosols parmi ceux proposés par OPAC. Le produit de ré-analyse issu du programme MACC donne l'épaisseur optique totale pour les longueurs d'onde 550 nm et 1240 nm, à partir desquelles le coefficient d'Angstrom est calculé. La ré-analyse MACC donne également l'épaisseur optique des aérosols partielle à 550 nm pour les espèces suivantes : poussière, matière organique, sel marin, sulfate et carbone suie (Benedetti et al. 2009 ; Kaiser et al. 2012b ; Morcrette et al. 2008, 2009.). Ces épaisseurs optiques partielles sont utilisées pour déterminer automatiquement le type des aérosols, et plus précisément le mélange dont le nom décrit l'origine typique des ensembles de particules : urbain, continental propre, continental pollué, continental moyen, maritime propre, maritime pollué, tropical maritime, antarctique, et désertique.

Le tableau 1 de Holzer-Popp et al. (2002) donne la contribution en pourcentage à l'épaisseur optique totale pour les différents mélanges par les éléments de base : constituants solubles et insolubles dans l'eau, le mode d'accumulation de sel marin, le mode grossier, la suie, et minéral transporté. Ce tableau est utilisé comme un guide pour déterminer les types des aérosols à partir des épaisseurs optiques partielles fournies par MACC. Ces épaisseurs optiques partielles sont converties en fractions de l'épaisseur optique totale, en pourcentage. L'algorithme de détermination du type à partir de ces fractions est décrit dans la figure 4.1. Il est à noter que le type "antarctique" est uniquement défini par la latitude.

Cet algorithme de détermination a été testé sur plusieurs années des données de MACC. Plusieurs stations de mesure issues du réseau AERONET ont été sélectionnées pour lesquels un ou plusieurs types des aérosols sont censés dominer, telles que les stations dans les Océans Indien et Pacifique sud (maritime tropical, maritime propre et pollué), en Océan Atlantique Nord (maritime, continental et urbain), dans les déserts australiens et du Sahel (désertique et continental), le plateau tibétain et la forêt amazonienne (principalement continental, maritime), la forêt du bassin du Congo (continental, urbain), les grandes agglomérations : Calcutta et New Delhi (urbain, continental pollué), Pékin (urbain), Shanghai et Mexico (urbain, continental, maritime), Tamanrasset, Sede Boqer et Mezaira (désertique).

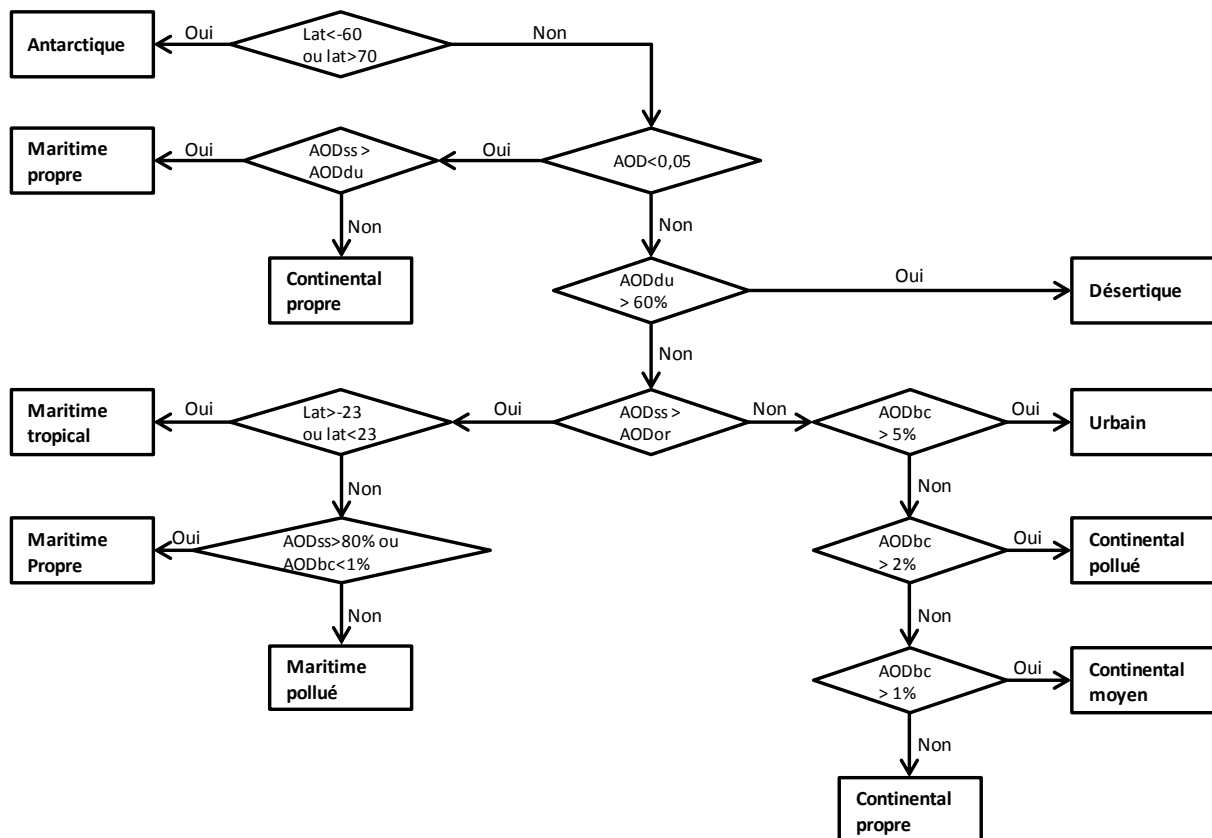


Figure 4.1 : Structure de l'algorithme de détermination du type d'aérosol (urbain, continental propre, continental pollué, continental moyen, maritime propre, maritime pollué, maritime tropical, antarctique, et désertique) à partir des épaisseurs optiques des aérosols (AOD) totale et partielles des espèces des aérosols issues de MACC : la poussière (AODdu), le sel marin (AODss), le noir de carbone (AODbc), la matière organique (AODor). "Lat" est la latitude.

Pour chaque site, l'histogramme des types des aérosols résultant a été établi et vérifié qu'il était proche de nos attentes. Bien que satisfaisant dans son ensemble, il faut travailler davantage sur cet algorithme, qui peut parfois échouer. La figure 4.2 présente l'éclairement global horizontal mesurée à la station de Carpentras et celui estimé par McClear intégré sur 1 min du 10 juin 2006 comme un exemple d'une telle défaillance. Cette journée était claire, sauf en début de matinée avant 07h UTC+0. Nous pouvons remarquer que les deux courbes sont parfaitement d'accord, le type des aérosols a été déterminé comme « urbain ». Il y a un désaccord entre les deux courbes de 08h00 à 11h30 UTC+0 où le type des aérosols a été trouvé comme « maritime pollué ». Cela conduit à une surestimation de l'éclairement global horizontal avec une valeur maximale de 30 W m^2 , qui de 968 W m^2 s'élève jusqu'à 998 W m^2 , soit 3 % de l'éclairement global horizontal à 11h30 UTC+0. A cet instant, l'éclairement direct horizontal est de 910 W m^2 et est inchangé car il ne dépend pas du type des aérosols.

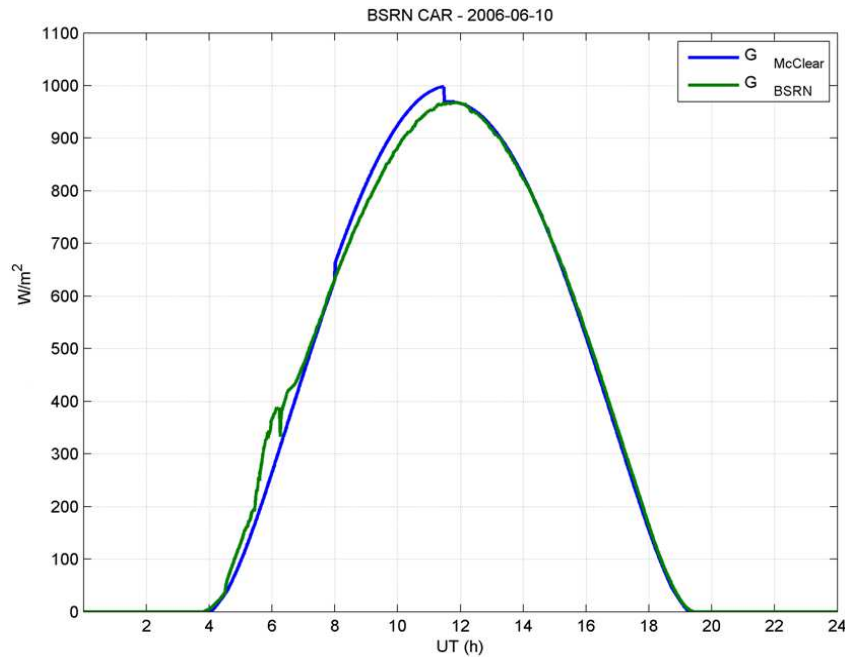


Figure 4.2 : l'éclairement global horizontal mesuré par le réseau BSRN et estimé par le modèle McClear intégré sur 1 min au 10 juin 2006, à Carpentras, au sud-est de la France, comme un exemple pour un cas de défaillance rare de l'algorithme déterminant le type des aérosols.

4.3.5. Le calcul de l'éclairement par ciel clair

Le processus de calcul de McClear est présenté dans la figure 4.3. Les propriétés des aérosols, le contenu en ozone et en vapeur d'eau issus de MACC sont donnés toutes les 3 h, à partir de 00:00 UTC+0, chaque jour. Une interpolation bilinéaire spatiale est appliquée pour calculer une série temporelle de valeurs de 3 h pour un lieu donné. Une deuxième interpolation linéaire temporelle est effectuée produisant des séries temporelles de chaque variable pour chaque 1 min afin de permettre de produire l'éclairement à la surface de résolution de 1 min et 15 min.

Ces valeurs interpolées suivant un pas de temps de 1 min sont les entrées du modèle McClear. L'angle zénithal solaire θ_s est calculé avec l'algorithme SG2 (Blanc, Wald 2012) chaque minute, pour le milieu de l'intervalle d'une min. Une abaque est choisie pour le profil atmosphérique donné et le type des aérosols donné (cf. respectivement section 4.3.2 et 4.3.4). Une série d'interpolations des différentes variables est effectuée pour obtenir les indices de clarté. L'ordre de l'interpolation des paramètres a une influence négligeable sur les résultats. Pour des raisons de rapidité de calcul, les interpolations linéaires sont exécutées en premier, puis vient le calcul de l'albédo du sol, et enfin l'interpolation avec la fonction MLB par morceaux suivant l'angle zénithal solaire θ_s .

Les indices de clarté résultants sont supposés être constants pendant l'intervalle de temps de 1 min. L'éclairement moyen de 1 min est calculé par les équations 3.4 et 3.5, où les paramètres de géométrie solaire ainsi que l'éclairement solaire hors atmosphère en incidence normale sont déterminés par SG2 pour le début et la fin de la minute. Si nécessaire, les éclairements de 1 min sont moyennés pour donner les valeurs de 15 min, les valeurs horaires et quotidiennes en temps universel ou en temps solaire vrai.

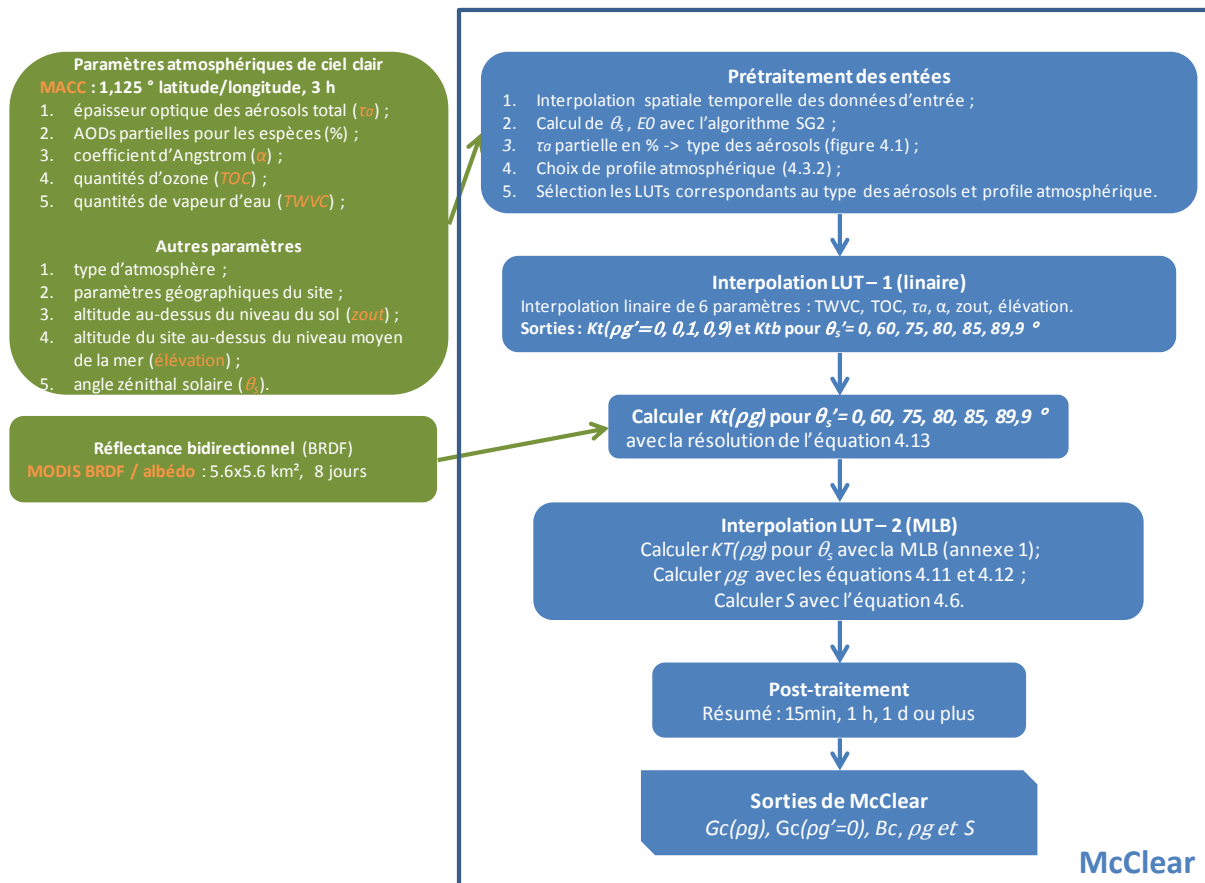


Figure 4.3 : le processus de calcul de McClear

4.4. La validation de McClear

4.4.1. Les données BSRN pour la validation

Le réseau de stations pyranométriques Baseline Surface Radiation Network (BSRN) fournit un ensemble de mesures des éclaircements global horizontal, diffus horizontal et direct en incidence normale de grande qualité qui conviennent pour la validation des estimations du modèle McClear. Les données sont mesurées toutes les 1 min. Nous avons choisi 11 stations représentant une grande variété de climats (cf. tableau 4.3) pour la période 2005-2008, à l'exception de Palaiseau, Xianghe et Lauder : 2005-2007, et de Brasilia : 2006-2007.

Station	Abr.	Années validées	Pays	Latitude	Longitude	Élévation (m)	Altitude moyenne MACC (m)
Barrow	BAR	2004-2010	Etats-Unis (Alaska)	71,323	-156,607	8	31
Palaiseau	PAL	2004-2007	France	48,713	2,208	156	126
Carpentras	CAR	2004-2009	France	44,083	5,059	100	538
Payerne	PAY	2004-2009	Suisse	46,815	6,944	491	943
Xianghe	XIA	2005-2008	China	39,754	116,962	32	326
Tateno	TAT	2004-2010	Japon	36,050	140,133	25	246
Sede-Boqer	SBO	2004-2009	Israël	30,905	34,782	500	450
Tamanrasset	TAM	2004-2009	Algérie	22,780	5,510	1385	1012
Brasilia	BRB	2006-2007	Brésil	-15,601	-47,713	1023	808
Alice-Springs	ASP	2004-2009	Australie	-23,798	133,888	547	554
Lauder	LAU	2004-2007	Nouvelle-Zélande	-45,045	169,689	350	509

Tableau 4.3 : liste des stations BSRN choisies pour la validation de McClear

Nous avons appliqué un contrôle de qualité drastique sur les données BSRN afin d'éliminer les mesures présentant des caractéristiques suspectes.

Plus précisément, les données originales issues de BSRN ont été filtrées à l'aide de l'algorithme de Roesch et al. (2011). Seules les données qui respectent les contraintes suivantes ont ainsi été conservés :

$$\begin{aligned} \frac{D+B}{G} &= 1 \pm 0,08 \quad \text{si } \theta_s \leq 75^\circ \\ \frac{D+B}{G} &= 1 \pm 0,15 \quad \text{si } \theta_s > 75^\circ \end{aligned} \quad (4.14)$$

En outre, une série de filtres est ensuite appliquée sur les résultats de l'équation 4.14 afin d'identifier et conserver les instants dont nous sommes sûrs qu'ils correspondent à des instants de ciel clair. Tout d'abord, seules les minutes pour lesquelles le rapport D/G (fraction diffuse, fd) est inférieur à 0,3 ont été retenus. Deuxièmement, un instant donné t , exprimé en minutes, est retenu seulement si au moins 30 % des observations de 1 min dans les intervalles $[t-90, t]$ et $[t, t+90]$ ont été retenus. Enfin, un troisième test porte sur la variation de l'éclairement dans cet intervalle qui ne doit pas être trop importante afin d'éviter les cas de nuages fragmentés. Si m désigne la masse d'air calculée à partir de Kasten et Young (1989), un indice de clarté corrigée, KT' (Ineichen, Perez, 1999) est calculé en fonction de m défini comme la masse d'air :

$$KT' = \frac{KT}{1,031 \cdot \exp\left(\frac{-1,4}{0,9 + \frac{9,4}{m}}\right) + 0,1} \quad (4.15)$$

Ainsi le troisième test s'exprime ainsi : un instant a été considéré comme clair si l'écart-type de KT' dans l'intervalle $[t-90, t+90]$ est inférieur à 0,02. Seuls les instants de 1 min ayant passé ces trois cribles ont été retenus comme instants de ciel clair pour la validation de McClear. Cet algorithme a été comparé à celui proposé par Long et Ackerman (2000) : ce dernier s'est révélé systématiquement moins restrictif que celui décrit ici.

4.4.2. Validation

La validation de McClear a été faite en comparant les données d'éclairement par ciel clair intégré sur une minute issues de BSRN et les valeurs calculées par McClear pour les mêmes instants, pour chacune des stations. Nous avons calculé les écarts et caractérisé ces écarts par leurs biais, erreur quadratique moyenne (EQM), et le carré du coefficient de corrélation. Les valeurs relatives sont exprimées par rapport à la valeur moyenne observée. Les quantités statistiques sont calculées pour les éclairagements globaux et directs horizontaux G et B , KT et KTb , site par site, tous les instants confondus.

Les tableaux 4.4 et 4.5 montrent des quantités statistiques sur les écarts pour l'éclairement global et direct horizontal et pour les 11 stations. Des tableaux similaires pour KT et KTb ainsi que des discussions supplémentaires sont présentés dans Lefèvre et al. (2013).

Station	Nombre d'échantillons	Moyenne d'observation ($W m^{-2}$)	Biais ($W m^{-2}$)	Biais rel. (%)	EQM ($W m^{-2}$)	EQM rel. (%)	Carré du coeff. de corrél.
Barrow	69114	494	5	1 %	15	3 %	0,990
Palaiseau	62801	570	14	2 %	24	4 %	0,991
Carpentras	315061	624	21	3 %	28	5 %	0,992
Payerne	127802	646	28	4 %	33	5 %	0,992
Xianghe	109206	617	12	2 %	32	5 %	0,975
Tateno	152242	597	14	2 %	24	4 %	0,988
Sede-Boqer	355644	830	12	1 %	25	3 %	0,985
Tamanrasset	380887	818	9	1 %	20	2 %	0,994
Brasilia	306592	785	11	1 %	22	3 %	0,992
Alice-Springs	497766	758	13	2 %	22	3 %	0,993
Lauder	235137	702	15	2 %	22	3 %	0,994

Tableau 4.4 : statistiques sur l'éclairement global horizontal par ciel clair (mesure : BSRN, estimation : McClear)

Le carré du coefficient de corrélation pour l'estimation de l'éclairement global est très élevé ($r^2 \geq 0,97$ pour toutes les stations (tableau 4.4)). Les biais sont compris entre $5 W m^{-2}$ et $28 W m^{-2}$, soit moins de 4 % de la valeur moyenne observée. Les biais les plus grands en valeur relative se trouvent à Payerne (Suisse), et Carpentras (France). L'EQM est compris entre $15 W m^{-2}$ et $33 W m^{-2}$ et est inférieur à 5 % de la valeur moyenne observée dans tous les cas.

Les quantités statistiques varient légèrement d'une année à l'autre. Par exemple, le biais de l'estimation de l'éclairement global pour Payerne est de $27 W m^{-2}$ en 2004, $26 W m^{-2}$ en 2005, $23 W m^{-2}$ en 2006, $29 W m^{-2}$ en 2007, $31 W m^{-2}$ en 2008 et $31 W m^{-2}$ en 2009. Dans l'ensemble, nous n'avons observé aucune tendance temporelle claire entre ces quantités. Cependant, il semble que les résultats sont généralement meilleurs pour les mois d'été que pour les mois d'hiver.

Station	Nombre d'échantillons	Moyenne d'observation ($W m^{-2}$)	Biais ($W m^{-2}$)	Biais rel. (%)	EQM ($W m^{-2}$)	EQM rel. (%)	Carré du coeff. de corrél.
Barrow	69114	402	-7	-2 %	31	8 %	0,945
Palaiseau	62801	471	3	1 %	33	7 %	0,967
Carpentras	315061	530	2	0 %	33	6 %	0,969
Payerne	127802	551	12	2 %	38	7 %	0,958
Xianghe	109206	579	0	0 %	52	9 %	0,889
Tateno	152242	492	-9	-2 %	35	7 %	0,955
Sede-Boqer	355644	710	-46	-7 %	60	8 %	0,938
Tamanrasset	380887	687	12	2 %	44	6 %	0,939
Brasilia	306592	663	15	2 %	44	7 %	0,945
Alice-Springs	497766	679	5	1 %	30	4 %	0,979
Lauder	235137	631	-11	-2 %	35	6 %	0,974

Tableau 4.5 : statistiques sur l'éclairement direct horizontal par ciel clair (mesure : BSRN, estimation : McClear)

Le carré du coefficient de corrélation pour l'estimation de l'éclairement direct horizontal (tableau 4.5) est également élevé ($r^2 \geq 0,93$) pour toutes les stations sauf Xianghe ($r^2 = 0,889$). Les biais sont compris entre $-46 W m^{-2}$ et $15 W m^{-2}$, et sont inférieurs à 7 % de la valeur moyenne observée. Les biais en valeur absolue les plus faibles, moins de $6 W m^{-2}$, se trouvent en Europe (Palaiseau, Carpentras, Payerne) et en Australie (Alice-Springs), tandis que la valeur la plus grande se trouve à Sede Boqer (Israël, $-46 W m^{-2}$). L'EQM est faible dans tous les cas et varie de $31 W m^{-2}$ et $60 W m^{-2}$, soit moins de 8% des moyennes observées. La plus grande valeur d'EQM ($60 W m^{-2}$) se trouve pour la station de Sede Boqer qui montre déjà un biais important.

Comme le montre dans une étude sur la qualité des données des aérosols fournies par le projet MACC/MACC-II sur la région des Emirats Arabes Unis, les données de MACC montrent des écarts types relativement faibles par rapport aux mesures au sol du réseau d'AERONET (Oumbe et al., 2012). Les bonnes performances sur l'éclairement direct horizontal B sont donc probablement dues à la représentation relativement précise des propriétés des aérosols et leur évolution dans le temps par les données de MACC.

De même que pour l'éclairement global, les quantités statistiques varient légèrement d'une année à l'autre. Nous n'avons cependant pas observé une tendance claire des performances suivant une perspective interannuelle. Il est aussi à noter que les résultats d'estimation de McClear sur l'éclairement direct horizontal sont généralement meilleurs pour les mois d'hiver que pour l'été, contrairement à ceux relatifs à l'éclairement global horizontal.

Nous n'avons pas pris en compte le rayonnement circumsolaire pour corriger l'éclairement direct horizontal estimé par McClear par rapport à des mesures de direct issues de pyréliomètres dont l'angle d'ouverture est de l'ordre de 5° . Ce rayonnement circumsolaire dans ces conditions de ciel clair est, dans la plupart des cas, inférieur à $10 W m^{-2}$ (Oumbe et al., 2012). Il peut expliquer en partie le biais en cas de sous-estimation.

La composante diffuse horizontale, D , est calculée en soustrayant l'éclairement direct horizontal B de l'éclairement global G . Par conséquent, le biais pour l'éclairement diffus peut être calculé à partir des tableaux 4.4 et 4.5. Il varie de $-8 W m^{-2}$ à $60 W m^{-2}$. Dans l'ensemble, l'éclairement diffus est surestimé, à l'exception des stations Brasilia et Tamanrasset.

Le site web SoDa (www.soda-is.org) fournit les informations sur l'éclairement issues de la base de données HelioClim-3v3 (HC3v3, Blanc et al. 2010, Espinar et al. 2012). La base de données de HelioClim provient des images de la série des satellites Météosat en utilisant la méthode Heliosat-2 (Rigollier et al. 2004) et le modèle de ciel clair ESRA (Wald et al., 2000, Rigollier et al. 2000) modifié par Geiger et al. (2002) avec la climatologie du facteur de trouble de Linke de Remund et al. (2003) comme entrées. Cette climatologie de facteur de trouble de Linke produite par Remund et al. (2003) consiste en 12 cartes, une par mois, couvrant le monde avec une résolution en latitude et longitude de 5 arcmin. Le modèle de ciel clair ESRA est en mesure de fournir, notamment des moyennes sur 1 minute des éclairements globaux, directs et diffus par ciel clair qui ont été comparées aux mesures issues de BSRN pour les instants de ciel clair, pour les 11 stations dans le tableau 4.3 réparties dans le monde entier.

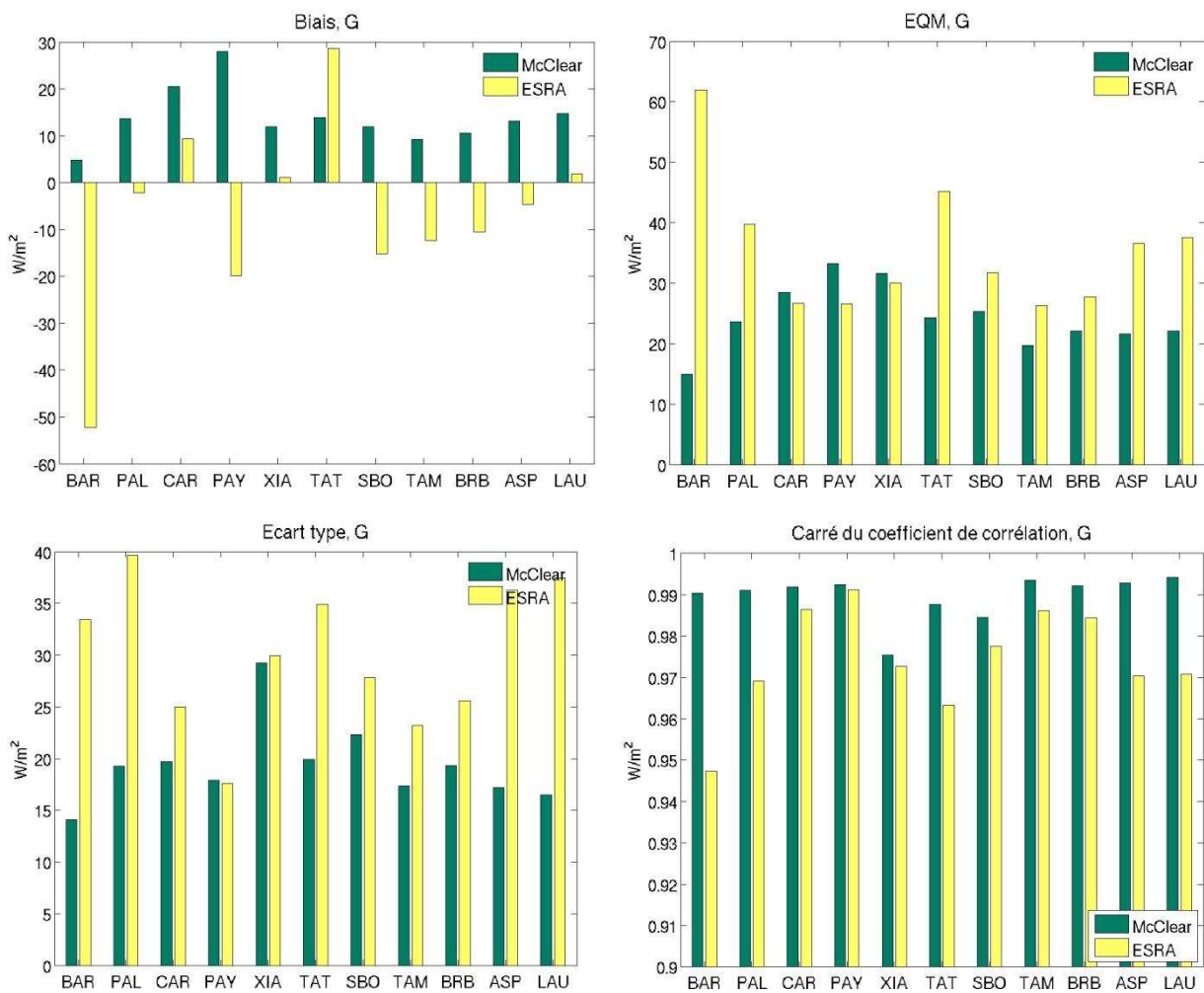


Figure 4.4 : Comparaison entre l'éclairement global horizontal par ciel clair mesuré par BSRN et l'éclairement global horizontal estimé par les modèles de ciel clair McClear et ESRA.

Les figures 4.4 et 4.5 montrent le biais, l'EQM, l'écart type et le carré du coefficient de corrélation des modèles de ciel clair McClear et ESRA en comparant avec les mesures au sol. Il apparaît clairement que la performance de McClear est meilleure que celle d'ESRA dans la plupart des cas. Nous observons une dispersion moindre et un meilleur coefficient de corrélation tant pour l'éclairement global que pour l'éclairement direct horizontal. Le biais pour McClear est légèrement positif mais reste faible pour toutes les stations. Sachant que HC3v3, qui utilise ESRA comme modèle de ciel clair, est exploitée par de nombreuses entreprises et chercheurs en énergie solaire,

puisque environ 2 millions de séries temporelles de HC3v3 ont été fournies par le Service SoDa en 2011, nous pouvons mesurer l'intérêt potentiel de McClear dans cette communauté.

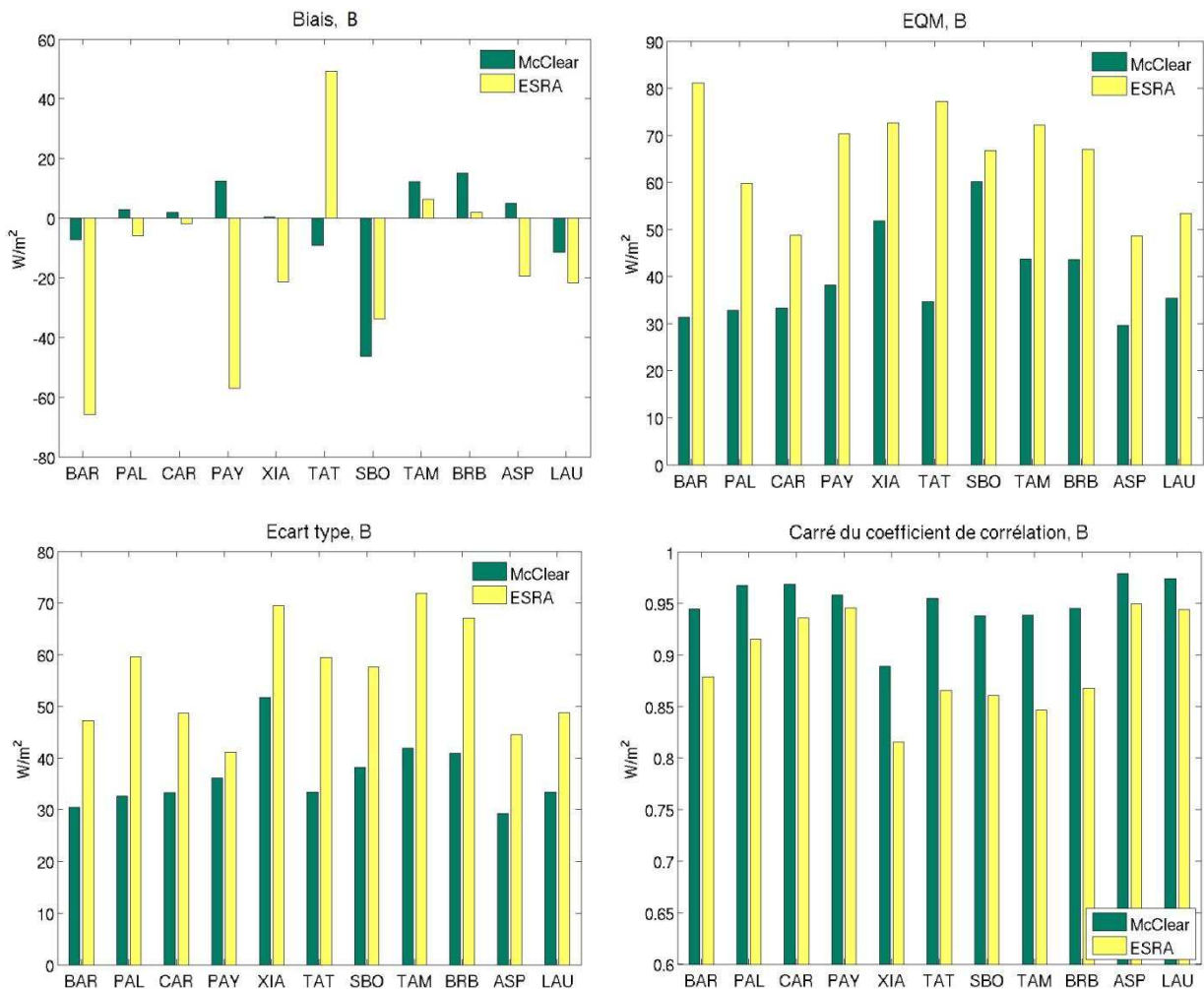


Figure 4.5 : Comparaison entre l'éclairement direct horizontal par ciel clair mesuré par BSRN et l'éclairement direct horizontal estimé par les modèles de ciel clair McClear et ESRA.

4.5. Conclusion

Le nouveau modèle d'éclairement sous condition de ciel clair McClear montre des résultats très satisfaisants. La comparaison entre les estimations de McClear et les mesures de l'éclairement global et direct horizontal pour les 11 stations dans le monde montre des coefficients de corrélation élevés. Pour les valeurs moyennées de l'éclairement global, respectivement l'éclairement direct horizontal, sur 1 min, le coefficient de corrélation varie entre 0,95 et 0,99, respectivement 0,84 et 0,99. Les biais sont compris entre -14 W m^{-2} et 25 W m^{-2} pour l'éclairement global et entre -49 W m^{-2} et 33 W m^{-2} pour l'éclairement direct. L'EQM varie entre 20 W m^{-2} (3 % de l'éclairement moyen observé) et 36 W m^{-2} (5 %), respectivement 33 W m^{-2} (5 %) et 64 W m^{-2} (10 %). De manière générale, 95 % des écarts entre les estimations et les mesures sont inférieures à environ 50 W m^{-2} pour l'éclairement global horizontal et 70 W m^{-2} pour l'éclairement direct horizontal.

Les comparaisons de McClear avec la base de données HelioClim3v3 montrent que McClear la dépasse, en particulier en ce qui concerne l'EQM et le coefficient de corrélation. Ces résultats satisfaisants démontrent la qualité du modèle McClear et indirectement la qualité des propriétés des aérosols modélisées par la ré-analyse de MACC.

La nouveauté du modèle McClear est l'inclusion de différentes propriétés optiques des aérosols, de la vapeur d'eau et de l'ozone avec une période temporelle élevée de 3 heures comparée à celle proposées par les climatologies mensuelles précédemment utilisés dans des modèles d'éclairement par ciel clair. Le coefficient de corrélation élevé et le faible écart-type, démontrent que McClear offre des estimations précises de l'éclairement.

Le modèle de ciel clair McClear peut être d'ailleurs utilisé pour améliorer la performance des modèles tout ciel, comme par exemple Heliosat-2 utilisé pour construire la base de données HelioClim3. La méthode Heliosat-2 utilise le modèle de ciel clair ESRA ayant pour entrée une climatologie mensuelle du trouble de Linke. En utilisant le modèle McClear, nous pouvons introduire dans Heliosat-2 l'influence de la variation inter-journalière des paramètres de ciel clair afin d'améliorer la performance du modèle tout ciel. La correction de HelioClim-3v3 par le modèle McClear est présentée dans l'annexe 3.

McCclear peut être aussi utilisé dans des modèles de transposition qui décomposent l'éclairement global en l'éclairement direct et diffus. Ces modèles sont généralement obtenus par une régression d'une fonction paramétrique empirique sur des mesures concomitantes de l'éclairement global et direct faites à quelques stations. Ils sont donc adaptés à une région. Nous avons proposé une nouvelle méthode utilisant le modèle McCclear pour fournir les informations sur le ciel clair afin de mieux discriminer les effets des aérosols et des autres constituants atmosphériques de ciel clair de ceux dus aux nuages. Comme le modèle McCclear n'est pas un modèle empirique, il peut donc être facilement appliqué à n'importe quelle région climatique. Ceci rend le nouveau modèle de transposition plus applicable à différentes régions. Cette nouvelle méthode est présentée dans l'annexe 4. Elle reste toutefois un travail préliminaire qu'il faudra affiner.

Comme le projet MACC fournira également des prévisions des propriétés des aérosols et de la quantité de l'ozone, et que divers services météorologiques fournissent la prévision de la quantité de vapeur d'eau, McCclear pourrait également être utilisé pour la prévision de l'éclairement. Cette piste n'a pas encore été exploitée.

Chapitre 5 : La méthode Heliosat-4

5.1. Le modèle de ciel nuageux McCloud de la méthode Heliosat-4

Dans l'étude de l'approximation, dite de séparabilité, présentée dans le chapitre 3, nous avons montré que les erreurs induites par l'approximation sont acceptables, sauf dans des cas extrêmes avec un albédo du sol supérieur à 0,9 concomitant avec une épaisseur optique de nuage supérieure à 40.

Comme nous l'avons vu, cette approximation a une grande portée pratique et nous désirons l'employer pour la nouvelle méthode Heliosat-4. Auparavant, nous avons évalué la fréquence des cas favorables et défavorables à cette approximation pour quelques stations de mesure BSRN utilisées par la suite, afin d'obtenir une première idée des erreurs que l'on peut attendre de cette séparabilité.

Nous avons ainsi estimé pour chacune de ces stations un histogramme bidimensionnel (figure 5.1), montrant la fréquence en pourcentage conjointe de l'épaisseur optique des nuages (axe horizontal de la figure 5.1) et de l'albédo du sol (axe vertical). L'albédo du sol est celui du produit MOD43C1 de MODIS, et l'épaisseur optique des nuages est fournie par le produit APOLLO (AVHRR Processing scheme Over cLOUDs, Land and Ocean, Kriebel et al. 1989, Gesell 1989, Kriebel et al, 2003).

Nous avons choisi de montrer ces histogrammes pour quatre de ces stations, qui représentent quatre climats différents. La station de Carpentras est sous climat méditerranéen, le climat pour celle de Camborne est typiquement océanique, celle de Tamanrasset est dans une zone désertique au centre du Sahara et enfin, la station Brasilia est sous climat subtropical. La quantification choisie pour l'albédo du sol et l'épaisseur optique des nuages est identique à celle utilisée dans le chapitre 3, excepté que nous ajoutons ici les cas d'épaisseur optique des nuages nulle afin d'indiquer le pourcentage des cas de ciel clair.

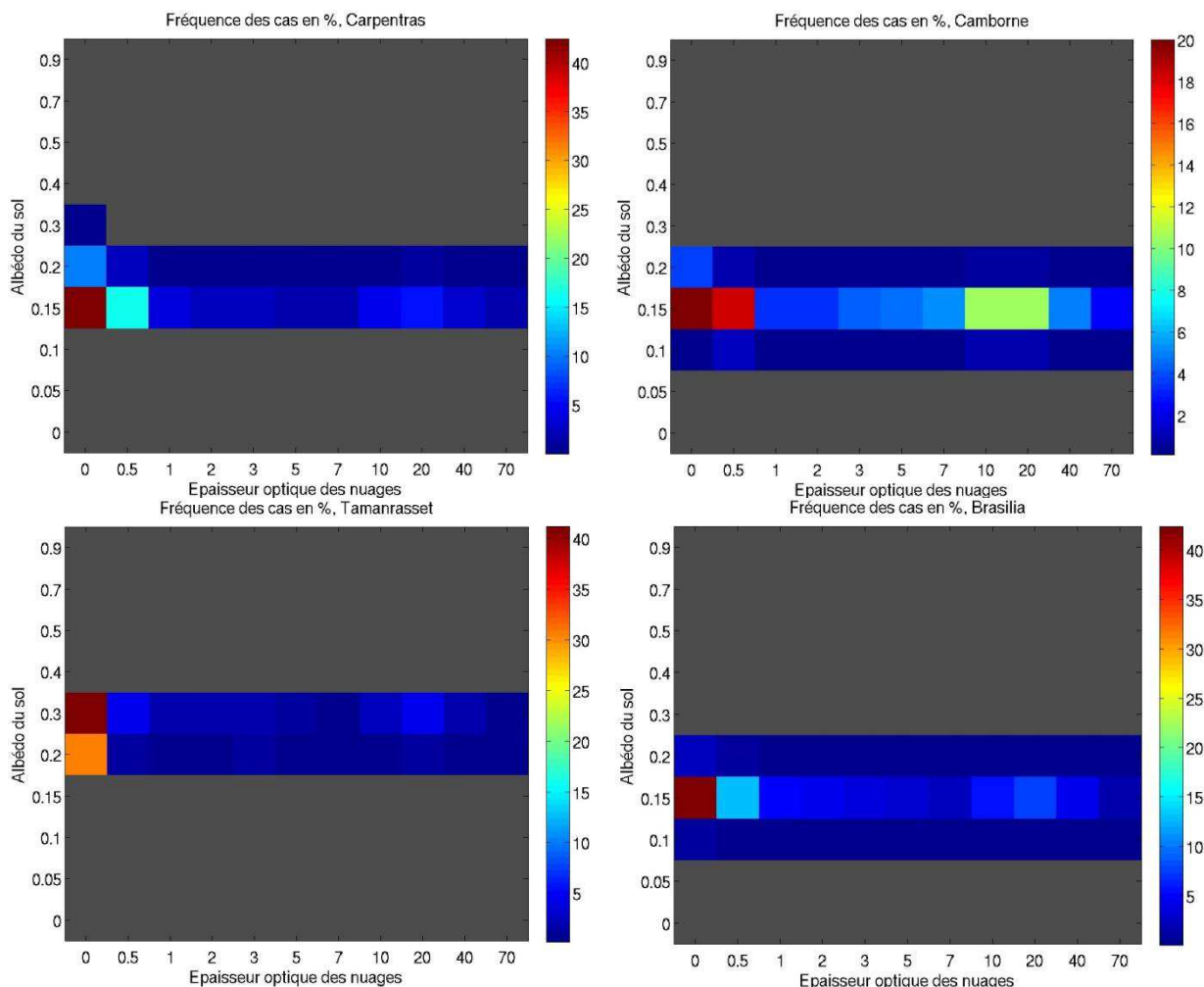


Figure 5.1 : fréquence des combinaisons de l'albédo du sol et de l'épaisseur optique des nuages pour quatre stations: celles de Carpentras (haut-gauche), de Camborne (haut-droite), de Tamanrasset (bas-gauche) et de Brasilia (bas-droite).

Pour les quatre stations, l'albédo du sol est toujours inférieur à 0,4, même pour Tamanrasset qui se situe dans une zone désertique. En termes d'épaisseur optique des nuages, le cas de ciel clair est souvent le plus fréquent. Pour les cas nuageux, il existe deux pics de distribution centrés sur 0,5 et 20. D'après la figure 5.1, nous ne rencontrerons jamais les cas extrêmes mentionnés en début de chapitre, c'est-à-dire avec un albédo du sol de 0,9 concomitant avec une épaisseur optique de nuage supérieure à 40.

Cependant, l'albédo du sol utilisé dans la figure 5.1 est issu du produit MOD43C2 de MODIS qui exclut les cas enneigés. Nous pouvons en réalité rencontrer des cas d'albédo du sol assez élevé jusqu'à 0,7 voire 0,8 pour les stations de latitude élevée qui seront couvertes de neige lors de l'hiver. La fréquence des cas extrêmes reste toutefois très faible. D'abord, même avec la neige, l'albédo du sol atteint rarement 0,9. Deuxièmement, la fréquence des cas avec une épaisseur optique de nuage supérieure à 40 est faible : moins de 3 % pour Carpentras, 5 % pour Camborne, 2 % pour Tamanrasset et 4 % pour Brasilia. En définitive, la fréquence de la combinaison de ces deux cas susmentionnés est donc très faible.

Forts de cette constatation, nous avons décidé d'utiliser l'approximation présentée dans le chapitre 3 pour définir la méthode Heliosat-4 de calcul de l'éclairement pour tout ciel, avec les équations 3.2.

Les éclairagements global et direct par ciel clair, G_c et B_c , sont fournis par le modèle de ciel clair McClear.

Ce chapitre décrit donc le modèle d'éclairément par ciel nuageux de Heliosat-4, appelé McCloud, qui consiste en l'établissement des fonctions d'indice de ciel clair K_c et K_{cb} . La méthode de calcul de l'éclairément pour tout ciel, Heliosat-4, sera donc la combinaison des modèles McClear et McCloud.

L'indice de ciel clair K_{cb} pour l'éclairément direct résulte d'une atténuation de type exponentiel, par l'épaisseur optique du nuage, soit

$$K_{cb}(\theta_s, P_{cloud}) = \exp\left(-\frac{\tau_c}{\cos(\theta_s)}\right) \quad (5.1)$$

et l'éclairément direct sera ainsi établi par la relation suivante :

$$B(\theta_s, Pc) = B_c(\theta_s, Pc) \exp\left(-\frac{\tau_c}{\cos(\theta_s)}\right) \quad (5.2)$$

où la variable P_c correspond à l'ensemble des paramètres définissant l'état de l'atmosphère par ciel clair.

L'éclairément global ne peut pas être calculé aussi simplement. De manière similaire à l'approche du modèle d'éclairément par ciel clair McClear, nous avons eu recours à des abaques et des fonctions d'interpolation pour calculer l'indice de ciel clair K_c . Cette approche permet de calculer suffisamment rapidement l'éclairément pour plusieurs millions de pixels des images de Météosat ou pour les séries temporelles de plusieurs années en un site, pour qu'une exploitation opérationnelle puisse être envisagée.

Les entrées du modèle McCloud sont d'une part bien entendu les sorties du modèle d'éclairément par ciel clair McClear :

- l'éclairément global total horizontal par ciel clair $G_c(\theta_s, \rho_g, Pc)$;
- l'éclairément global total horizontal par ciel clair pour l'albédo du sol nul $G_c(\theta_s, \rho_g = 0, Pc)$;
- l'éclairément direct total horizontal par ciel clair $B_c(\theta_s, Pc)$.

D'autre part le modèle McCloud nécessite pour l'établissement des indices de ciel clair K_c et K_{bc} les six paramètres suivant décrivant l'albédo du sol, l'angle zénithal solaire et les propriétés des nuages :

1. albédo du sol (ρ_g) ;
2. angle zénithal solaire (θ_s , °) ;
3. épaisseur optique des nuages (τ_c) ;
4. phase des nuages ;
5. contenu en vapeur d'eau (g/m^3) ;
6. rayon effectif des gouttelettes des nuages (μm).

Avant d'expliquer comment les abaques ont été obtenues et d'expliquer les fonctions d'interpolation, nous présentons les produits opérationnels ou quasi-opérationnels décrivant les propriétés optiques des nuages, que nous avons utilisés dans la thèse.

5.2. Les propriétés des nuages

Les paramètres atmosphériques dont a besoin le modèle McCloud sont l'albédo du sol et les propriétés des nuages. Les paramètres permettant le calcul de l'albédo du sol sont issus du produit MOD43C2 de MODIS et sont les mêmes que ceux utilisés pour le modèle de ciel clair McClear. Ici, nous présenterons seulement les propriétés d'un nuage.

Les produits décrivant les propriétés d'un nuage sont principalement dérivés des images des instruments embarqués sur principalement deux types de satellites :

- les satellites en orbite polaire ou quasi-polaire comme par exemple l'Advanced Very High Resolution Radiometer (AVHRR) embarqué sur la série des satellites Polar Operational Environmental Satellites (POAES) ;
- les satellites en orbite géostationnaire comme par exemple le Spinning Enhanced Visible & Infrared Imager (SEVIRI) embarqué sur les satellites MSG.

Les orbites polaires ou quasi-polaires terrestres utilisées sont généralement proches de la terre, avoisinant 700 km au lieu d'environ 36000 km pour l'orbite géostationnaire. La résolution des images des satellites d'orbite polaire peut être relativement élevée. Les satellites d'orbite polaire n'ont que deux passages par jour sur le même endroit de la terre : une orbite ascendante et une orbite descendante. Les points d'intersection de deux orbites ascendantes, ou descendantes, avec l'équateur sont espacés d'environ 3000 km.

Comme tous les satellites passent près des pôles, la fréquence d'observation des zones polaires est très élevée, et est égale à la durée d'une orbite, c'est-à-dire environ 100 min. Cependant, plus la latitude diminue, plus la distance entre les traces au sol de deux orbites consécutives augmente. En pratique, avec deux de ces satellites, on peut obtenir huit à dix observations par jour d'un point donné à moyenne latitude. Sachant que les évolutions de la position et des propriétés du nuage sont relativement rapides et que le nuage a une influence primordiale sur le rayonnement solaire, ces huit à dix observations ne sont hélas pas suffisantes pour l'estimation du rayonnement solaire. C'est la raison pour laquelle nous préférons utiliser les produits du nuage dérivés des images des satellites géostationnaires qui peuvent offrir les propriétés du nuage toutes les 15 min et avec une résolution spatiale acceptable de 3 km au nadir avec le satellite actuel MSG, ou toutes les 10 min avec une résolution spatiale de 1 km au nadir avec le futur satellite Météosat troisième génération (MTG).

Particulièrement, pour les zones qui nous intéressent, l'Europe et l'Afrique, il existe plusieurs produits basés sur les images de SEVIRI, comme par exemple APOLLO de l'agence spatiale allemande (DLR), OCA (Optimal Cloud Analysis, Watts et al., 2011) de EUMETSAT, et les produits de CM SAF (Bugliaro et al. 2011). Nous avons pu disposer des deux premiers produits qui sont décrits ci-après.

5.2.1. Le produit de nuage APOLLO

L'algorithme APOLLO a été originalement développé pour exploiter les données des cinq canaux spectraux du radiomètre AVHRR pendant la journée, afin d'estimer les propriétés des nuages. Il a été ensuite adapté pour l'instrument SEVIRI de MSG. Les articles principaux relatifs à la méthode APOLLO sont ceux de Saunders et Kriebel (1988) et Kriebel et al. (1989).

Les données APOLLO devraient être fournies en 2013 par le DLR de manière opérationnelle pour le champ de vue de SEVIRI toutes les 15 min avec une résolution spatiale de 3 km au nadir. Dans le cadre de cette thèse, nous avons disposé de ces données pour un ensemble restreint de points correspondant aux stations de mesure actinométrique BSRN.

Le premier paramètre de ce produit est le **masque de nuage** qui permet de distinguer les pixels nuageux des pixels clairs. Pour les pixels clairs, des informations supplémentaires sont fournies pour distinguer les cas suivants :

- Ciel clair sur l'océan ;
- Ciel clair sur le continent ;
- Ciel clair, couverture de glace/neige sur l'océan ;
- Ciel clair, couverture de glace/neige sur le continent ;
- Ciel clair avec le reflet du soleil (sunglint en anglais).

Pour un pixel entièrement couvert, l'**épaisseur optique des nuages** est dérivée par la méthode de paramétrage (Kriebel et al. 1989) qui utilise la réflectance à 0,6 μm qui n'est pas influencée par l'absorption de la vapeur d'eau à la longueur d'onde supérieure à environ 0,75 μm . Cette méthode est basée sur la réflectance directionnelle-hémisphérique du sommet du nuage, qui est obtenue à partir de la réflectance bidirectionnelle mesurée au sommet de l'atmosphère en appliquant une correction d'anisotropie.

La **couverture nuageuse**, exprimée en %, est dérivée pour chaque type de nuage séparément. Pour calculer la couverture nuageuse des pixels partiellement couverts dans la journée, APOLLO utilise la relation entre la valeur de réflectance mesurée à 0,6 μm et 0,8 μm et la moyenne des réflectances pour des pixels entièrement couverts et sans nuages, pour une région limitée centrée sur le pixel considéré (par exemple 50 pixels x 50 pixels). Il est à noter que la méthode APOLLO ne produit pas l'épaisseur optique des nuages directement pour les pixels partiellement couverts. Pour un pixel partiellement couvert, APOLLO effectue la moyenne de toutes les épaisseurs optiques des pixels entièrement couverts de même type de nuage dans les 58 pixels x 58 pixels alentours. Cette moyenne est ensuite multipliée par le pourcentage de couverture nuageuse afin d'obtenir l'épaisseur optique des nuages pour un pixel partiellement couvert. L'épaisseur optique fournie par APOLLO pour les pixels partiellement couverts est donc considérée comme l'épaisseur optique effective.

L'algorithme APOLLO considère que la situation avec l'épaisseur optique inférieure à 0,5 n'est plus nuageuse. Par conséquent, l'épaisseur optique d'un nuage est fixé à 0,5 si sa valeur calculée est inférieure à 0,5 et que les autres tests indiquent que c'est bien un cas nuageux. L'algorithme APOLLO ne calcule pas directement l'épaisseur optique des nuages pour les pixels partiellement couverts. Un traitement supplémentaire mentionné dans le paragraphe précédent impose un autre seuil de 0,45 pour les pixels partiellement couverts afin de distinguer le seuil original de APOLLO à 0,5 pour les pixels entièrement couverts. La valeur maximale de l'épaisseur optique des nuages est quant à elle fixée à 500.

Dans l'algorithme APOLLO, les nuages sont classés en trois couches en fonction de leur température au sommet. Les limites des couches sont fixées à 700 hPa et 400 hPa. Les températures associées sont dérivées de l'atmosphère standard. En outre, chaque pixel entièrement couvert est vérifié pour déterminer s'il est couvert par des nuages épais ou minces, en fonction de la température de brillance dans les canaux 11 μm et 12 μm et de la réflectance dans les canaux 0,6 μm et 0,8 μm . Les nuages fins (sans nuages épais au dessous) sont considérés comme des nuages de cristaux de glace, comme les cirrus, tandis que les nuages épais sont traités comme des nuages de gouttelettes d'eau.

Suivant cette méthode, les pixels nuageux sont ainsi classés en quatre **types** : les nuages de basse, moyenne, et haute altitude et les nuages fins. Les trois premiers types de nuage sont des nuages de température relativement haute, sont épais et sont traités comme des nuages de gouttelettes d'eau. Le dernier type de nuage, les nuages fins sont considérés comme les nuages de cristaux de glace. Les nuages hauts, comme par exemple le *cumulonimbus* qui s'étend verticalement de 1 à 2 km jusqu'à la tropopause (8-10 km), peuvent aussi avoir un sommet composé de cristaux de glace, les parties inférieures étant composées de gouttelettes d'eau. Comme les nuages de gouttelettes d'eau sont souvent beaucoup plus épais que les nuages de cristaux de glace, nous considérons, de manière pratique, que les nuages de haute altitude sont des nuages de gouttelettes d'eau.

Cette classification des nuages est aussi fournie mais que pour les pixels entièrement couverts. Il existe des classes comme les nuages verticalement étendus, fins, de gouttelettes d'eau, de multicouches, horizontalement homogènes et les différentes compositions de ces cinq classes.

Paramètres	Domaine de définition	Description
Couverture (%)	Tous pixels	
Epaisseur optique	Tous pixels nuageux	[0 500], seuil minimal 0,45 (sauf 0, ciel clair).
Type	Tous pixels nuageux	4 types : nuage bas, moyen, haut et fin.
Classification	Pixels entièrement couverts (couverture = 100 %)	<ol style="list-style-type: none"> 1. Vertical (V) ; 2. Fin (T) ; 3. Gouttelette d'eau (W) ; 4. Multicouche (M) ; 5. Stratiforme (S). et les différentes combinaisons de ces 5 classes.
Température au sommet	Pixels entièrement couverts (couverture = 100 %)	
Masque	Pixels non couverts (couverture = 0 %)	Ciel clair : <ol style="list-style-type: none"> 1. Océan ; 2. Sol ; 3. Neige/glace sur le sol ; 4. Neige/glace sur l'eau (océan) ; 5. Reflet de soleil (sunglint en anglais).
	Pixels couverts (couverture > 0 %)	Ciel Nuageux.
Phase	Tous pixels nuageux	Pas d'information directe d'APOLLO mais dérivé de Type Nuage de gouttelette d'eau : nuage bas, moyen, haut ; Nuage de cristaux de glace : nuage fin.

Tableau 5.1 : Les paramètres fournis par APOLLO (3 km au nadir toutes les 15 min).

Même si dans la **classification des nuages** il y a des nuages qui sont classés dans la catégorie de nuage multicouche, le produit APOLLO est considéré comme un produit de nuage d'une seule couche. Les propriétés nuageuses données sont effectives et sont pour les effets combinés de toutes les couches nuageuses.

Les informations sur **la température au sommet du nuage** sont aussi disponibles pour les pixels entièrement couverts. Une récapitulation des paramètres fournis par APOLLO est présentée dans le tableau 5.1.

L'utilisation du produit APOLLO du DLR est prévue dans le cadre du projet MACC/MACC-II. C'est donc aussi le produit que nous avons utilisé dans cette étude.

Dans le cadre de la thèse, nous avons aussi testé le produit OCA, qui est en cours de mise au point opérationnelle chez EUMETSAT.

5.2.2. Le produit de nuage OCA

Le produit de nuage OCA est un produit pré-opérationnel chez EUMETSAT qui vise éventuellement à devenir un produit de « jour-2 » basé sur les images de l'instrument SEVIRI de MSG.

Le principe de base de cette méthode est que les informations sur les nuages sont de bonne qualité lorsque toutes les informations des mesures disponibles sont utilisées, les erreurs dans les mesures sont bien représentées et expliquées, et les calculs physiques de transfert radiatif sont utilisés.

Dans la configuration actuelle du produit OCA, les canaux à 0,6, 0,8, 1,6, 6,2, 7,3, 8,7, 10,8, 12 et 13,4 μm sont utilisés pour estimer la valeur de l'épaisseur optique, la phase, la pression au sommet et la taille des particules de nuages pour chaque pixel de SEVIRI de MSG.

La contrepartie de cette approche physique est le coût en temps de calcul requis par les équations de transfert radiatif pour une atmosphère nuageuse.

Pour son produit OCA, EUMETSAT utilise un modèle de nuage qui remplace les lourds calculs de diffusion multiple par l'utilisation d'abaques pré-calculés. Les effets de l'atmosphère par ciel clair sont obtenus à partir du modèle de transfert radiatif de grande longueur d'onde de MPEF (Meteorological Products Extraction Facility) en utilisant les paramètres atmosphériques de ECMWF déterminés en temps réel. La fonction du modèle de nuage est de combiner les propriétés radiatives des ciels clair et nuageux.

L'étape de l'analyse permet d'ajuster les propriétés des nuages en utilisant un algorithme d'itération jusqu'à ce qu'une solution statistiquement optimale soit trouvée entre les mesures et les calculs (Watts et al., 2011).

Le produit OCA ne fournit pas lui-même le masque de nuage. Il utilise directement le produit CLM (Cloud Mask) de EUMETSAT pour distinguer le ciel nuageux et le ciel clair. A l'étape actuelle, OCA ne fournit pas des informations sur la couverture nuageuse en %. Les paramètres sur les propriétés du nuage sont donc considérés comme les paramètres effectifs qui tiennent compte de la fraction du nuage.

Le produit OCA fournit des informations sur les propriétés du nuage à une seule couche (comme APOLLO) et aussi à deux couches en cas de conditions multicouches. Une valeur de l'épaisseur optique des nuages entre 0 et 250 est donnée pour chaque couche nuageuse.

En cas de nuage monocouche, les informations sur la phase du nuage sont données explicitement pour les pixels. En cas de nuage à deux couches, la couche supérieure est considérée comme un

nuage de cristaux de glace et la couche inférieure est considérée comme un nuage de gouttelettes d'eau.

La pression au sommet du nuage est donnée pour tous les pixels nuageux. En cas de condition de deux couches, nous aurons la pression pour chaque couche. Une estimation d'erreur est associée à chaque paramètre. Une récapitulation des paramètres fournis par OCA est présentée dans le tableau 5.2.

Paramètres	Domaine de définition	Description
Couche	Tous pixels nuageux	Une couche ou deux couches en situation de multicouche.
Epaisseur optique	Tous pixels nuageux	[0 250] pour chacune des deux couches
Phase	Tous pixels nuageux	Cas à une couche : explicite (gouttelettes/cristaux) ; Cas à deux couches : <ul style="list-style-type: none"> • Couche supérieure : cristaux de glace ; • Couche inférieure : gouttelettes d'eau.
Pression au sommet	Tous pixels nuageux	Tous pixels nuageux, toutes les couches si dans le mode de deux couches.
Couverture (%)	Tous pixels	
Masque	Tous pixels	OCA ne produit pas de masque, il utilise le produit d'EUMETSAT, CLM.
Estimation d'erreur	Tous pixels nuageux	

Tableau 5.2 : Les paramètres fournis par OCA (3 km au nadir, toutes les 15 min).

5.3. La conception de McCloud

Dans le chapitre 3, nous avons montré que l'influence de la position géométrique du nuage sur l'éclairement au sol est suffisamment faible pour être négligé dans la plupart des cas. Nous pouvons donc utiliser des valeurs typiques de la position géométrique du nuage plutôt que des valeurs actualisées et localisées. Forts de cette constatation, pour représenter tous les types de nuage, nous avons choisi quatre cas de nuages de référence, soit :

- nuage bas : cas d'un nuage de gouttelettes d'eau à basse altitude dont la hauteur de la base est fixée à 1,5 km et l'épaisseur géométrique est 1 km ;
- nuage moyen : cas d'un nuage de gouttelettes d'eau à moyenne altitude dont la hauteur de la base est fixée à 4 km et l'épaisseur à 2 km ;
- nuage haut : cas d'un nuage de gouttelettes d'eau développé verticalement de basse altitude jusqu'à moyenne altitude dont la hauteur de la base est fixée à 2 km et l'épaisseur à 6 km ;
- nuage fin : cas d'un nuage de cristaux de glace avec une hauteur de base de 9 km et une épaisseur géométrique de 0,5 km.

La phase de nuage est directement définie par le type de nuage : les nuages bas et moyen sont définis comme les nuages de gouttelette d'eau et le nuage haut est considéré comme un nuage de cristaux de glace.

Nous avons choisi des valeurs typiques pour le rayon effectif des particules et pour le contenu en eau du nuage qui sont respectivement : 20 μm et 0,005 g/m^3 pour les nuages de cristaux de glace et 10 μm et 1,0 g/m^3 pour les nuages de gouttelettes d'eau.

Les abaques du McCloud contiennent :

- l'indice de ciel clair Kc pour chacun des quatre nuages de référence ;
- l'indice de ciel clair direct Kcb pour chacun des quatre nuages de référence ;

pour chaque combinaison possible des valeurs sélectionnées des trois entrées principales de McCloud décrivant l'albédo du sol (ρ_g), l'angle zénithal solaire (θ_s) et l'épaisseur optique des nuages (τ_c). Ces combinaisons des valeurs sélectionnées correspondent aux nœuds de ces abaques

Comme nous avons montré dans chapitre 3, l'influence des paramètres de ciel clair, Pc , sur l'indice de ciel clair, Kc , est suffisamment négligeables pour la plupart des situations. Les indices de ciel clair Kc sont obtenus en exécutant libRadtran pour ces nœuds pour une seule composition des paramètres de ciel clair standard par l'équation suivante :

$$Kc(\theta_s, \rho_g, P_{cloud}, \overline{Pc}) = \frac{G(\theta_s, \rho_g, \overline{Pc}, P_{cloud})}{Gc(\theta_s, \rho_g, \overline{Pc})} \quad (5.3)$$

où \overline{Pc} représente la composition des paramètres de ciel clair standard.

L'éclairement global G et l'éclairement global par ciel clair Gc sont calculés à l'aide du code de transfert radiatif libRadtran avec DISORT à 16 flux comme méthode de la résolution des équations de transfert radiatif.

En terme de résolution spectrale, l'approximation k-corrélée (Kato et al. 1999) est utilisée pour calculer les éclairements de 32 bandes de Kato en utilisant libRadtran. L'éclairement global total G et l'éclairement global total par ciel clair Gc sont les sommes de toutes les 32 bandes. Les valeurs de Kc stockés dans les abaques sont pour l'éclairement total.

Les fonctions d'interpolation permettent d'interpoler entre les nœuds. La fonction linéaire est choisie pour l'angle zénithal solaire et l'épaisseur optique des nuages. Une fonction d'interpolation spécifique est utilisée pour l'albédo du sol.

Nous effectuons d'abord les deux interpolations linéaires – ou interpolation bi-linéaire – pour l'angle zénithal solaire et l'épaisseur optique des nuages. Pour l'albédo du sol, les valeurs correspondantes pour les nœuds de l'abaque sont 0, 0,1 et 0,9. Après les deux interpolations linéaires, nous obtenons trois valeurs d'indice de ciel clair pour ces trois valeurs d'albédo

$Kc(\rho_g = 0)$, $Kc(\rho_g = 0,1)$ et $Kc(\rho_g = 0,9)$.

Avec l'éclairement global par ciel clair pour l'albédo du sol nul, $Gc(\rho_g = 0)$, fourni par le modèle de ciel clair McClear, nous pouvons obtenir l'éclairement global par ciel nuageux pour l'albédo du sol nul par l'équation suivante :

$$G(\rho_g = 0) = Gc(\rho_g = 0)Kc(\rho_g = 0) \quad (5.4)$$

Avec les sorties de McClear $Gc(\rho_g = 0)$ et $Gc(\rho_g)$, l'albédo sphérique S de l'atmosphère clair peut être estimé par l'équation 5.5 :

$$S = \frac{1}{\rho_g} \left(1 - \frac{Gc(\rho_g = 0)}{Gc(\rho_g)} \right) \quad (5.5)$$

Ensuite avec l'équation 2.52, l'albédo sphérique de ciel clair S et l'éclairement global par ciel clair pour l'albédo du sol nul, nous pouvons obtenir l'éclairement global par ciel clair pour l'albédo du sol de 0,1 et 0,9. Avec l'équation 5.6, les éclairements globaux par ciel nuageux pour l'albédo du sol de 0,1 et 0,9 peuvent être donc calculés :

$$\begin{aligned} G(\rho_g = 0,1) &= Gc(\rho_g = 0,1)Kc(\rho_g = 0,1) \\ G(\rho_g = 0,9) &= Gc(\rho_g = 0,9)Kc(\rho_g = 0,9) \end{aligned} \quad (5.6)$$

Les équations 5.7 nous permettent, avec $G(\rho_g = 0)$, $G(\rho_g = 0,1)$ et $G(\rho_g = 0,9)$ connus, de calculer l'albédo sphérique de la couche nuageuse pour l'albédo du sol de 0,1, $Sc(\rho_g = 0,1)$, et pour l'albédo du sol de 0,9, $Sc(\rho_g = 0,9)$.

$$\begin{aligned} Sc(\rho_g = 0,1) &= \frac{1}{0,1} \left(1 - \frac{G(\rho_g = 0)}{G(\rho_g = 0,1)} \right) \\ Sc(\rho_g = 0,9) &= \frac{1}{0,9} \left(1 - \frac{G(\rho_g = 0)}{G(\rho_g = 0,9)} \right) \end{aligned} \quad (5.7)$$

L'albédo sphérique de la couche nuageuse pour un albédo du sol donné est ensuite obtenu par l'interpolation linéaire avec les équations 5.8 :

$$\begin{aligned} a &= \frac{Sc(\rho_g = 0,9) - Sc(\rho_g = 0,1)}{0,8} \\ b &= Sc(\rho_g = 0,1) - 0,1a \\ Sc(\rho_g) &= a\rho_g + b \end{aligned} \quad (5.8)$$

Nous obtenons enfin avec l'équation 5.9 l'éclairement global par ciel nuageux pour l'albédo du sol donné.

$$G(\rho_g) = \frac{G(\rho_g = 0)}{1 - \rho_g Sc(\rho_g)} \quad (5.9)$$

5.4. L'optimisation et la validation de McCloud

Les erreurs dues à la modélisation de l'éclairement par ciel nuageux peuvent être imputables à deux sources d'erreur. La première source est celle relative à la séparabilité qui est montrée dans le chapitre 3, noté *Erreur_{sep}*. La deuxième source est celle due aux interpolations suivant les trois paramètres principaux : l'angle zénithal solaire, l'albédo du sol et l'épaisseur optique des nuages, noté *Erreur_{int}*.

Dans cette section, nous étudions d'abord l'optimisation des choix des nœuds dans les abaques pour les trois paramètres interpolés. Nous voulons quantifier les erreurs dues aux processus d'interpolation afin d'optimiser les choix des nœuds. Nous devons donc exclure les erreurs dues à la

variation des paramètres de ciel clair, donc relative à la séparabilité. L'erreur due uniquement aux interpolations, $Erreur_{int}$ est exprimée par l'équation 5.10 :

$$Erreur_{int} = G_c^{libR}(\theta_s, \rho_g, Pc) [K_c^{int}(\theta_s, \rho_g, Pc, P_{cloud}) - K_c^{libR}(\theta_s, \rho_g, Pc, P_{cloud})] \quad (5.10)$$

où G_c^{libR} et K_c^{libR} sont les éclaircissements par ciel clair et l'indice de ciel clair calculé par le code de transfert radiatif libRadtran. K_c^{int} est l'indice de ciel clair interpolé avec les abaques. Il faut noter que les paramètres de ciel clair pour les abaques pour calculer l'indice de ciel clair interpolé K_c^{int} sont les mêmes que ceux de l'éclaircissement par ciel clair et l'indice de ciel clair calculés par libRadtran, G_c^{libR} et K_c^{libR} . Nous supposons ici les éclaircissements calculés par le code de transfert radiatif libRadtran comme la référence, sachant que libRadtran lui-même peut aussi avoir des erreurs.

Nous commençons par la quantification des erreurs dues à l'interpolation avec un seul paramètre en fixant les autres paramètres. Nous optimisons les choix de valeurs dans les nœuds selon les erreurs que nous obtenons. Nous évaluons ensuite les erreurs dues aux interpolations avec les trois paramètres principaux ensemble : l'angle zénithal solaire, l'albédo du sol et l'épaisseur optique des nuages.

Après les études sur l'optimisation de choix des nœuds dans les abaques, nous construisons les abaques avec une seule composition standard des paramètres de ciel clair, \overline{Pc} . Nous évaluons d'abord l'influence du choix de \overline{Pc} sur la performance du modèle nuageux McCloud en utilisant ces abaques pour différentes compositions des paramètres de ciel clair. Après cette analyse sur le choix de \overline{Pc} , nous utilisons la composition standard choisie des paramètres de ciel clair pour le modèle McCloud. L'utilisation des abaques pour la composition standard des paramètres de ciel clair introduit deux types d'erreur : l'erreur relative à la séparabilité, $Erreur_{sep}$ et l'erreur due aux interpolations, $Erreur_{int}$.

$$Erreur_{sep} + Erreur_{int} = G_c^{libR}(\theta_s, \rho_g, Pc) * [K_c^{int}(\theta_s, \rho_g, \overline{Pc}, P_{cloud}) - K_c^{libR}(\theta_s, \rho_g, Pc, P_{cloud})] \quad (5.11)$$

Dans l'équation 5.11, l'éclaircissement par ciel clair $G_c^{libR}(\theta_s, \rho_g, Pc)$ est calculé par le code de transfert radiatif libRadtran. Ceci est pour exclure les erreurs dues au modèle de ciel clair McClear.

5.4.1. L'optimisation des choix des nœuds dans les abaques

Nous voulons caractériser ici les erreurs introduites par les interpolations, afin d'optimiser le choix des nœuds dans les abaques. Après les analyses des interpolations vis-à-vis de chacun des trois paramètres, dont l'angle zénithal solaire, l'épaisseur optique des nuages et l'albédo du sol, et de tous les trois paramètres ensemble, nous avons choisi les nœuds dans les abaques suivants :

Les quatre sous-sections suivantes présentent les études sur l'optimisation des choix des nœuds. Les trois premières sous-sections présentent l'optimisation vis-à-vis de chaque paramètre. La quatrième sous-section vérifie les erreurs dues aux interpolations avec les trois paramètres ensemble.

Paramètres	Les nœuds dans les abaques
L'angle zénithal solaire	0° ; 5° ; 10° ; 15° ; 20° ; 25° ; 30° ; 35° ; 40° ; 45° ; 50° ; 55° ; 60° ; 65° ; 70° ; 75° ; 80° ; 85° ; 89°
L'épaisseur optique des nuages	0,1 ; 0,5 ; 1 ; 2 ; 3 ; 4 ; 6 ; 8 ; 10 ; 13 ; 16 ; 20 ; 25 ; 30 ; 37 ; 45 ; 55 ; 65 ; 75 ; 90 ; 110 ; 140 ; 180 ; 230 ; 290 ; 370 ; 500
L'albédo du sol	0 ; 0,1 ; 0,9

Tableau 5.3 : les valeurs des nœuds choisies dans les abaques de McCloud

5.4.1.1. L'interpolation avec l'angle zénithal solaire

Afin de vérifier la performance de l'interpolation avec l'angle zénithal solaire, nous effectuons des calculs des éclaircissements globaux par ciel nuageux et par ciel clair à l'aide du CTR libRadtran pour toutes les combinaisons entre :

- 20 compositions aléatoires de paramètres de ciel clair (tableau 5.4) ;
- l'angle zénithal solaire : entre 0° et 87,5° avec le pas d'échantillonnage de 2,5°, et 89° ;
- l'épaisseur optique des nuages : 0,5, 1, 2, 4, 7, 15, 30, 70 ;
- l'albédo du sol : 0, 0,1, 0,2, 0,3, 0,4, 0,7, 0,9 ;
- les paramètres associés à un des quatre nuages de référence : nuage bas, moyen et haut.

Paramètre	Valeurs choisies
Profil atmosphérique	Aléatoire : Standards AFGL (Air Force Geophysics Laboratory) : profile latitudes moyennes d'été, latitudes moyennes d'hiver, subarctique d'été, subarctique d'hiver, tropical, et l'atmosphère standard des Etats-Unis
Type des aérosols	Aléatoire : 9 types des aérosols d'OPAC : urbain, continental moyen, continental propre, continental pollué, maritime propre, maritime pollué, maritime tropical, désertique, antarctique
Epaisseur optique des aérosols à 550 nm (τ_a à 550 nm)	Loi Gamma, de paramètre de forme 2, et de paramètre d'échelle 0,13
Coefficient d'Angstrom (α)	Loi normale, de moyenne 1,3 et d'écart type 0,5
Contenu en vapeur d'eau de la colonne atmosphérique	Loi uniforme entre 0 and 70 kg/m ²
Contenu en ozone de la colonne atmosphérique	Loi Beta, de paramètres A : 2, and B : 2, pour calculer β . Le contenu en ozone est : $300 \beta + 200$, en unité Dobson
Altitude du site au-dessus du niveau moyen de la mer	Loi uniforme entre 0 and 3, valeur entière en km

Tableau 5.4 : Les valeurs choisies pour les sept variables décrivant l'atmosphère claire

Les compositions aléatoires des paramètres de ciel clair sont choisies de manière identique à celle présentée dans le chapitre 3. L'indice de ciel clair est ensuite calculé de manière suivante :

$$Kc(\theta_s, \rho_g, P_{cloud}, Pc) = \frac{G(\theta_s, \rho_g, Pc, P_{cloud})}{Gc(\theta_s, \rho_g, Pc)} \quad (5.12)$$

Nous avons ensuite utilisé les indices de ciel clair Kc avec l'angle zénithal solaire de 0° et 5° pour interpoler linéairement l'indice de ciel clair avec l'angle zénithal de $2,5^\circ$. Les indices de ciel clair avec l'angle zénithal de 5° et 10° sont utilisés pour interpoler l'indice de ciel clair pour $7,5^\circ$, et ainsi de suite jusqu'à 89° . Les valeurs interpolées en Kc sont ensuite multipliées par l'éclairement global par ciel clair pour les mêmes angles zénithaux solaires afin d'obtenir l'éclairement global interpolé. Les éclairements globaux interpolés sont ensuite comparés aux valeurs effectivement calculées par libRadtran. Les écarts sont obtenus en soustrayant les éclairements globaux calculés par libRadtran de ceux qui sont interpolés. Ces écarts pour toutes les compositions des paramètres de ciel clair, l'épaisseur optique des nuages et l'albédo du sol pour chaque nuage de référence sont résumés par les mesures statistiques : le biais, l'EQM et le 95^{ème} percentile de la valeur absolue des écarts P95.

Les résultats pour le nuage bas sont présentés par la figure 5.2. Nous pouvons remarquer que le biais dû à l'interpolation avec l'angle zénithal solaire est très faible, et toujours inférieur à $0,4 \text{ W/m}^2$ en valeur absolue. L'EQM est aussi faible avec une valeur maximale de $0,4 \text{ W/m}^2$. Le P95, dans la plupart des cas, est inférieur à $0,5 \text{ W/m}^2$. La valeur maximale de P95 est toujours inférieure à 1 W/m^2 quand l'angle zénithal solaire est égal à $82,5^\circ$. Nous avons des constatations similaires pour les trois autres nuages de référence.

Pour conclure, les erreurs dues à l'interpolation linéaire avec l'angle zénithal solaire avec un pas d'échantillonnage tous les 5 degrés sont négligeables. Nous allons donc utiliser ces valeurs de l'angle zénithal solaire dans les abaques pour le modèle McCloud.

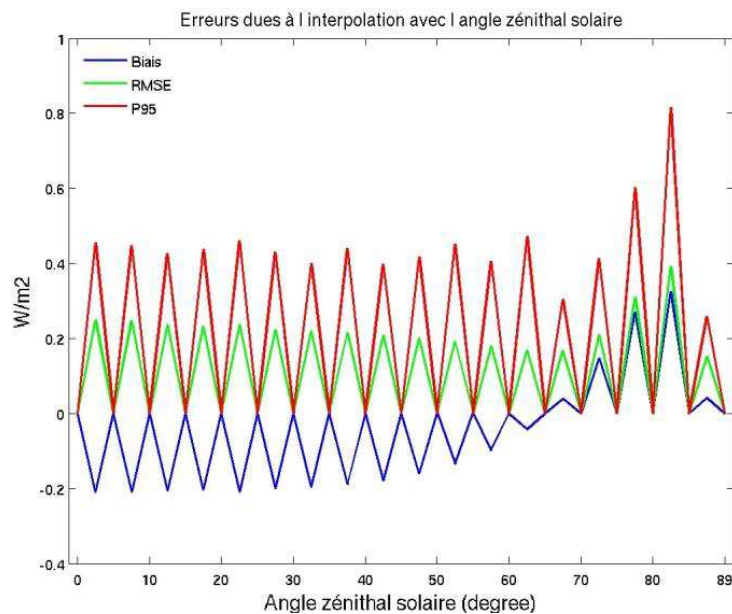


Figure 5.2 : les erreurs dues à l'interpolation linéaire avec l'angle zénithal solaire pour le nuage bas. Les valeurs choisies dans les nœuds sont $0^\circ, 5^\circ, \dots, 85^\circ$ et 89° . Les points interpolés sont $2,5^\circ, 7,5^\circ, \dots, 87,5^\circ$.

5.4.1.2. L'interpolation avec l'épaisseur optique des nuages

Une étude similaire a été faite pour l'interpolation avec l'épaisseur optique des nuages. Les valeurs de l'épaisseur optique des nuages dans les abaques sont modifiées plusieurs fois afin que les erreurs

dues à l'interpolation avec l'angle zénithal solaire soient acceptables avec les contraintes de : P95 inférieur à 3 W/m^2 , le biais et l'EQM inférieurs à $1,5 \text{ W/m}^2$. Les indices de ciel clair sont calculés pour toutes les compositions de :

- 20 compositions aléatoires de paramètres de ciel clair (tableau 5.4) ;
- angle zénithal solaire : $0^\circ, 10^\circ, 20^\circ, 30^\circ, 40^\circ, 50^\circ, 60^\circ, 70^\circ, 80^\circ, 89^\circ$;
- épaisseur optique des nuages : 0,1, 0,3, 0,5, 0,75, 1, 1,5, 2, 2,5, 3, 3,5, 4, 5, 6, 7, 8, 9, 10, 11,5, 13, 14,5, 16, 18, 20, 22,5, 25, 27,5, 30, 33,5, 37, 41, 45, 50, 55, 60, 65, 70, 75, 82,5, 90, 100, 110, 125, 140, 160, 180, 205, 230, 260, 290, 330, 370, 435, 500 ;
- albédo du sol : 0, 0,1, 0,2, 0,3, 0,4, 0,7, 0,9 ;

pour chaque nuage de référence.

Les indices de ciel clair K_c sont calculés pour un total de cinquante-trois épaisseurs optiques de nuage. Les K_c avec les épaisseurs optiques des nuages correspondant à des indices impaires sont utilisés pour interpoler ceux de numéro pair. En multipliant les K_c interpolés par les éclairagements par ciel clair, nous obtenons les éclairagements globaux par ciel nuageux. Les éclairagements par ciel nuageux interpolés sont ensuite comparés à ceux calculés par libRadtran avec les mêmes compositions atmosphériques et les mêmes épaisseurs optiques des nuages. Les résultats sont présentés par la figure 5.3 pour le nuage bas. Le biais est généralement inférieur à 1 W m^{-2} . L'EQM est inférieur à $1,5 \text{ W m}^{-2}$ et le P95 est inférieur à 3 W m^{-2} pour toutes les épaisseurs optiques des nuages analysées varies de 0,1 jusqu'à 500.

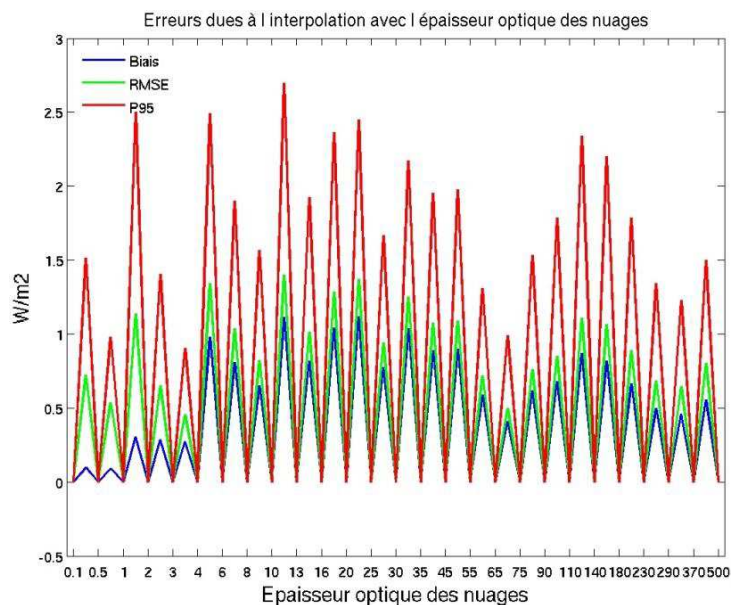


Figure 5.3 : les erreurs dues à l'interpolation linéaire avec l'épaisseur optique des nuages pour le nuage bas.

Des résultats similaires sont obtenus pour les trois autres types de nuages de référence. Le P95 ne dépassent pas 3 W/m^2 avec une EQM inférieurs à $1,5 \text{ W m}^{-2}$ et un biais inférieur à 1 W/m^2 .

Pour conclure, nous obtenons ainsi des résultats satisfaisants par une interpolation linéaire des 27 valeurs suivantes d'épaisseur optique des nuages : 0,1, 0,5, 1, 2, 3, 4, 6, 8, 10, 13, 16, 20, 25, 30, 37, 45, 55, 65, 75, 90, 110, 140, 180, 230, 290, 370, 500.

5.4.1.3. L'interpolation avec l'albédo du sol

Nous avons vérifié la performance de l'interpolation avec l'albédo du sol avec une approche similaire aux deux premières études vis-à-vis de l'angle zénithal solaire et de l'épaisseur optique des nuages. Pour chaque type de nuage de référence, nous avons ainsi effectué des calculs sur toutes les compositions des paramètres suivantes :

1. 20 compositions aléatoires de paramètres de ciel clair (tableau 5.4) ;
2. angle zénithal solaire : 0°, 10°, 20°, 30°, 40°, 50°, 60°, 70°, 80°, 89° ;
3. épaisseur optique des nuages : 0,5, 1, 2, 4, 7, 15, 30, 70 ;
4. albédo du sol : 0, 0,025, 0,05, 0,075, 0,1, 0,125, 0,15, 0,175, 0,2, 0,25, 0,3, 0,35, 0,4, 0,45, 0,5, 0,6, 0,7, 0,8, 0,9.

La méthode d'interpolation est décrite par les équations 5.4 à 5.9. Les erreurs dues à l'interpolation avec l'albédo du sol pour le nuage bas sont présentées dans la figure 5.4. Les écarts P95 sont toujours inférieurs à $1,2 \text{ W m}^{-2}$. L'EQM et le biais sont toujours inférieurs à $0,4 \text{ W m}^{-2}$ et $0,3 \text{ W m}^{-2}$ respectivement.

Pour conclure, l'interpolation avec l'albédo du sol en utilisant les trois valeurs : 0, 0,1 et 0,9 donne des résultats satisfaisants.

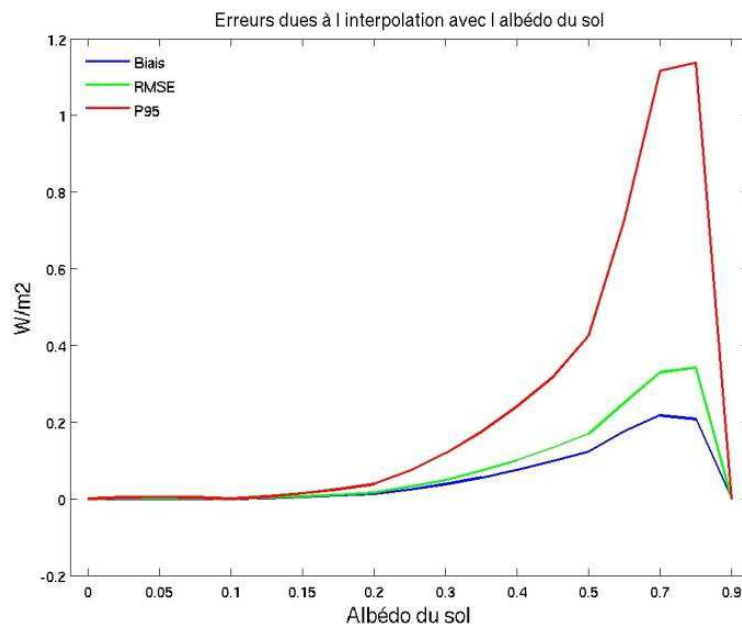


Figure 5.4 : les erreurs dues à l'interpolation linéaire avec l'albédo du sol pour le nuage bas. Les trois valeurs choisies dans les nœuds sont 0, 0,1 et 0,9. Les points interpolés sont 0,025, 0,05, 0,075, 0,125, 0,15, 0,175, 0,2, 0,25, 0,3, 0,35, 0,4, 0,45, 0,5, 0,6, 0,7, 0,8.

5.4.1.4. L'interpolation avec les trois paramètres ensemble

Après ces vérifications des 3 interpolations de manière séparée, nous avons enfin vérifié les erreurs dues aux interpolations avec les trois paramètres ensemble : l'angle zénithal solaire, l'épaisseur optique des nuages et l'albédo du sol.

Vingt abaques ont tout d'abord été construits pour vingt compositions aléatoires de paramètres de ciel clair avec les valeurs de nœuds suivants pour les trois paramètres étudiés :

- l'angle zénithal solaire : 0°, 5°, 10°, 15°, 20°, 25°, 30°, 35°, 40°, 45°, 50°, 55°, 60°, 65°, 70°, 75°, 80°, 85°, 89° ;
- l'épaisseur optique des nuages : 0,1, 0,5, 1, 2, 3, 4, 6, 8, 10, 13, 16, 20, 25, 30, 37, 45, 55, 65, 75, 90, 110, 140, 180, 230, 290, 370, 500 ;
- l'albédo du sol : 0, 0,1, 0,9.

Pour chacun des trois paramètres, le choix des nœuds est déjà prouvé satisfaisant d'après les trois études précédentes. Si les erreurs dues aux interpolations avec les trois paramètres ensemble sont acceptables, nous allons ensuite adapter ces choix des nœuds dans les abaques finaux de modèle McCloud.

Pour vérifier l'interpolation suivant ces trois paramètres dans ces vingt abaques composées chacun de $19 \times 27 \times 3 = 1539$ nœuds, nous avons effectué des calculs avec le code de transfert radiatif libRadtran pour obtenir les éclairagements globaux par ciel nuageux, et par ciel clair pour les 20000 compositions des paramètres atmosphériques suivants :

- 20 compositions aléatoires de paramètres de ciel clair (tableau 5.4) ;
- 1000 compositions aléatoires des trois paramètres :
 - angle zénithal solaire, θ_s : loi uniforme de 0° à 89° ;
 - épaisseur optique des nuages, τ_c : loi exponentielle avec $\lambda=0,1$;
 - albédo du sol, ρ_g : loi beta de paramètres A : 2, and B : 5.

Pour chacune des vingt compositions des paramètres de ciel clair, nous obtenons donc les valeurs en l'éclairement global par ciel nuageux calculées pour les mille triplets $(\theta_s, \rho_g, \tau_c)$ par le code de transfert radiatif libRadtran. Nous calculons ensuite les indices de ciel clair interpolés suivant ces trois paramètres en utilisant les abaques avec les mêmes compositions des paramètres de ciel clair. L'éclairement global par ciel nuageux interpolé est donc le produit de l'indice de ciel clair interpolé avec l'éclairement global par ciel clair de même composition des paramètres de ciel clair calculé par libRadtran. Nous comparons ensuite l'éclairement global par ciel nuageux calculé par libRadtran avec l'éclairement global par ciel nuageux interpolé pour la même composition des paramètres de ciel clair. Cette considération est pour éviter d'inclure les erreurs due à la variation des paramètres de ciel clair qui on déjà montré dans les études de la séparabilité, déjà discutées dans le chapitre 3. L'intérêt ici est de montrer les erreurs due aux interpolations avec les trois paramètres ensemble seulement.

Les résultats de la comparaison entre l'éclairement calculé par libRadtran et l'éclairement interpolé sont présentés dans la figure 5.5 pour le cas du nuage bas. Dans la partie gauche de la figure, nous montrons les erreurs dues aux interpolations en fonction de vingt différentes compositions des paramètres de ciel clair. Le biais est environ $0,5 \text{ W m}^{-2}$. L'EQM est d'environ 1 W m^{-2} et le P95 est entre $1,5$ et 2 W m^{-2} . Il existe une légère variation de performance avec les différentes compositions des paramètres de ciel clair. Cependant, ces erreurs sont sensiblement du même ordre de grandeur. Dans la partie droite de la figure 5.5, nous montrons le biais, l'EQM et le P95 pour tous les cas de ciel clair confondus. Le biais, l'EQM et le P95 sont inférieurs à $0,5$, 1 et 2 W m^{-2} . Ces erreurs sont même largement plus faibles que la précision des instruments de mesure.

Des résultats similaires sont obtenus pour les trois autres types de nuages de référence.

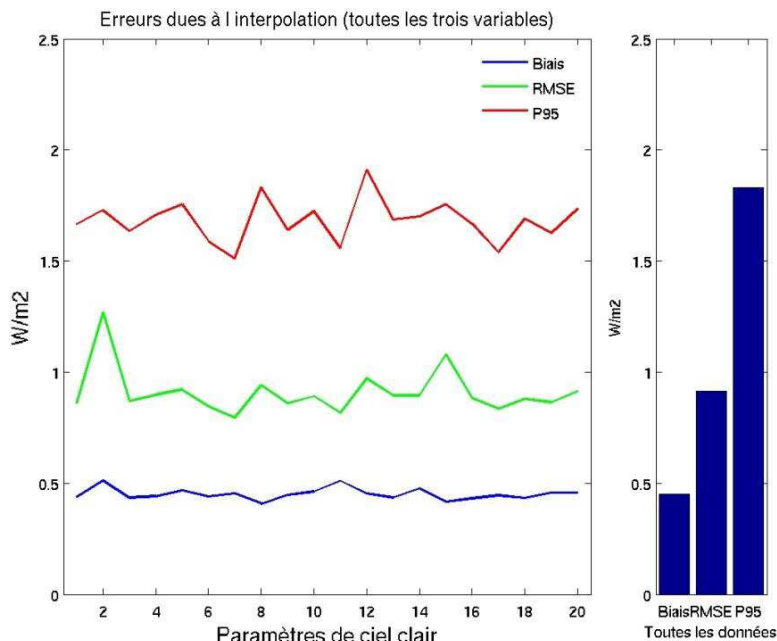


Figure 5.5 : les erreurs dues aux interpolations avec tous les trois paramètres (angle zénithal solaire, épaisseur optique des nuages et albédo du sol) pour le cas du nuage bas.

5.4.2. Le choix des paramètres de ciel clair pour les abaques

Nous avons montré dans le chapitre 3 que l'influence des paramètres de ciel clair, symbolisés par la variable multidimensionnelle P_c , sur l'indice de ciel clair K_c est suffisamment négligeables pour la plupart des situations. Le modèle nuageux McCloud est donc faiblement dépendant des paramètres de ciel clair.

Cependant, il existe toujours une dépendance et donc le choix de paramètres de ciel clair fixé pour les abaques de McCloud a malgré tout une influence sur sa performance.

Ainsi, pour construire les abaques du modèle nuageux McCloud, nous avons choisi une composition des paramètres de ciel clair "standard" qui représente une condition moyenne de façon à limiter ces erreurs liées à cette dépendance.

Après des études sur le choix de chaque paramètre de ciel clair présenté par la suite, nous avons choisi les paramètres de ciel clair suivant comme paramètres standard \bar{P}_c pour calculer les abaques du modèle McCloud :

Nous vérifions ici l'influence du choix de chacun de ces paramètres de ciel clair standard pour le calcul des abaques sur la performance du modèle McCloud.

Le premier paramètre de ciel clair testé est le plus influençant : l'épaisseur optique des aérosols. Nous avons testé les dix valeurs de l'épaisseur optique des aérosols à 550 nm suivantes : 0,05 ; 0,1 ; 0,15 ; 0,2 ; 0,25 ; 0,3 ; 0,4 ; 0,6 ; 1 ; 2.

Nous avons alors établi un abaque pour chacun des quatre types de nuage de référence : nuage bas, moyen, haut et fin, et pour chacune des dix compositions des paramètres de ciel clair avec les dix

valeurs d'épaisseur optique des aérosols différentes et tous les autres paramètres fixés avec les choix présentés dans le tableau 5.5.

Paramètre	Choix standard
Le profile atmosphérique	Latitudes moyennes en été
Le type des aérosols	Continental moyen
L'épaisseur optique des aérosols à 550 nm	0,20
Le coefficient d'Angstrom des aérosols	1,3
Le contenu en vapeur d'eau de la colonne atmosphérique	35 kg/m ²
Le contenu en ozone de la colonne atmosphérique	300 Dobson
L'altitude	0 m

Tableau 5.5 : les paramètres standard adoptés décrivant l'atmosphère clair pour le calcul des abaques McCloud.

Par ailleurs, nous avons calculé, avec libRadtran, les valeurs de l'éclairement par ciel nuageux pour chaque type de nuage de référence pour :

- 300 compositions aléatoires de paramètres de ciel clair (cf. tableau 5.4) ;
- 1000 compositions aléatoires des trois paramètres :
 - angle zénithal solaire, θ_s : loi uniforme de 0° à 89° ;
 - épaisseur optique des nuages, τ_c : loi exponentielle avec $\lambda=0,1$;
 - albédo du sol, ρ_g : loi beta de paramètres A : 2, and B : 5.

L'indice de ciel clair est alors interpolé en utilisant les abaques avec différentes compositions des paramètres de ciel clair. L'éclairement global par ciel nuageux interpolé est alors le produit de l'indice de ciel clair interpolé avec l'éclairement global par ciel clair calculé par le code libRadtran. La performance en utilisant les différents abaques avec différentes compositions des paramètres de ciel clair est ensuite évaluée : les valeurs d'éclairement par ciel nuageux calculées par les interpolations sont comparées à celles qui sont calculées directement par libRadtran. Nous obtenons donc ainsi les erreurs imputables uniquement à l'utilisation des différents abaques. En effet, les erreurs du modèle de ciel clair sont exclues, parce que l'éclairement par ciel clair est calculé directement par libRadtran avec les mêmes entrées que pour les calculs pour l'éclairement par ciel nuageux.

La figure 5.6 montre les erreurs d'estimation de l'éclairement global par ciel nuageux dues à l'utilisation des abaques avec différentes valeurs de l'épaisseur optique des aérosols pour le nuage bas.

Comme nous pouvons constater avec la figure 5.6, l'influence de l'épaisseur optique des aérosols reste faible lorsque l'épaisseur optique des aérosols est entre 0,05 et 0,4.

Quand l'épaisseur optique des aérosols est au-delà de 0,6, les erreurs augmentent plus rapidement. Cependant, les cas avec l'épaisseur optique des aérosols supérieure à 0,6 sont assez rares. L'établissement des abaques McCloud calculé pour une épaisseur optique des aérosols standard supérieure à 0,6, voir 1 ou 2, n'est pas raisonnable.

De plus, nous pouvons aussi remarquer dans la figure 5.6 que le biais, l'EQM et l'écart P95 conjointement faible quand l'abaque utilisé est calculé pour l'épaisseur optique des aérosols proche de la médiane de sa distribution, dans notre cas 0,20.

Nous avons des conclusions similaires pour les autres trois types de nuage de référence, avec des erreurs minimales pour l'épaisseur optique des aérosols entre 0,2 et 0,25.

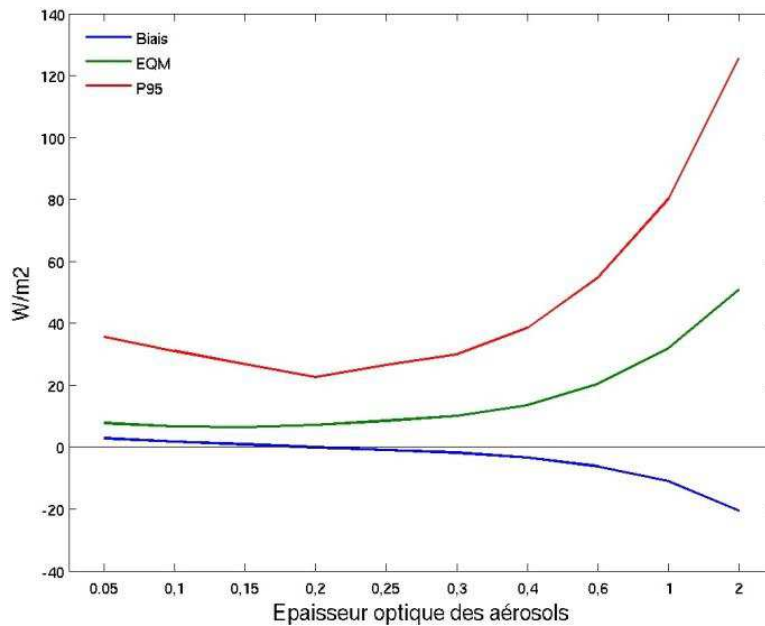


Figure 5.6 : La comparaison des erreurs en utilisant différents abaques avec l'épaisseur optique des aérosols différentes, pour le nuage bas.

Nous pouvons conclure que l'influence du choix de l'épaisseur optique des aérosols pour calculer les abaques de McCloud est relativement faible. Les erreurs minimales sont obtenues quand l'épaisseur optique est proche de la médiane de la distribution. Dans la situation réelle, la distribution de valeur de l'épaisseur optique des aérosols varie d'un endroit à l'autre. Nous choisissons une valeur qui a une certaine représentativité, donc **0,2**, comme l'épaisseur optique des aérosols dans l'abaque de McCloud.

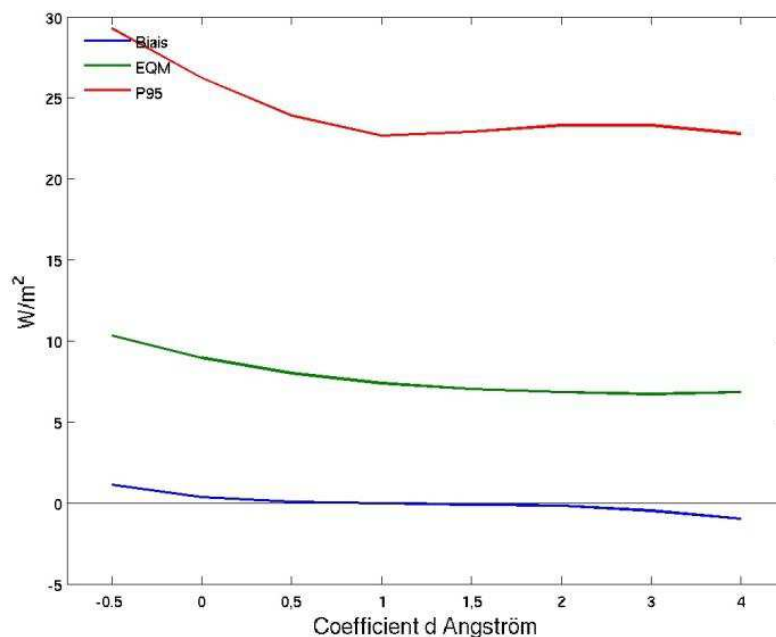


Figure 5.7 : La comparaison des erreurs en utilisant différents abaques avec le coefficient d'Angström différents, pour le nuage bas.

Une étude similaire a été menée pour le coefficient d'Angström. La distribution statistique du coefficient d'Angström dans le tirage avec la loi normale, de moyenne 1,3 et d'écart type 0,5. La figure 5.7 montre les erreurs dues au modèle McCloud en utilisant les abaques calculés pour différents coefficients d'Angström pour le type de nuage bas. Nous pouvons remarquer que les variations des erreurs sont très faibles, même si nous utilisons le coefficient d'Angström avec une valeur loin de la médiane ou la moyenne de la distribution. Des résultats similaires et corroborant ont été obtenus pour les trois autres types de nuage de référence. Nous choisissons donc la valeur **1,3** comme la valeur standard pour le coefficient d'Angström pour l'abaque de McCloud.

Le choix du type des aérosols a une certaine influence sur la performance du modèle McCloud. Dans le tirage pour choisir aléatoirement les trois cent compositions des paramètres de ciel clair, le type des aérosols est choisi parmi les 9 possibles suivant une loi discrete uniforme. En utilisant les abaques calculés pour les neuf différents types des aérosols, nous obtenons les erreurs suivantes présentées par la figure 5.8. Globalement, on constate un biais faible, une EQM d'environ 8 W m^{-2} et un écart P95 autour de 30 W m^{-2} pour tous les types des aérosols. Une exception toutefois est relevée pour les aérosols de type urbain qui donnent un biais négatif de -6 W m^{-2} et une EQM et un écart P95 plus importants que les autres types des aérosols. Nous avons choisi le type des aérosols « ca », **continental moyen**, qui correspondant à des écarts minimisés, avec un biais proche de zéro, une EQM de 8 W m^{-2} et un P95 de 22 W m^{-2} pour le nuage bas. Des résultats similaires ont été obtenus pour les trois autres types de nuage de référence.

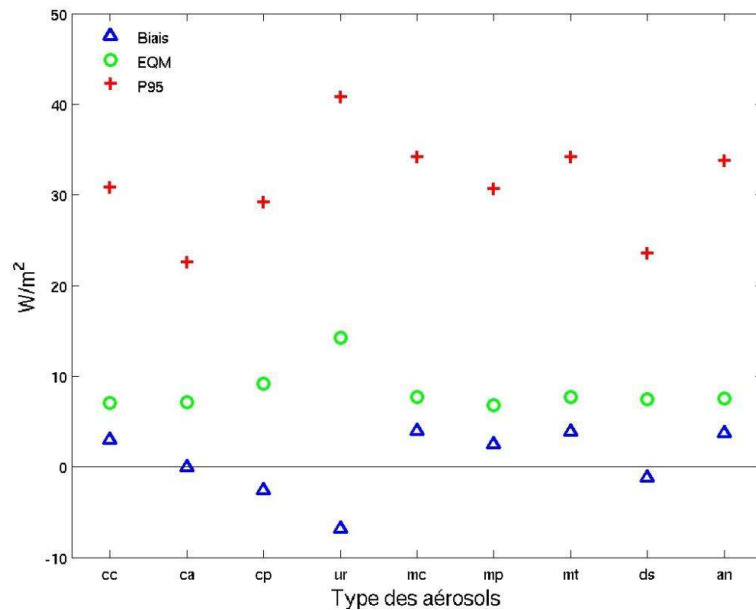


Figure 5.8 : La comparaison des erreurs en utilisant les abaques avec différents type des aérosols (tableau 5.4), pour le nuage bas. *cc* : continental propre, *ca* : continental moyen, *cp* : continental pollué, *ur* : urbain, *mc* : maritime propre, *mp* : maritime pollué, *mt* : maritime tropical, *ds* : désertique, *an* : antarctique.

De manière similaire, les résultats pour différents profils atmosphériques sont présentés dans la figure 5.9. Dans le tirage pour les trois cents compositions des paramètres de ciel clair, les profils atmosphériques sont choisis parmi les 6 possibles avec une loi discrète uniforme. Nous pouvons constater que les erreurs en utilisant différents profils atmosphériques pour les abaques sont quasiment les mêmes pour tous les profils atmosphériques avec un biais proche de zéro, une EQM d'environ 7 W m^{-2} et un écart P95 autour de 25 W m^{-2} . Des résultats similaires sont obtenus pour les trois autres types de nuage de référence. Nous avons choisi le cas « ms », **latitudes moyennes d'été**, comme le profile pour calculer les abaques de McCloud.

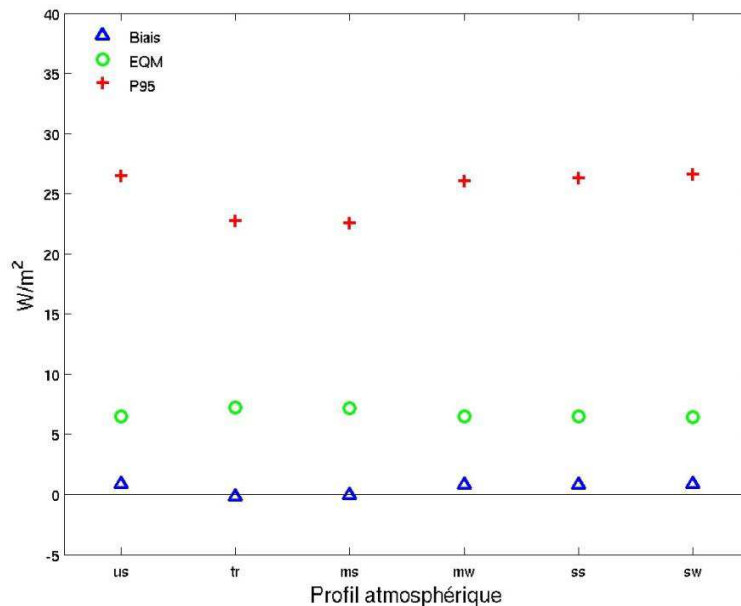


Figure 5.9 : La comparaison des erreurs en utilisant les abaques avec différents profile atmosphérique (tableau 5.4), pour le nuage bas. *us* : l’atmosphère standard des Etats-Unis, *tr* : tropical, *ms* : latitudes moyennes d’été, *mw* : latitudes moyennes d’hiver, *ss* : subarctique d’été, *sw* : subarctique d’hiver.

La distribution statistique du contenu en vapeur d’eau de la colonne atmosphérique dans le tirage pour les trois cent compositions des paramètres de ciel clair suit la loi uniforme entre 0 and 70 kg/m². En utilisant différents quantités en contenu en vapeur d’eau pour les abaques, nous obtenons des performances présentées par la figure 5.10 très similaires en termes d’EQM ou d’écart P95. Par contre, on note que le biais augmente avec le contenu en vapeur d’eau et c’est avec la valeur moyenne/médiane de la distribution, donc 35 kg/m², que nous obtenons le biais le plus faible, proche de zéro. Nous obtenons des résultats similaires pour les trois autres types de nuage de référence. C’est la raison pour laquelle nous avons choisis la valeur de **35 kg/m²** comme la valeur standard pour calculer les abaques du modèle McCloud.

Nous avons enfin étudié l’influence de choix du contenu en ozone de la colonne atmosphérique. Les résultats sont présentés par la figure 5.11 pour le nuage bas. La variation de la performance du modèle en utilisant les abaques calculés pour différents contenues en ozone est très faible avec un biais proche de zéro, une EQM de 7 W m⁻² et un P95 d’environ 23 W m⁻². Des résultats similaires ont été obtenus pour les trois autres types de nuage de référence. Nous avons donc choisi pour le modèle McCloud une valeur typique de **300 Dobson** pour calculer les abaques de McCloud.

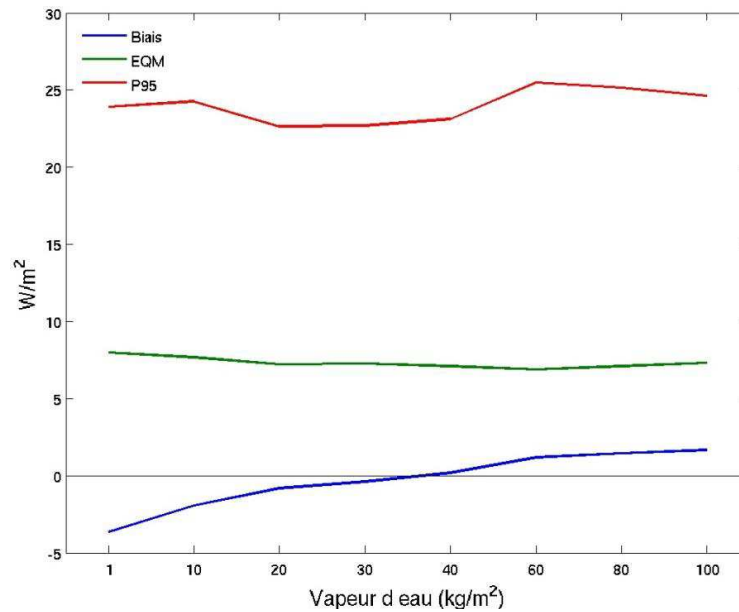


Figure 5.10 : La comparaison des erreurs en utilisant les abaques avec le contenu en vapeur d'eau de la colonne atmosphérique différent, pour le nuage bas.

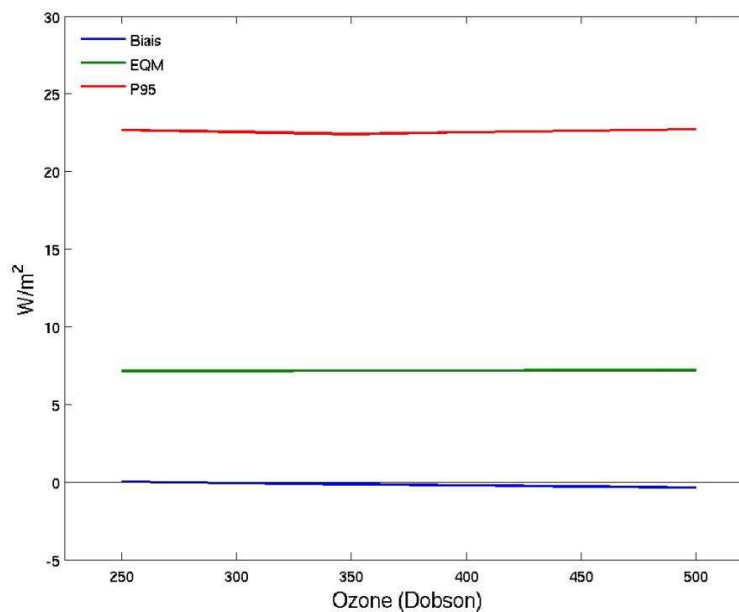


Figure 5.11 : La comparaison des erreurs en utilisant les abaques avec le contenu en ozone de la colonne atmosphérique différent, pour le nuage bas.

5.4.3. La validation du modèle McCloud

Dans cette section nous présentons les études menées pour vérifier la performance du modèle d'éclairage par ciel nuageux dans son ensemble. Les erreurs évaluées comprennent celle due à la séparabilité et celle due aux interpolations du modèle McCloud.

Le choix des nœuds dans les abaques (tableau 5.3) et le choix de la composition standard des paramètres de ciel clair \overline{Pc} (tableau 5.5) sont déterminés dans les deux sections précédentes. Les abaques sont ensuite construits pour chaque type de nuage de référence.

Comme pour les études précédentes, nous utilisons le code de transfert radiatif libRadtran pour calculer l'éclairement global par ciel nuageux pour trois cent compositions aléatoires des paramètres de ciel clair et mille compositions aléatoire de triplet $(\theta_s, \rho_g, \tau_c)$. Ces valeurs de l'éclairement sont ensuite comparées avec l'éclairement interpolé en utilisant le modèle McCloud. Les erreurs du modèle de ciel clair McClear sont exclues, parce que l'éclairement par ciel clair est calculé directement par libRadtran avec les mêmes entrées que pour les calculs pour l'éclairement par ciel nuageux.

La figure 5.12 montre les résultats pour cette comparaison pour un cas de référence d'un nuage bas. Dans la partie gauche de la figure sont présentées les erreurs dues au McCloud en fonction de cent différentes compositions des paramètres de ciel clair. Les biais (en valeur absolue), les EQMs et les P95 sont dans la plupart des cas inférieurs à 5, 10 et 20 $W m^{-2}$ respectivement. Nous pouvons aussi constater une certaine variation de la performance vis-à-vis de différentes compositions des paramètres de ciel clair. Cette variation est due à l'influence des différentes compositions des paramètres de ciel clair sur l'indice de ciel clair, essentiellement l'épaisseur optique des aérosols. Tous les cas dans la figure 5.12 à gauche avec un P95 supérieur à 30 $W m^{-2}$ sont avec l'épaisseur optique des aérosols relativement élevée, supérieur à 0,8. La partie droite de la figure 5.12 montre le biais, l'EQM et le P95 pour tous les cas confondus. Le biais est globalement presque nul. L'EQM est de 6 $W m^{-2}$ et le P95 est d'environ 20 $W m^{-2}$. Ce niveau d'erreur est de ceux attendus dans les cas les plus défavorables avec, de manière concomitante, un albédo du sol élevé, une épaisseur optique des nuages élevée et un angle zénithal solaire faible. Nous avons des conclusions similaires pour les trois autres types de nuages de référence : nuage de moyenne (figure 5.13), haute altitude (figure 5.14) et nuage fin (figure 5.15).

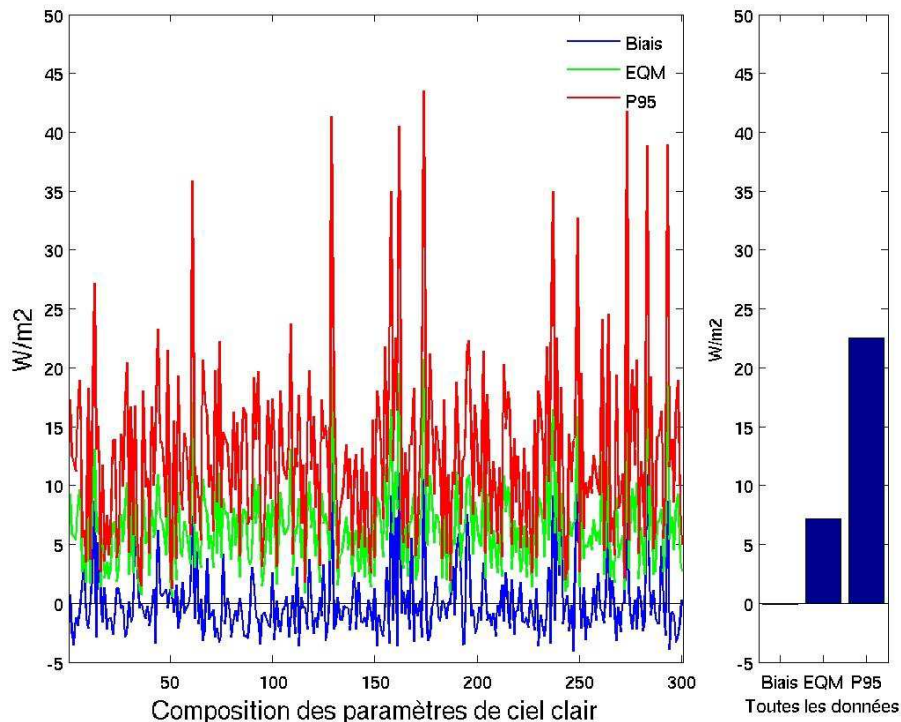


Figure 5.12 : les erreurs dues au modèle McCloud avec les abaques calculées à partir une composition standard des paramètres de ciel clair, pour le nuage de base altitude (1,5-2,5 km).

En comparant les erreurs du modèle McCloud (figure 5.12) avec les erreurs dues aux processus d'interpolation dans le module (figure 5.5), nous notons que les principales erreurs de McClear sont dues aux écarts à l'hypothèse de séparabilité.

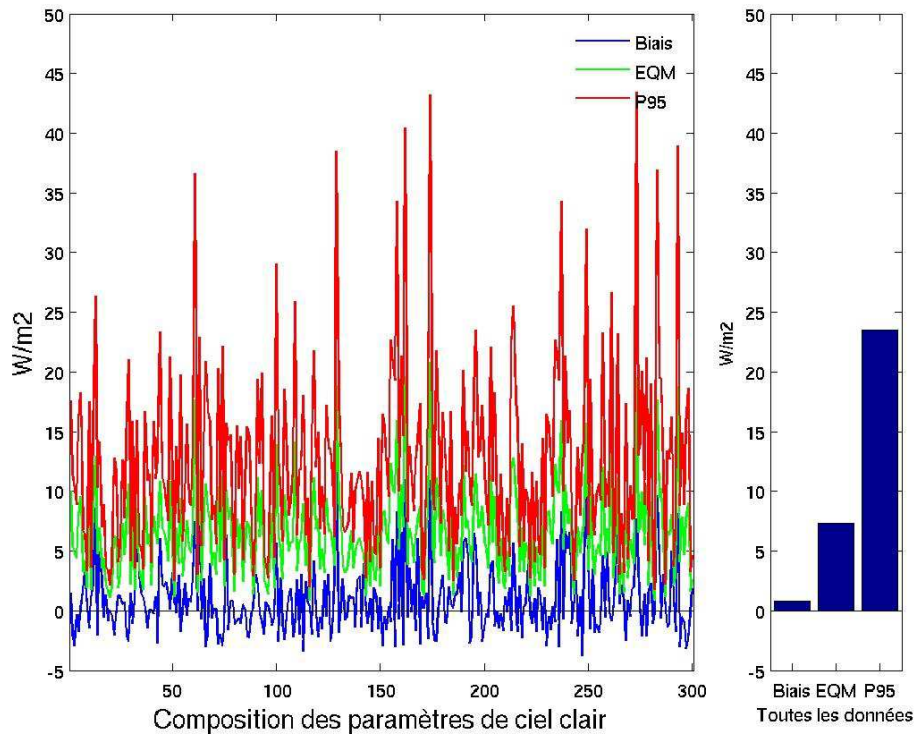


Figure 5.13 : les erreurs dues au modèle McClear avec les abaques calculées à partir une composition standard des paramètres de ciel clair, pour le nuage de moyenne altitude (4-6 km).

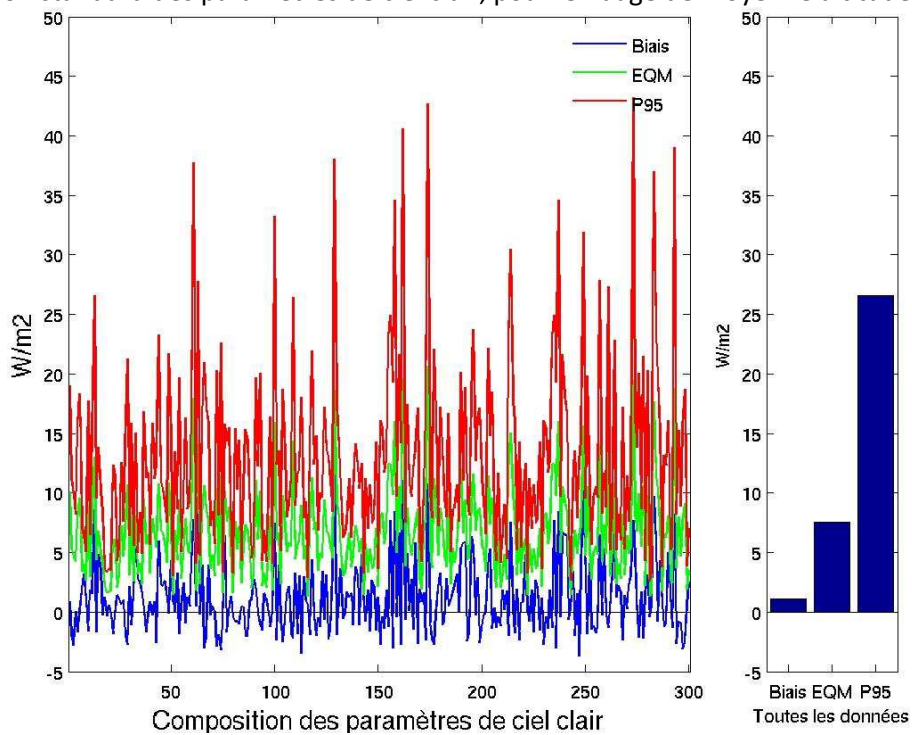


Figure 5.14 : les erreurs dues au modèle McCloud avec les abaques calculées à partir une composition standard des paramètres de ciel clair, pour le nuage de haute altitude (2-8 km).

Cependant, les erreurs dues à ce modèle restent dans la même grandeur que celles des instruments de mesure comme les pyranomètres. Nous jugeons que la précision du modèle McCloud est satisfaisante pour notre application.

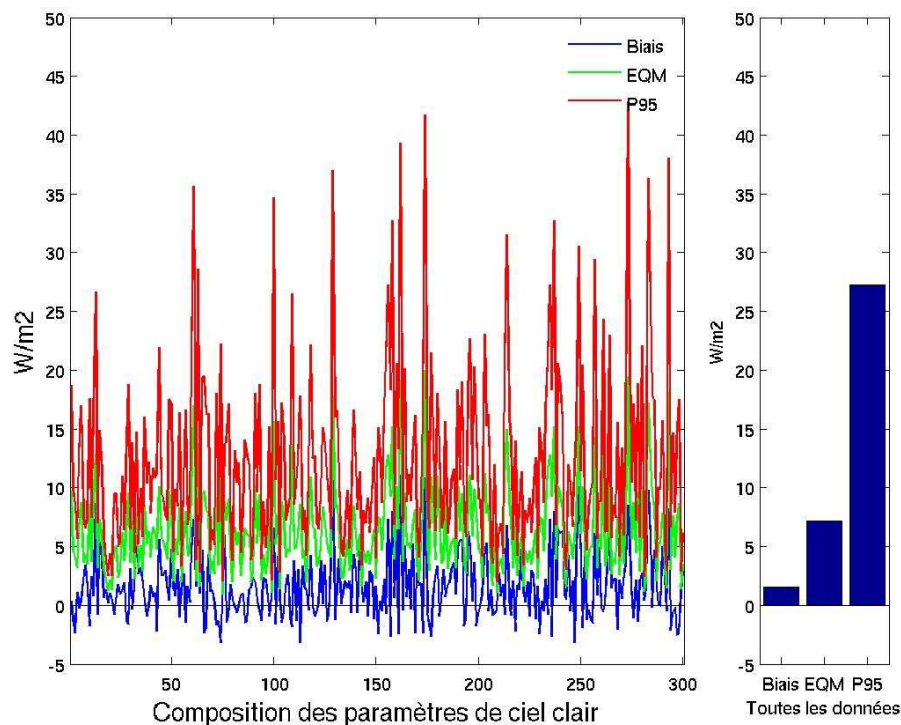


Figure 5.15 : les erreurs dues au modèle McCloud avec les abaques calculées à partir une composition standard des paramètres de ciel clair, pour le nuage fin (9-9,5 km).

5.5. La mise en œuvre du modèle McCloud

Pour la mise en œuvre du modèle McCloud, plusieurs considérations sont prises en compte vis-à-vis de la phase du nuage, la séquence d'interpolation, le calcul de l'albédo du sol par ciel nuageux. Le schéma du modèle McCloud est ensuite présenté à la fin de cette section.

5.5.1. La phase et le type du nuage

Le modèle McCloud de Heliosat-4 consiste en des abaques pour les quatre types de nuages de référence : le nuage bas, moyen, haut et fin. Les abaques des trois premiers types de nuages sont calculés par libRadtran en considérant qu'ils sont composés par des gouttelettes d'eau. Le quatrième type de nuage est, au contraire, considéré comme le nuage de cristaux de glace. Pour le calcul des abaques, des valeurs typiques sont choisies pour décrire le rayon effectif et le contenu en eau du nuage, avec respectivement $20 \mu\text{m}$ et $0,005 \text{ g/m}^3$ pour les nuages de cristaux de glace et $10 \mu\text{m}$ et $1,0 \text{ g/m}^3$ pour les nuages de gouttelettes d'eau.

Dans le produit APOLLO, les nuages sont classifiés en quatre types : nuage bas, moyen, haut et fin. Nous considérons que les nuages bas, moyen, haut et fin d'APOLLO correspondent respectivement aux nuages bas, moyen, haut et fin de notre modèle.

5.5.2. La séquence d'interpolation

Nous avons vérifié que l'ordre d'application des deux interpolations linéaires, l'une avec l'angle zénithal solaire et l'autre avec l'épaisseur optique des nuages n'a pas d'impact sur le résultat final.

Nous avons donc choisi de procéder à l'interpolation avec l'angle zénithal solaire puis avec l'épaisseur optique des nuages.

En effet, une interpolation vis-à-vis de l'albédo en premier nécessiterait la donnée issue de McClear des éclairagements par ciel clair pour les deux angles zénithaux encadrant l'angle zénithal courant. À l'inverse une interpolation vis-à-vis de l'angle zénithal en premier ne nécessite de McClear que la donnée des éclairagements pour l'angle zénithal courant.

Nous avons donc choisi de procéder à l'interpolation avec l'albédo du sol après celles avec l'angle zénithal solaire et avec l'épaisseur optique des nuages. L'avantage de cette considération est d'éviter d'exécuter plusieurs fois supplémentaires le modèle McClear afin d'économiser la ressource informatique et le temps de calcul.

5.5.3. L'albédo du sol sous ciel nuageux

Comme présenté dans l'équation 4.12, l'albédo du sol dépend de la fraction diffuse de l'éclairement incident au sol. Le modèle de ciel clair McClear calcule l'albédo du sol pour la condition de ciel clair. Cependant, en présence de nuage, la fraction diffuse est augmentée par rapport à la condition de ciel clair. Par conséquent, l'albédo du sol n'est *a priori* pas le même que celui calculé par McClear.

La difficulté majeure dans l'équation 4.12 est que ρ_g dépend de K_B , qui dépend lui-même de ρ_g . En combinant les équations 5.8, 5.9, 4.11, 4.12, et désignant $\Delta = (\rho_{bs} - \rho_{ws})$, nous obtenons une équation du second ordre en KT :

$$a\Delta^2 KTb^2 + KT[KT(\rho_g = 0) + (2a \cdot rws + b)\Delta KTb] + (a \cdot rws^2 + b \cdot rws - 1)KT^2 = 0 \quad (5.13)$$

où

$$KT = \frac{Gc(\rho_g) Kc(\rho_g)}{G_{TOA}} \quad (5.14)$$

$$KT(\rho_g = 0) = \frac{Gc(\rho_g = 0) Kc(\rho_g = 0)}{G_{TOA}} \quad (5.15)$$

$$KTb = \frac{Bc Kcb}{G_{TOA}} \quad (5.16)$$

En utilisant la méthode de Monte-Carlo pour sélectionner au hasard 100000 échantillons, nous constatons que l'équation 5.13 n'a qu'une seule solution qui respecte la condition $KT > KTb$.

En obtenant les valeurs en KT , nous obtenons $Kc(\rho_g)$ en utilisant l'équation 5.17 :

$$Kc(\rho_g) = \frac{KT G_{TOA}}{Gc(\rho_g)} \quad (5.17)$$

5.5.4. Le schéma du calcul de McCloud et de la méthode Heliosat-4

La figure 5.16 montre le schéma du calcul du modèle McCloud de Heliosat-4. Les sorties de modèle de ciel clair McClear qui doivent être utilisées sont l'éclairement global horizontal par ciel clair pour l'albédo actuel, $Gc(\rho_g)$, et pour l'albédo nul, $Gc(\rho_g = 0)$, l'éclairement direct horizontal, Bc , et l'albédo du sol par ciel clair ρ_g .

Nous vérifions dans un premier temps les informations du masque de nuage d'APOLLO. Si APOLLO indique que le ciel pour le pixel considéré est clair, le calcul de Heliosat-4 est terminé puisque les résultats sont directement ceux issues du modèle McClear : i.e. l'éclairement global horizontal Gc et l'éclairement direct horizontal Bc . L'éclairement diffus horizontal Dc est calculé ensuite en soustrayant l'éclairement global horizontal de l'éclairement direct horizontal.

Si le masque de nuage d'APOLLO indique qu'il y a présence de nuage, le modèle McCloud est alors utilisé afin de prendre en compte les effets du nuage sur l'éclairement solaire.

Les types de nuage dans le produit APOLLO sont convertis en types des nuages de référence du modèle McCloud.

Dans le détail, les deux interpolations linéaires vis-à-vis de l'angle zénithal solaire et l'épaisseur optique des nuages sont effectuées à partir des nœuds correspondants dans l'abaque de l'indice de ciel clair.

L'albédo du sol par ciel nuageux et l'indice de ciel clair sont ensuite calculés en utilisant l'équation 5.13.

L'éclairement direct horizontal est lui calculé directement par l'utilisation de l'équation 5.1.

Des programmes de post-traitement seront alors *in fine* utilisés pour obtenir des valeurs de l'éclairement initialement calculé par Heliosat-4 avec une résolution d'une minute pour différentes échelles de temps allant par exemple de l'heure à des valeurs mensuelles ou annuelles.

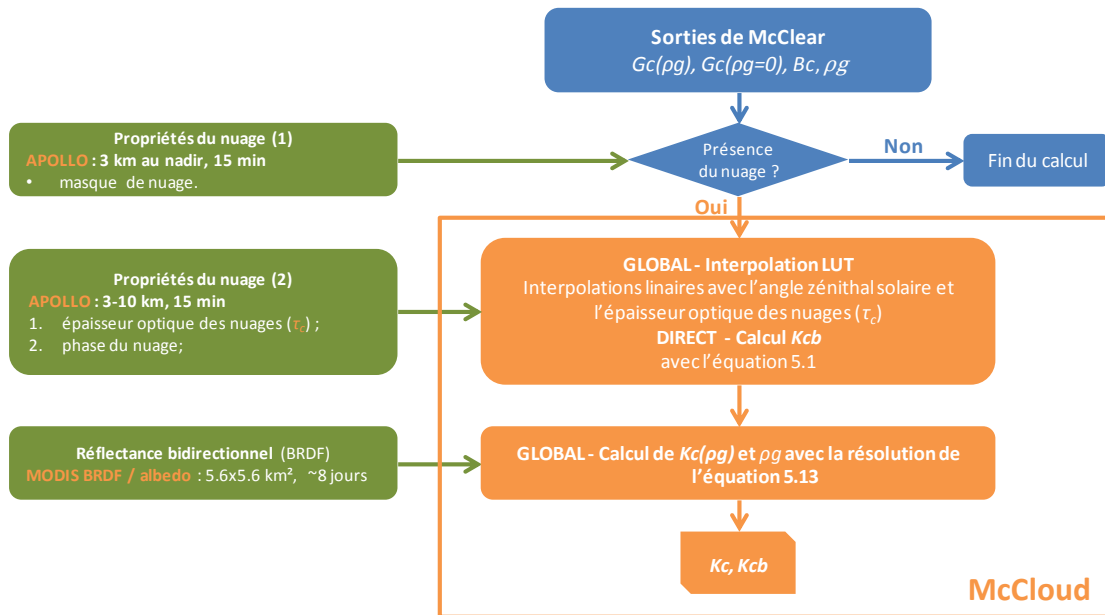


Figure 5.16 : le schéma de calcul du modèle McCloud

La méthode de calcul de l'éclairement pour tout ciel, Heliosat-4, est la combinaison de modèle McClear et McCloud qui est illustré dans la figure 5.17.

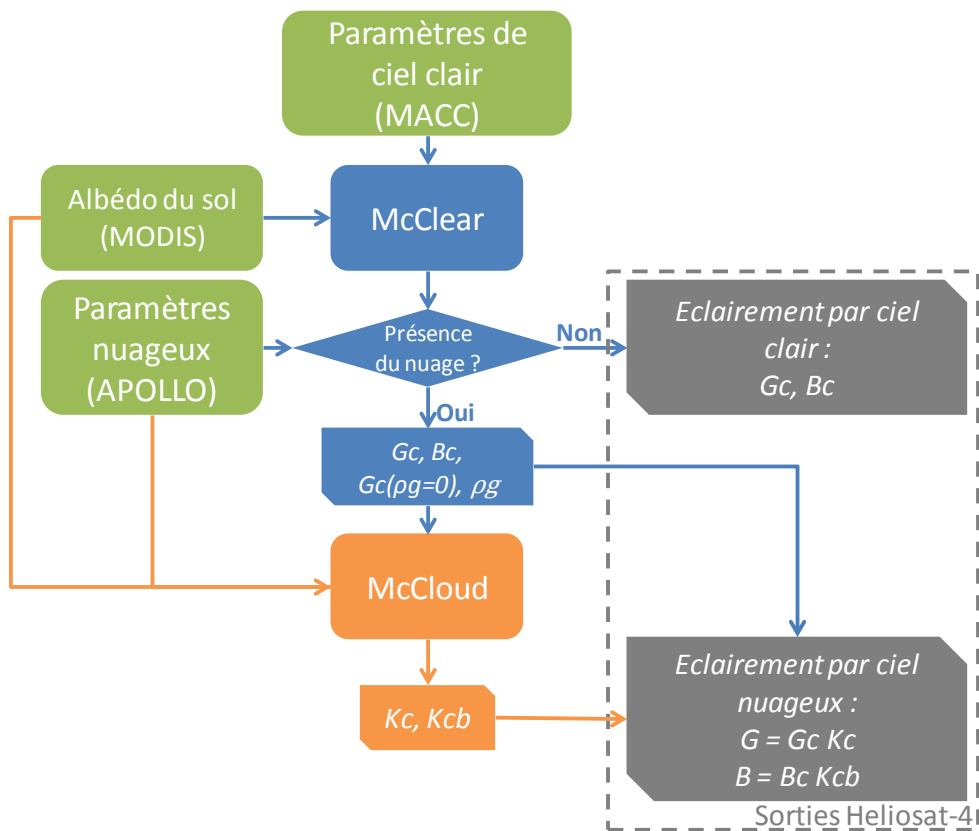


Figure 5.17 : le schéma de la méthode Heliosat-4

Chapitre 6 : Validation de Heliosat-4

6.1. Validation de Heliosat-4

6.1.1. La méthode de validation

L'instrument SEVIRI de MSG effectue un balayage complet du globe terrestre en environ 12 min avec un cycle de répétition de 15 min. Nous obtenons donc une image de l'instrument SEVIRI toutes les 15 min. Chaque image est composée de 3712 x 3712 pixels. Les premiers pixels observés sont ceux au sud-est et les derniers pixels observés 12 min après sont au nord-ouest (figure 6.1).

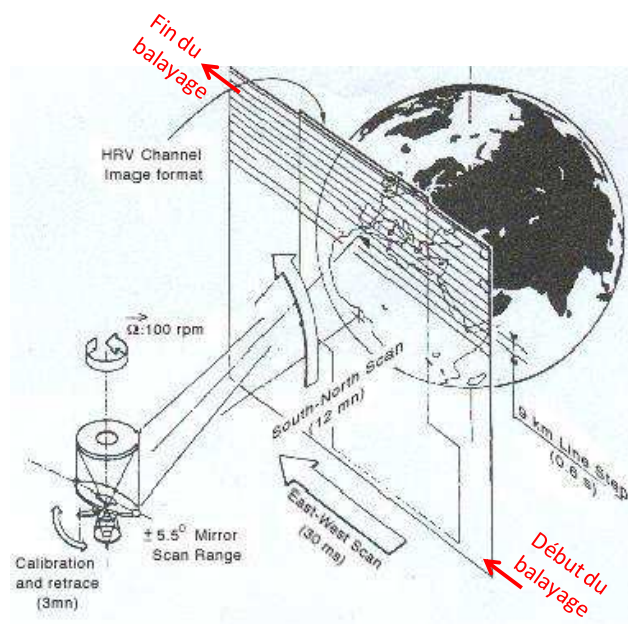


Figure 6.1 : processus de la formation d'image de l'instrument SEVIRI (crédit d'image : ESA)

Avec cette caractéristique, les propriétés des nuages dérivées des observations faites dans les différents canaux de SEVIRI pour un pixel correspondent à l'instant pendant lequel ce pixel a été observé. Cet instant varie selon la localisation du pixel. Nous supposons que les propriétés du nuage représentent une valeur moyenne pour les 15 min centrées sur le moment d'acquisition de ce pixel.

Par ailleurs, la résolution spatiale de l'image SEVIRI est de 3 km au nadir (par exemple au niveau du golfe de Guinée) et d'environ 5-7 km sur l'Europe. Il est très probable qu'au sein d'un pixel d'une taille de 5-7 km, il puisse y avoir des variations spatiales notables des propriétés des nuages. Nous supposons que les propriétés du nuage dérivées d'un pixel représentent les propriétés du nuage moyennes sur ce pixel.

Les deux hypothèses sur la représentabilité dans le temps et l'espace sont valables si le pixel est entièrement couvert et les nuages homogènes. En présence des nuages épars ou fragmentés ou dans une zone de morphologie complexe, les deux hypothèses seront moins valables.

La validation de Heliosat-4 est faite selon un protocole couramment utilisé, comme dans le projet MESOR (Beyer et al., 2009), c'est-à-dire en calculant la différence entre les estimations Heliosat-4 et des mesures faites aux mêmes instants par des instruments au sol. Le protocole est basé sur les deux hypothèses susmentionnées. Les propriétés des nuages dérivées du pixel couvrant la station de mesure concernée sont utilisées pour calculer l'éclairement moyen quart-horaire pour cette station. L'éclairement estimé est ensuite comparé aux mesures. Ces dernières sont acquises toutes les minutes. Nos évaluations se feront pour des pas, ou périodes d'agrégation, de 15 min, 1 h, et 1 jour.



Figure 6.2 : répartition des stations BSRN pour la validation de Heliosat-4

L'instrument SEVIRI effectue 4 cycles de balayage chaque heure commençant aux minutes 00, 15, 30, 45 en temps universel (UTC+0). L'instant précis d'observation d'un pixel peut être facilement calculé, et a été pris en compte pour calculer la moyenne des mesures sur 15 min pour la validation. La moyenne est calculée à partir de 15 mesures de 1 min consécutives centrées sur l'instant précis d'observation.

L'estimation de la moyenne horaire de l'éclairement est calculée en moyennant les quatre estimations Heliosat-4 correspondantes. La mesure horaire correspondante est la moyenne de 60 mesures à 1 min avec un décalage de temps correspondant au pixel. La moyenne journalière de l'éclairement est, par convention, la somme de toutes les estimations et observations de la journée de l'éclairement divisée par 24 h.

La figure 6.2 montre la répartition des stations BSRN. Différents climats sont représentés. Il y a neuf stations en Europe, principalement en climat océanique ou continental humide, sauf la station Carpentras située au sud de la France en climat méditerranéen. Les deux stations au Moyen-Orient et en Algérie sont en climat désertique, de même que la station De Aar en Afrique du Sud. Nous avons également choisi deux stations au Brésil, en climat subtropical.

Les trois stations de CSP service sont situées dans le sud de France, en Provence en climat méditerranéen. La station PSA du DLR est dans le sud d'Espagne, en climat semi-aride (figure 6.3).

Le tableau suivant présente ces 18 stations actinométriques utilisées pour la validation.

Station	Abr.	Pays	Latitude	Longitude	Alt. (m)	Période	Source
Brasilia	BRB	Brésil	-15,6010	-47,7130	1023	06-10	BSRN
Cabauw	CAB	Pays-Bas	51,9711	4,9267	0	05-09	BSRN
Camborne	CAM	Royaume-Uni	50,2167	-5,317	88	04-07	BSRN
Carpentras	CAR	France	44,083	5,0590	100	04-09	BSRN
Cener	CNR	Espagne	42,8160	-1,6010	471	10	BSRN
De Aar	DAA	Afrique du sud	-30,6667	23,9930	1287	04-05	BSRN
Fos-sur-mer	FOS	France	43,5200	5,1820	25	09-10	CSP Service
Greoux-les-bains	GRE	France	43,8570	5,8430	325	08-09	CSP Service
Lerwick	LER	Royaume-Uni	60,1333	-1,1833	84	04-07	BSRN
Lindenberg	LIN	Allemagne	52,2100	14,1220	125	04-06	BSRN
Nice	NCE	France	43,6710	7,1990	40	09-10	CSP Service
Palaiseau	PAL	France	48,7130	2,2080	156	04-07	BSRN
Payerne	PAY	Suisse	46,815	6,944	491	04-09	BSRN
Plataforma Solar de Almería	PSA	Espagne	37,0909	-2,358	492	04-09	DLR
São Martinho da Serra	SMS	Brésil	-29,4428	-53,8231	489	06-10	BSRN
Sede Boqer	SBO	Israël	30,905	34,782	500	04-09	BSRN
Tamanrasset	TAM	Algérie	22,78	5,51	1385	04-09	BSRN
Toravere	TOR	Estonie	58,254	26,462	70	04-09	BSRN

Tableau 6.1 : liste des stations pour la validation de la méthode Heliosat-4. 14 stations sont au sein du réseau BSRN, et 3 stations ont été gérées par la société CSP Service durant une année. Les mesures pour la station PSA sont fournies par le DLR.

Les mesures d'éclairement sont faites chaque 1 min pour les stations BSRN. Pour la station PSA et les stations PSA les mesures d'éclairement sont disponibles avec une résolution de 10 min.

Les données originales de BSRN ont été filtrées à l'aide de l'algorithme de Roesch et al. (2011), présenté au chapitre 4. Seules les données qui respectent les contraintes dans les équations 4.14

sont conservées et sont utilisées pour la validation. Pour calculer les moyennes des mesures pour différentes échelles de temps, nous exigeons que les mesures valides représentent au moins une certaine proportion. Pour la moyenne de 15 min, la moyenne horaire et journalière, nous devons avoir au moins 90% des données valables.

Des processus de contrôle de qualité des données similaires sont appliqués pour les données de CSP et de PSA. La moyenne horaire d'éclairement est calculée pour les cas avec toutes les six données à 10 min valables. Pour la moyenne journalière, nous exigeons d'avoir au moins 90% des données valables.

Les données choisies pour la validation correspondent à celles avec l'angle zénithal solaire inférieur à 89°.

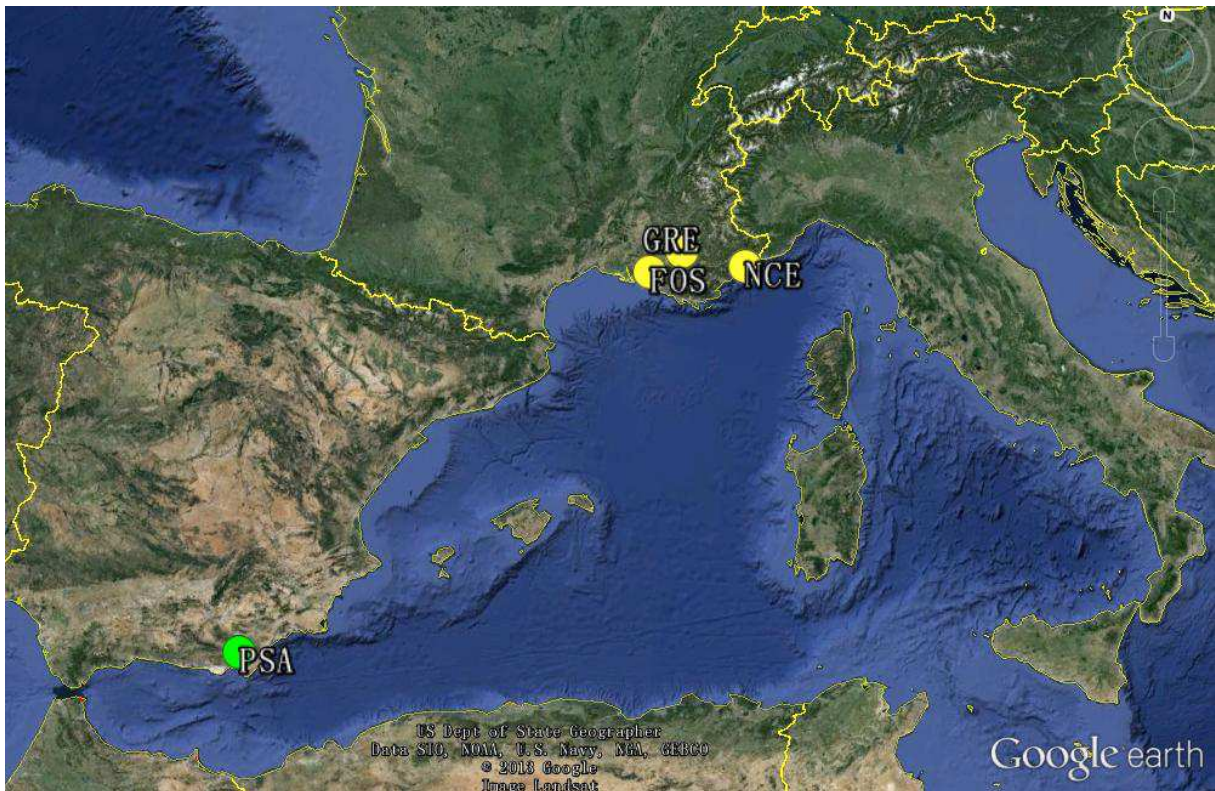


Figure 6.3 : localisation des stations PSA et CSP service (outil d'illustration : Google Earth)

Dans cette validation, les entrées de la méthode Heliosat-4, hors localisation géographique et position du soleil, sont :

1. les propriétés de ciel clair, qui sont en fait les entrées du modèle de ciel clair McClear :
 - propriétés des aérosols, source : ré-analyse MACC/MACC-II ;
 - épaisseur optique des aérosols ;
 - coefficient d'Angström ;
 - type des aérosols, défini par la méthode présentée dans le chapitre 4.
 - contenu en ozone de la colonne atmosphérique, source : ré-analyse MACC/MACC-II ;
 - contenu en vapeur d'eau de la colonne atmosphérique, source : ré-analyse MACC/MACC-II ;
 - profil atmosphérique, choisi parmi les profils-type proposés par l'US Air Force Geophysics Laboratory (AFGL) selon la localisation et la saison.

2. les propriétés optiques des nuages :
 - épaisseur optique, source : produit APOLLO ;
 - type, source : produit APOLLO ;
3. les propriétés du sol, source : produit de MODIS, MOD43C1.

Les éclaircements estimés par Heliosat-4 sont comparés aux observations au sol. Les écarts entre les deux sont calculés en soustrayant les mesures aux estimations. Ces écarts sont ensuite résumés par les mesures statistiques comme le biais, l'écart type, l'écart-quadratique moyen, le quantile P95 et le coefficient de corrélation.

Il existe plusieurs définitions de l'éclaircissement direct normal (direct normal irradiance en anglais, DNI). Buie et Monger (2004) ont défini dans un sens strict l'éclaircissement direct normal comme le flux de rayonnement collecté par une surface perpendiculaire à la direction du soleil, avec un demi-angle de vue (δ) équivalent à celui du disque solaire ($\delta = 0,266^\circ \pm 2\%$). Dans la communauté météorologique et de mesure du rayonnement, l'éclaircissement direct normal est défini autrement, comme le rayonnement mesuré par les pyréliomètres avec les surfaces de réception perpendiculaires à la direction du soleil, avec un demi-angle d'ouverture δ de $2,5^\circ$. En termes d'angle d'ouverture, le pyréliomètre mesure la somme du rayonnement dans la direction du disque solaire et du rayonnement provenant d'un anneau étroit de ciel autour du soleil. La deuxième composante est parfois appelée l'éclaircissement circumsolaire (WMO 2008). Dans la communauté de la modélisation du transfert radiatif (6S, libRadtran, etc.), la source solaire est considérée comme une fonction de Dirac. Cela veut dire que l'éclaircissement direct normal calculé par les modèles de transfert radiatif n'est pas le même que celui mesuré par les pyréliomètres. L'écart entre les deux est défini comme l'éclaircissement circumsolaire.

L'éclaircissement direct normal calculé par Heliosat-4 obéit par construction à la définition de la communauté de la modélisation du transfert radiatif. Afin de comparer l'éclaircissement direct calculé par Heliosat-4 avec les mesures de pyréliomètres, des corrections sur les résultats de Heliosat-4 sont éventuellement nécessaires, par inclusion de l'éclaircissement circumsolaire dans l'éclaircissement direct normal de Heliosat-4.

Par ciel clair, l'éclaircissement circumsolaire est très faible. Il est dans la plupart des cas inférieur à 10 W/m^2 avec différentes épaisseurs optiques des aérosols (Oumbe et al., 2012). Cet écart est de l'ordre de la précision des pyréliomètres. Nous n'avons donc pas effectué de correction de l'éclaircissement direct de Heliosat-4 en cas de ciel clair.

Par ciel nuageux, au contraire, l'éclaircissement circumsolaire peut atteindre une valeur relativement élevée. Sa contribution relative à l'éclaircissement direct normal mesuré par les pyréliomètres peut être supérieure à 50% à cause des effets spécifiques des nuages, en particulier ceux du *cirrus*. En nous appuyant sur les travaux de Shiobara et al. (1993) et Reinhardt et al. (2012), nous utilisons une méthode empirique pour corriger l'éclaircissement direct en réduisant l'épaisseur optique des nuages. Cette dernière sera multipliée par 0,6 pour les nuages de cristaux de glace et 0,25 pour les nuages de gouttelettes d'eau. En ce qui concerne l'éclaircissement global, l'épaisseur optique des nuages n'est pas corrigée et sa valeur originale est utilisée.

6.1.2. Résultats

Le tableau 6.2 montre la moyenne des mesures, le biais, l'erreur quadratique moyenne (EQM) et leurs valeurs relativement à la moyenne des mesures, exprimées en pourcentage, ainsi que le

coefficient de corrélation pour l'estimation de la moyenne quart-horaire de l'éclairement global sur plan horizontal. Les stations utilisées et présentées dans ce tableau sont les stations BSRN : en effet les stations CSP service et PSA ne disposent que de données avec une résolution de 10 min rendant impossible l'établissement de mesure avec une résolution de 15 min sans l'emploi d'une méthode d'interpolation.

Les biais sont positifs pour toutes les stations. Les stations correspondant à un climat océanique avec de nombreux cas nuageux présentent souvent un biais relatif relativement élevé, supérieur à 20 W m^{-2} en valeur absolue et 10 % en valeur relative. Ces sont les stations de Cabauw, Camborne, Palaiseau et de Payerne où nous observons souvent des nuages fragmentés. Ces derniers rendent l'estimation des propriétés des nuages plus compliquée. Pour le produit de nuage APOLLO, ce phénomène correspond souvent à une sous-estimation de l'épaisseur optique des nuages et donc une surestimation de l'éclairement global. Les stations comme Lerwick et Toravere correspondent à des biais moins élevés que les autres stations de climat océanique, inférieurs à 16 W/m^2 et inférieurs à 7 % en valeur relative. Les stations suivant un climat désertique ont des biais très faibles.

Global horizontal (15 min)	Nombre d'échantillons	Moyenne D'observation W m^{-2}	Biais W m^{-2} (%)	EQM W m^{-2} (%)	Coefficient de corrélation
Brasilia	24160	472	30 (6 %)	158 (33 %)	0,876
Cabauw	78243	256	34 (13 %)	98 (38 %)	0,927
Camborne	54986	269	31 (12 %)	94 (35 %)	0,936
Carpentras	93114	379	24 (6 %)	77 (20 %)	0,966
Cener	14093	370	17 (4 %)	96 (26 %)	0,945
De Aar	13868	520	4 (1 %)	97 (19 %)	0,951
Lerwick	49321	187	14 (8 %)	83 (45 %)	0,907
Lindenberg	46520	271	16 (6 %)	93 (34 %)	0,926
Palaiseau	29668	270	29 (11 %)	92 (34 %)	0,936
Payerne	88444	293	33 (11 %)	94 (32 %)	0,947
São Martinho da Serra	27110	404	13 (3 %)	103 (26 %)	0,945
Sede Boqer	83314	542	3 (1 %)	81 (15 %)	0,965
Tamanrasset	93616	556	19 (3 %)	98 (18 %)	0,959
Toravere	84958	217	15 (7 %)	89 (41 %)	0,920

Tableau 6.2 : biais, EQM et leurs valeurs relatives en %, pour les 14 stations BSRN pour l'estimation de la moyenne quart-horaire de l'éclairement global sur plan horizontal.

Il y a principalement trois sources d'erreur expliquant ces biais positifs. La première source est le modèle d'éclairement par ciel clair McClear. Comme nous pouvons remarquer dans le tableau 4.4, les estimations de McClear ont un biais légèrement positif pour la plupart des stations. La deuxième source est le module nuageux McCloud, mais sa contribution au biais est faible comme nous pouvons voir avec les figures 5.12-5.15. La troisième source est l'estimation des propriétés des nuages. Plus nous avons des cas de nuage épars ou fragmenté, plus l'estimation de l'éclairement global horizontal présente un biais positif.

L'erreur EQM pour l'éclairement global est d'environ 90 W m^{-2} pour la plupart des stations sauf pour la station de Brasilia avec une erreur EQM élevée de 158 W m^{-2} et Carpentras avec une faible erreur EQM de 77 W m^{-2} . Les stations correspondant à un climat océanique, comme celles de Cabauw, Camborne, Lerwick, Lindenberg, Palaiseau, Payerne et de Toravere, présentent des erreurs EQM relatives supérieures à 30 %. L'erreur EQM relative est moins élevée, inférieure à 20 %, pour les

stations correspondant à un climat désertique ou méditerranéen, comme celles de Carpentras, De Aar, Sede Boqer et de Tamanrasset. Pour le climat subtropical, l'erreur EQM est entre les deux cas précédents, compris entre 20 et 35 %.

Le coefficient de corrélation est élevé pour les stations désertiques ou méditerranéennes, supérieur à 0,950. Les stations au climat océanique correspondent à des coefficients de corrélation compris entre 0,920 et 0,950. La station Brasilia présente un coefficient de corrélation relativement faible par rapport aux autres stations avec une valeur de 0,876 qui est probablement lié à la présence très fréquente de nuages épars qui ne sont pas détectés par le produit du nuage APOLLO.

Direct horizontal (15 min)	Nombre d'échantillons	Moyenne D'observation $W m^{-2}$	Biais $W m^{-2}$ (%)	EQM $W m^{-2}$ (%)	Coefficient de corrélation
Brasilia	22943	298	22 (7 %)	189 (63 %)	0,806
Cabauw	77163	113	6 (5 %)	91 (80 %)	0,872
Camborne	50006	117	5 (5 %)	93 (79 %)	0,892
Carpentras	93121	254	0 (0%)	81 (32 %)	0,951
Cener	14313	217	-12 (-6 %)	110 (51 %)	0,909
De Aar	15318	428	-3 (-1 %)	115 (27 %)	0,935
Lerwick	47172	58	-11 (-20 %)	79 (134 %)	0,811
Lindenberg	45544	134	-9 (-7 %)	94 (70 %)	0,881
Palaiseau	50994	136	3 (3 %)	99 (72 %)	0,886
Payerne	70539	198	4 (2 %)	98 (50 %)	0,920
São Martinho da Serra	26747	256	-3 (-1 %)	127 (50 %)	0,909
Sede Boqer	78063	407	-44 (-11 %)	133 (33 %)	0,907
Tamanrasset	88494	387	46 (12 %)	139 (36 %)	0,910
Toravere	85681	114	-22 (-19 %)	94 (82 %)	0,872

Tableau 6.3 : biais, EQM et leurs valeurs relatives en %, pour les 14 stations BSRN pour l'estimation de la moyenne quart-horaire de l'éclairement direct sur plan horizontal.

Les tableaux 6.3 et 6.4 présentent les résultats pour l'éclairement direct sur plan horizontal, respectivement normal aux rayons du soleil. Le biais pour la plupart des stations est compris entre $\pm 12 W m^{-2}$ avec quelques exceptions pour les stations de Brasilia, Lerwick, Sede Boqer et de Toravere. Pour celles de Sede Boqer et de Toravere, le biais négatif élevé en valeur absolue est probablement lié à des fausses détections de présence des nuages que nous analysons dans la section 6.2 ci-après. En ce qui concerne Lerwick, la station est fréquemment couverte de nuages, puisque 96% des observations sont déclarées nuageuses par APOLLO. Le rayonnement direct disponible au sol est donc très faible avec une valeur moyenne de $57 W m^{-2}$ pour le plan horizontal et $123 W m^{-2}$ pour l'éclairement direct normal, soit moins de $1080 kWh m^{-2}$ annuel. Ces valeurs moyennes sont beaucoup plus faibles que celles des autres stations. Par conséquent, le biais en valeur relative pour la station de Lerwick est très élevé. Pour la station de Brasilia, nous constatons un biais positif de 8 % pour l'éclairement direct horizontal et de 6 % pour l'éclairement direct normal, qui est dû à la fois à la non-détection de cas nuageux par APOLLO, probablement dans des cas de nuages épars comme les *cumulus*, et à la surestimation de l'éclairement direct par ciel clair par le modèle McClear qui, selon le tableau 4.5, présente un biais de $15 W m^{-2}$. Pour la station de Tamanrasset, le biais positif est probablement lié à une sous-estimation des propriétés optiques des aérosols de type désertique dans les produits MACC.

Direct normal (15 min)	Nombre d'échantillons	Moyenne D'observation $W m^{-2}$	Biais $W m^{-2}$ (%)	EQM $W m^{-2}$ (%)	Coefficient de corrélacion
Brasilia	22943	454	25 (6 %)	240 (53 %)	0,794
Cabauw	77163	215	1 (1 %)	149 (69 %)	0,852
Camborne	50006	215	1 (0 %)	148 (69 %)	0,872
Carpentras	93121	453	-7 (-2 %)	142 (31 %)	0,914
Cener	14313	366	-27 (-7 %)	171 (47 %)	0,882
De Aar	15318	703	-27 (-4 %)	186 (26 %)	0,865
Lerwick	47172	125	-38 (-31 %)	159 (127 %)	0,752
Lindenberg	45544	255	-28 (-11 %)	159 (62 %)	0,861
Palaiseau	50994	241	-0 (-0 %)	154 (64 %)	0,864
Payerne	70539	345	0 (0 %)	173 (50 %)	0,874
São Martinho da Serra	26747	417	-23 (-5 %)	192 (46 %)	0,879
Sede Boqer	78063	609	-89 (-15 %)	232 (38 %)	0,781
Tamanrasset	88494	586	62 (11 %)	198 (34 %)	0,849
Toravere	85681	240	-67 (-28 %)	201 (83 %)	0,801

Tableau 6.4 : biais, EQM et leurs valeurs relatives en %, pour les 14 stations BSRN pour l'estimation de la moyenne quart-horaire de l'éclairement direct sur plan normal aux rayons solaires.

De manière générale, l'erreur EQM relative pour l'éclairement direct sur plan horizontal est environ deux fois plus importante que celle correspondant à l'éclairement global. L'erreur EQM pour l'éclairement direct normal est légèrement moins élevée que celui pour l'éclairement direct horizontal. L'erreur EQM relative est plus élevée pour les stations correspondant au climat océanique que pour les autres, et souvent supérieur à 50 %. Pour les stations situés en climat désertique ou méditerranéen, l'erreur EQM relative est plus faible, souvent inférieure à 40 %. Les erreurs EQM relatives pour les deux stations subtropicales sont comprises entre les deux cas précédents. La station de Lerwick est une exception : l'erreur EQM relative est supérieure à 120 %. Cependant, l'erreur EQM exprimée en éclairement est de même grandeur que les autres stations. La valeur moyenne très faible de l'éclairement direct pour Lerwick explique la forte erreur EQM relative.

Les coefficients de corrélation pour l'éclairement direct sont généralement moins élevés que ceux pour l'éclairement global. Ils sont compris entre 0,80 et 0,95 pour l'éclairement direct sur plan horizontal et entre 0,75 et 0,92 pour l'éclairement direct sur plan normal.

Les résultats statistiques pour l'évaluation de la moyenne horaire de l'éclairement global, direct horizontal et direct normal, sont présentés dans les tableaux 6.5, 6.6 et 6.7.

Les biais constatés sont positifs. Théoriquement, ils devraient être identiques à ceux observés pour les estimations quart-horaires mais en diffèrent légèrement en raison de différents critères pour choisir les données valides : 33 % de données à 1 min validées pour calculer la valeur moyenne à 15 min et 50 % pour la valeur moyenne horaire. Pour l'éclairement global horizontal, le biais relatif est généralement inférieur à 10 %, à l'exception des stations de Cabauw, Camborne, Palaiseau et de Payerne. Pour l'éclairement direct horizontal et normal, les biais sont compris entre $\pm 10 W m^{-2}$ pour la plupart des stations à l'exception des stations de Lerwick, Sede Boqer, Tamanrasset et de Toravere pour lesquelles les biais constatés sont plus élevés. Les raisons de ces biais sont identiques à celles dont nous avons discuté pour les comparaisons suivant la résolution temporelle de 15 min, et nous y reviendrons en détail dans la section 6.2 dédiée à la discussion.

Global horizontal (horaire)	Nombre d'échantillons	Moyenne D'observation $W m^{-2}$	Biais $W m^{-2}$ (%)	EQM $W m^{-2}$ (%)	Coefficient de corrélation
Brasilia	5635	496	32 (6 %)	126 (25 %)	0,911
Cabauw	18264	269	36 (13 %)	79 (29 %)	0,956
Camborne	12690	281	33 (12 %)	78 (28 %)	0,958
Carpentras	21493	400	26 (6 %)	63 (16 %)	0,977
Cener	3161	396	18 (5 %)	76 (19 %)	0,963
De Aar	3204	545	4 (1 %)	73 (13 %)	0,968
Fos-sur-mer	4512	399	28 (7 %)	65 (16 %)	0,977
Greoux-les-bains	4115	376	32 (8 %)	80 (21 %)	0,963
Lerwick	11337	197	15 (7 %)	67 (34 %)	0,938
Lindenberg	10720	285	17 (6 %)	73 (26 %)	0,953
Nice	4518	383	28 (7 %)	70 (18 %)	0,973
Palaiseau	6863	284	30 (11 %)	73 (26 %)	0,962
Payerne	20119	308	35 (11 %)	77 (25 %)	0,966
Plataforma Solar de Almería	22608	457	15 (3 %)	83 (18 %)	0,959
São Martinho da Serra	6279	427	14 (3 %)	81 (19 %)	0,964
Sede Boqer	18602	582	3 (1 %)	67 (11 %)	0,973
Tamanrasset	21338	589	20 (3 %)	75 (13 %)	0,972
Toravere	19293	229	16 (7 %)	73 (32 %)	0,945

Tableau 6.5 : biais, EQM et leurs valeurs relatives en %, pour les 18 stations pour l'estimation de la moyenne horaire de l'éclairement global sur plan horizontal.

Direct horizontal (horaire)	Nombre d'échantillons	Moyenne D'observation $W m^{-2}$	Biais $W m^{-2}$ (%)	EQM $W m^{-2}$ (%)	Coefficient de corrélation
Brasilia	5248	318	24 (8 %)	148 (47 %)	0,869
Cabauw	17967	119	6 (5 %)	67 (56 %)	0,927
Camborne	11533	123	6 (5 %)	69 (56 %)	0,936
Carpentras	21493	269	0 (0 %)	61 (23 %)	0,970
Cener	3218	235	-13 (-5 %)	84 (35 %)	0,945
De Aar	3549	447	-2 (-0 %)	87 (20 %)	0,958
Fos-sur-mer	4512	279	0 (0 %)	66 (24 %)	0,967
Greoux-les-bains	4115	249	-4 (-2 %)	72 (29 %)	0,958
Lerwick	10826	62	-12 (-20 %)	62 (101 %)	0,876
Lindenberg	10480	141	-10 (-7 %)	69 (48 %)	0,933
Nice	4520	254	6 (2 %)	76 (30 %)	0,954
Palaiseau	11799	143	4 (3 %)	71 (50 %)	0,936
Payerne	15165	219	5 (2 %)	76 (35 %)	0,951
Plataforma Solar de Almería	22614	310	9 (3 %)	83 (27 %)	0,952
São Martinho da Serra	6118	274	-1 (-1 %)	99 (36 %)	0,943
Sede Boqer	17251	442	-45 (-10 %)	120 (27 %)	0,919
Tamanrasset	19780	415	50 (12 %)	122 (29 %)	0,925
Toravere	19529	120	-22 (-18 %)	76 (63 %)	0,917

Tableau 6.6 : biais, EQM et leurs valeurs relatives en %, pour les 18 stations pour l'estimation de la moyenne horaire de l'éclairement direct sur plan horizontal.

Les origines des erreurs pour les estimations d'éclairement peuvent être la modélisation de transfert radiatif, les erreurs d'estimation des propriétés atmosphériques, mais aussi l'effet de parallaxe. L'effet de parallaxe est lié à l'angle de vue de satellite, la position géométrique du soleil et la hauteur du sommet du nuage. Dans certains cas, lorsque le nuage est haut, et les angles zénithal solaire et de visée sont élevés, le pixel couvrant la station étudiée ne donne plus les informations correctes pour cette station. C'est un autre pixel adjacent qui représente mieux l'état optique des nuages pour la station étudiée.

L'erreur EQM pour les estimations horaires est généralement moins élevée que celle constatée pour les estimations à 15 min. Les erreurs dues à la mauvaise détection des propriétés atmosphériques ou aux décalages en temps et en espace des propriétés des nuages à cause de l'effet de parallaxe, seront moyennées dans une heure. Par conséquent, la fluctuation des erreurs en 1 h sera moins grande qu'en 15 min.

L'erreur EQM relative pour l'éclairement global horizontal est inférieure à 20 % pour toutes les stations désertiques ou méditerranéennes. Pour les stations sous climat océanique, l'erreur EQM relative est inférieure à 30 %, à l'exception de Lerwick et Toravere qui sont situées suivant des latitudes élevées.

Direct normal (horaire)	Nombre d'échantillons	Moyenne D'observation $W m^{-2}$	Biais $W m^{-2}$ (%)	EQM $W m^{-2}$ (%)	Coefficient de corrélation
Brasilia	5248	476	32 (7 %)	194 (41 %)	0,855
Cabauw	17967	225	3 (1 %)	118 (53 %)	0,902
Camborne	11533	223	4 (2 %)	116 (52 %)	0,918
Carpentras	21493	472	-3 (-1 %)	111 (23 %)	0,944
Cener	3218	392	-25 (-6 %)	137 (35 %)	0,921
De Aar	3549	721	-16 (-2 %)	143 (20 %)	0,907
Fos-sur-mer	4512	475	-2 (-0 %)	113 (24 %)	0,941
Greoux-les-bains	4115	441	-14 (-3 %)	130 (29 %)	0,930
Lerwick	10826	131	-39 (-30 %)	134 (103 %)	0,814
Lindenberg	10480	266	-27 (-10 %)	127 (48 %)	0,907
Nice	4520	428	13 (3 %)	132 (31 %)	0,920
Palaiseau	11799	251	3 (1 %)	119 (47 %)	0,913
Payerne	15165	377	4 (1 %)	144 (38 %)	0,908
Plataforma Solar de Almería	22614	516	6 (1 %)	141 (27 %)	0,911
São Martinho da Serra	6118	435	-16 (-4 %)	155 (36 %)	0,917
Sede Boqer	17251	645	-85 (-13 %)	211 (33 %)	0,791
Tamanrasset	19780	619	71 (12 %)	172 (28 %)	0,877
Toravere	19529	251	-66 (-26 %)	179 (71 %)	0,849

Tableau 6.7 : biais, EQM et leurs valeurs relatives en %, pour les 18 stations pour l'estimation de la moyenne horaire de l'éclairement direct sur plan normal aux rayons solaires.

Le coefficient de corrélation est plus élevé pour l'éclairement global horaire que pour l'éclairement global de la moyenne quart-horaire. Le coefficient de corrélation est supérieur à 0,95 pour toutes les stations sauf trois cas, dont les deux stations très nuageuses, Lerwick et Toravere et la station Brasilia où il y a très souvent présence de nuages épars.

L'erreur EQM pour l'éclairement direct horizontal et normal est généralement inférieure à 40 % pour les stations en climat désertique ou méditerranéen, et inférieure à 60 % pour les stations en climat océanique à l'exception de celles de Lerwick, Palaiseau et de Toravere. Les performances pour les deux stations subtropicales sont toujours situées entre les deux cas précédents.

Dans la littérature scientifique, les performances d'autres méthodes pour l'évaluation de l'éclairement solaire sont le plus souvent présentées sur la base de comparaison horaire (Beyer et al., 2009). Les résultats présentés dans les tableaux 6.5-6.7 sont donc pratiques pour comparer avec les résultats publiés. Nous présenterons ces comparaisons entre Heliosat-4 et d'autres méthodes d'estimation par satellite dans la partie comparaison de ce chapitre.

Les tableaux 6.8, 6.9, 6.10 présentent les résultats des validations pour la moyenne journalière de l'éclairement global, direct horizontal et direct normal. Les biais sont similaires à ceux pour l'éclairement de 15 min et 1 h avec une légère différence en raison des différents critères pour le choix des données valides.

Global horizontal (journalier)	Nombre d'échantillons	Moyenne D'observation $W m^{-2}$	Biais $W m^{-2}$ (%)	EQM $W m^{-2}$ (%)	Coefficient de corrélation
Brasilia	488	226	14 (6 %)	28 (12 %)	0,895
Cabauw	1558	123	16 (13 %)	26 (21 %)	0,982
Camborne	1065	130	14 (11 %)	24 (19 %)	0,981
Carpentras	1893	182	11 (6 %)	18 (10 %)	0,990
Cener	188	159	12 (7 %)	24 (15 %)	0,978
De Aar	211	242	0 (0 %)	18 (7 %)	0,978
Fos-sur-mer	368	187	13 (7 %)	21 (11 %)	0,989
Greoux-les-bains	347	175	15 (9 %)	25 (14 %)	0,981
Lerwick	945	89	6 (7 %)	18 (20 %)	0,979
Lindenberg	901	130	7 (5 %)	22 (17 %)	0,977
Nice	357	179	13 (7 %)	21 (12 %)	0,988
Palaiseau	598	130	13 (10 %)	22 (17 %)	0,984
Payerne	1375	139	17 (12 %)	25 (18 %)	0,986
Plataforma Solar de Almería	1626	212	8 (4 %)	28 (13 %)	0,959
São Martinho da Serra	520	188	7 (4 %)	18 (10 %)	0,986
Sede Boqer	891	233	2 (1 %)	19 (8 %)	0,980
Tamanrasset	1742	261	8 (3 %)	20 (8 %)	0,961
Toravere	1153	106	4 (4 %)	18 (17 %)	0,981

Tableau 6.8 : biais, EQM et leurs valeurs relatives en %, pour les 18 stations pour l'estimation de la moyenne journalière de l'éclairement global sur plan horizontal.

Comme attendu, les erreurs EQM sont plus faibles que celles constatées pour 15 min et 1 h. Pour l'éclairement global horizontal, l'erreur EQM relative est inférieure à 14 % pour les stations désertiques et les stations correspondant au climat méditerranéen. Pour les stations en climat océanique, l'erreur EQM relative peut atteindre 27 % pour la station de Toravere. Pour l'éclairement direct horizontal et l'éclairement direct normal, l'erreur EQM est inférieure à 23 % pour les stations en climat désertique ou méditerranéen, et l'erreur EQM relative maximale est de, respectivement, 63 % et 71 % pour la station Lerwick.

Direct horizontal (journalier)	Nombre d'échantillons	Moyenne D'observation $W m^{-2}$	Biais $W m^{-2}$ (%)	EQM $W m^{-2}$ (%)	Coefficient de corrélacion
Brasilia	472	139	11 (8 %)	36 (26 %)	0,911
Cabauw	1551	54	3 (6 %)	17 (32 %)	0,970
Camborne	956	57	3 (5 %)	20 (34 %)	0,969
Carpentras	1893	122	-1 (-1 %)	15 (12 %)	0,987
Cener	188	93	-5 (-5 %)	23 (25 %)	0,976
De Aar	211	197	-3 (-2 %)	18 (9 %)	0,981
Fos-sur-mer	368	130	-0 (-0 %)	16 (12 %)	0,985
Greoux-les-bains	347	115	-2 (-2 %)	18 (16 %)	0,982
Lerwick	910	28	-5 (-19 %)	16 (60 %)	0,944
Lindenberg	885	64	-5 (-8 %)	16 (26 %)	0,977
Nice	357	118	3 (3 %)	22 (18 %)	0,971
Palaiseau	505	69	1 (2 %)	16 (23 %)	0,976
Payerne	1257	79	3 (4 %)	18 (23 %)	0,981
Plataforma Solar de Almería	1626	143	5 (3 %)	27 (19 %)	0,958
São Martinho da Serra	520	117	1 (1 %)	21 (18 %)	0,978
Sede Boqer	803	172	-15 (-9 %)	34 (20 %)	0,951
Tamanrasset	1729	173	25 (14 %)	47 (27 %)	0,860
Toravere	1153	56	-7 (-12 %)	17 (31 %)	0,975

Tableau 6.9 : biais, EQM et leurs valeurs relatives en %, pour les 18 stations pour l'estimation de la moyenne journalière de l'éclairement direct sur plan horizontal.

Direct normal (journalier)	Nombre d'échantillons	Moyenne D'observation $W m^{-2}$	Biais $W m^{-2}$ (%)	EQM $W m^{-2}$ (%)	Coefficient de corrélacion
Brasilia	472	213	14 (6 %)	48 (22 %)	0,938
Cabauw	1551	102	2 (2 %)	32 (31 %)	0,960
Camborne	956	105	1 (1 %)	32 (31 %)	0,966
Carpentras	1893	218	-4 (-2 %)	29 (13 %)	0,979
Cener	188	160	-9 (-6 %)	37 (23 %)	0,973
De Aar	211	323	-18 (-6 %)	36 (11 %)	0,965
Fos-sur-mer	368	225	-1 (-1 %)	29 (13 %)	0,979
Greoux-les-bains	347	206	-7 (-4 %)	34 (17 %)	0,974
Lerwick	910	59	-17 (-30 %)	39 (65 %)	0,917
Lindenberg	885	122	-14 (-12 %)	33 (27 %)	0,972
Nice	357	202	6 (3 %)	40 (20 %)	0,958
Palaiseau	505	122	-0 (-0 %)	29 (24 %)	0,968
Payerne	1257	137	5 (3 %)	37 (27 %)	0,968
Plataforma Solar de Almería	1626	240	4 (2 %)	44 (18 %)	0,942
São Martinho da Serra	520	192	-8 (-4 %)	35 (18 %)	0,974
Sede Boqer	803	262	-29 (-11 %)	62 (24 %)	0,912
Tamanrasset	1729	264	35 (13 %)	69 (26 %)	0,868
Toravere	1153	114	-24 (-21 %)	52(45 %)	0,942

Tableau 6.10 : biais, EQM et leurs valeurs relatives en %, pour les 18 stations pour l'estimation de la moyenne journalière de l'éclairement direct en incidence normale.

Le coefficient de corrélation est plus élevé que ceux constatés pour 15 min et 1 h. Pour l'éclairement global horizontal, le coefficient de corrélation est dans la plupart des cas supérieur à 0,97 avec quelques l'exception, comme pour la station de Brasilia, et de Tamanrasset. Pour l'éclairement direct, le coefficient de corrélation est généralement supérieur à 0,90.

D'après les analyses des résultats de la validation de la méthode Heliosat-4, nous pouvons constater que les performances de Heliosat-4 dépendent des caractéristiques climatiques de la station. Plus la station est nuageuse, plus les erreurs EQM relatives sont élevées tant pour l'éclairement global que direct. La fréquence d'occurrence de cas de nuages épars ou fragmentés peut éventuellement augmenter le biais pour l'éclairement global. Pour l'éclairement direct, des fausses alarmes dans la détection des nuages, c'est-à-dire qu'un nuage est prédit alors que le ciel est clair, peuvent induire des biais négatifs importants en valeur absolue. Pour les stations désertiques où les cas nuageux sont moins fréquents, on se rapproche du cas de ciel clair et l'influence des aérosols devient importante.

6.2. Discussion sur les sources d'erreur

Dans cette section, nous allons discuter quelques sources principales d'erreur d'estimation de l'éclairement solaire par la méthode Heliosat-4. Nous commençons par l'investigation sur la qualité d'estimation de l'épaisseur optique des nuages qui est d'abord liée à la qualité d'estimation de la couverture nuageuse, présentée dans la sous-section 6.2.1, ensuite dans certains cas, liée aux caractéristiques du nuage comme par exemple les nuages fragmentés ou épars, présentée dans la sous-section 6.2.2, et enfin liée à la confusion entre le nuage et la surface de la terre, présentée dans la sous-section 6.2.3. Nous discutons ensuite l'influence des différentes considérations de la phase du nuage sur la qualité de l'estimation de l'éclairement global, présentée dans la sous-section 6.2.4. La proportion de l'éclairement circumsolaire dans la mesure de l'éclairement direct au sol peut être très importante en cas de présence de nuages de cristaux de glace. Une correction de l'éclairement circumsolaire est appliquée dans la sous-section 6.2.5 afin d'améliorer la qualité d'estimation de l'éclairement direct. Enfin, les sensibilités spectrales des capteurs pyranométriques et de Heliosat-4 ne sont pas les mêmes. Une comparaison directe des résultats entre les mesures pyranométriques et les sorties de Heliosat-4 introduit des erreurs. Nous quantifions la grandeur de ces erreurs dans la sous-section 6.2.6.

6.2.1. La couverture nuageuse

Comme nous l'avons indiqué dans le chapitre 5, l'algorithme APOLLO ne calcule pas directement l'épaisseur optique des nuages pour les pixels partiellement couverts. Pour obtenir l'épaisseur optique pour un pixel partiellement couvert, APOLLO effectue la moyenne de toutes les épaisseurs optiques des pixels entièrement couverts par le même type de nuage dans la région de 58 pixels x 58 pixels centrée sur le pixel considéré. Cette moyenne est ensuite multipliée par le pourcentage de couverture nuageuse. Il y a donc principalement trois sources d'erreur pour l'estimation de l'épaisseur optique des nuages pour un pixel partiellement couvert. D'abord, la qualité d'estimation de l'épaisseur optique des nuages pour les pixels entièrement couverts dans la zone alentour. Deuxièmement, la représentativité des pixels entièrement couverts de la zone pour le pixel partiellement couvert central. Troisièmement, la qualité d'estimation du pourcentage de la couverture nuageuse pour le pixel partiellement couvert.

Pour discuter de la qualité d'estimation de l'épaisseur optique des nuages pour les pixels entièrement couverts, nous avons choisi trois stations représentant trois types de climat : la station

de Camborne pour le climat océanique, celle de Carpentras pour le climat méditerranéen et celle de De Aar pour le climat désertique.

Nous avons alors considéré seulement les cas déclarés entièrement couverts par l'algorithme APOLLO, chaque 15 min, pour l'année 2005 pour Camborne et Carpentras et l'année 2004 pour De Aar.

Les figures 6.4-6.6 montrent les corrélogrammes pour l'éclairement global horizontal suivant une résolution temporelle de 15 min. Bien que nous constatons avec ces trois figures une certaine dispersion des points avec un coefficient de corrélation compris entre 0,83 et 0,91, l'éclairement global horizontal est plutôt bien estimé pour le ciel entièrement couvert. Le biais est en effet légèrement positif, inférieur à 17 W m^{-2} pour les stations de Camborne et de Carpentras et quasiment nul pour celle de De Aar. L'EQM est inférieure à 70 W m^{-2} pour les stations de Camborne et de Carpentras et inférieure à 75 W m^{-2} pour celle de De Aar.

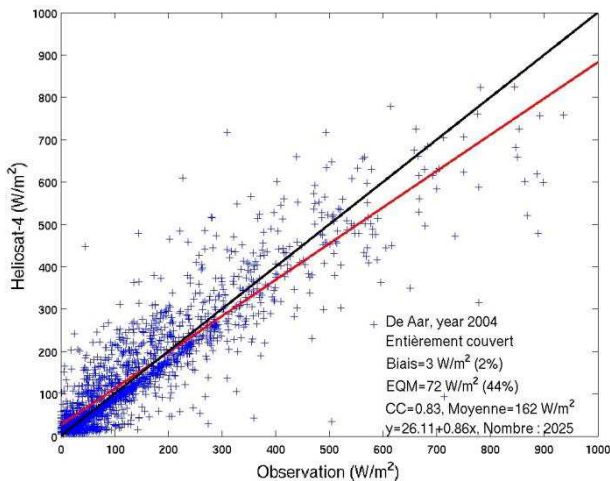
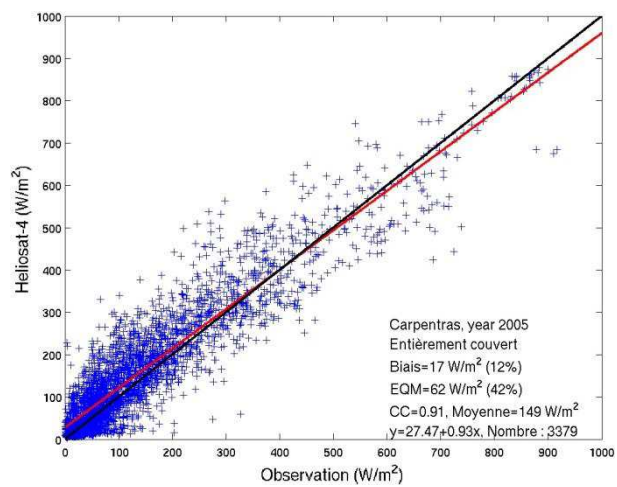
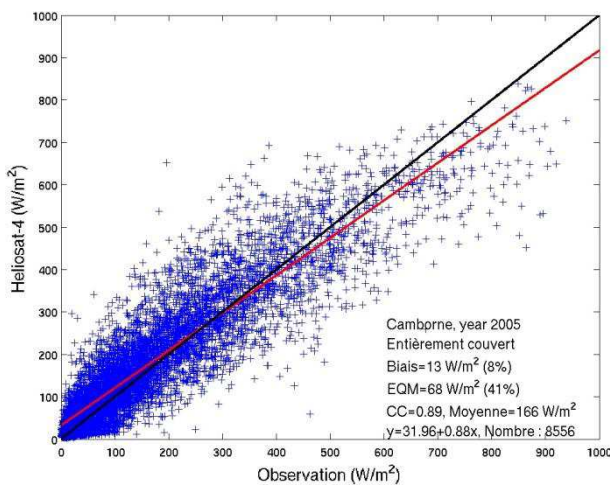


Figure 6.4 (haut gauche) : corrélogramme pour l'éclairement global horizontal, Camborne, 2005, 15 min, 100% couvert (APOLLO)

Figure 6.5 (haut droit) : corrélogramme pour l'éclairement global horizontal, Carpentras, 2005, 15 min, 100% couvert (APOLLO)

Figure 6.6 (bas, gauche): corrélogramme pour l'éclairement global horizontal, De Aar, 2004, 15 min, 100% couvert (APOLLO)

Les trois stations étudiées ici sont situées dans des zones avec des géomorphologies simples donc pas de changement d'altitude remarquable alentour. Les effets locaux dus à l'orographie ou la topographie sont exclus.

Par conséquent, les pixels totalement couverts aux alentours de ces trois stations devraient avoir une certaine représentativité pour le pixel central couvrant la station concernée.

Cependant, pour les pixels partiellement couverts, la zone considérée par APOLLO de 58 pixels de côté est très grande puisque 58 pixels représentent une distance d'au moins 174 km et typiquement de 300 km en Europe. Par exemple, en ce qui concerne Carpentras, cette zone de 58 pixels s'étend jusqu'en Méditerranée au Sud, Lyon au Nord, les Alpes du Sud à l'Est, et les Cévennes à l'Ouest. Peut-on alors prétendre que les épaisseurs optiques des nuages recouvrant entièrement des pixels alpins soient celles à prendre en considération pour le site de Carpentras ?

Nous n'avons pas étudié précisément ce point. La réponse dépend certainement du site considéré et du type de nuage. Il est vraisemblable que l'épaisseur optique d'un cirrus au-dessus de montagnes soit la même au-dessus d'un site en plaine. Cela devient sans doute plus discutable de considérer que l'épaisseur optique d'un nuage de moyenne altitude en montagne estimée par APOLLO soit la même qu'en plaine. Peut-être une étude menée sur les estimations d'épaisseur optique faites par APOLLO sur des pixels entièrement couverts pour plusieurs paires de sites de type plaine et montagne pourrait-elle apporter des éléments de réponse.

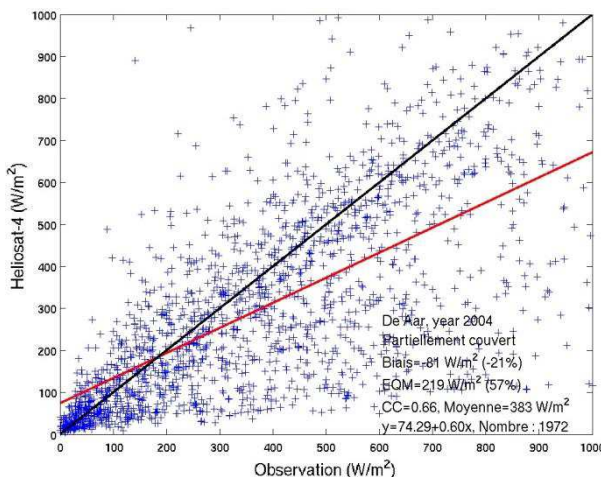
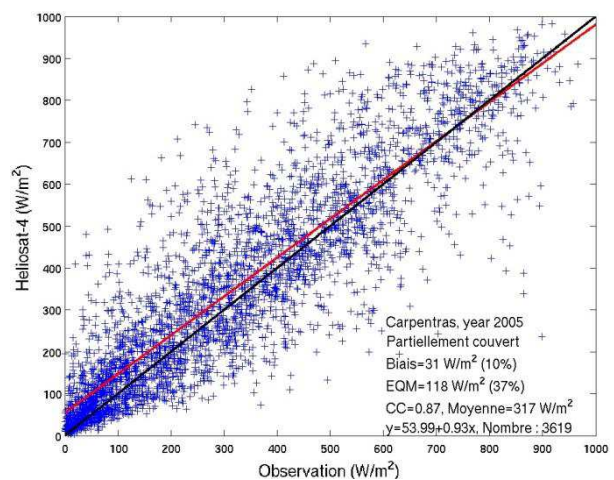
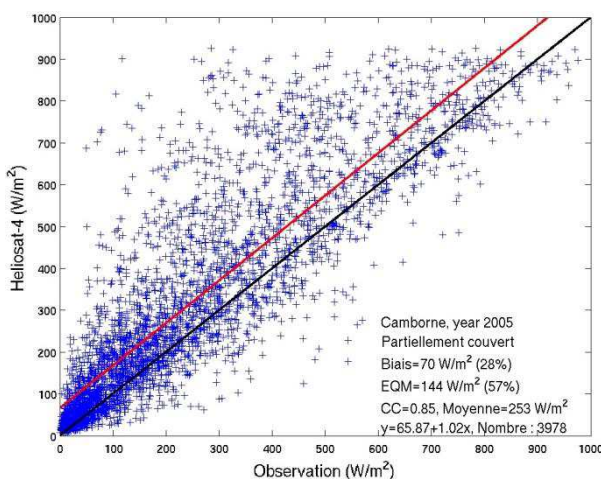


Figure 6.7 (haut, gauche) : corrélogramme pour l'éclairement global horizontal, Camborne, 2005, 15 min, partiellement couvert (APOLLO)

Figure 6.8 (haut, droit) : corrélogramme pour l'éclairement global horizontal, Carpentras, 2005, 15 min, partiellement couvert (APOLLO)

Figure 6.9 (bas, gauche) : corrélogramme pour l'éclairement global horizontal, De Aar, 2004, 15 min, partiellement couvert (APOLLO)

Les figures 6.7-6.9 montrent les mêmes corrélogrammes mais pour les cas déclarés partiellement couverts par APOLLO. De manière générale, on observe une plus grande dispersion des points que précédemment pour les cas entièrement nuageux, avec des coefficients de corrélation compris entre 0,66 et 0,87. On note de plus que les EQMs sont plus du double de celles constatées pour les cas entièrement nuageux. La station de Camborne présente une corrélogramme avec une estimation biaisée de 69 W m^{-2} , soit 28% en valeur relative.

Ce biais positif pour les pixels partiellement couverts est déterminant pour le biais constaté lors de la comparaison pour la station Camborne, tous cas confondus. Pour la station de Carpentras, un biais positif est aussi observé mais moins élevé. La station désertique de De Aar présente au contraire un biais fortement négatif de -81 W m^{-2} et en valeur relative de -21%.

D'après ces constatations pour le ciel partiellement couvert, nous émettons l'hypothèse qu'une autre cause notable des erreurs constatées dans les estimations de la méthode Heliosat-4 réside en la qualité d'estimation du pourcentage de couverture nuageuse.

Probablement, pour la station de Camborne, APOLLO sous-estime-t-il fréquemment ce pourcentage de couverture nuageuse. Par conséquent, l'épaisseur optique du nuage est aussi sous-estimée et l'éclairement global estimé par Heliosat-4 est surestimé pour les cas partiellement couverts.

Pour la station de Carpentras, les erreurs d'estimation de couverture nuageuse semblent moins fréquentes. Donc, les cas de surestimation de l'éclairement sont aussi moins fréquents.

Pour la station de De Aar, il est probable, pour certains cas, que la couverture nuageuse est surestimée. Ceci conduit à une surestimation de l'épaisseur optique des nuages et une sous-estimation de l'éclairement global horizontal par ciel partiellement couvert.

Pour des raisons de simplicité de présentation, nous n'avons choisi que trois stations pour cette discussion. Nous observons cependant des résultats similaires à ceux de la station de Camborne pour les autres stations suivant un climat océanique : celles de Cabauw, Lerwick, Lindenberg, Palaiseau, Payerne et de Toravere. Pour les stations suivant un climat méditerranéen comme celle de Fos-sur-mer, Greoux-les-bains et de Nice, nous avons des constatations similaires à celles de Carpentras. Enfin, nous avons des conclusions similaires pour les stations suivant un climat désertique : celles de Sede Boqer, de la Plataforma Solar de Almería, Tamarassat et de De Aar.

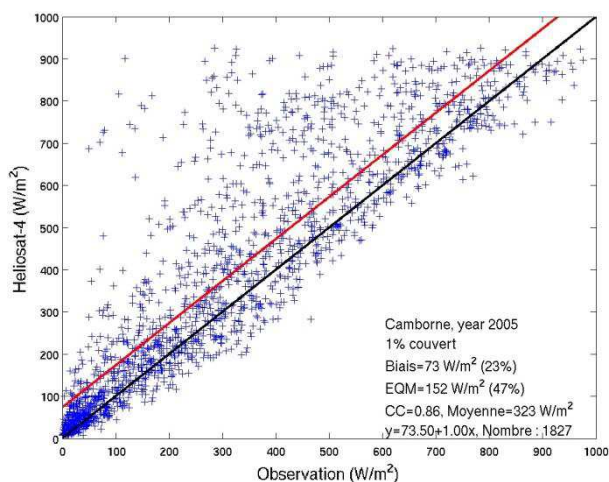


Figure 6.10 : corrélogramme pour l'éclairement global horizontal, Camborne, 2005, 15 min, couverture nuageuse de 1% (APOLLO)

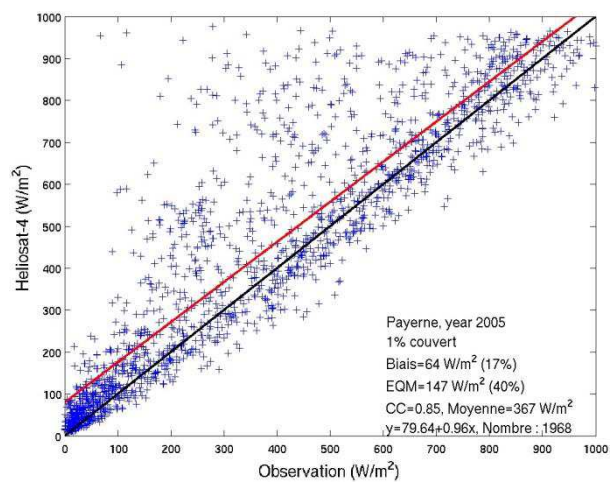


Figure 6.11 : corrélogramme pour l'éclairement global horizontal, Payerne, 2005, 15 min, couverture nuageuse de 1% (APOLLO)

Particulièrement pour les stations au climat océanique, APOLLO indique très souvent la présence de cas avec une couverture nuageuse de 1%. Dans ces cas là, APOLLO impose une valeur minimale d'épaisseur optique des nuages de 0,45. La fréquence des situations classées avec 1% de couverture et par conséquent, une attribution "forfaitaire" de 0,45 comme épaisseur optique semble plus fréquente que la réalité. Par conséquent, nous obtenons très souvent des surestimations de

l'éclairement global horizontal pour ces stations océaniques, comme montré sur les figures 6.10 et 6.11 pour la station de Camborne et de Payerne.

Le biais pour l'éclairement global pour les couvertures nuageuses de 1 % est souvent supérieur à 60 W m^{-2} avec des valeurs relatives supérieures à 20 %, voire 30 %. Cet état de fait constitue une source d'erreur très importante expliquant le biais d'estimation de la méthode Heliosat-4 globalement, pour tous les cas.

En effet, afin d'avoir une meilleure idée des impacts des cas partiellement couverts sur le biais de l'estimation de l'éclairement global horizontal pour les stations correspondant à un climat océanique, nous avons comparé les biais relatifs pour trois situations différentes :

- tous les cas confondus (ciel clair, ciel partiellement couvert et ciel entièrement couvert) ;
- tous les cas mais en excluant la couverture nuageuse de 1 % ;
- tous les cas mais en excluant les cas partiellement couverts (cf. figure 6.12).

Nous pouvons remarquer que le biais relatif diminue d'à peu près 1 % à 2 % si les cas avec 1 % de couverture nuageuse sont exclus, et diminue encore de 2 % pour la plupart des sept stations si tous les cas partiellement couverts sont aussi exclus.

Au contraire de ces stations correspondant au climat océanique, l'exclusion de cas partiellement couverts augmente le biais pour les stations désertiques et l'impact n'est pas très clair pour les stations méditerranéens.

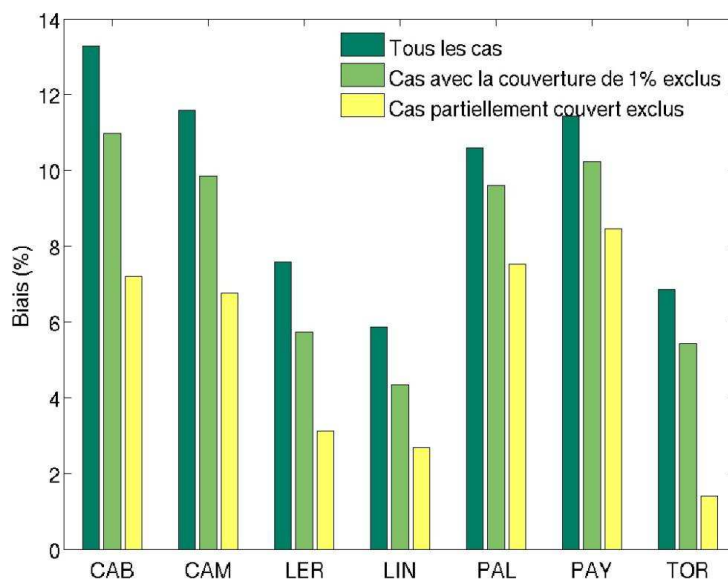


Figure 6.12 : comparaison des biais relatifs pour les estimations de l'éclairement global moyen sur 15 min pour les 7 stations correspondant à un climat océanique pour tous les cas confondus, les cas avec la couverture de 1 % exclus, et enfin les cas partiellement couverts exclus.

6.2.2. Les variations rapides de la couverture nuageuse

La couverture nuageuse peut être fragmentée. Si les trous dans cette couverture nuageuse sont petits au regard de la résolution spatiale de l'instrument SEVIRI à bord de Météosat Seconde

Génération, ils peuvent ne pas être perçus du tout. Cette perception peut être encore plus perturbée si cette couverture nuageuse défile rapidement au regard de la résolution temporelle de ce même capteur.

La supposition que les informations issues du satellite représentent les propriétés moyennes des nuages pour une résolution spatiale de 5-7 km et pour une période de 15 min est alors moins valable que pour les cas, plus simples, d'une couverture de nuages homogènes, étendus et quasiment statiques. Il en va de même pour les cas de ciel clair avec apparition et défilement de petits cumulus, dont la taille est petite vis-à-vis de la résolution spatiale et dont la vitesse est grande devant la résolution temporelle

Le cas de la journée nuageuse du 7 février 2005 sur le site de la station de Lerwick est un exemple d'une couverture nuageuse fortement fragmentée (cf. figure 6.13). La station de mesure observe un éclaircissement direct horizontal avec de grandes variations.

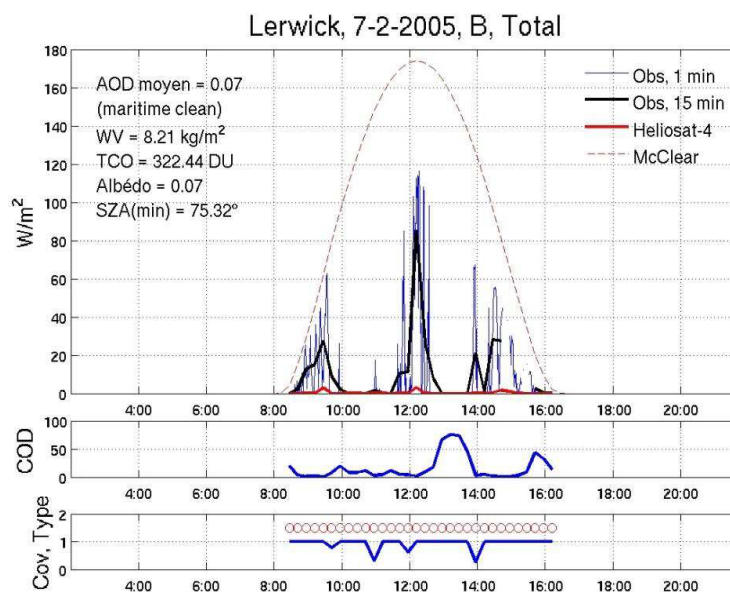


Figure 6.13 : comparaison entre l'éclaircissement direct horizontal estimé par Heliosat-4 et mesuré par les capteurs pyranométriques pour le 7 février 2005 sur le site de la station de Lerwick. AOD : épaisseur optique des aérosols. WV : contenu en vapeur d'eau de la colonne atmosphérique. TCO : contenu en ozone de la colonne atmosphérique. SZA : l'angle zénithal solaire. COD : épaisseur optique du nuage. Cov. Type : couverture nuageuse, gamme [0-1]. Type : type du nuage, cercle rouge (nuage bas).

Vers 9 h, 12 h et 14 h, nous pouvons observer des trous dans la couverture nuageuse. La durée de ces instants de ciel clair ou moins nuageux est de quelques minutes au plus. L'instrument SEVIRI ne peut pas observer ces trous car ils sont de trop petite taille et fluctuent trop rapidement. Selon APOLLO, le pixel est entièrement nuageux la plupart du temps : la fraction nuageuse est alors de 1. Pourtant, l'éclaircissement direct observé une fois moyenné sur 15 min, en ligne noire, peut atteindre $80 W m^{-2}$ et on pourrait croire que cela pourrait être vu par SEVIRI ou par APOLLO comme un changement de signal et peut-être une diminution de la fraction nuageuse. Ce n'est pas hélas systématique comme le montre la figure 6.13. Les maxima de l'éclaircissement direct horizontal mesuré (en noir sur la figure) ne correspondent pas nécessairement aux minima de la fraction nuageuse indiqué par APOLLO (COD, en bleu sur la figure).

Si un trou dans la couverture nuageuse peut apparaître au-dessus de la station dans la direction d'éclairement du Soleil et laisser entrevoir du ciel bleu, ce n'est pas nécessairement le cas pour les autres points géographiques constituant le pixel. La fraction nuageuse estimée peut alors être en désaccord avec sa fluctuation temporelle pour le site même de la station et entraîner une surestimation de la fréquence du ciel entièrement couvert et donc une décorrélation partielle entre l'éclairement mesuré et celui estimé par Heliosat-4.

Une autre conséquence est que le produit APOLLO aura tendance à surestimer l'épaisseur optique des nuages, puisque cette dernière est fonction de la fraction nuageuse, et par conséquent aura tendance à sous-estimer l'éclairement direct.

C'est une situation très fréquente pour la station de Lerwick dont environ 98 % des mesures indiquent la présence de nuage, et seulement 2 % un ciel clair. C'est l'une des raisons pour lesquelles les estimations de Heliosat-4 pour le site de cette station présentent un biais relatif négatif très prononcé : -19% pour l'éclairement direct horizontal et -28% pour l'éclairement direct normal.

Au contraire, pour les cas de ciel clair avec apparition de petits cumulus, dont la taille est petite vis-à-vis de la résolution spatiale et/ou la vitesse de déplacement grande devant la résolution temporelle, les cas effectivement nuageux avec ce type de couverture nuageuse éparse sont confondus avec des cas de ciel clair, comme le montre l'exemple de l'éclairement direct mesuré chaque minute sur le site de la station de Brasilia durant la journée, principalement claire, du 25 mars 2007 (cf. figure 6.14).

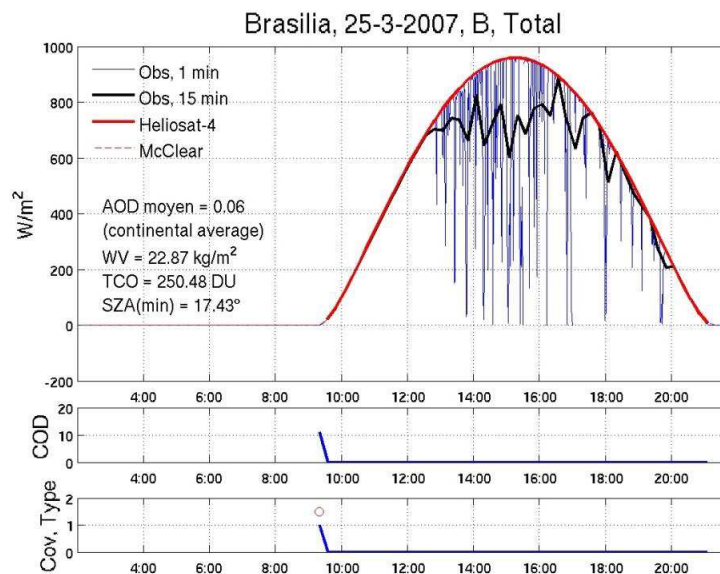


Figure 6.14 : comparaison entre l'éclairement direct horizontal estimé par Heliosat-4 et mesuré par les capteurs pyranométriques pour le 7 février 2005 sur le site de la station de Brasilia. AOD : épaisseur optique des aérosols. WV : contenu en vapeur d'eau de la colonne atmosphérique. TCO : contenu en ozone de la colonne atmosphérique. SZA : l'angle zénithal solaire. COD : épaisseur optique du nuage. Cov. : couverture nuageuse, gamme [0-1]. Type : type du nuage, cercle rouge (nuage bas).

Cette figure montre qu'en début de journée, il y a un bon accord entre les observations et Heliosat-4 ainsi qu'avec McClear, ce qui montre qu'il s'agit bien d'une situation de ciel clair. Entre 14 h et 17 h, des fluctuations rapides et de grandes amplitudes peuvent être observées sur les mesures pyranométriques. Pourtant, APOLLO indique qu'il n'y a aucun nuage. Les points alentours de la station de mesure au sein du même pixel ne présentent pas tous les mêmes fluctuations aux mêmes

instants. En effectuant une moyenne spatiale, l'instrument SEVIRI observe un pixel de réflectance faible, c'est-à-dire sans nuage. La fraction nuageuse est ici toujours nulle, en désaccord avec les fluctuations temporelles de l'éclairement, même moyenné sur 15 min. Comme précédemment, on observe une décorrélation partielle de l'éclairement observé et de l'estimation par Heliosat-4 due à une inadéquation des résolutions spatiale et temporelle pour la description de la couverture nuageuse fragmentée et rapidement défilante.

Toujours comme noté précédemment, une conséquence de cet état de fait est qu'APOLLO aura tendance à sous-estimer l'épaisseur optique des nuages, puisque cette dernière est fonction de la fraction nuageuse, et par conséquent aura tendance à surestimer l'éclairement direct. C'est une situation très fréquente par exemple pour la station de Brasilia, dont l'estimation de Heliosat-4 présente un biais relatif positif de 6 % pour l'éclairement direct horizontal et de 6 % pour l'éclairement direct normal.

Pour un autre exemple pour ce cas de nuage épars, nous avons sélectionné la journée du 13 septembre 2009 sur le site de la station de Sede Boquer. Ce jour-là, APOLLO classe la plupart de la journée en ciel clair. Cependant, durant la journée, la grande variabilité temporelle des mesures d'éclairement direct révèle la présence très fréquente de nuages (cf. figure 6.15).

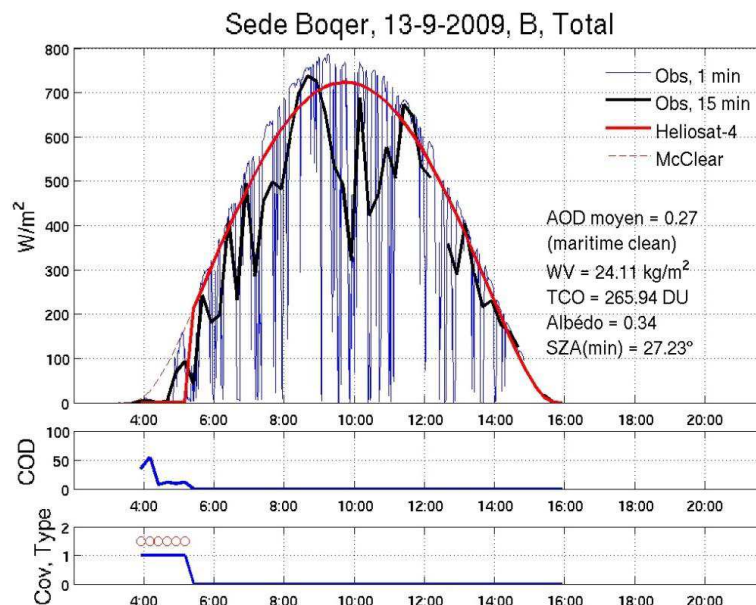


Figure 6.15 : comparaison entre l'éclairement direct sur plan horizontal estimé par Heliosat-4 et mesuré par les capteurs pyranométriques pour le 13 septembre 2009, sur le site de la station de Sede Boquer. AOD : épaisseur optique des aérosols. WV : contenu en vapeur d'eau de la colonne atmosphérique. TCO : contenu en ozone de la colonne atmosphérique. SZA : l'angle zénithal solaire. COD : épaisseur optique du nuage. Cov : couverture nuageuse, gamme [0-1]. Type : type du nuage, cercle rouge (nuage bas).

L'image composite colorée issue des bandes spectrales visibles de SEVIRI de la figure 6.16 (gauche) montre ce jour là, à 10h15 UT qu'il y a très probablement des nuages de texture très fine dans la région proche de Sede Boquer. Ceci se traduit visuellement sur l'image par une bande de couleur claire allongée le long de la côte méditerranéenne.

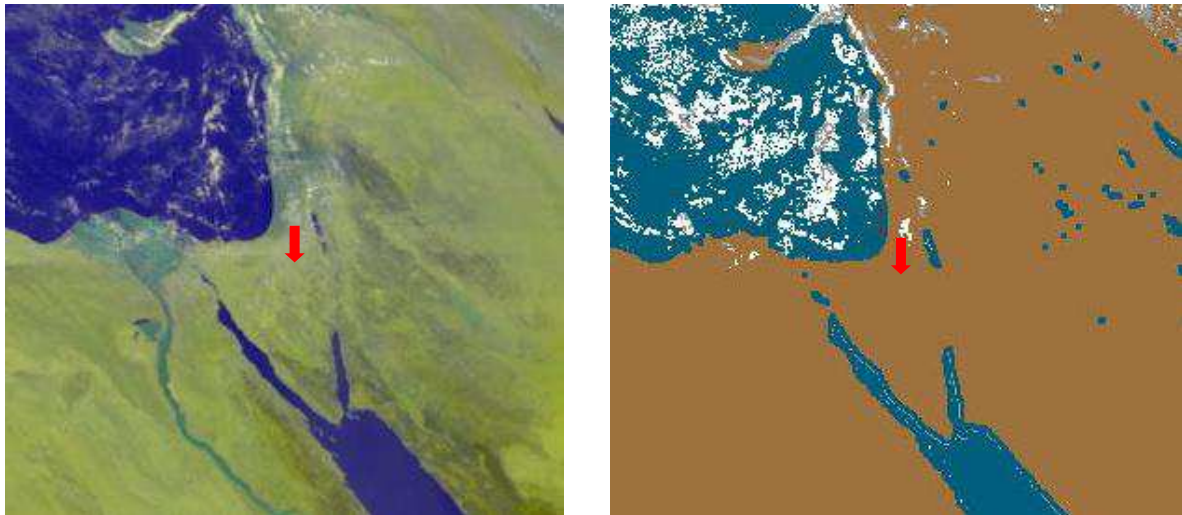


Figure 6.16 : image composite colorée issue des bandes spectrales de SEVIRI (gauche) et masque de nuage (droite) issu d'APOLLO centrées sur la péninsule du Sinaï à 10h15 UT le 13 septembre 2009. La flèche rouge indique la position de la station pyranométrique.

Le masque de nuage (image de droite) ne représente pas l'ensemble de cette bande nuageuse, notamment sur le site même de la station pyranométrique ; APOLLO n'a donc pas réussi à détecter la présence de ces nuages proches de la station de Sede Boqer.

6.2.3. La confusion entre les nuages et la surface du sol

6.2.3.1. La confusion entre un nuage et le sol non enneigé

Dans la validation de la méthode Heliosat-4 pour l'éclairement direct, nous avons constaté que les estimations d'éclairement présentent un biais négatif important pour la station de Sede Boqer : -16 % pour l'éclairement direct normal sur 15 min et -12% pour l'éclairement direct horizontal.

Nous pensons qu'une des raisons de ces biais négatifs élevés est, dans ce cas, la fausse détection de nuages dans cette région désertique.

En effet, la figure 6.17 montre un exemple d'une telle situation à Sede Boqer qui se révèle être assez fréquente.

Le 10 janvier 2009, entre 6h et 8h UT, les mesures au sol de la station BSRN (représentées en bleu sur la figure 6.17) sont très proches de l'éclairement par ciel clair estimé par le modèle McClear. Ceci nous indique que nous sommes très probablement dans une situation de ciel clair. Cependant, APOLLO indique la présence de nuages bas (cercles rouges en bas de la figure 6.17). La différence entre l'éclairement direct mesuré et estimé induite par cette fausse détection de nuage atteint alors 400 W m^{-2} vers 8h UT.

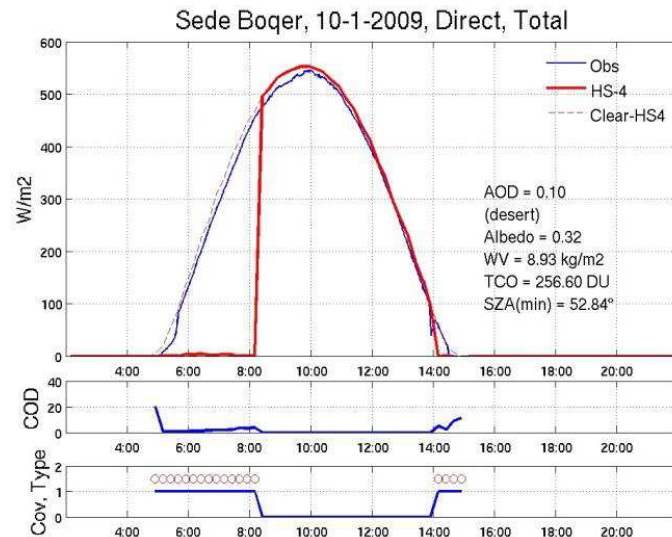


Figure 6.17 : comparaison entre l'éclairement direct horizontal estimé par Heliosat-4 et mesuré par les capteurs pyranométriques pour le 10 janvier 2009 pour la station de Sede Boqer. AOD : épaisseur optique des aérosols. WV : contenu en vapeur d'eau de la colonne atmosphérique. TCO : contenu en ozone de la colonne atmosphérique. SZA : l'angle zénithal solaire. COD : épaisseur optique du nuage. Cov : couverture nuageuse, gamme [0-1]. Type : type du nuage, cercle rouge (nuage bas).

La figure 6.18 (gauche) montre une image composite colorée issue des bandes spectrales visibles de SEVIRI pour la zone centrée sur la péninsule de Sinaï à 7h30 UT ce même jour. La position de la station de Sede Boqer est marquée par une flèche rouge. Dans cette image, nous pouvons constater qu'il n'y a pas de présence de nuage proche de la station. Cependant, le masque de nuage issu d'APOLLO (figure 6.18 droite) montre une grande partie de Sinaï couverte par des nuages (couleur blanche).

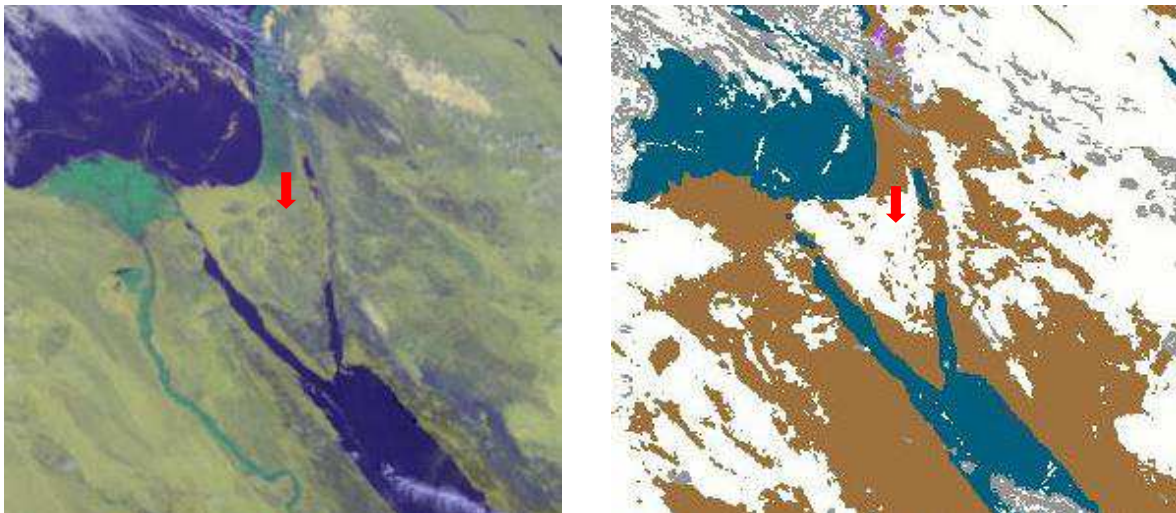


Figure 6.18 : image composite colorée (gauche) et masque de nuage (droite) centrées sur la péninsule du Sinaï pour 7h30 UT le 10 janvier 2009.

Cette mauvaise classification se traduisant par une fausse détection par APOLLO est probablement due à l'albedo du sol élevé dans cette région, supérieur à 0,3, et à la faible température de surface hivernale, qui rapprochent les caractéristiques du sol de celles des nuages.

Cette fausse détection entraînant de fortes sous-estimations de l'éclairement direct est fréquente au début et à la fin de chaque année pour la station de Sede Boqer. Nous montrons sur la figure 6.19, la différence entre les estimations de Heliosat-4 et les observations de BSRN. La couleur verte indique une bonne estimation de l'éclairement direct horizontal. Les couleurs de jaune à rouge, indiquent une surestimation par Heliosat-4 et les couleurs bleues indiquent une sous-estimation. Des sous-estimations apparaissent systématiquement au début et à la fin de l'année 2009 (ellipses rouges). Ces sous-estimations se produisent le plus souvent lors des matinées hivernales. C'est principalement ce phénomène qui biaise l'estimation de l'éclairement direct horizontal et normal avec un biais négatif très prononcé de -16% et -12% respectivement.

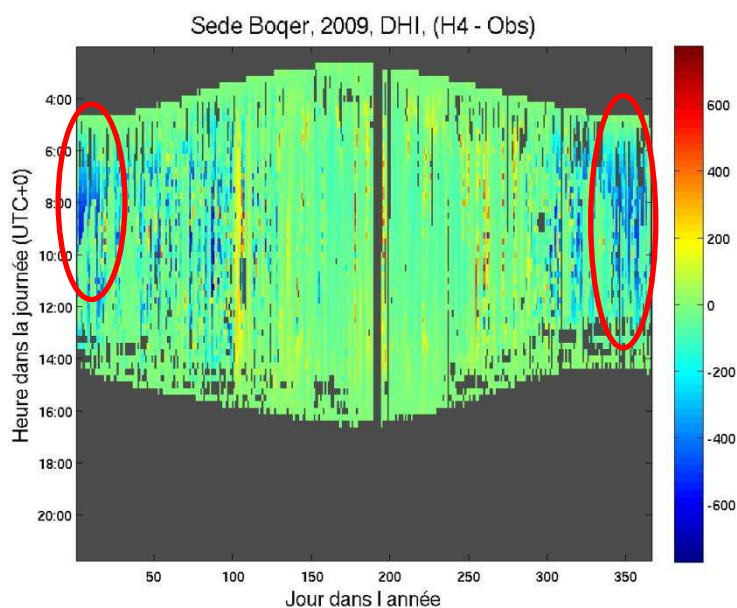


Figure 6.19 : écart entre l'éclairement direct horizontal estimé par Heliosat-4 et mesuré par les capteurs pyranométriques sur le site de la station de Sede Boqer pour l'année 2009. Les ellipses rouges soulignent les sous-estimations systématiques d'hiver.

Des situations similaires sont aussi trouvées pour la station de Toravere, avec cependant une fréquence moins élevée. La figure 6.20 montre un exemple pour le 1^{er} novembre 2005 pour cette station. Nous pouvons trouver des fausses alarmes de présence de nuages au début et à la fin de la journée. Ceci est l'une des raisons pour lesquelles nous obtenons pour la station de Toravere un biais négatif très prononcé de -28 % pour l'estimation de l'éclairement direct normal et -19 % pour l'éclairement direct horizontal.

Comme la sensibilité de l'éclairement global vis-à-vis de l'épaisseur optique des nuages est beaucoup moins élevée que celle de l'éclairement direct, l'influence de ces fausses alarmes de présence des nuages sur l'estimation de l'éclairement global est relativement faible. En cas de fausse alarme, l'épaisseur optique des nuages est souvent estimée à moins de 2. Par conséquent, l'impact sur l'éclairement global existe sans doute, mais est nettement moins important que pour l'éclairement direct.

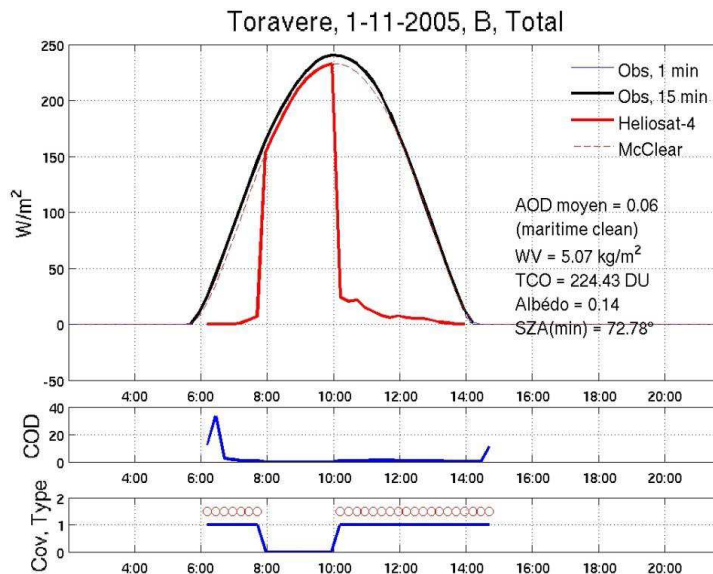


Figure 6.20 : comparaison entre l'éclairement direct horizontal calculé par Heliosat-4 et l'éclairement direct mesuré par les capteurs pyranométriques pour le 1^{er} novembre 2005 sur le site de la station de Toravere. AOD : épaisseur optique des aérosols. WV : contenu en vapeur d'eau de la colonne atmosphérique. TCO : contenu en ozone de la colonne atmosphérique. SZA : l'angle zénithal solaire. COD : épaisseur optique du nuage. Cov : couverture nuageuse, gamme [0-1]. Type : type du nuage, cercle rouge (nuage bas).

6.2.3.2. La confusion entre un nuage et la neige

Les stations souvent enneigées peuvent présenter des fausses alarmes négatives de présence des nuages à cause de la présence de neige.

Nous montrons ici un exemple pour la station de Toravere pour le 7 février 2006 et présenté sur la figure 6.21.

Pour cette journée, APOLLO indique que le ciel est nuageux, donc l'éclairement direct est quasiment nul. Cependant, d'après la mesure de l'éclairement direct au sol, il semble que le ciel soit clair et l'éclairement direct est proche de la valeur de ciel clair.

D'après le produit de neige fourni par le DLR, le sol pour la même journée à Toravere est classé enneigé. Le produit de MODIS (MCD43C1) confirme aussi la possibilité de la présence de neige. La figure 6.22 présente un extrait de 49 pixels par 49 pixels de l'image du paramètre *iso* (composante isotrope de l'albedo) fournie pour calculer l'albédo du sol pour une période de 16 jours à partir du 2 février 2006. Cet extrait est centré sur le site de la station de Toravere. Nous pouvons observer que dans cette période et dans cette région, l'albédo du sol est généralement élevé, supérieur à 0,4 dans beaucoup de cas. Dans cette région, seul un sol enneigé peut présenter de telles valeurs élevées. Pour la station de Toravere, au centre de cet extrait, le paramètre *iso* est proche de 0,5. Ceci signifie que l'albédo réel de la station est aussi proche de cette valeur et que le sol est sans doute enneigé.

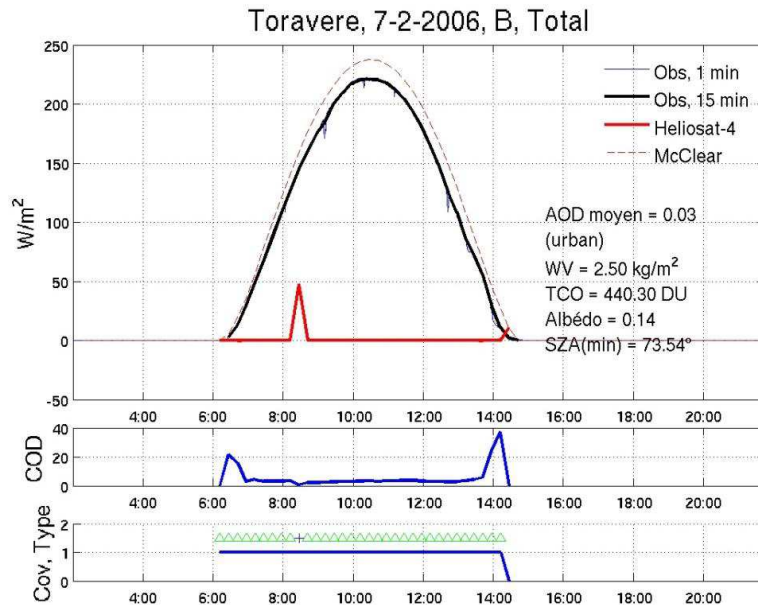


Figure 6.21 : comparaison entre l'éclairement direct horizontal estimé par Heliosat-4 et mesuré par les capteurs pyranométriques pour le 7 février 2006 sur le site de la station de Toravere. AOD : épaisseur optique des aérosols. WV : contenu en vapeur d'eau de la colonne atmosphérique. TCO : contenu en ozone de la colonne atmosphérique. SZA : l'angle zénithal solaire. COD : épaisseur optique du nuage. Cov : couverture nuageuse, gamme [0-1]. Type : type du nuage, triangle vert (nuage moyen), croix bleu (nuage fin).

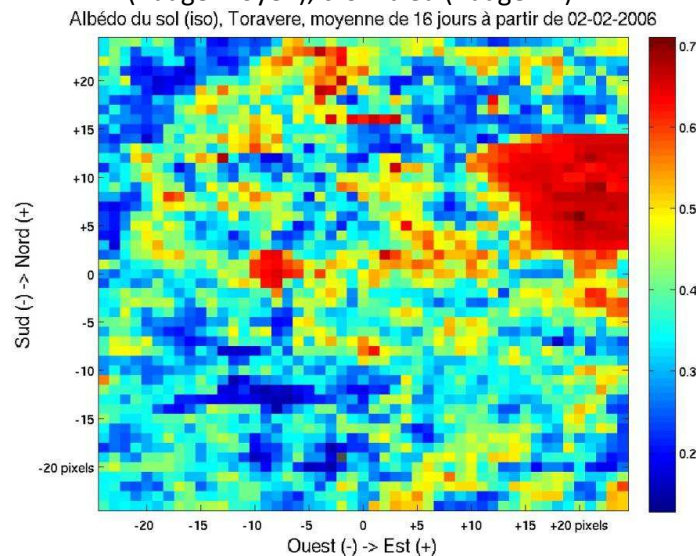


Figure 6.22 : le paramètre *iso* moyen pour les 16 jours à partir du 2 février 2006 pour calculer l'albédo du sol d'après le produit de MODIS, MCD43C1. La fenêtre est composée de 49x49 pixels de 5,6 km et est centrée sur la station Toravere.

D'après ces analyses, la raison possible pour cette sous-estimation de l'éclairement direct est probablement due à la confusion entre la neige et le nuage. Plusieurs autres exemples peuvent aussi être identifiés pour cette station en hiver ou au début du printemps, comme marqués par les flèches rouges dans la figure 6.23. Pour ces jours, l'écart entre l'éclairement direct horizontal calculé par Heliosat-4 et celui d'observation peut atteindre -200 W m^{-2} vers 10h (UTC+0).

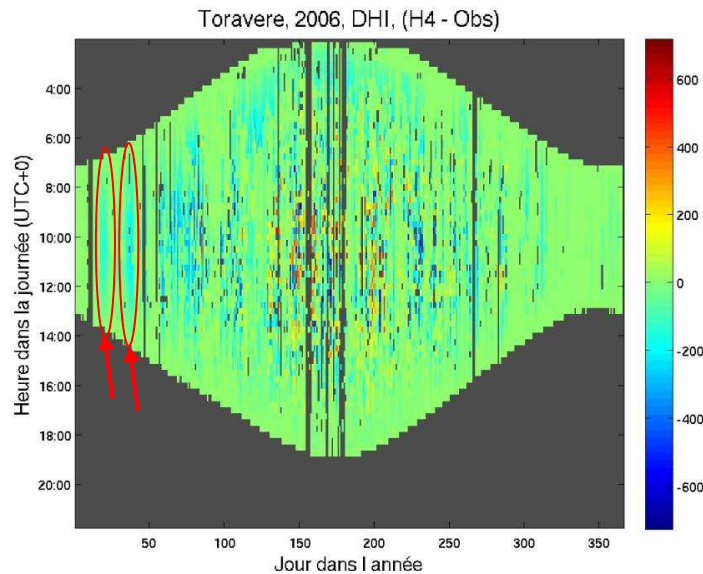


Figure 6.23 : écart entre l'éclairement direct horizontal estimé par Heliosat-4 et celui mesuré par BSRN sur le site de la station de Toravere pour l'année 2006. Les flèches rouges indiquent des cas de sous-estimation imputables à la confusion neige / nuage.

6.2.4. La phase du nuage

La phase de nuage a une influence importante pour l'estimation de l'éclairement. Généralement, le nuage de cristaux de glace a une plus forte capacité de rétrodiffusion que celui de gouttelettes d'eau. Pour la même épaisseur optique du nuage, il y a moins d'éclairement diffus traversant la couche nuageuse de type cristaux de glace que pour la couche de type gouttelettes d'eau. Une distinction de la phase de nuage est donc importante.

En utilisant le produit APOLLO, nous considérons que les nuages de type bas, moyen et haut sont des nuages de gouttelettes d'eau et le nuage fin est composé de cristaux de glace. Ceci n'est hélas pas toujours vrai. D'abord, le nuage haut défini dans APOLLO est un nuage très épais avec un sommet élevé, dont la pression est de l'ordre de 400 hPa correspondant à une altitude d'environ 7 km. Ces nuages sont souvent verticalement développés, donc souvent du type cumulonimbus. Le cumulonimbus est composé par des gouttelettes d'eau dans sa partie basse, et de cristaux de glace dans sa partie haute. Nous avons donc présence de deux phases différentes dans le même nuage. De plus, même les nuages de moyenne altitude peuvent être partiellement composés de cristaux de glace notamment pour des régions de hautes latitudes, dans leur période hivernale.

Nous avons effectué des statistiques pour les différents types de nuage. Afin d'exclure l'incertitude causé par le cas de ciel partiellement couvert, nous choisissons ici seulement les cas de ciel indiqués par APOLLO comme étant entièrement couverts.

La figure 6.24 montre le biais relatif des estimations de Heliosat-4 pour l'éclairement global pour les sept stations correspondant à un climat océanique, pour les quatre types de nuage classés par APOLLO. Nous pouvons remarquer sur cette figure que l'éclairement global horizontal est généralement surestimé par Heliosat-4 pour le nuage haut (barres jaunes) avec des biais souvent autour de 25 %. Cette surestimation est probablement due au fait que nous considérons toujours que le nuage haut est composé uniquement de gouttelettes d'eau, ce qui entraîne un déficit d'atténuation.

La figure 6.25 montre les EQM relatives correspondantes pour ces mêmes stations. Le cas de nuage haut donne toujours l'EQM relative nettement la plus élevée parmi les quatre types de nuage.

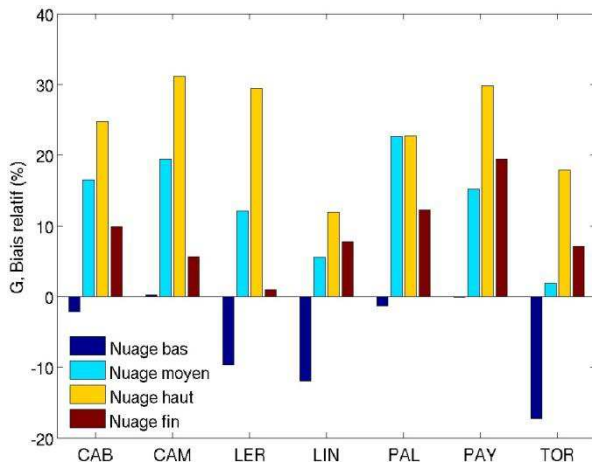


Figure 6.24 : biais relatifs des estimations de Heliosat-4 pour le cas entièrement couvert pour les 4 types du nuage pour les sept stations sous climat océanique.

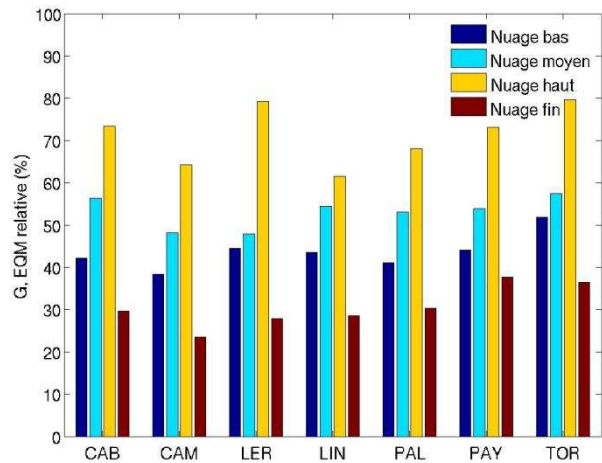


Figure 6.25 : EQM relatives des estimations de Heliosat-4 pour le cas entièrement couvert pour les 4 types du nuage pour les sept stations sous climat océanique

Nous avons recalculé les abaques du modèle nuageux pour le nuage haut en considérant que la partie haute comprise entre 5 et 8 km est composée de cristaux de glace et la partie basse entre 2 et 5 km de gouttelettes d'eau. En utilisant ces nouveaux abaques dans la méthode Heliosat-4, nous obtenons de nouvelles estimations.

La figure 6.26 montre le corrélogramme pour la station de Camborne pour 2005 pour des cas de ciel entièrement couvert par un nuage haut, considéré ici comme un nuage de gouttelettes d'eau.

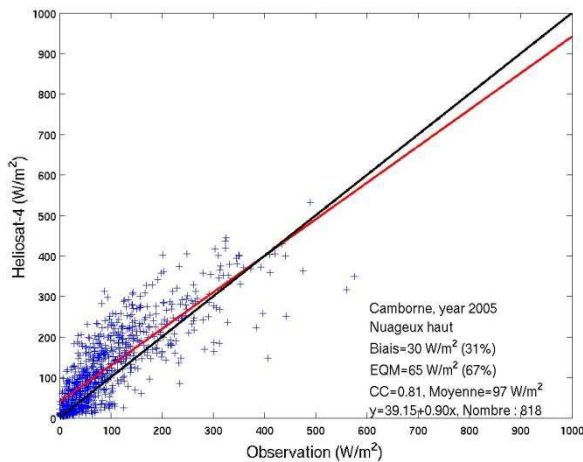


Figure 6.26 : corrélogramme pour l'éclairement global horizontal, Camborne, 2005, 15 min, entièrement couvert, nuage haut (considéré comme un nuage de gouttelettes d'eau)

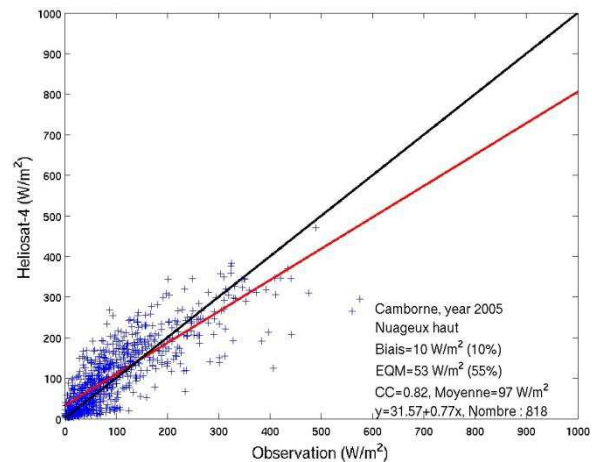


Figure 6.27 : corrélogramme pour l'éclairement global horizontal, Camborne, 2005, 15 min, entièrement couvert, nuage haut (considéré comme cristaux en haut et gouttelettes en bas)

Le biais pour cette situation est 30 W m^{-2} et de 31 % en valeur relative. La figure 6.27 présente le même corrélogramme mais en considérant un nuage haut composé de deux phases différentes. Le biais est fortement réduit à 10 W m^{-2} ou à 10% en valeur relative.

Des observations similaires sont obtenues pour les autres stations avec des climats différents : les stations de Carpentras (figure 6.28 et 6.29) et de Tamarasset (figure 6.30 et 6.31).

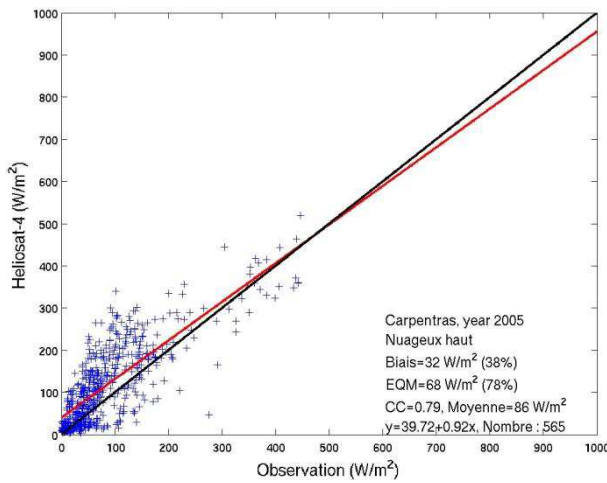


Figure 6.28 : corrélogramme pour l'éclairement global horizontal, Carpentras, 2005, 15 min, entièrement couvert, nuage haut (considéré comme un nuage de gouttelettes d'eau)

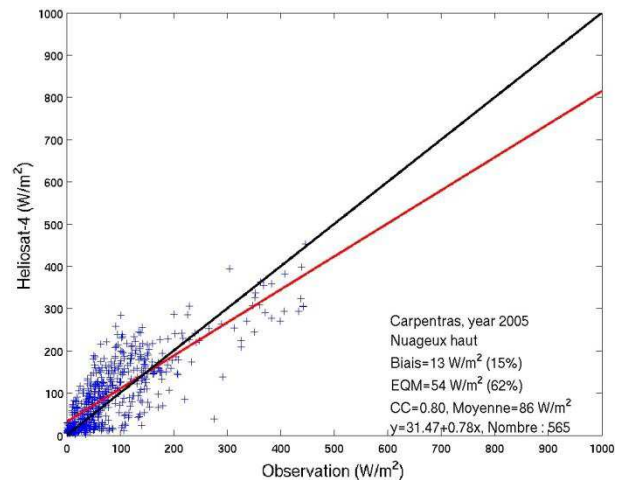


Figure 6.29 : corrélogramme pour l'éclairement global horizontal, Carpentras, 2005, 15 min, entièrement couvert, nuage haut (considéré comme cristaux en haut et gouttelettes en bas)

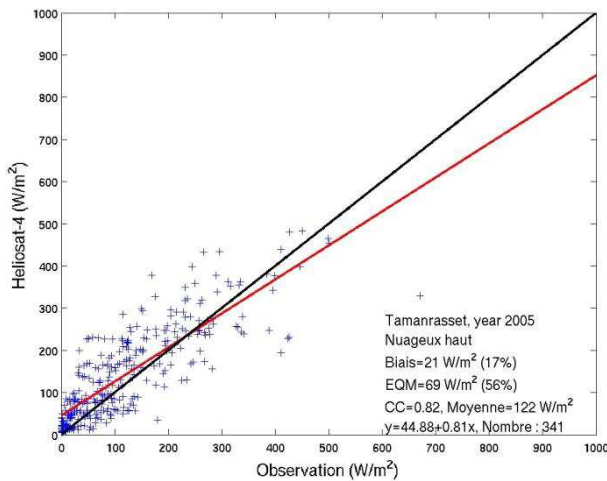


Figure 6.30 : corrélogramme pour l'éclairement global horizontal, Tamarasset, 2005, 15 min, entièrement couvert, nuage haut (considéré comme un nuage de gouttelettes d'eau)

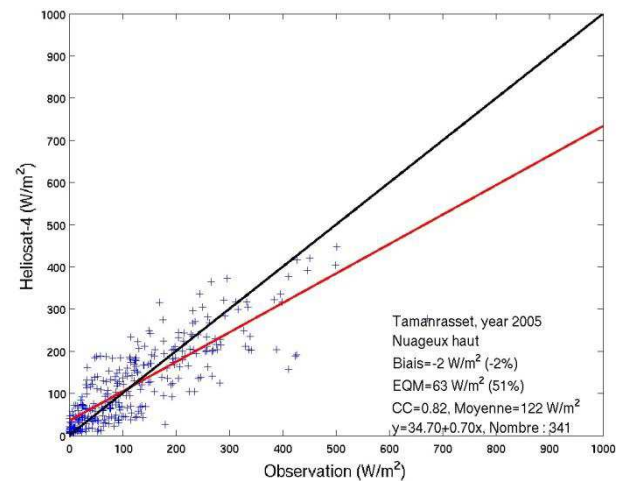


Figure 6.31 : corrélogramme pour l'éclairement global horizontal, Tamarasset, 2005, 15 min, entièrement couvert, nuage haut (considéré comme cristaux en haut et gouttelettes en bas)

La prise en compte des différentes compositions dans le nuage haut réduit sensiblement le biais positif ainsi que l'EQM de l'estimation de l'éclairement global horizontal.

Nous avons alors appliqué cette méthode pour plusieurs stations pour le cas entièrement couvert avec un nuage haut en deux phases. La figure 6.32 montre les résultats équivalents à ceux de la figure 6.24 mais avec un nuage haut en deux phases. Le biais relatif, en barres jaunes, pour le nuage haut est largement réduit en diminuant d'environ 25% à moins de 10%, voire moins de 5% pour certains cas. L'analyse des EQM relatives (figure 6.33) montre aussi une amélioration pour le nuage haut par rapport aux résultats présentés dans la figure 6.25, en passant de plus de 70% à environ 60% pour la plupart des stations.

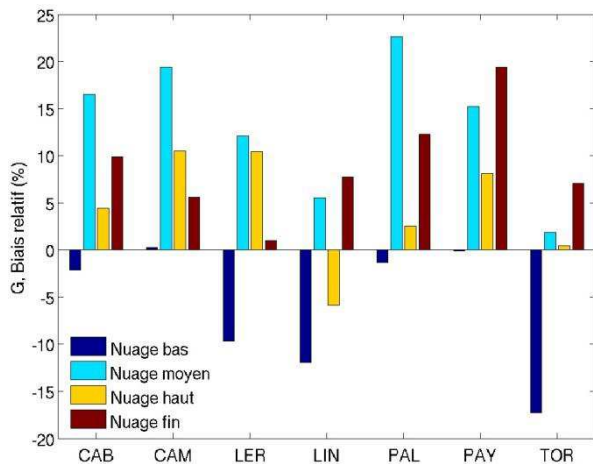


Figure 6.32 : biais relatif, cas entièrement couvert pour les quatre types du nuage, sept stations sous climat océanique, le nuage haut composé de deux phases

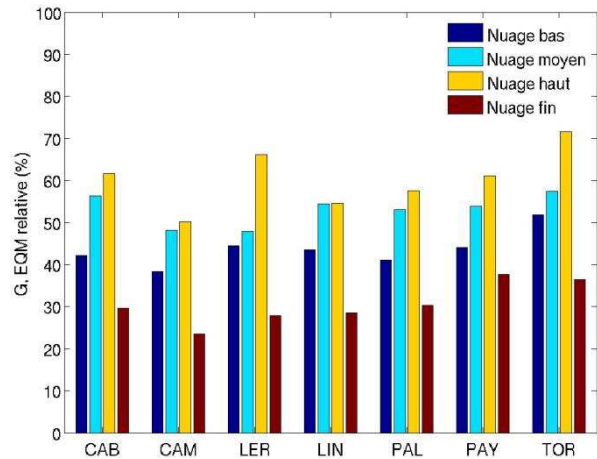


Figure 6.33 : EQM relative, cas entièrement couvert pour les quatre types du nuage, sept stations sous climat océanique, le nuage haut composé de deux phases

En région tempérée, le nuage de moyenne altitude peut être aussi composé de cristaux de glace pendant l’hiver. Le considérer toujours comme un nuage de gouttelette d’eau introduit un biais positif. C’est probablement l’une des raisons pour lesquelles nous pouvons toujours constater un biais positif relativement élevé pour ce type de nuage dans la figure 6.32 (barres bleues).

De manière générale, considérer le nuage haut en deux phases pour tous les cas (entièrement couvert et partiellement couvert), réduit le biais relatif d’environ 0,5 % pour la plupart des stations. L’EQM relative pour les stations de climat océanique est aussi légèrement améliorée. Cependant, comme nous pouvons constater avec la figure 6.9, l’éclairement global pour les stations désertiques pour le cas partiellement couvert est généralement sous-estimé. Considérer le nuage haut en deux phases augmente encore plus ces biais négatifs et donne une EQM relative légèrement plus élevée pour ces stations en région désertique.

6.2.5. La correction circumsolaire pour l’éclairement direct

Dans la partie précédente de ce chapitre, nous avons mentionné l’utilisation d’une méthode de correction empirique de l’éclairement circumsolaire déduite des travaux de Shiobara et al. (1993) et Reinhardt et al. (2012) pour l’éclairement direct.

Cette correction consiste à réduire l’épaisseur optique des nuages de 60 % pour les nuages de cristaux de glace et de 25 % pour les nuages de gouttelettes d’eau afin de prendre en compte l’éclairement circumsolaire dans la mesure pyréliométrique.

Cependant, nous n’appliquons pas cette méthode pour tous les cas nuageux, mais seulement pour les cas avec une couverture nuageuse supérieure à 50 %. En effet, le pourcentage de la couverture est souvent sous-estimé, surtout pour les cas de couverture nuageuse faible, donc l’épaisseur optique des nuages est aussi sous-estimée, comme nous l’avons montré pour la station de Camborne pour les cas partiellement couverts (figure 6.7) et de couverture de 1 % (figure 6.12). Pour ces cas d’épaisseur optique sous-estimée, nous avons choisi de ne pas aggraver la situation et donc la réduction de 60 % ou 25 % pour la correction circumsolaire n’est pas appliquée. En effet, les résultats

obtenus avec l'épaisseur optique des nuages sans correction pour les cas de couverture nuageuse faible montrent un biais relativement faible. Si nous réduisons encore l'épaisseur optique des nuages pour ces cas, nous obtiendrions un biais positif élevé de l'éclairement direct.

Pour les cas de couverture supérieure à 50 %, l'épaisseur optique des nuages est généralement bien estimée par APOLLO. Dans ces cas-là, une réduction de l'épaisseur optique de 25 % ou 60 % selon la phase de nuage sera appliquée afin de prendre en compte l'éclairement circumsolaire dans l'éclairement direct horizontal.

Deux comparaisons de la performance de la méthode Heliosat-4 avec et sans la correction de l'épaisseur optique des nuages sont montrées dans la figure 6.34 pour le biais et dans la figure 6.35 pour l'erreur EQM pour l'estimation de la moyenne quart-horaire de l'éclairement direct sur plan normal. Dans la figure 6.34, nous pouvons constater que pour la plupart des stations, le biais l'estimation de l'éclairement direct normal est négatif sauf pour les stations de Brasilia et de Tamanrasset. En appliquant la correction de l'épaisseur optique des nuages, les biais négatifs sont fortement réduits. Après la correction, les biais pour les stations de Cabauw, Camborne, Carpentras, Palaiseau, et de Payerne sont quasiment nuls. Les biais pour les stations de Brasilia et de Tamanrasset sont augmentés. Cependant, les raisons d'obtenir des biais positifs pour ces deux stations sont pour la première due à la présence des nuages épars non détectés, et pour la deuxième à la précision de l'estimation de l'épaisseur optique des aérosols.

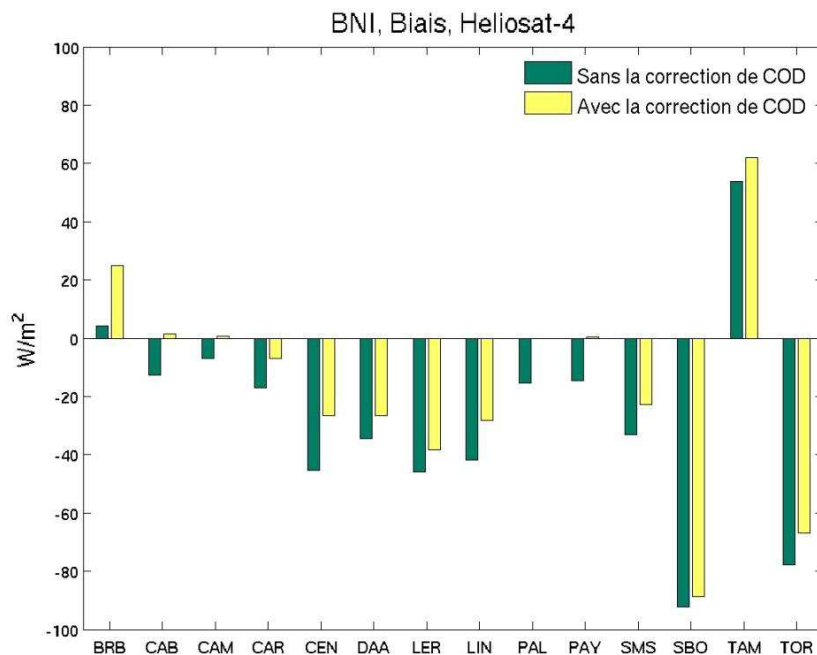


Figure 6.34 : Comparaison du biais de l'estimation de la moyenne quart-horaire de l'éclairement direct sur plan normal par Heliosat-4 : en vert, sans la correction de l'épaisseur optique des nuages ; en jaune, avec la correction de l'épaisseur optique des nuages.

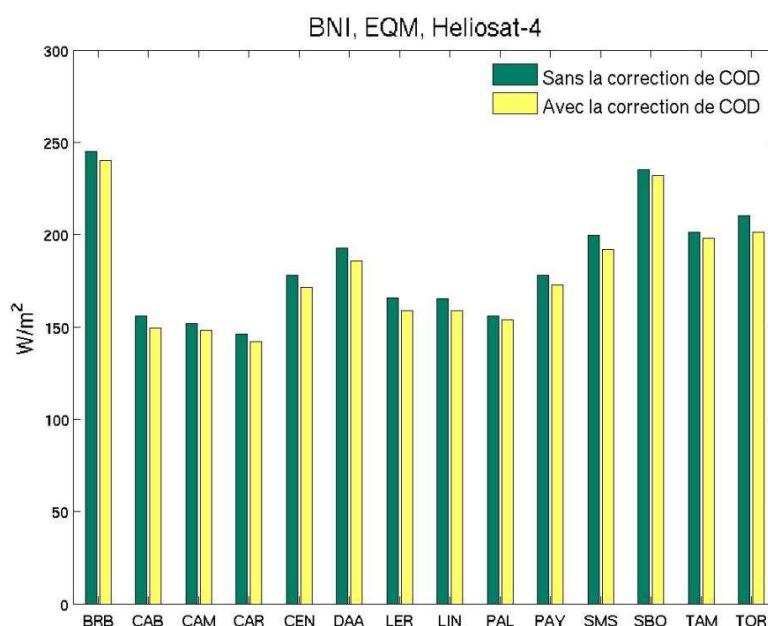


Figure 6.35 : Comparaison de l'erreur EQM de l'estimation de la moyenne quart-horaire de l'éclairement direct sur plan normal par Heliosat-4 : en vert, sans la correction de l'épaisseur optique des nuages ; en jaune, avec la correction de l'épaisseur optique des nuages.

Il serait possible d'améliorer la méthode en évitant un effet de seuil pour une couverture nuageuse de 50 %, par exemple, en calculant de manière linéaire une réduction fonction de la couverture, de 0 % pour une couverture de 45 % à 60 %, ou 25 %, pour une couverture de 50 %.

6.2.6. Les différents domaines spectraux des instruments de mesure et de la sortie de Heliosat-4

Les sorties de Heliosat-4 sont les éclairements totaux pour le domaine spectral de 0,240 μm à 4,606 μm . Cependant, les fenêtres spectrales des pyranomètres et pyréliomètres utilisées dans les stations choisies ne correspondent pas exactement à cette gamme spectrale (cf. tableau 6.11).

<i>Eclairement global horizontal</i>		<i>Eclairement direct normal</i>	
Pyranomètre	Gamme (μm)	Pyréliomètre	Domaine (μm)
Kipp & Zonen, CM11	0,285 - 2,800	Kipp & Zonen, CH1	0,200 à 4,000
Kipp & Zonen, CM21			
Eppley, PSP	0,295 - 2,800	Eppley, NIP	0,295 - 2,800

Tableau 6.11 : fenêtres spectrales des instruments de mesure pour l'éclairement global et direct.

Nous n'avons pas directement adapté les sorties de Heliosat-4 aux différentes gammes de sensibilités spectrales des instruments de mesure pyranométrique. Cependant, cette différence de sensibilité spectrale introduit sans doute un biais systématique dans les résultats de la validation.

Afin d'avoir une idée sur l'ordre de grandeur des erreurs en raison des différentes sensibilités spectrales des moyens de mesure, nous avons considéré les 32 éclairements spectraux suivant les bandes spectrales proposées par Kato et al. (1999) qui composent *in fine* l'éclairement total calculé

par Heliosat-4. Le pourcentage d'éclairement pour chaque bande est calculé en moyennant les résultats de simulations effectuées avec libRadtran avec différentes compositions atmosphériques en entrée. L'éclairement total utilisé pour comparer avec les mesures au sol est ensuite recalculé en effectuant la somme des éclairements correspondants aux fenêtres spectrales du tableau 6.2, selon les différentes caractéristiques des instruments de mesure.

La figure 6.36 présente la comparaison entre les biais calculés en utilisant l'éclairement global total calculé par Heliosat-4 suivant la sensibilité spectrale de 0,24-4,606 μm et les biais calculés en utilisant l'éclairement adapté à la gamme des différents instruments de mesure suivant une décomposition empirique de l'éclairement total en 32 bandes de Kato. En adaptant la gamme spectrale de la sortie de Heliosat-4 à celle des instruments de mesure, nous pouvons réduire le biais pour toutes les stations de 2 à 7 W m^{-2} . Bien que la méthode empirique de la décomposition ne soit pas très précise et introduit sans doute une incertitude, les résultats présentés dans la figure 6.36 montre l'ordre de grandeur du biais positif supplémentaire de l'ordre de 5 W m^{-2} liée à la différence de sensibilité spectrale entre les capteurs pyranométriques et Heliosat-4.

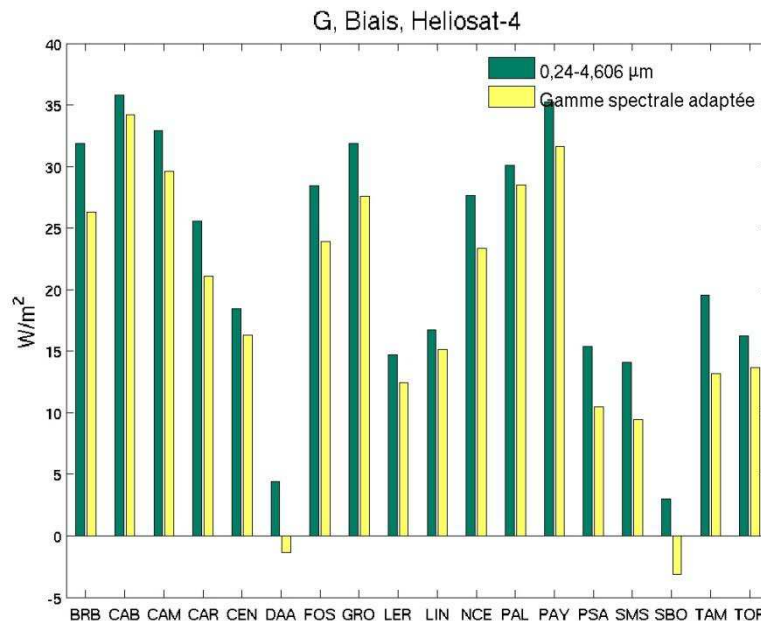


Figure 6.36 : Comparaison de la performance entre le biais calculé en utilisant l'éclairement global total calculé par Heliosat-4 avec la gamme spectrale de 0,24-4,606 μm et le biais calculé en utilisant l'éclairement adapté après la décomposition empiriquement l'éclairement total de Heliosat-4 en 32 bandes spectrales de Kato et al. (1999), pour l'éclairement global total.

Les résultats similaires pour l'EQM pour l'éclairement global sont présentés dans la figure 6.37. Une légère amélioration en termes d'EQM est remarquée pour toutes les stations.

Concernant l'éclairement direct, le pyrhéliomètre de type Kipp & Zonen CH1 peut mesurer l'éclairement direct jusqu'à 4 μm , ce qui est déjà proche de la limite supérieure de la sensibilité de Heliosat-4 qui est de 4,606 μm . La part de l'éclairement situé entre 4 μm et 4,606 μm est faible et peut être considérée comme négligeable. La plupart des stations de mesure choisies dans nos études utilisent le pyrhéliomètre Kipp & Zonen, CH1 comme l'instrument de mesure pour l'éclairement direct.

Cependant, il y a quelques stations qui utilisent le pyréliomètre Eppley NIP qui a une sensibilité spectrale moins étendue. Pour ces stations, nous attendons d'avoir le même ordre de grandeur des erreurs imputables aux différences de sensibilité spectrale que celui estimé pour l'éclairement global.

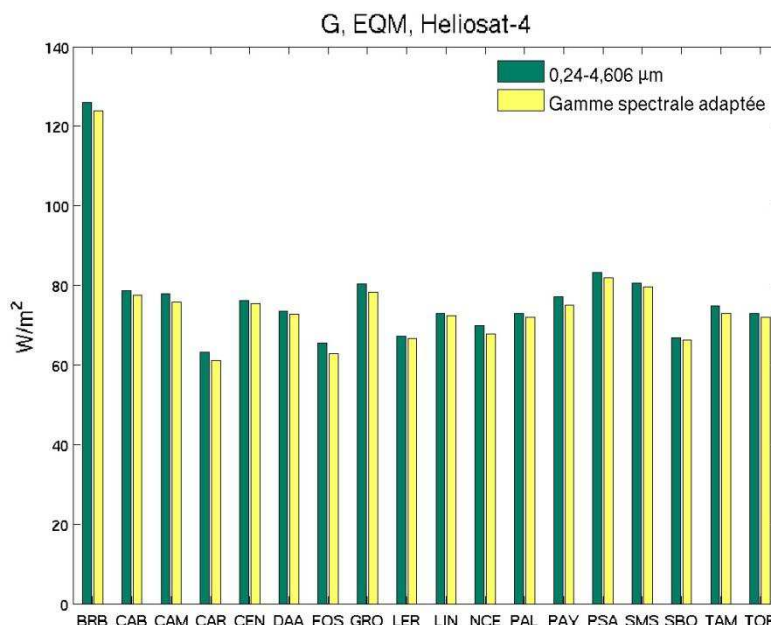


Figure 6.37 : Comparaison de la performance entre l'EQM calculée en utilisant l'éclairement total calculé par Heliosat-4 avec la gamme spectrale de 0,24-4,606 µm et l'EQM calculée en utilisant l'éclairement adapté après la décomposition empiriquement l'éclairement total de Heliosat-4 en 32 bandes spectrales de Kato et al. (1999), pour l'éclairement global total.

6.3. Conclusion

La première validation de la méthode Heliosat-4 montre une bonne performance pour les stations désertiques et méditerranéennes avec l'erreur EQM de moins de 20 % pour l'éclairement global horizontal horaire et moins de 30 % pour l'éclairement direct horizontal et normal. Le biais est généralement faible pour ces stations.

Pour les stations au climat océanique, la performance de Heliosat-4 est moins élevée avec l'erreur EQM entre 20 % et 30 % pour l'éclairement global horaire et d'environ 50 % pour l'éclairement direct pour la plupart des stations. Le biais est relativement élevé pour les stations au climat océanique, probablement due à la présence fréquente des nuages fragmentés ou épars.

La qualité des entrées a une influence primordiale sur la performance de Heliosat-4. Parmi tous les paramètres d'entrée, les informations sur les nuages et sur les aérosols sont les plus importantes, comme nous l'avons discuté. Pour le produit de nuage calculé à partir des images de SEVIRI de MSG, l'estimation des propriétés de nuages épars ou fragmentés est toujours un défi à cause de la structure complexe du nuage et de la limite des résolutions spatiale et temporelle. La détection du nuage peut également être perturbée par la méconnaissance des propriétés optiques de la surface du pixel, parfois due à la présence de neige ou bien un angle zénithal solaire élevé, ou encore de la température de la surface. Des erreurs proviennent aussi d'approximations sur la phase des nuages, de l'éclairement circumsolaire et de différence entre la sensibilité spectrale des instruments de mesure et celle de Heliosat-4.

Des améliorations de la qualité de produit de nuage et d'aérosol seront faites dans le futur. Nous pourrons ainsi profiter de ces améliorations pour renforcer les performances de Heliosat-4 en général et de McClear et McCloud en particulier.

Chapitre 7 : Comparaison de Heliosat-4 avec d'autres méthodes d'estimation de l'éclairement solaire incident au sol

7.1. Heliosat-4 comparée à Helioclim3v3

La méthode Heliosat-2 permet de calculer le SSI à partir des images des satellites MSG, et est basée sur l'indice d'ennuagement (Rigollier et al. 2004). Cette méthode est utilisée pour construire la base de données HelioClim3 notée ici HC3. Avant sa dissémination sur le Web à des clients par le Service SoDa (www.soda-is.com) (Gschwind et al. 2006), les données brutes sont éditées pour tenir compte de l'altitude du site spécifique de la demande, corriger des erreurs, et apporter des améliorations *a posteriori* sans reconstruire la base de données entière. La version actuelle de cette édition est appelée HC3v3.

HC3v3 offre une bonne qualité pour l'évaluation de l'éclairement solaire. Elle est bien exploitée par les entreprises et les chercheurs : environ 2 millions de demandes ont été faites en 2011, en plus de celles faites par MINES ParisTech et ses partenaires de recherche. La performance est régulièrement contrôlée en comparant HC3v3 aux mesures effectuées au sol dans différents réseaux de stations pyranométriques.

Nous avons réalisé des comparaisons de la performance entre le prototype de la méthode Heliosat-4 et HC3v3 pour l'année 2005. Les résultats sont présentés par les figures 7.1 à 7.4.

Pour l'éclairement global horizontal horaire, la performance de ces deux méthodes est plus ou moins équivalente. En termes d'EQM relatives, la performance de HC3v3 est légèrement meilleure pour les stations de Cabauw, Camborne, Lindenberg et Payerne. La performance de Heliosat-4 est légèrement meilleure pour les stations de Brasilia, Lerwick, São Martinho da Serra. La performance de HC3v3 et de Heliosat-4 est plutôt équivalente pour le reste des stations.

Pour les stations situées dans un climat océanique, Heliosat-4 correspond à des biais d'estimation positifs plus élevés que ceux de HC3v3. Comme déjà discuté, ces biais positifs sont principalement dus à l'imprécision de l'estimation de la couverture nuageuse et au domaine spectral de l'éclairement total estimé plus large que celui des instruments de mesure pyranométrique.

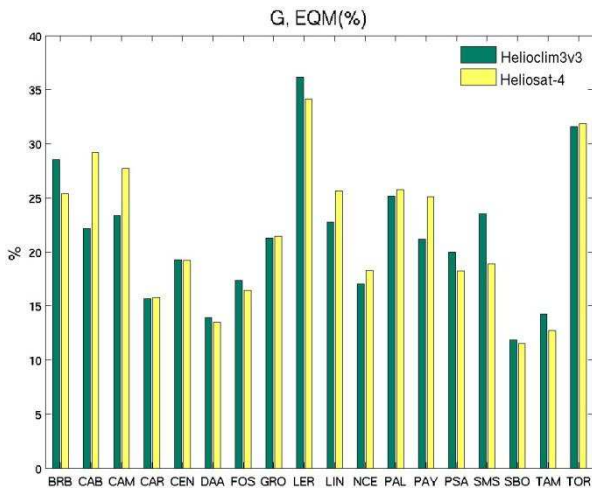


Figure 7.1 : EQM relative de Heliosat-4 et HC3v3 pour l'éclairement global horizontal en moyenne horaire.

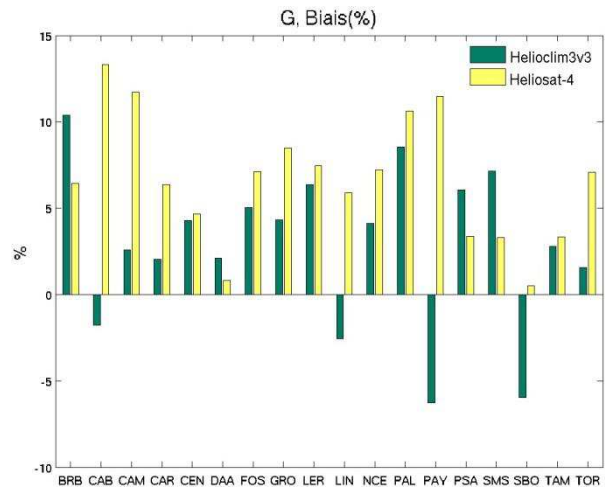


Figure 7.2 : biais relatif de Heliosat-4 et HC3v3 pour l'éclairement global horizontal en moyenne horaire.

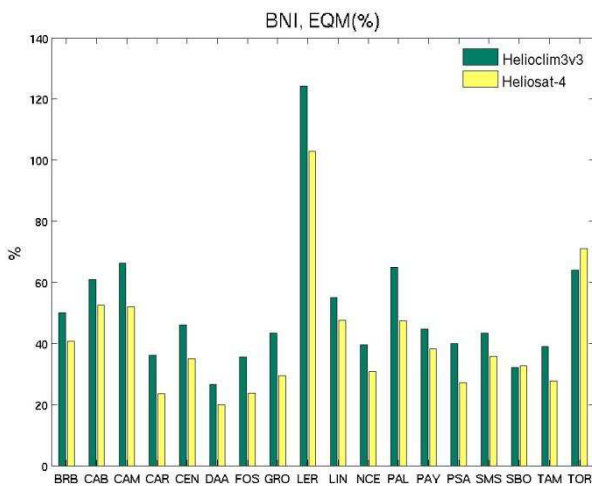


Figure 7.3 : EQM relative de Heliosat-4 et HC3v3 pour l'éclairement direct normal en moyenne horaire.

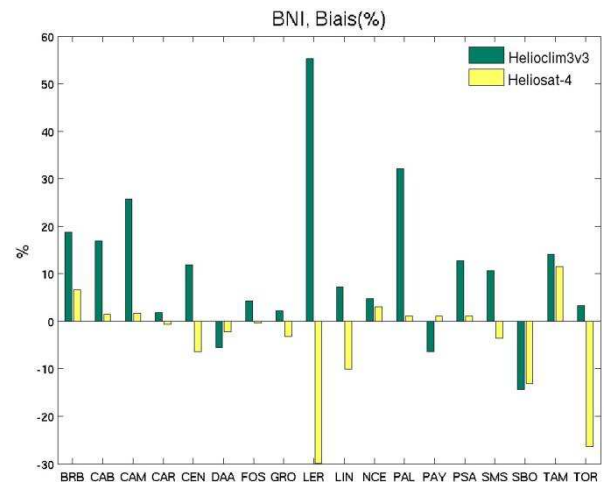


Figure 7.4 : biais relatif de Heliosat-4 et HC3v3 pour l'éclairement direct normal en moyenne horaire.

Pour l'éclairement direct normal horaire, Heliosat-4 montre généralement une meilleure performance que HC3v3 pour la plupart des stations. En termes d'EQM relatives, Heliosat-4 est très sensiblement meilleure que HC3v3 pour toutes les stations sauf pour celles de Sede Boquer et Toravere. Heliosat-4 produit des estimations avec des biais plus faibles ou équivalents par rapport à HC3v3 pour toutes les stations sauf celle de Toravere. Pour cette dernière station, ce biais négatif prononcé est principalement dû au problème de détection de nuage, discuté dans le chapitre précédent.

Nous pouvons donc conclure que la performance du prototype de la méthode Heliosat-4 est équivalente à celle de HC3v3 pour l'évaluation de l'éclairement global horizontal et est meilleure pour l'éclairement direct normal.

7.2. Heliosat-4 comparée à d'autres méthodes existantes

Nous pouvons trouver dans la littérature des présentations de performance de différentes méthodes existantes pour l'évaluation de l'éclairement solaire horaire. Nous avons choisi d'utiliser les résultats présentés par Beyer et al. (2009) et de les comparer à ceux de la méthode Heliosat-4. Cette comparaison entre Heliosat-4 et les autres méthodes est purement indicative puisque nous n'avons pas la possibilité d'appliquer Heliosat-4 aux mêmes données que celles utilisées par Beyer et al. Les méthodes évaluées par Beyer et al. par comparaison avec des mesures faites au sol, pour l'éclairement global horizontal horaire, sont : Satel-Light (année 2000), Heliosat-2 (2005), Solemi (2005), EnMetSol (2000), Heliosat-3 (2005) et EnMetSol (2005). Les méthodes évaluées pour l'éclairement direct normal horaire sont : Satel-Light (année 2000), Solemi (2005), EnMetSol (2000), Heliosat-3 (2005) et EnMetSol (2005).

La figure 7.5 montre la comparaison en termes d'EQM relatives pour l'éclairement global horizontal horaire entre Heliosat-4 (triangle rouge) et les autres méthodes. Les lignes bleues illustrent la gamme de performance des différentes méthodes prises en compte. Nous pouvons constater avec cette figure que les EQM relatives de Heliosat-4 sont souvent comprises dans la gamme de performance des autres méthodes à l'exception de la station de Sede Boquer pour laquelle Heliosat-4 donne une performance meilleure que les autres méthodes existantes.

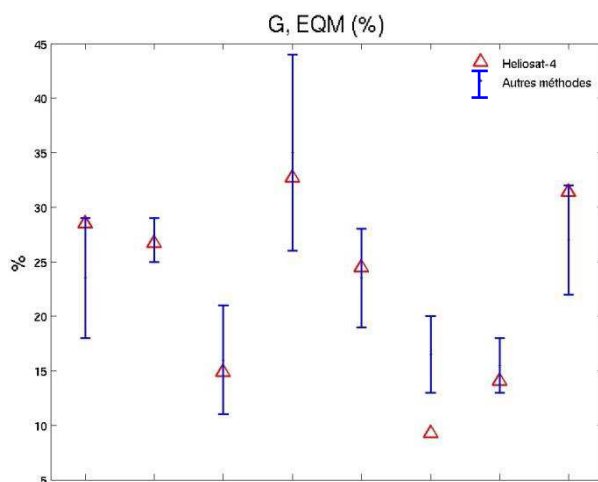


Figure 7.5 : EQM relative de Heliosat-4 et autres méthodes pour l'éclairement global horizontal en moyenne horaire, 2005

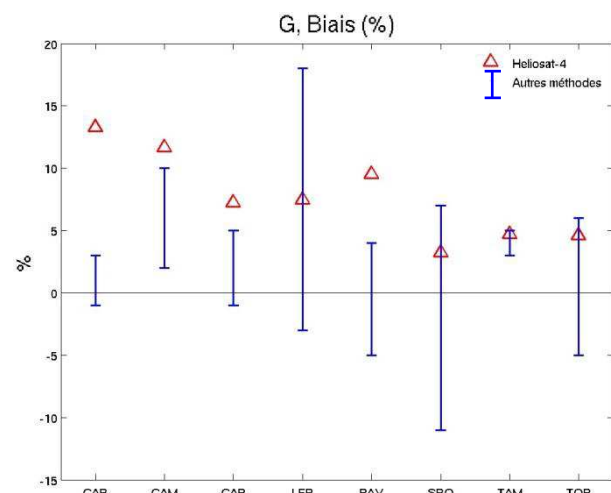


Figure 7.6 : biais relatif de Heliosat-4 et autres méthodes pour l'éclairement global horizontal en moyenne horaire, 2005

En termes du biais relatifs (figure 7.6), Heliosat-4 donne des résultats plus élevés par rapport aux autres méthodes pour les stations situées en climat océanique.

Pour l'éclairement direct normal horaire (figures 7.7-7.8), Heliosat-4 donne une meilleure performance que les autres méthodes pour la plupart de station sauf pour celles de Lerwick et Toravere. Heliosat-4 donne généralement une erreur EQM relative moins élevée que les méthodes et un biais relatif compris dans la gamme de performance. Pour les deux stations de Lerwick et Toravere, la mauvaise performance de Heliosat-4 en termes d'EQM est principalement causée par le biais

négligé pour ces deux stations car l'EQM est le résultat de la somme quadratique entre le biais et l'écart type

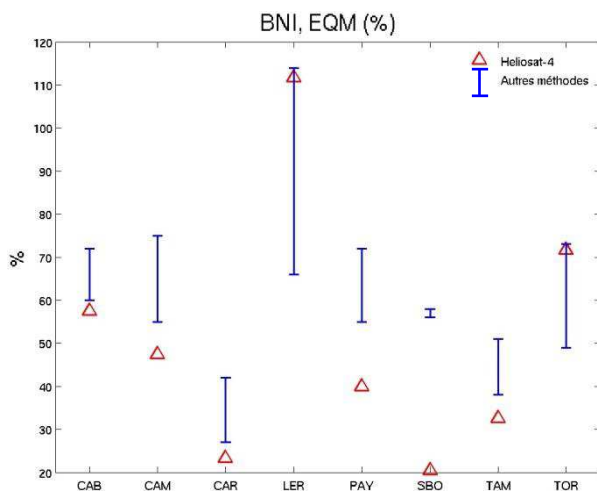


Figure 7.7 : EQM relative de Heliosat-4 et autres méthodes pour l'éclairement direct normal en moyenne horaire, 2005

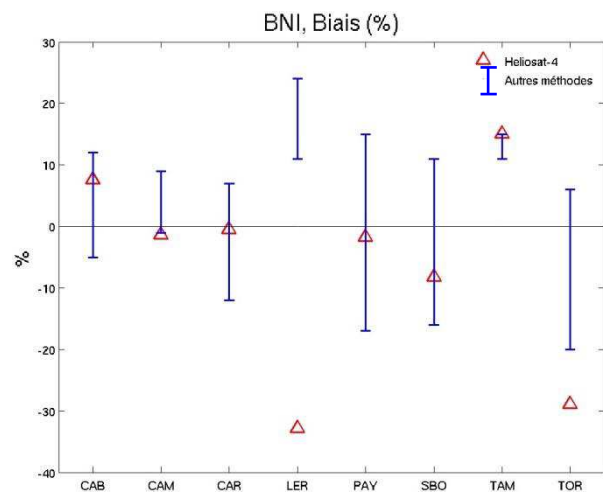


Figure 7.8 : biais relatif de Heliosat-4 et autres méthodes pour l'éclairement direct normal en moyenne horaire, 2005

La conclusion de cette comparaison entre Heliosat-4 et d'autres méthodes existantes est similaire à celle obtenue lors de la comparaison avec HC3v3 : la méthode Heliosat-4 montre une performance équivalente à celles des méthodes existantes pour l'évaluation de l'éclairement global horizontal en moyenne horaire et une meilleure performance pour l'évaluation de l'éclairement direct normal en moyenne horaire.

7.3. Heliosat-4 avec un produit de nuage différent

Les produits de nuage APOLLO du DLR et OCA de EUMETSAT peuvent *a priori* tous les deux être utilisés en entrée de la méthode Heliosat-4 dans sa composante McCloud. Dans ce chapitre, nous avons mené des premiers tests de comparaison de ces deux produits en termes de qualité des estimations de la méthode Heliosat-4. L'objectif est de mieux comprendre les caractéristiques de chaque produit de nuage et aussi de nous aider à choisir *in fine* le produit de nuage le plus approprié pour l'application opérationnelle de la méthode Heliosat-4.

Le produit OCA n'est pas encore un produit opérationnel. En raison de la difficulté à récupérer les données OCA, nous avons choisi l'année 2008 comme période de la validation, mais avec un échantillonnage d'une journée complète tous les 16 jours seulement, à partir du 1er janvier 2008.

Nous avons donc calculé les éclairements toutes les 15 min pour seulement 23 jours de l'année 2008 au total. Afin de comparer correctement OCA et APOLLO, les données APOLLO utilisées sont pour ces mêmes 23 jours. Il est à noter que le produit OCA donne les informations sur les nuages à deux couches en cas de détection de condition nuageuse de type multicouche ; dans ce cas, l'épaisseur optique des nuages utilisée dans Heliosat-4 est la somme de ces deux épaisseurs optiques.

7.3.1. Les résultats

Nous avons choisi quatre stations au sein du réseau BSRN pour comparer la performance de la méthode Heliosat-4 suivant les deux différents produits de nuage : les stations de Carpentras, Payerne, Sede Boqer et Tamanrasset. La méthode de comparaison de Heliosat-4 avec APOLLO avec les mesures de ces stations est appliquée de la même manière avec OCA.

Le tableau 7.1 montre les mesures statistiques pour la performance de la méthode Heliosat-4 avec les deux différents produits de nuage pour l'estimation de l'éclairement global horizontal par pas de 15 min. Les mesures statistiques à gauche sont celles de Heliosat-4 avec APOLLO, celles à droite sont celles pour Heliosat-4 avec OCA. Les meilleures performances sont indiquées en gras.

Global (15 min)	Moyenne ($W m^{-2}$)	Biais ($W m^{-2}$)	Biais (%)	EQM ($W m^{-2}$)	EQM (%)	Coefficient de corrélation
Carpentras	345	12/14	3/4	80/ 67	23/ 19	0,94/ 0,96
Payerne	252	28/ 12	11/ 5	88/ 76	35/ 30	0,94/ 0,95
Sede Boqer	487	-11/ 0	-2/ 0	81/ 67	17/ 14	0,92/ 0,93
Tamanrasset	551	-0/ -8	-0/ -1	87/ 82	16/ 15	0,95/ 0,95

Tableau 7.1 : performances de Heliosat-4 avec APOLLO (nombres à gauche) et OCA (nombres de droite) pour l'estimation de l'éclairement global horizontal en moyenne quart-horaire.

Nous pouvons observer dans ce tableau que l'utilisation de ces deux produits du nuage différents dans Heliosat-4 donne des biais sensiblement équivalents pour la station de Carpentras. Les biais sont plus faibles pour OCA que pour APOLLO pour les stations de Payerne et Sede Boqer. Les biais pour la station de Tamanrasset restent globalement faibles avec toutefois un meilleur résultat pour APOLLO. Pour les biais relatifs à la moyenne des éclairements mesurés, nous obtenons, pour les trois stations sauf celle de Payerne, des résultats satisfaisants avec des biais relatifs de moins de 4%. Le biais relatif pour Payerne avec APOLLO élevé de 11% et ramené à 5 % avec l'utilisation d'OCA.

En termes d'erreurs quadratiques moyennes, les estimations avec OCA donnent des performances légèrement meilleures que celles avec APOLLO pour les quatre stations.

Les coefficients de corrélation sont globalement élevés, supérieurs à 0,92 pour tous les cas. Les coefficients de corrélation obtenus avec OCA sont légèrement plus élevés par rapport à ceux avec APOLLO.

Dans le tableau 7.2, nous présentons les mêmes comparaisons mais pour les valeurs horaires. Les moyennes des mesures sont légèrement différentes par rapport celles pour 15 min en raison de différents nombres d'échantillons dues aux données manquantes (essentiellement du fait des mesures pyranométriques). Les biais en valeur absolue en $W m^{-2}$ et en valeur relative pour les estimations horaires restent dans les mêmes ordres de grandeur que ceux constatés à 15 min.

Une exception cependant pour la station Sede Boqer pour laquelle la sous-estimation se prononce avec un biais de $-21 W m^{-2}$. Cependant, ce biais exprimé en valeur relative est de seulement 4%.

Comme déjà discuté, les effets de parallaxe et la structure complexe des nuages peuvent souvent causer des erreurs de décalage des estimations pour des observations à haute fréquence d'échantillonnage. Les estimations par pas de 15 minutes sont plus facilement exposées à ces phénomènes : en augmentant la durée d'intégration, les erreurs de décalage sont généralement moyennées par ergodicité. Par conséquent, l'EQM des estimations horaires est donc plus basse que celle des estimations à 15 minutes. C'est ce que nous pouvons observer dans le tableau 7.2. Les valeurs relatives d'EQM sont inférieures à 17 % (APOLLO) et à 15 % (OCA) pour les trois stations : celles de Carpentras, Sede Boqer et de Tamanrasset. L'EQM relative pour la station de Payerne est plus élevée, avec 28 % pour APOLLO et 23 % pour OCA.

G (horaire)	Moyenne ($W m^{-2}$)	Biais ($W m^{-2}$)	Biais (%)	EQM ($W m^{-2}$)	EQM (%)	Coefficient de corrélation
Carpentras	347	9/9	3/3	59/52	17/15	0,91/0,92
Payerne	258	27/9	11/4	73/60	28/23	0,94/0,95
Sede Boqer	489	-21/-2	-4/-0	71/53	15/11	0,88/0,88
Tamanrasset	554	-4/-11	-1/-2	67/57	12/10	0,92/0,92

Tableau 7.2 : performances de Heliosat-4 avec APOLLO (nombres à gauche) et OCA (nombres de droite) pour l'estimation de l'éclairement global horizontal en moyenne horaire.

Il est intéressant de noter que pour la station de Payerne, située dans un climat océanique, le biais d'estimation élevé en utilisant APOLLO est largement réduit en utilisant OCA avec un biais relatif passant de 11 % à 4 %.

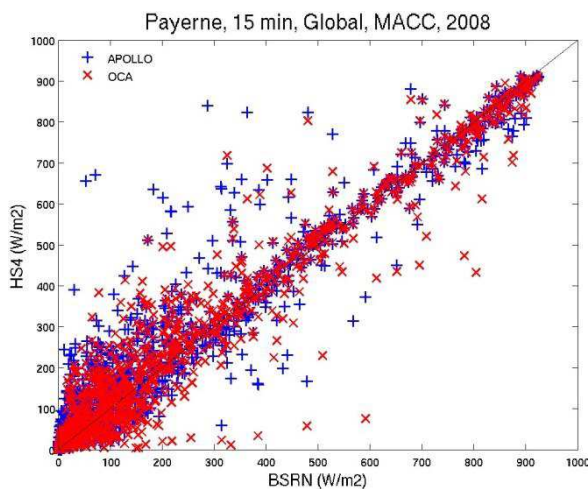


Figure 7.9 : corrélogramme entre Heliosat-4 avec APOLLO (croix bleue) et OCA (croix rouge), éclairement global horizontal, Payerne, 2008, 23 jours, 15 min.

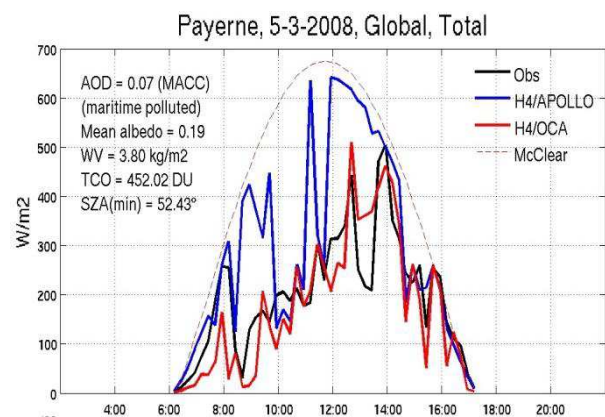


Figure 7.10 : comparaison entre l'éclairement direct horizontal calculé par Heliosat-4 avec APOLLO (bleu), Heliosat-4 avec OCA (rouge) et celui mesuré par BSRN le 5 mars 2008 à Payerne.

La figure 7.9 montre un corrélogramme pour la comparaison des résultats de Heliosat-4 en utilisant les deux produits de nuage pour toutes les données de 15 min de l'année 2008, pour la station de Payerne. En bleu, les résultats de Heliosat-4 avec APOLLO montrent un biais positif. Comme discuté avant, les fortes surestimations de l'éclairement global sont souvent liées à la faible couverture nuageuse avec 1 % de couverture et avec l'épaisseur optique des nuages minimale de 0,45. En rouge, les résultats de Heliosat-4 avec OCA montrent un biais moins élevé.

En particulier, les résultats pour la journée du 5 mars 2008 sont présentés dans la figure 7.10. Dans cette figure, nous pouvons trouver des fortes surestimations de l'éclairement global par Heliosat-4 avec APOLLO. Dans tous ces cas, l'épaisseur optique des nuages est estimée à sa valeur seuil minimale de 0,45 avec 1 % de couverture nuageuse. Pour les mêmes moments dans la journée, les résultats de Heliosat-4 avec OCA sont beaucoup plus proches des mesures au sol. Le biais positif de Heliosat-4 avec APOLLO pour le cas avec 1 % de couverture nuageuse est donc largement réduit par Heliosat-4 avec OCA.

Le tableau 7.3 montre ces comparaisons de Heliosat-4 avec APOLLO et OCA pour les estimations journalières. Les biais sont généralement du même ordre de grandeur que les estimations par pas de 15 min et horaires. Les valeurs d'EQM relative sont inférieures à 9 % pour les trois stations sauf celle de Payerne qui correspond à une EQM relative de 19 % pour APOLLO et 14 % pour OCA. Les coefficients de corrélation sont tous élevés, dans la plupart des cas supérieurs à 0,95.

G (journalier)	Moyenne (W m⁻²)	Biais (W m⁻²)	Biais (%)	EQM (W m⁻²)	EQM (%)	Coefficient de corrélation
Carpentras	160	5/5	3/3	13/14	8/9	0,96/0,96
Payerne	113	13/5	11/4	21/16	19/14	0,98/ 0,99
Sede Boqer	223	-5/3	-2/1	18/11	8/5	0,97/ 0,98
Tamanrasset	265	1/-3	0/-1	16/12	6/5	0,94/ 0,96

Tableau 7.3 : performances de Heliosat-4 avec APOLLO (nombres à gauche) et OCA (nombres de droite) pour l'estimation de l'éclairement global horizontal en moyenne journalière.

Le tableau 7.4 montre les mesures statistiques pour la performance de Heliosat-4 avec APOLLO et OCA pour l'estimation de l'éclairement direct horizontal par pas de 15 min. Pour la station de Carpentras et de Payerne, les biais sont très faibles avec APOLLO, et un peu plus prononcées (biais négatifs) avec OCA. Pour la station de Tamanrasset, OCA donne de meilleurs résultats. Pour celle de Sede Boqer, les biais sont similaires et fortement négatifs.

B (15 min)	Moyenne (W m⁻²)	Biais (W m⁻²)	Biais (%)	EQM (W m⁻²)	EQM (%)	Coefficient de corrélation
Carpentras	209	-1/-7	-0/-3	89/74	42/35	0,92/ 0,94
Payerne	206	1/-8	0/-4	90/95	42/44	0,82/ 0,83
Sede Boqer	345	-40/-36	-11/-10	141/109	39/30	0,79/ 0,83
Tamanrasset	367	16/-3	4/-1	112/115	30/30	0,87/0,87

Tableau 7.4 : performances de Heliosat-4 avec APOLLO (nombres à gauche) et OCA (nombres de droite) pour l'estimation de l'éclairement direct horizontal de 15 min.

En termes d'EQM, les résultats avec OCA présentent une performance légèrement meilleure que celle avec APOLLO pour les stations de Carpentras et de Sede Boqer. Le produit APOLLO est meilleur pour les deux autres stations, celles de Payerne et de Tamanrasset. Concernant les coefficients de corrélation, OCA donne généralement une meilleure performance.

Le tableau 7.5 présente les statistiques similaires mais pour l'éclairement direct normal en moyenne horaire. Les biais sont similaires à ceux observés pour 15 min, et les EQM sont plus faibles. En termes de biais, APOLLO permet une meilleure performance pour les stations de Carpentras et de Payerne, et OCA pour celles de Sede Boqer et de Tamanrasset.

Par contre, le produit OCA permet une performance légèrement meilleure vis-à-vis des EQM et des coefficients de corrélation.

Nous avons calculé aussi les mesures statistiques pour l'éclairement direct normal (*DNI*) horaire (tableau 7.6). Le biais et l'EQM en valeur absolue sont beaucoup plus élevées par rapport à ceux de l'éclairement direct horizontal horaire. Cependant, en valeur relative, les biais et EQM sont assez proches de ceux de l'éclairement direct horizontal, quoique légèrement plus élevés.

B (horaire)	Moyenne (W m⁻²)	Biais (W m⁻²)	Biais (%)	EQM (W m⁻²)	EQM (%)	Coefficient de corrélation
Carpentras	215	-9/-12	-4/-6	63/57	29/27	0,93/0,94
Payerne	229	-11/-11	-5/-5	80/72	35/32	0,81/0,82
Sede Boqer	355	-72/-43	-20/-12	156/81	44/23	0,78/0,84
Tamanrasset	397	6/-11	2/-3	96/75	24/19	0,87/0,89

Tableau 7.5 : performances de Heliosat-4 avec APOLLO (nombres à gauche) et OCA (nombres de droite) pour l'estimation de l'éclairement direct horizontal en moyenne horaire

DNI (horaire)	Moyenne (W m⁻²)	Biais (W m⁻²)	Biais (%)	EQM (W m⁻²)	EQM (%)	Coefficient de corrélation
Carpentras	411	-28/-26	-7/-6	127/121	31/30	0,88/0,89
Payerne	407	-23/-5	-6/-1	159/140	39/34	0,69/0,70
Sede Boqer	562	-140/-78	-25/-14	277/153	49/27	0,65/0,78
Tamanrasset	644	-15/-29	-2/-5	157/122	24/19	0,81/0,85

Tableau 7.6 : performances de Heliosat-4 avec APOLLO (nombres à gauche) et OCA (nombres de droite) pour l'estimation de l'éclairement direct normal en moyenne horaire

Les résultats pour l'éclairement direct horizontal en moyenne journalière sont présentés dans le tableau 7.7. Les biais sont similaires à ceux pour 15 min et horaire. Les valeurs en EQM sont faibles, dans la plupart des cas inférieures à 20% en valeur relative.

B (journalier)	Moyenne (W m⁻²)	Biais (W m⁻²)	Biais (%)	EQM (W m⁻²)	EQM (%)	Coefficient de corrélation
Carpentras	98	-3/-4	-3/-4	15/11	16/11	0,96/0,97
Payerne	123	-3/-3	-2/-2	17/19	14/15	0,64/0,60
Sede Boqer	154	-25/-16	-16/-11	44/24	29/15	0,88/0,92
Tamanrasset	188	5/-2	3/-1	34/22	18/12	0,74/0,84

Tableau 7.7 : performances de Heliosat-4 avec APOLLO (nombres à gauche) et OCA (nombres de droite) pour l'estimation de l'éclairement direct horizontal en moyenne journalière

7.3.2. Discussion

7.3.2.1. La détection de nuage fin

Dans cette comparaison entre les deux produits de nuages, parmi les 23 jours choisis, nous avons constaté plusieurs cas pour les sites de Carpentras et de Payerne pour lesquels les détections de la présence des nuages fins par OCA et APOLLO sont différentes. Un exemple est donné par la figure 7.11 le 28 janvier 2008 pour la station de Payerne. Les éclaircissements directs horizontaux par

pas de 15 min estimés par Heliosat-4 sont représentés par la courbe rouge pour APOLLO et noire pour OCA. Les observations au sol à chaque minute sont représentées par la courbe bleue.

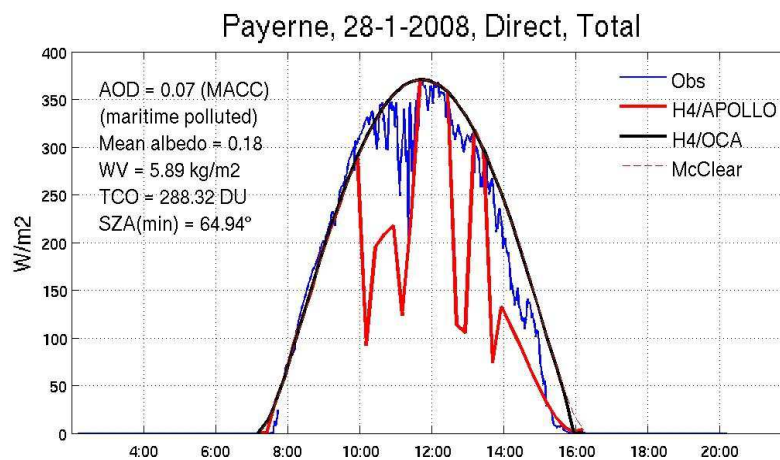


Figure 7.11 : mesures au sol (1 min, ligne bleue) le 28 janvier 2008 à Payerne, et estimations de l'éclairement direct horizontal par Heliosat-4 avec APOLLO (ligne rouge) et OCA (ligne noire).

Pour cette journée, entre 10h et 12h, autour de 12h30 et après 13h30 (UTC+0), nous pouvons constater des variations sur les mesures de l'éclairement direct horizontal au sol avec valeurs inférieures aux valeurs d'éclairement par ciel clair (courbe rouge pointillée, recouverte par la courbe noire). Ceci indique la possibilité de la présence des nuages fins. Il semble que le produit APOLLO ait bien détecté la présence de ces nuages fins, cependant, les épaisseurs optiques des nuages pour ces cas sont fixées au seuil minimal de 0,45 par APOLLO. Si l'on considère les éclaircements estimés par Heliosat-4 avec APOLLO cette valeur d'épaisseur optique des nuages est bien trop élevée pour la situation concernée. Au contraire, le produit OCA indique, pour la même journée, que la plupart des instants sont en ciel clair. Ceci est probablement faux, mais introduit moins d'erreurs dans les résultats.

La figure 7.12 montre les épaisseurs optiques des nuages estimées par les produits APOLLO (à gauche) et OCA (à droite) pour 10h15 (UTC+0), ce même jour, pour une zone de 49 x 49 pixels centrée sur la station de Payerne. Le produit APOLLO indique que la partie Sud de la région est couverte par les nuages fins de faible épaisseur optique. Pour OCA, les nuages sont plus dispersés dans la même région. Le pixel central (ligne 25, colonne 25), était en ciel clair selon OCA, et sous un ciel nuageux selon APOLLO.

L'algorithme OCA ne calcule pas directement les informations sur le masque du nuage. Il utilise le produit de masque de nuage CLM (CLoud Mask) d'EUMETSAT. Si le produit CLM classe un pixel dans le cas nuageux, l'algorithme d'OCA calculera ensuite les propriétés des nuages, sinon le pixel sera considéré comme étant sous la condition de ciel clair.

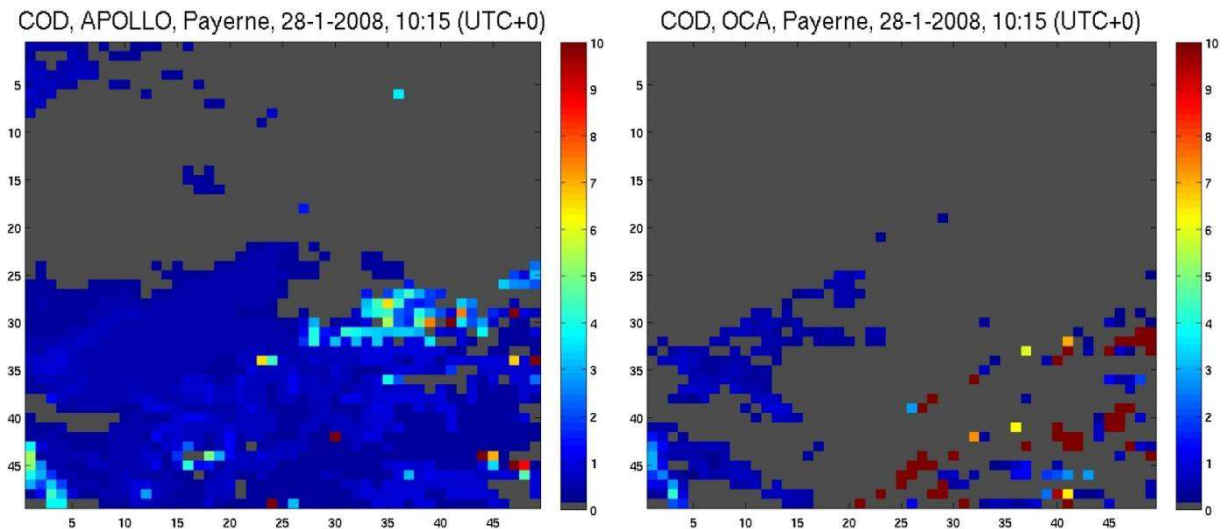


Figure 7.12 : épaisseur optique des nuages estimée par APOLLO (à gauche) et par OCA (à droite) pour le 28 janvier 2008. 49 x 49 pixels centrés sur la station Payerne (position de la station : ligne 25, colonne 25). Pixels de couleur grise : ciel clair ; Pixels de couleur bleu : épaisseur optique des nuages faible.

7.3.2.2. La confusion entre le sol et les nuages

Comme discuté dans le chapitre précédent, une confusion entre le sol et les nuages peut se produire pour APOLLO. La figure 7.13 montre ainsi la comparaison entre les mesures moyennes intégrées sur 15 min au sol et les éclaircissements directs estimés pour le 3 janvier 2008 à Sede Boqer. Selon les mesures (ligne bleue), le ciel devrait être clair entre 9h00 et 10h00 UT. L'éclairement direct observé ne montre pas de variations fréquentes et ses valeurs sont légèrement supérieures à celles calculées par McClear, sans doute suite à la surestimation de l'épaisseur optique des aérosols par MACC. Le produit OCA indique une absence de nuage et Heliosat-4 avec ce dernier produit des éclaircissements assez proches de ceux de McClear et donc des mesures. Au contraire, nous avons obtenu un éclaircissement direct quasiment nul avec APOLLO, à cause d'une surestimation de l'épaisseur optique des nuages.

La figure 7.14 montre les valeurs de l'épaisseur optique des nuages estimées par les produits APOLLO et OCA pour une zone de 49x49 pixels centrée sur Sede Boqer. Plusieurs structures similaires dans la répartition du nuage peuvent être observées entre les deux produits. Cependant, on peut observer une grande différence pour la zone centre-gauche incluant le site de la station de Sede Boqer : le ciel est considéré clair pour le produit OCA (couleur grise) et nuageux avec une épaisseur optique supérieure à 5 pour le produit APOLLO. Il s'agit probablement d'une mauvaise classification de ciel clair et de ciel nuageux par APOLLO dans ce cas particulier à forte valeur d'albédo en période hivernale avec des angles zénithaux solaires élevés comme déjà discuté dans le chapitre 6.

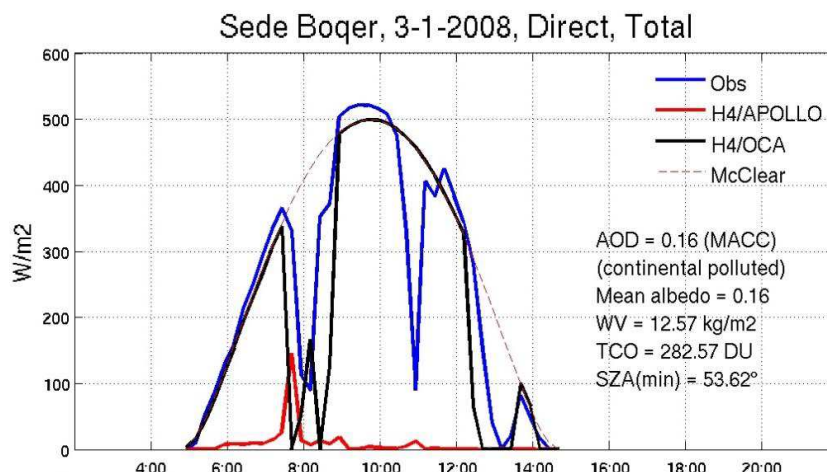
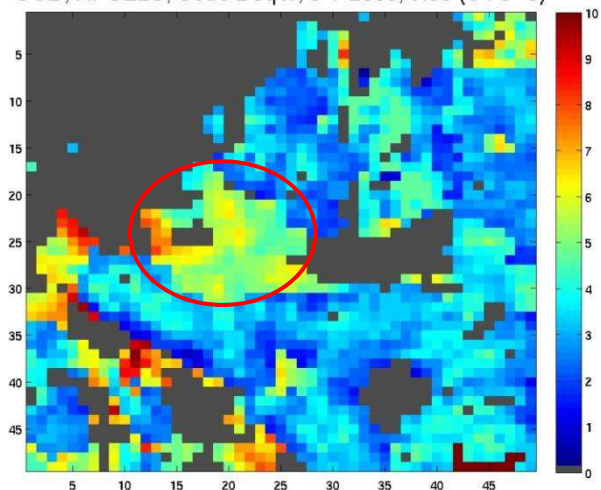


Figure 7.13 : éclairement direct horizontal mesuré et estimé pour le 3 janvier 2008, Sede Boqer, par Heliosat-4 avec APOLLO (ligne rouge) et avec OCA (ligne noire).

COD, APOLLO, Sede Boqer, 3-1-2008, 9:00 (UTC+0)



COD, OCA, Sede Boqer, 3-1-2008, 9:00 (UTC+0)

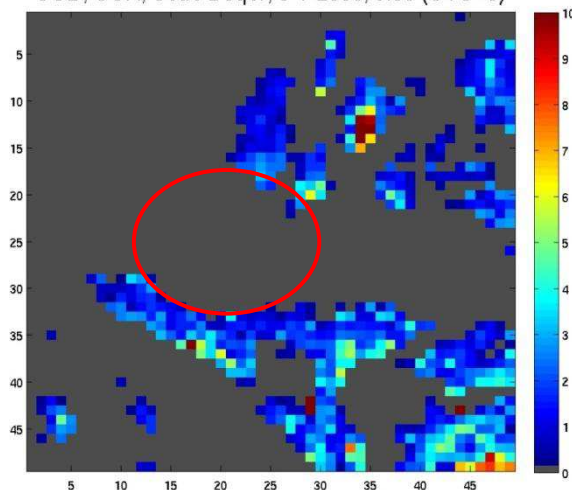


Figure 7.14 : épaisseur optique des nuages estimée par APOLLO (à gauche) et OCA (à droite) pour le 3 janvier 2008 pour une zone de 49x49 pixels centré sur la station Sede Boqer (ligne 25, colonne 25)

7.3.3. Synthèse de la comparaison entre les produits de nuage APOLLO et OCA

Les deux produits de nuage, APOLLO et OCA, sont sur le plan des caractéristiques d'ennuagement renseignées tous les deux appropriés pour une utilisation dans la méthode Heliosat-4.

Pour des raisons de disponibilité des données issues du produit OCA non encore opérationnel, la comparaison entre ces deux produits de nuage a été menée sur un nombre restreint de jours (23 jours en 2008) sur cinq stations du réseau BSRN. Il s'agit donc de tests préliminaires qu'il faudra confirmer avec plus de données lorsqu'il s'agira de choisir le produit de nuage pour l'utilisation opérationnelle de la méthode Heliosat-4.

Cependant, ces premiers tests montrent qu'il existe une légère différence de performance de la méthode Heliosat-4 selon qu'elle est utilisée avec les produits APOLLO ou OCA. En termes d'EQM,

nous obtenons des résultats légèrement meilleurs avec le produit OCA. En termes de biais, il est difficile de dégager de réelles améliorations par OCA car le résultat dépend de la station.

Nous avons observé parfois des désaccords pour la détection des nuages fins entre les produits APOLLO et OCA. Dans certaines situations constatées, le produit APOLLO indique la présence des nuages fins avec un COD égal à sa valeur minimale 0,45 alors que le produit OCA a tendance à indiquer un ciel clair. La situation réelle semble être entre les deux : des nuages très fins avec une épaisseur optique des nuages inférieure à 0,45.

Pour la station de Sede Boqer en hiver, contrairement au produit OCA, le produit APOLLO a tendance à générer de fausses alarmes de présence de nuages, probablement à cause de la conjonction des conditions : entre un albédo du sol élevé, une faible température et un angle zénithal solaire élevé.

7.4. Conclusion

Les différentes comparaisons de la méthode Heliosat-4 à des modèles existants d'estimation par satellite d'éclairement incident au sol montrent une performance équivalente avec des erreurs quadratiques moyennes relatives comprises entre 20 et 25 % pour l'éclairement global intégré sur 15 min. La plupart des modèles existants basés sur l'indice d'ennuagement de Cano et al. (1986) ne fournissent pas l'éclairement direct. Des méthodes de transposition de type empiriques (Erbs et al., 1982 ; Louche et al., 1991 ; Orgill and Hollands, 1977 ; Reindl et al., 1990 ; Skartveit et al., 1998 ; Gueymard, 2010 ; Ruiz-Arias et al., 2009) sont alors utilisées pour décomposer l'éclairement global en direct. La performance de ces méthodes empiriques est relativement faible. A l'inverse, Heliosat-4 permet une estimation non empirique des éclaircements direct et diffus et les performances d'estimation de ces éclaircements est satisfaisante comparativement aux autres méthodes

Les produits de nuage APOLLO du DLR et OCA d'EUMETSAT sont tous deux fonctionnellement appropriés à une utilisation dans la méthode Heliosat-4. Avec ces deux produits, nous obtenons des performances équivalentes à celles des méthodes existantes pour l'estimation de l'éclairement global et une meilleure performance pour l'éclairement direct, avec semble-t-il des performances légèrement meilleure pour le produit OCA.

Chapitre 8 : Conclusions et perspectives

Les objectifs de la thèse étaient d'abord de définir le domaine de validité de la séparabilité du calcul de l'éclairement solaire incident au sol comme le produit de l'éclairement par ciel clair, dépendant de paramètres de l'atmosphère par ciel clair, par l'atténuation de la couverture nuageuse, dépendant des paramètres des nuages. Ce résultat indépendant de la méthode Heliosat-4 elle-même est d'une grande portée pratique.

Ensuite, comme deuxième objectif, nous devons concevoir et développer le modèle d'éclairement par ciel clair McClear, en bénéficiant des travaux menés au sein du projet européen MACC/MACC-II (Monitoring Atmospheric Composition and Climate), pour aboutir à une version qui puisse être exécutée de manière opérationnelle, et estimer les incertitudes quant à l'estimation du rayonnement dans ses différentes composantes (directe et diffuse).

Le troisième objectif était de concevoir et de développer le modèle d'atténuation de l'éclairement par situation nuageuse McCloud.

La combinaison des modèles McCloud et McClear correspond à la méthode Heliosat-4. Le quatrième et dernier objectif était la validation détaillée de la méthode Heliosat-4 ainsi que la comparaison de ses performances avec les autres méthodes existantes d'estimation par satellite de l'éclairement solaire incident au sol.

▪ L'HYPOTHÈSE DE SÉPARABILITÉ

Concernant l'hypothèse de séparabilité, Oumbe (2009) avait déjà proposé dans sa thèse pour base de la méthode Heliosat-4 cette approximation de l'équation de transfert radiatif comme produit de l'éclairement par ciel clair par un terme d'extinction dû aux nuages. Nous avons établi de manière systématique le domaine de validité de cette approximation et quantifié les erreurs, en simulant par des approches de tirage de Monte Carlo, différents états de l'atmosphère avec des modèles précis de transfert radiatif. A l'exception de l'angle zénithal solaire θ_s et l'albédo du sol ρ_g , l'éclairement par ciel clair ne dépend que des variables de ciel clair Pc et l'indice de ciel clair qui correspond au terme d'extinction due à la couverture nuageuse ne dépend que des propriétés de nuages P_{cloud} , comme rappelé par l'équation 8.1 pour les composantes globales G et directes B de l'éclairement incident au sol.

$$\begin{aligned} G &\approx Gc(\theta_s, \rho_g, Pc)Kc(\theta_s, \rho_g, P_{cloud}) \\ B &\approx Bc(\theta_s, Pc)Kcb(\theta_s, P_{cloud}) \end{aligned} \quad (8.1)$$

Les erreurs maximales de l'estimation de l'éclairement avec cette approximation sont obtenues quand l'angle zénithal solaire θ_s est nul, c'est-à-dire pour les valeurs d'éclairement sur plan horizontal qui sont a priori les plus importantes. Le percentile P95 des valeurs absolues des erreurs d'estimation peut atteindre 36 W m^{-2} pour les nuages de gouttelettes d'eau et 43 W m^{-2} pour ceux de cristaux de glace. Ces erreurs relativement grandes sont obtenues quand, conjointement, l'albédo ρ_g est supérieure à 0,9 avec simultanément une épaisseur optique des nuages τ_c supérieure à 40 pour les nuages de gouttelettes d'eau et supérieure à 15 pour ceux de cristaux de glace. Cela signifie qu'en adoptant l'équation 8.1, dans les situations extrêmes en présence de neige très fraîche avec

conjointement de nuages très épais, nous pouvons avoir des erreurs sur l'éclairement global G de plus de 40 W m^{-2} avec une erreur relative de plus de 6 %, tant pour les nuages de gouttelettes d'eau que pour ceux de cristaux de glace. Cependant, pour les cas les plus courants avec un albédo du sol ρ_g inférieur à 0,5 et quelle que soit l'épaisseur optique des nuages ainsi que leur phase, l'erreur quadratique moyenne sur l'éclairement global G est inférieure à 10 W m^{-2} , valeur similaire à la précision d'un pyranomètre de haut qualité. Pour l'éclairement direct, l'erreur avec l'approximation de la séparabilité est très faible et est négligeable.

En adoptant cette approximation dans la modélisation de l'éclairement, les calculs peuvent être effectués en considérant de façon indépendante les conditions de ciel clair et les conditions nuageuses. Un premier intérêt pratique est que deux modèles indépendants peuvent être développés et utilisés, un pour le rayonnement par ciel clair, et l'autre pour des conditions nuageuses : un approche par abaque voit la combinatoire des nœuds de calcul significativement réduite en considérant l'indépendance des paramètres relatifs à l'atmosphère par ciel clair par rapport à ceux relatifs à la couverture nuageuse. Un autre intérêt pratique est que cette approximation de séparabilité permet de faire face de manière efficace au fait que les variables décrivant les nuages et le ciel clair ne sont pas disponibles à la même résolution spatiale et temporelle.

■ LE MODELE D'ECLAIREMENT PAR CIEL CLAIR MCCLEAR

Le modèle d'éclairement par ciel clair McClear a été développé dans le cadre d'une collaboration internationale au sein des projets MACC (Monitoring Atmosphere Composition and Climate) et MACC-II, soutenus par la Commission Européenne. J'ai contribué à McClear principalement par l'optimisation de la sélection des nœuds des abaques et la sélection et la conception des fonctions d'interpolation dans cet abaque.

La nouveauté du modèle McClear est l'inclusion de différentes propriétés optiques des aérosols, de la vapeur d'eau et de l'ozone avec une fréquence de mise à jour élevée de 3 h par rapport aux climatologies mensuelles précédemment utilisées dans les modèles de rayonnement par ciel clair.

La comparaison entre les estimations de McClear et les mesures de l'éclairement global et direct horizontal pour les 11 stations pyranométriques du réseau BSRN dans le monde montre des coefficients de corrélation élevés. Pour les valeurs moyennées de l'éclairement global, respectivement l'éclairement direct horizontal, pour une résolution temporelle de 1 min, le coefficient de corrélation varie entre 0,95 et 0,99, respectivement 0,84 et 0,99. Le biais est compris entre -14 W m^{-2} et 25 W m^{-2} , respectivement -49 W m^{-2} et 33 W m^{-2} . L'EQM varie entre 20 W m^{-2} (3 % de l'éclairement moyen observé) et 36 W m^{-2} (5 %), respectivement 33 W m^{-2} (5 %) et 64 W m^{-2} (10 %). De manière générale, 95% des écarts entre les estimations et les mesures sont inférieurs en valeur absolue à environ 50 W m^{-2} pour l'éclairement global horizontal et 70 W m^{-2} pour l'éclairement direct horizontal. Le coefficient de corrélation élevé et le faible écart-type des erreurs, démontrent que McClear permet des estimations précises de l'éclairement solaire incident au sol par ciel clair, disponibles sur toute la surface du globe.

Le développement du modèle McClear, et sa mise en service opérationnelle, a d'autres retombées que simplement contribuer à la méthode Heliosat-4. Nous avons essayé d'améliorer la précision des données d'éclairement contenues dans la base de données HelioClim3 en utilisant *a posteriori* McClear. La base HelioClim3 a en effet été construite au moyen de la méthode Heliosat-2 qui utilise le modèle de ciel clair ESRA ayant pour entrée une climatologie mensuelle du facteur de trouble de

Linke. Grâce à McClear, il est possible d'introduire dans HelioClim3 l'influence des variations inter-annuelle, inter-journalières et même intra-journalières des paramètres d'état de l'atmosphère par ciel clair. Nous avons montré que l'utilisation de McClear en lieu et place du modèle climatologique d'éclairement par ciel clair utilisé pour HelioClim-3 apporte des améliorations sensibles de performance. Ces travaux font l'objet d'un projet d'article qui sera sous peu proposé à publication dans un journal international à comité de lecture. Ce projet d'article se trouve en annexe 3 de la thèse.

McCclear peut également être utilisé dans des modèles de transposition qui décomposent l'éclairement global en l'éclairement direct et diffus. Dans la bibliographie, ces modèles sont le plus souvent obtenus par une régression d'une fonction paramétrique empirique sur des mesures concomitantes de l'éclairement global et direct faites à partir de séries temporelles de mesures issues d'un nombre généralement restreint de stations pyranométriques, suivant des périodes de temps bien souvent limitées. Ils sont donc adaptés à une région. Nous avons proposé une nouvelle méthode utilisant le modèle McCclear pour fournir les informations sur le ciel clair afin de mieux discriminer les effets des aérosols et des autres constituants atmosphériques de ciel clair de ceux dus aux nuages. Comme le modèle McCclear n'est pas un modèle empirique, il peut donc être facilement appliqué à n'importe quelle région climatique. Cette utilisation de McCclear dans l'établissement d'un modèle localisé de transposition diminue l'empirisme et tend donc à le rendre plus applicable à différentes régions, sur des périodes de temps plus étendues. Cette nouvelle méthode a fait l'objet d'une communication avec actes lors d'une conférence internationale – SolarPACES 2012 – qui est présentée dans l'annexe 4. Elle reste toutefois le fruit d'un travail préliminaire qu'il faudra affiner.

■ **HELIOSTAT-4 : PRODUIT DE MCCLEAR PAR LE MODELE D'EXTINCTION DES NUAGES MCCLOUD**

La modélisation des effets d'extinction des nuages sur l'éclairement solaire incident au sol est assurée par le modèle McCloud qui est, comme le modèle de ciel clair McClear, un modèle composé par des abaques et des fonctions d'interpolation.

La méthode Heliosat-4 est une combinaison des modèles McCclear et McCloud. Un prototype de Heliosat-4 a été ainsi développé. Les propriétés des nuages en entrée de Heliosat-4 proviennent des résultats de l'algorithme APOLLO du DLR.

La méthode Heliosat-4 ont été validée à l'aide de mesures d'éclairement de référence issues de nombreuses stations pyranométriques pour l'essentielle du réseau BSRN. Ces validations ont porté sur les différentes composantes de la méthode en cherchant à isoler autant que possible les différentes sources conduisant aux erreurs d'estimation de l'éclairement solaire incident au sol.

Concernant l'estimation de l'éclairement global, la méthode Heliosat-4 montre une performance équivalente à celles des méthodes existantes dans la bibliographie avec des erreurs quadratiques moyennes relatives comprises entre 20 à 25 % pour une résolution temporelle de 15 min.

La plupart de ces méthodes existantes, basées sur l'indice d'ennuage de Cano et al. (1986), ne fournissent pas "nativement" d'estimation de l'éclairement direct. Des méthodes de transposition de type empirique établis sur la base de mesures de stations pyranométriques sont alors utilisées pour décomposer l'éclairement global en éclaircements direct et diffus, dont les performances sont souvent faibles. La méthode Heliosat-4, par son approche physique sur la base des équations de

transfert radiatif, permet une estimation non empirique des éclaircissements direct et diffus. Les performances d'estimation de ces éclaircissements directs et diffus constatées sur la base des mesures de stations pyranométriques offertes par Heliosat-4 est sensiblement meilleure que celles des méthodes existantes.

La qualité des paramètres d'entrée décrivant l'état de l'atmosphère par ciel clair, la couverture nuageuse ou le sol a bien entendu une influence primordiale sur les performances de la méthode Heliosat-4. Parmi tous les paramètres d'entrée, les informations sur les nuages et sur les aérosols sont bien entendu les plus importantes. Pour le produit de nuage calculé à partir des images de SEVIRI de MSG, l'estimation des propriétés de nuages épars ou fragmentés est toujours un défi à cause de la structure complexe et mouvante des nuages en vis-à-vis des limites en résolutions spatiale et temporelle du capteur SEVIRI. Des erreurs proviennent aussi d'approximations sur la phase des nuages. Pour le nuage développé verticalement, nuage haut dans APOLLO, En le considérant comme le nuage de gouttelettes d'eau entièrement, et le considérant comme le nuage de gouttelettes d'eau avec un sommet composé de cristaux de glace donnent des résultats différents. La deuxième montre une meilleure performance.

Nous avons trouvé que les produits de nuage APOLLO du DLR et OCA de EUMETSAT peuvent être tous deux utilisés dans la méthode Heliosat-4 avec des performances à peu près équivalentes, bien que dépendantes des conditions de couverture nuageuse. Sur la base d'un jeu relativement restreint de données issues du produit OCA, les premières comparaisons avec le produit APOLLO semblent montrer que le produit OCA offre des performances légèrement meilleures de caractérisation de la couverture nuageuse et de l'épaisseur optique des nuages.

Par une validation détaillée sur un grand nombre de mesures issues de stations pyranométriques suivant plusieurs types de climat, cette thèse a permis de proposer des améliorations pour la modélisation du transfert radiatif ainsi que pour l'algorithme donnant lieu au produit de nuage APOLLO. La méthode Heliosat-4 mise en place durant cette thèse, combinée au produit de nuage APOLLO, a été jugée suffisamment satisfaisante pour qu'une implémentation opérationnelle soit décidée dans le cadre du projet européen MACC-II. Ce projet est préparatoire à l'établissement d'un service opérationnel concernant la qualité de l'air, le climat et les rayonnements totaux et UV, mené par ECMWF pour le compte de la Commission Européenne.

Afin d'améliorer la performance de l'estimation de l'éclaircissement solaire, nous avons identifié deux approches qui doivent être menées simultanément. La première porte sur l'amélioration de la qualité des entrées du modèle, essentiellement sur le produit de nuage et des aérosols. La deuxième concerne l'amélioration de la qualité de la modélisation physique du rayonnement solaire incident au sol.

L'estimation des propriétés du nuage en cas de ciel partiellement couvert, en particulier les cas de nuages épars ou fragmentés, est particulièrement difficile à cause de la complexité de la structure du nuage et de la limite des résolutions spatiale et temporelle des images des satellites Météosat. Nous avons constaté que l'éclaircissement global horizontal pour les zones sous climat océanique, pour les cas nuageux partiellement couverts, est souvent surestimé. L'une des raisons probables est une sous-estimation de la couverture nuageuse pour ces régions dans ces cas-là. Des améliorations peuvent être éventuellement apportées pour ces cas. En effet, différentes approches peuvent être envisagées : soit améliorer le mode de calcul de l'épaisseur optique pour les pixels partiellement couverts au lieu d'utiliser les valeurs moyennes des pixels alentours, soit améliorer la qualité de l'estimation de la couverture nuageuse. Des informations supplémentaires indiquant la présence de

nuages épars ou fragmentés seraient aussi intéressantes afin de donner au moins des alarmes, voire d'améliorer, par exemple, par une approche statistique, l'estimation de l'épaisseur optique.

Les fausses détections de présence de nuage qui nous avons constatées peuvent être dues à plusieurs raisons : des nuages très épars, un sol de fort albédo ou bien la présence de neige à la surface. Des améliorations visant une meilleure détection des nuages seront des contributions importantes pour la qualité d'estimation de l'éclairement solaire, en particulièrement pour l'éclairement direct horizontal ou normal.

La connaissance de la phase de nuage est aussi importante pour le calcul de l'éclairement global et diffus. Des informations supplémentaires pour les trois types de nuages (bas, moyen et haut), qui sont généralement considérés comme des nuages de gouttelettes d'eau, permettraient une amélioration sensible de l'estimation de l'éclairement global et diffus.

La méthode Heliosat-4 semble robuste et peut être utilisée avec différents produits de nuage ou d'aérosols. Les écarts entre les résultats obtenus avec les différents produits fournissent des alarmes de la qualité de l'estimation. Elles aident à mieux comprendre les caractéristiques de chaque produit et servent à l'amélioration du produit dans le futur, notamment dans son implémentation et son utilisation opérationnelle.

De côté de la modélisation du rayonnement solaire incident au sol, nous avons montré que la dépendance de l'indice de ciel clair K_c aux paramètres de ciel clair est faible et donc que l'erreur due à cette approximation est faible dans la plupart des cas. Cependant, dans certaines situations, comme par exemple les cas d'albédo du sol élevé conjointement à une épaisseur optique de nuage très élevée, nous avons constaté d'importantes erreurs d'estimation d'éclairement. Pour traiter ces cas extrêmes, ou tout au moins, pour améliorer globalement la qualité de la modélisation, nous pourrions envisager d'inclure quelques paramètres de ciel clair dans le modèle nuageux, comme par exemple l'épaisseur optique des aérosols et le type des aérosols. Avec cette modification, la conception de la séparabilité ne serait plus la séparation des paramètres de ciel clair et des paramètres de ciel nuageux dans deux modèles différents, mais la séparation de calcul de l'éclairement en deux parties : une partie pour modéliser l'éclairement par ciel clair et une partie pour modéliser l'indice de ciel clair. L'inclusion de quelques paramètres de ciel clair dans les abaques de l'indice de ciel clair doit être cependant limitée : en effet, il faut veiller à ce que les abaques restent de taille raisonnable de même que les ressources informatiques pour les calculer et les utiliser en mode interpolation.

Le modèle d'éclairement par ciel clair McClear et le modèle nuageux McCloud ne permettent pas explicitement une description spectrale des éclaircissements. Ils fournissent respectivement l'éclairement total par ciel clair et l'indice de ciel clair pour l'éclairement total. Il est cependant évidemment possible d'étendre ces deux modèles en des modèles spectraux. Actuellement, les abaques du modèle McClear stockent déjà les informations pour les 32 bandes spectrales de Kato. Le calcul de l'éclairement spectral par ciel clair pour les 32 bandes de Kato est donc en pratique d'ores et déjà possible. Cependant, pour réduire la demande en mémoire informatique dans le calcul, nous avons choisi de fournir seulement l'éclairement total comme la somme de ces 32 bandes spectrales. Les abaques du modèle McCloud stockent l'indice de ciel clair pour l'éclairement total. De la même manière, le développement de ces abaques pour chaque bande de Kato est envisageable afin de fournir l'indice de ciel clair pour l'éclairement spectral. Ces améliorations seront abordées dans les futures versions de Heliosat-4.

Bibliographie

- Anderson, G., Clough, S., Kneizys, F., Chetwynd, J., and Shettle, E., (1986): AFGL atmospheric constituent profiles (0-120 km), Tech. Rep. AFGL-TR-86-0110, Air Force Geophys. Lab., Hanscom Air Force Base, Bedford, Mass.
- Anderson, G., Kneizys, F., Chetwynd, J., Wang, J., Hoke, M., Rothman, L., Kimball, L., and McMillatchey, R., (1995): Fascode/Modtran/Lowtran: Past/Present/Futur. In 18th Annual Review Conference on Atmospheric Transmission models, Massachusetts.
- Bais, A., Kazantzidis, A., Kazadzis, S., Balis, D., Zerefos, C., and Meleti, C. (2005): Deriving an effective aerosol single scattering albedo from spectral surface UV irradiance measurements. *Atmospheric Environment*, 39: 1093-1102.
- Bais, A., Madronich, S., Crawford, J., Hall, S., Mayer, B., van Weele, M., Lenoble, J., Calvert, J., Cantrell, C., Shetter, R., Hofzumahaus, A., Koepke, P., Monks, P., Frost, G., McKenzie, R., Krotkov, N., Kylling, A., Swartz, W., Lloyd, S., Pfister, G., Martin, T., Roethlisberger, E., Griffioen, E., Ruggaber, A., Krol, M., Kraus, A., Edwards, G., Mueller, M., Lefer, B., Johnston, P., Schwander, H., Flittner, D., Gardiner, B., Barrick, J., and Schmitt, R., (2003): International photolysis frequency measurement and model intercomparison (IPMMI): Spectral actinic solar flux measurements and modelling. *Journal of Geophysical Research*, 108 :doi:10.1029/2002JD002891.
- Balis, D., Amiridis, V., Zerefos, C., Kazantzidis, A., Kazadzis, S., Bais, A., Meleti, C., Gerasopoulos, E., Papayannis, A., Matthias, V., Dier, H., and Andreae, M., (2004): Study of the effect of different type of aerosols on UV-B radiation from measurements during EARLINET. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 4 :307-321.
- Baum, B., Yang, P., Heymsfield, A., Platnick, S., King, M., Hu, Y.-X., and Bedka, S., (2005): Bulk scattering models for the remote sensing of ice clouds. Part 2: Narrowband models, *J. of Applied Meteorology*, 44, 1896–1911.
- Baum, B., Yang, P., Nasiri, S., Heidinger, A., Heymsfield, A., and Li, J., (2007): Bulk scattering properties for the remote sensing of ice clouds. Part 3: High resolution spectral models from 100 to 3250 cm^{-1} , *J. of Applied Meteorology*, 46, 423–434.
- Benedetti, A., Morcrette, J.-J., Boucher, O., Dethof, A., Engelen, R. J., Fisher, M., Flentje, H., Huneeus, N., Jones, L., Kaiser, J. W., Kinne, S., Mangoldt, A., Razinger, M., Simmons, A. J., and Suttie, M., (2009): Aerosol analysis and forecast in the European Centre for Medium-Range Weather Forecasts Integrated Forecast System: 2. Data assimilation. *J. Geophys. Res.*, 114(D13):D13205.
- Berk, A., Bernstein, L., S., and Robertson, D., C., (1989): MODTRAN: A moderate Resolution Model for LOWTRAN7. Air Force Geophysics Laboratory, Hanscom AFB, MA, GL-TR-89-0122, pp.38.
- Berk, A., Bernstein, L., S., Anderson, G., P., Acharya, P., K., Robertson, D., C., Chetwynd, J., H., and Adler-Golden, S., M., (1998): MODTRAN cloud and multiple scattering upgrades with application to AVIRIS, *Remote Sens. Environ.*, 65:367-375.
- Bernhard, G., Booth, C., and Ebrahimian J.C., (2002): Comparison of measured and modeled spectral ultraviolet irradiance at Antarctic stations used to determine biases in total ozone data from various sources. In SPIE (International Society for Optics and Photonics), vol. 4482, pages 115-126.
- Beyer, H.-G., Costanzo, C., and Heinemann, D., (1996): Modifications of the Heliosat procedure for irradiance estimates from satellite images. *Solar Energy*, 56 :207-212.
- Blanc, P., Espinar, B., Wald, L., (2012): La ressource solaire : importance et moyens de caractérisation. Dans *L'énergie à découvert*, Sous la direction de Rémy Mosseri et Catherine Jeandel (Ed.) (2013) pages 192-163.
- Blanc, P., and Wald, L., (2012): The SG2 algorithm for a fast and accurate computation of the position of the Sun, *Solar Energy*, 86, 3072-3083, 2012, doi: 10.1016/j.solener.
- Blanc, P., Gschwind, B., Lefèvre, M., and Wald, L., (2011): The HelioClim project: Surface solar irradiance data for climate applications. *Remote Sensing*, 3, 343-361, 2011; doi:10.3390/rs302034.

- Bird, R. E., (1984): A Simple Spectral Model for Direct Normal and Diffuse Horizontal Irradiance. *Solar Energy*, 32:461-471.
- Bird, R.E., Huldstrom, R.L., (1980): Direct insolation models. *Trans. ASME J. Sol. Energy Eng.* 103, 182–192.
- Bugliaro, L., Zinner, T., Keil, C., Mayer, B., Hollmann, R., Reuter, M., and Thomas, W., (2011): Validation of cloud property retrievals with simulated satellite radiances: a case study for SEVIRI, *Atmos. Chem. Phys.*, 11, 5603-5624, doi: 10.5194/acp-11-5603-2011.
- Cano, D., Monget, J., Albuissou, M., Guillard, H., Regas, N., and Wald, L., (1986): A method for the determination of the global solar radiation from meteorological satellite data. *Solar Energy*, 37:31-39.
- Charlock, T. and Alberta, T., (1996): The CERES/ARM/GEWEX experiment (CAGEX) for the retrieval of radiative fluxes with satellite data. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 77:2673-2683.
- Coakley, J. A., Jr., Chylek, P. (1975): The two-stream approximation in radiative transfer including the angle of the incident radiation. *Journal of the Atmospheric Sciences*, vol. 32, Feb. 1975, p. 409-418.
- Cojan, Y., (1995): Propagation du rayonnement dans l'atmosphère. *Techniques de l'ingénieur, traité Electronique*.
- Colle, S., de Abreu, S. L., Couto, P., and Mantelli, S., (1999): Distribution of solar irradiation in Brazil derived from geostationary satellite data. In *Solar World Congress ISES 1999 (CD-ROM)*, Jerusalem.
- Dahlback, A. and Stamnes, K., (1991): A new spherical model for computing the radiation field available for photolysis and heating at twilight, *Planet. Space Sci.*, 39, 671–683.
- Deepshikha, S., Satheesh, S.K., and Srinivasan, J., (2006): Dust aerosols over India and adjacent continents retrieved using Meteosat infrared radiance. Part I: sources and regional distribution, *Annales Geophysicae*, 24, 37–61.
- Deneke, H.M., Feijt, A.J., and Roebeling, R.A., (2008): Estimating surface solar irradiance from Meteosat SEVIRI-derived cloud properties, *Remote Sensing of Environment*, 12, 3131-3141.
- Diabaté, L., Demarcq, H., Michaud-Regas, N., and Wald, L., (1988): Estimating incident solar radiation at the surface from images of the earth transmitted by geostationary satellites: the Heliosat project. *Solar Energy*, 5:261-278.
- Elias, T., and Roujean, J.-L., (2008): Estimation of the aerosol radiative forcing at ground level, over land, and in cloudless atmosphere, from METEOSAT-7 observation: method and case study, *Atmos. Chem. Phys.*, 8, 625–636.
- Erbs, D.G., Klein, S.A., Duffie, J.A., (1982): Estimation of the diffuse radiation fraction for hourly daily and monthly average global radiation. *Solar Energy*, 28:293-302.
- Evans, K. F. and Stephens, G. L., (1991): A new polarized atmospheric radiative transfer model, *J. Quant. Spectrosc. Radiat. Transfer*, 46, 413–423.
- FAO: Koeppen climate classification map, (1997): Available at www.fao.org/sd/Eldirect/climate/Elsp0002.htm, last access on 21 December 2012.
- Fu, Q., (1996): An accurate parameterization of the solar radiative properties of cirrus clouds for climate models, *J. of Climate*, 9, 2058–2082.
- Fu, Q., (2007): A new parameterization of an asymmetry factor of cirrus clouds for climate models, *J. Atmos. Sci.*, 64, 4140, doi:10.1175/2007JAS2289.1.
- Fu, Q., Liou, K. N., (1992): On the correlated k-distribution method for radiative transfer in non homogeneous atmospheres, *J. Atmos. Sci.*, 49, 2139–2156.
- Fu, Q., Liou, K. N., (1993): Parameterization of the radiative properties of Cirrus clouds. *Journal of the atmospheric science*, Vol 50, No. 13.
- Gaussorgues, G., (1981): *La thermographie infrarouge*, Technique et documentation, Paris, ISBN 2-85206-088-4.

- GCOS, (2010), Essential Climate Variables.
- Geiger, M., Diabaté, L., Ménard, L., Wald, L., (2002): A web service for controlling the quality of measurements of global solar irradiation. *Solar Energy* 73 (6), 475–480.
- Geuder, N., Trieb, F., Schillings, C., Meyer, R., Quaschnig, V., (2003): Comparison of different methods for measuring solar irradiation data, 3rd International Conference on Experiences with Automatic Weather Stations, 19th-21st of February, Torremolinos, Spain.
- Granier, C., Engelen, R., Simmons, A., and the Macc Management Team, (2010): An overview of the MACC European project. *Geophysical Research Abstracts*, 12, EGU2010-3112, EGU General Assembly 2010, held 2-7 May, 2010, Vienna, Austria, 2010.
- Greif, J., Scharmer, K., Dogniaux, R., and Page, J., (2000): ESRA, European Solar Radiation Atlas. Vol. 2: Database and Exploitation Software. Published for the Commission of the European Communities by Les Presses de l'Ecole, Ecole des Mines de Paris, France, 296 pp. authors: L. Wald, M. Albuissou, G. Czeplak, B. Bourges, R. Aguiar, H. Lund, A. Jouko, U. Terzenbach, H.G. Beyer, E.P. Borisenko.
- Gschwind, B., Ménard, L., Albuissou, M., and Wald, L., (2006): Converting a successful research project into a sustainable service: The case of the SoDa Web service, *Environ. Model. Softw.*, 21, 1555-1561.
- Gueymard, C. A., (1989): A two-band model for the calculation of clear sky solar irradiance, illuminance and photosynthetically active radiation at the earth surface. *Solar Energy* 43(5), 252–265.
- Gueymard, C. A., (2004): High performance model for clear sky irradiance and illuminance. ASES Conference.
- Gueymard, C. A., (2005): Importance of atmospheric turbidity and associated uncertainties in solar radiation and luminous efficacy modelling, *Energy*, 30, 1603–1621
- Gueymard, C. A., (2001): Parameterized transmittance model for direct beam and circumsolar spectral irradiance. *Solar Energy*, 71:325-346.
- Gueymard, C. A., (2007): Prediction and validation of cloudless shortwave solar spectra incident on horizontal, tilted, or tracking surfaces, *Solar energy*, 82:260-271.
- Gueymard C., (2010): Progress in direct irradiance modeling and validation. *Solar 2010 Conf.*, Phoenix, AZ, American Solar Energy Soc., May 2010.
- Gueymard, C.A., (1995): SMARTS, A Simple Model of the Atmospheric Radiative Transfer of Sunshine: Algorithms and Performance Assessment. Technical Report No. FSEC-PF-270-95. Cocoa, FL: Florida Solar Energy Center.
- Gueymard, C. A., and Thevenard, D., (2009): Monthly average clear-sky broadband irradiance database for worldwide solar heat gain and building cooling load calculations. *Sol. Energy*, 83, 1998–2018.
- Hammer A., (2000): Anwendungsspezifische Solarstrahlungsinformationen aus Meteosat-Daten. PhD Thesis, Fachbereich Physik, Carl von Ossietzky University, Oldenburg, Germany.
- Hay, J. E., (1984): An assessment of the mesoscale variability of solar radiation at the Earth's surface, *Solar Energy*, 32:425-434.
- Hay, J. E., (1981): The mesoscale distribution of solar radiation at the Earth's surface and the ability of satellites to resolve it, In proceedings of the first workshop on terrestrial solar resource forecasting and on use of satellites for terrestrial solar resource assessment, Washington D. C.
- Hay, J. E., Hanson, K. J., (1985): Evaluating the solar resource: a review of problems resulting from temporal, spatial and angular variation, *Solar Energy*, 34:151-161.
- Heintzenberg, J., (1989): Fine particles in the global troposphere - A review. *Tellus* (1989), 41B, 149-160.
- Hess, M., Koepke, P., Schult, I., (1998): Optical Properties of Aerosols and Clouds: The Software Package OPAC. *Bulletin of the American Meteorological Society*, Vol. 79, No. 5.

- Hollmann, R., Bodas, A., Gratzki, A., Dammann, K., and Stuhlmann, R., (2002): The surface shortwave net flux from the scanner for radiation budget (SCARAB). *Advances in Space Research*, 30:2363-2369.
- Holzer-Popp, T., Schroedter, M., and Gesell, G., (2002): Retrieving aerosol optical depth and type in the boundary layer over land and ocean from simultaneous GOME spectrometer and ATSR-2 radiometer measurements, 1, Method description, *J. Geophys. Res.*, 107, 4578, 2002, doi:10.1029/2001JD002013.
- Houghton, J., (1986): *The Physics of Atmospheres*. New York, USA, Cambridge University Press edition. 271 pages.
- Huang, G., Ma, M., Liang, S., Liu, S., and Li, X., (2011): A LUT-based approach to estimate surface solar irradiance by combining MODIS and MTSAT data. *J. Geophys. Res. D: Atmos.*, 116 (22), D22201, 2011, doi: 10.1029/2011JD016120.
- Iehlé, A., Lefèvre, M., Bauer, O., Martinoli, M., Wald, L., (1997): *Meteosat: A valuable tool for agro-meteorology*. Final report for the European Commission, Joint Research Centre, Ispra, Italy.
- Ineichen, P., (2006): Comparison of eight clear sky broadband models against 16 independent data banks. *Solar Energy*, 80: 468-478.
- Ineichen, P., Perez, R., (2002): A new air mass independent formulation for the Linke turbidity coefficient. *Solar Energy* 73:151–157.
- Ineichen, P., Perez, R., (1999): Derivation of cloud index from geostationary satellites and application to the production of solar irradiance and daylight illuminance data, *Theoretical and Applied Climatology*, 64, 119-130.
- Inness, A., Baier, F., Benedetti, A., Bouarar, I., Chabrilat, S., Clark, H., Clerbaux, C., Coheur, P., Engelen, R. J., Errera, Q., Flemming, J., George, M., Granier, C., Hadji-Lazaro, J., Huijnen, V., Hurtmans, D., Jones, L., Kaise, J. W., Kapsomenakis, J., Lefever, K., Leitão, J., Razinger, M., Richter, A., Schultz, M. G., Simmons, A. J., Suttie, M., Stein, O., Thépaut, J.-N., Thouret, V., Vrekoussis, M., Zerefos, C., and the MACC team, (2012): The MACC reanalysis: an 8-yr data set of atmospheric composition, *Atmos. Chem. Phys. Discuss.*, 12, 31247-31347, 2012, doi:10.5194/acpd-12-31247-2012.
- Jacob, D., J., (1999): *Introduction to Atmospheric Chemistry*, Princeton University Press.
- Jiménez-Aquino, J. and Varela, J., (2005): Two stream approximation to radiative transfer equation : an alternative method of solution. *Revista Mexicana de Física*, 51: 82-86.
- Joseph, J. and Wiscombe, W., (1976): The Delta-Eddington approximation for radiative flux transfer. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 33: 2452-2459.
- Kaiser, J.W., Peuch, V.-H., Benedetti, A., Boucher, O., Engelen, R.J., Holzer-Popp, T., Morcrette, J.-J., Wooster, M.J., and the MACC-II Management Board, (2012a): The pre-operational GMES Atmospheric Service in MACC-II and its potential usage of Sentinel-3 observations, ESA Special Publication SP-708, Proceedings of the 3rd MERIS/(A)ATSR and OCLI-SLSTR (Sentinel-3) Preparatory Workshop, held in ESA-ESRIN, Frascati, Italy, 15-19 October 2012.
- Kaiser, J. W., Heil, A., Andreae, M. O., Benedetti, A., Chubarova, N., Jones, L., Morcrette, J.-J., Razinger, M., Schultz, M. G., Suttie, M., and van der Werf, G. R., (2012b): Biomass burning emissions estimated with a global fire assimilation system based on observed fire radiative power. *Biogeosciences*, 9:527–554.
- Kasten, F., (1980): A simple parameterization of two pyrheliometric formulae for determining the Linke turbidity factor. *Meteorol. Rundsch.* 33, 124–127.
- Kasten, F., (1984): Parametrisierung der Globalstrahlung durch Bedeckungsgrad und Trübungsfaktor. *Annalen der Meteorologie*, Neue Folge 20, 49–50.
- Kasten, F., (1996): The Linke turbidity factor based on improved values of the integral Rayleigh optical thickness. *Solar Energy*, 56 (3), 239-244.
- Kasten, F., and Young, A.T., (1989): Revised optical air mass tables and approximation formula, *Applied Optics*, 28, 4735–4738.

- Kato, S., Ackerman, T., Mather, J., and Clothiaux, E., (1999): The k-distribution method and correlated-k approximation for shortwave radiative transfer model. *Journal of Quantitative Spectroscopy & Radiative Transfer*, 62: 109-121.
- Key, J. R., Yang, P., Baum, B. A., Nasiri, S. L., (2002): Parameterization of shortwave ice cloud optical properties for various particle habits. *Journal of Geophysical Research*, Vol. 107, No. D13, 10.1029/2001JD000742.
- Key, J., and Schweiger, A.J., (1998): Tools for atmospheric radiative transfer: Streamer and Flux Net, *Computers & Geosciences*, 24, 443-451.
- Kratz, D. P. and Varanasi, P., (1995): The correlated k-distribution technique as applied to the AVHRR channels, *J. Quant. Spectrosc. Radiat. Transfer*, 53, 501–517.
- Kneizys, F., Abreu, L., Anderson, G., Chetwynd, J., Shettle, E., Berk, A., Bernstein, L., Roberston, D., Acharya, P., Rothman, L., Selby, J., Gallery, W., and Clough, S., (1996): The Modtran 2/3 Report and Lowtran 7 Model. Ontario Corporation, for Phillips Laboratory, Geophysics Directorate, USA, 231 pages.
- Kriebel, K. T., Gesell, G., Kästner, M., and Mannstein, H., (2003): The cloud analysis tool APOLLO: Improvements and validations, *International Journal of Remote Sensing*, 24:12, 2389-2408.
- Kriebel, K. T., Saunders R. W., and Gesell, G., (1989): Optical properties of clouds derived from fully cloudy AVHRR pixels. *Beitr. Phys. Atmosph.*, 62, 3, pp 165-171.
- Kylling, A., Stamnes, K., and Tsay, S.-C., (1995): A reliable and efficient two-stream algorithm for spherical radiative transfer: documentation of accuracy in realistic layered media, *J. of Atmospheric Chemistry*, 21, 115–150.
- Kylling, A., Webb, A. R., Kift, R., Gobbi, G. P., Ammannato, L., Barnaba, F., Bais, A., Kazadzis, S., Wendisch, M., Jakel, E., Schmidt, S., Kniffka, A., Thiel, S., Junkermann, W., Blumthaler, M., Silbernagl, R., Schallhart, B., Schmitt, R., Kjeldstad, B., Thorseth, T. M., Scheirer, R., and Mayer, B., (2005): Spectral actinic flux in the lower troposphere: measurement and 1-D simulations for cloudless and broken cloud and overcast situations. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 5: 1975-1997.
- Lefèvre, M., Diabaté, L., and Wald, L., (2007): Using reduced data sets ISCCP-B2 from the Meteosat satellites to assess surface solar irradiance. *Solar Energy*, 81:240-253.
- Lefèvre, M., Oumbe, A., Blanc, P., Espinar, B., Gschwind, B., Qu, Z., Wald, L., Schroedter-Homscheidt, M., Hoyer-Klick, C., Arola, A., Benedetti, A., Kaiser, J., W., and Morcrette, J.-J., (2013): McClear: a new model estimating downwelling solar radiation at ground level in clear-sky conditions, *Atmospheric Measurement Techniques Discussions*, 6, 3367–3405.
- Lefèvre, M., Oumbe, A., Blanc, P., Gschwind, B., Qu, Z., Wald L., Schroedter-Homscheidt, M., Hoyer-Klick, C., Arola, A., Morcrette, J.-J., (2012): Using MACC-derived products to predict clear-sky irradiance at surface. In *Geophysical Research Abstracts*, vol 14, 2012. EGU General Assembly 2012, 22-27 April 2012, Vienna, Austria
- Li, Z., Leighton, H., and Cess, R., (1993): Surface net solar radiation estimated from satellite measurements: Comparisons with tower observations. *Journal of Climate*, 6:1764-1772.
- Liou, K., (1980): *An Introduction to Atmospheric Radiation*, volume 26 of International Geophysics Series. Academic Press. 392 pages.
- Liou, K., (1976): On the absorption and reflection and transmission of solar radiation in cloudy atmospheres. *J. Atmos. Sci.*, 33: 798–805.
- Liu, B., Jordan, R., (1960): the interrelationship and characteristic distributions of direct, diffuse and total solar radiation. *Solar Energy* 4:1-19.
- Lohmann, S., Schillings, C., Mayer, B., and Meyer, R., (2006): Long-term variability of solar direct and global irradiance derived from ISCCP data and comparison with re-analysis data. *Solar Energy*, 80: 1390-1401.
- Long, C.N., and Ackerman, T.P., (2000): Identification of clear skies from broadband pyranometer measurements and calculation of downwelling shortwave cloud effects, *J. Geophys. Res.*, 105, D12, p. 15,609, 2000, doi:10.1029/2000JD900077.

- Louche A., Notton G., Poggi P., Simonnot G., (1991): Correlations for direct normal and global horizontal irradiation on French Mediterranean site. *Solar Energy*, 46, 261-266.
- Lucht, W., Schaaf, C. B., & Strahler, A. H., (2000): An algorithm for the retrieval of albedo from space using semiempirical BRDF models. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 38, 977–998.
- Mayer, B., (2009): Radiative transfer in the cloudy atmosphere, *European Physical Journal Conferences*, 1, 75–99.
- Mayer, B., Kylling, A., Emde, C., Buras, R., and Hamann, U., (2010): libRadtran: library for radiative transfer calculations, Edition 1.0 for libRadtran version 1.5-beta, <http://www.libradtran.org>, 2 February 2010.
- Mayer, B., Kylling, A., Emde, C., Hamann, U., Buras, R., (2011): libRadtran user's guide, Edition for libRadtran version 2.0-esa. <http://www.libradtran.org/doku.php> (consulté 2013-02-19)
- Mayer, B. and Kylling, A., (2005): Technical note : The libRadtran software package for radiative transfer calculations - description and examples of use. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 5:1855-1877.
- Myers, D. R., Stoffel, T. L., Reda, I., Wilcox, S. M., Andreas, A. M., (2002): Recent progress in reducing the uncertainty in and improving pyranometer calibrations, *Journal of Solar Energy Engineering*, 124:44-50.
- Moeser, W. and Raschke, E., (1984): Incident solar radiation over Europe estimated from Meteosat data. *Journal of Applied Meteorology*, 23:166-170.
- Molineaux, B., Ineichen, P., and O'Neil, N., (1998): Equivalence of pyrheliometric and monochromatic aerosol optical depths at a single key wavelength. *Applied Optic*, 37:7008-7018.
- Morcrette, J.-J., Beljaars, A., Benedetti, A., Jones, L., and Boucher, O., (2008): Sea-salt and dust aerosols in the ecmwf ifs model. *Geophysical Research Letters*, 35(24):L24813.
- Morcrette, J.-J., Boucher, O., Jones, L., Salmond, D., Bechtold, P., Beljaars, A., Benedetti, A., Bonet, A., Kaiser, J. W., Razinger, M., Schulz, M., Serrar, S., Simmons, A. J., Sofiev, M., Suttie, M., Tompkins, A. M., and Untch, A., (2009): Aerosol analysis and forecast in the European Centre for Medium-Range Weather Forecasts Integrated Forecast System: Forward modeling. *J. Geophys. Res.*, 114(D6):D06206
- Moura, L., (1998): Identification des propriétés radiatives des matériaux semi-diffusants en situation de non symétrie azimutale du champ radiatif. PhD thesis, Institut National des Sciences Appliquées de Lyon (INSA), France, 211 pages.
- Mueller, R., Dagestad, K., Ineichen, P., Schroedter, M., Cros, S., Dumortier, D., Kuhlemann, R., Olseth, J., Piernavieja, G., Reise, C., Wald, L., and Heinemann, D., (2004): Rethinking of satellite based solar irradiance modelling - the SOLIS clear sky module. *Remote Sensing of Environment*, 91:160-174.
- Muneer, T., (1990): Solar radiation model for Europe. *Building Serv. Eng. Res. Technol.*, 11:153-163.
- Mueller, R., Dagestad, K., Ineichen, P., Schroedter, M., Cros, S., Dumortier, D., Kuhlemann, R., Olseth, J., Piernavieja, G., Reise, C., Wald, L., and Heinemann, D., (2004): Rethinking satellite based solar irradiance modelling - the SOLIS clear sky module. *Remote Sens. Environ.*, 91, 160-174.
- Mueller, R.W., Matsoukas, C., Gratzki, A., Behr, H.D., and Hollmann, R., (2009): The CM-SAF operational scheme for the satellite based retrieval of solar surface irradiance – A LUT based eigenvector hybrid approach, *Remote Sensing of Environment*, 113:1012-1024.
- Nicodemus, F. E., Richmond, J. C., Ginsberg, I. W., Limperis, T., (1977): Geometrical Considerations and Nomenclature for Reflectance, National Bureau of Standards.
- Orgill J.F., Hollands K.G.T., (1977): Correlation equation for hourly diffuse radiation on a horizontal surface. *Solar Energy*, 19, 357-359.
- Oumbe, A., (2009): Exploitation des nouvelles capacités d'observation de la terre pour évaluer le rayonnement solaire incident au sol, Thèse doctorale, MINES ParisTech.

- Oumbe, A., Wald, L., Blanc, P., and Schroedter-Homscheidt, M., (2008): Exploitation of radiative transfer model for assessing solar radiation: the relative importance of atmospheric constituents. In: Proceedings, EUROSUN 2008, 1st International Congress on Heating, Cooling and Buildings, Lisbon, Portugal, 403:8.
- Oumbe, A., Blanc, P., Gschwind, B., Lefevre, M., Qu, Z., Schroedter-Homscheidt, M., and Wald, L., (2011): Solar irradiance in clear atmosphere: study of parameterisations of change with altitude. *Adv. Sci. Res.*, 6, 199-203, 2011, doi: 10.5194/asr-6-199-2011.
- Oumbe, A., Blanc, P., Ranchin, T., Schroedter-Homscheidt, M., and Wald, L., (2009): A new method for estimating solar energy resource. In Proceedings of the ISRSE 33, held in Stresa, Italy, 4-9 May 2009. Published by Joint Research Center, Ispra, Italy, USBKey, paper 773.
- Oumbe, A., Bru, H., Hassar, Z., Blanc, P., Wald, L., Fournier, A., Goffe, D., Chiesa, M., Ghedira, H., (2012): Selection and implementation of aerosol data for the prediction of solar resource in United Arab Emirates. SolarPACES 2012, Marrakech: Maroc.
- Oumbe, A., Qu, Z., Blanc Ph., Bru, H., Lefèvre M. and Wald L., (2012): Modelling circumsolar irradiance to adjust beam irradiances from radiative transfer models to measurements. EMS Annual Meeting 2012, Lodz, Pologne.
- Paris, M., (1985): Model studies of solar spectral irradiance at the bottom and top of a cloudy atmosphere. PhD thesis, Georgia Institute of Technology, Atlanta, Georgia, USA.
- Pereira, E., Martins, F., Abreu, S., Couto, P., Stuhlmann, R., and Colle, S., (2000): Effects of burning of biomass on satellite estimations of solar irradiation in Brazil. *Solar Energy*, 68(1): 91-107.
- Perez, R., Seals, R. Zelenka, A., (1997): Comparing satellite remote sensing and ground network measurements for the production of site/time specific irradiance data, *Solar Energy*, 60:89-96.
- Perrin, C. and Vauge, C., (1982): *Le Gisement Solaire : Evaluation de la Ressource Energétique. Technique et Documentation*, Librairie Lavoisier, Paris, France, 222 pages.
- Peuch, V.-H., Rouil, L., Tarrason, L., and Elbern, H., (2009): Towards European-scale Air Quality operational services for GMES Atmosphere, 9th EMS Annual Meeting, 9th European Conference on Applications of Meteorology (ECAM) Abstracts, held 28 Sept. -2 Oct. 2009, Toulouse, France, EMS2009-511
- Platnick, S., King, M., Ackerman, S., Menzel, W., Baum, B., Riedi, J., and Frey, R., (2003): The MODIS cloud products: algorithms and examples from terra, *IEEE T. Geosci. Remote*, 41, 459-473, doi:10.1109/TGRS.2002.808301.
- Poeschl, U., (2005): Atmospheric aerosols: composition, transformation, climate and health effects. *Angew. Chem. Int. Ed.* 2005, 44, 7520-7540.
- Posselt, R., Mueller, R.W., Stöckli, R., and Trentmann, J., (2012): Remote sensing of solar surface radiation for climate monitoring - the CM-SAF retrieval in international comparison, *Remote Sensing of Environment*, 118, 186-198.
- Privette, J., L., Zhang, H., Mukelabai, M., Schaaf, C., B., (2004): Characterization of MODIS land albedo (MOD43) accuracy with atmospheric conditions in Africa. 0-7803-8742-2/04/\$20.00 (C) 2004 IEEE
- Qu, Z., Blanc, P., Lefèvre, M., Wald, L., and Oumbe, A., (2011): Study of the MLB parameterisation for change in surface solar irradiance with sun zenith angle in clear sky. *Adv. Sci. Res.*, 6, 233-236, 2011, doi:10.5194/asr-6-233-2011.
- Raschke, E., Gratzki, A., and Rieland, M., (1987): Estimates of global radiation at the ground from the reduced data sets of the International Satellite Cloud Climatology Project, *J. Climate*, 7, 205-213.
- Reindl D.T., Beckman W.A., Duffie J.A., (1990): Diffuse fraction correlations. *Solar Energy*, 45, 1-7.
- Remund, J., Wald, L., Lefèvre, M., Ranchin, T., and Page J., (2003): Worldwide Linke turbidity information. Proceedings of ISES Solar World Congress, 16-19 June, Göteborg, Sweden, CD-ROM published by International Solar Energy Society, 2003.

- Ricchiazzi, P., Yang, S., Gautier, C., and Sowle, D., (1998): SBDART: a research and teaching software tool for plane-parallel radiative transfer in the earth's atmosphere. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 79: 2101-2114.
- Rigollier, C., Bauer, O., and Wald, L., (2000): On the clear sky model of the 4th European Solar Radiation Atlas with respect to the Heliosat method, *Solar Energy*, 68, 33-48.
- Rigollier, C., Lefèvre, M., and Wald, L., (2004): The method Heliosat-2 for deriving shortwave solar radiation from satellite images, *Solar Energy*, 77, 159-169.
- Roesch, A., Wild, M., Ohmura, A., Dutton, E.G., Long, C.N., and Zhang, T., (2011): Assessment of BSRN radiation records for the computation of monthly means, *Atmos. Meas. Tech.*, 4, 339–354, 2011, doi:10.5194/amt-4-339-2011.
- Román et al., (2009): Assessing the coupling between surface albedo derived from MODIS and the fraction of diffuse skylight over spatially-characterized landscapes, *Remote Sensing of Environment* 114 (2010) 738–760
- Rossow, W. and Schiffer, R. (1999): Advances in understanding clouds from ISCCP. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 80:2261-2287.
- Ruiz-Arias, J.A., (2009): Modelization of the Terrain's morphology Influence on the Solar Radiation Field at the Earth's surface. Doctoral Thesis (PhD) eq. 4.34, University of Jaen, April 2009, 202 p.
- Saunders, R., W., Kriebel, K., T., (1988): an improved method for detecting clear sky and cloudy radiances from AVHRR data. *International Journal of Remote Sensing*, Vol. 9, No. 1, 123-150, 1988.
- Schaepman-Strub, G., Schaepman, M., E., Painter, T., H., Dangel, S., Martonchik, J., V., (2006): Reflectance quantities in optical remote sensing—definitions and case studies. *Remote Sensing of Environment* 103 (2006) 27–42.
- Schulz, J., Albert, P., Behr, H.-D., Caprion, D., Deneke, H., Dewitte, S., Dürr, B., Fuchs, P., Gratzki, A., Hechler, P., Hollmann, R., Johnston, S., Karlsson, K.-G., Manninen, T., Müller, R., Reuter, M., Riihelä, A., Roebeling, R., Selbach, N., Tetzlaff, A., Thomas, W., Werscheck, M., Wolters, E., and Zelenka, A., (2009): Operational climate monitoring from space: the EUMETSAT Satellite Application Facility on Climate Monitoring (CM-SAF). *Atmos. Chem. Phys.*, 9(5), 1687-1709.
- Shettle, E. P., (1989): Models of aerosols, clouds and precipitation for atmospheric propagation studies, in: *Atmospheric propagation in the uv, visible, ir and mm-region and related system aspects*, no. 454 in AGARD Conference Proceedings.
- Shettle, E. P., and Weinman, J. A., (1970): The transfer of solar irradiance through inhomogeneous turbid atmosphere evaluated by Eddington's approximation. *J. Atmos. Sci.* 27, 10481055.
- Skartveit, A., J. A. Olseth and M. E. Tuft, (1998): An Hourly Diffuse Fraction Model with Correction for Variability and Surface Albedo. *Sol. Energy*, 63, 173-183
- Smith, H.J.P., Dube, D.J., Gardner, M.E., Clough, S.A., Kneizys, F.X., and Rothman, L.S., (1978): FASCOD- Fast Atmospheric Signature Code (Spectral Transmittance and Radiance), Air Force Geophysics Laboratory Technical Report AFGL-TR-78-0081, Hanscom AFB, MA.
- Stamnes, K. and Dale, H., (1981): A new look at the discrete ordinate method for radiative transfer calculations in anisotropically scattering atmospheres. II: Intensity computations. *Journal of the atmospheric science*, Vol. 38, 2696-2706.
- Stamnes, K., Tsay, S.-C., Laszlo, I., (2000): DISORT, a General-Purpose Fortran Program for Discrete-Ordinate-Method Radiative Transfer in Scattering and Emitting Layered Media: Documentation of Methodology, DISORT Report v1.1.
- Stamnes, K., Tsay, S.-C., Wiscombe, W., Jayaweera, K., (1988): Numerically stable algorithm for discrete-ordinate-method radiative transfer in multiple scattering and emitting layered media. *Applied Optics*, Vol 27, No. 12, page 2502-2509.

- Tanré, D., Deroo, C., Duhaut, P., Herman, M., Morcrette, J. J., Perbos, J. & Deschamps, P. Y., (1986): Simulation of the satellite signal in the solar spectrum (5S). Technical Report, 149 pp.
- Tarpley, J., (1979): Estimating incident solar radiation at the surface from geostationary satellite data. *Journal of Applied Meteorology*, 18:1172-1181.
- Thiel, S., Ammannato, L., Bais, A., Bandy, B., Blumthaler, M., Bohn, B., Engelsen, O., Gobbi, G., Grobner, J., Jakel, E., Junkermann, W., Kazadzis, S., Kift, R., Kjeldstad, B., Kouremeti, N., Kylling, A., Mayer, B., Monks, P., Reeves, C., Schallhart, B., Scheirer, R., Schmidt, S., Schmitt, R., Schreder, J., Silbernagl, R., Topaloglou, C., Thorseth, T., Webb, A., Wendisch, M., and Werle, P., (2007): Influence of clouds on the spectral actinic density in the lower troposphere (INSPECTRO). *Atmospheric Chemistry and Physics Discussions*, 7: 13417-13473.
- Trewartha, G.T., (1954): *An Introduction to Climate*, third ed., McGraw Hill Book Co.
- Tselioudis, G., Rossow, W. B., and Rind, D., (1992): Global patterns of cloud optical thickness variation with temperature. *J. Climate*, 5, 1484–1495.
- Vermote, E., F., Tanré, D., Deuzé, J.P., Herman, M., and Morcrette, J.J., (1997): Second Simulation of the Satellite Signal in the Solar Spectrum, 6S: An Overview. *IEEE Transactions on geoscience and remote sensing*, 35:675-686.
- Vermote, E., F., Tanré, D., Deuzé, J.L., Herman, M., and Morcrette, J.J., (1994): Second Simulation of the satellite signal in the solar spectrum (6S), 6S User Guide, NASA-Goddard Space Flight Center-Code 923, Greenbelt, USA.
- WMO, (2008): World Meteorological Organization, *Guide to Meteorological Instruments and Methods of Observation*, Chapter 7: Measurement of Radiation, Seventh edition.
- WMO, (1981): World Meteorological Organization, *Meteorological aspects of the utilisation of solar radiation as an energy source*, Annex: World maps of relative global radiation, Technical Note n° 172, WMO-n°557, Geneva, Switzerland, 298 pp.
- Wald, L., (2007): chapter Solar radiation energy (fundamentals), In *Solar Energy Conversion and Photoenergy Systems*. Encyclopedia of Life Support Systems (EOLSS), Developed under the Auspices of the UNESCO. EOLSS Publishers, Oxford, UK.
- Wald, L., Albuissou, M., Czeplak, G., Bourges, B., Aguiar, R., Lund, H., Joukoff, A., Terzenbach, U., Beyer, H. G., Borisenko, E. P., (2000): *ESRA - European Solar Radiation Atlas*. Fourth edition. Published for the Commission of the European Communities by Presses de l'Ecole, Ecole des Mines de Paris, Paris, France.
- Wald, L., and Monget, J.M., (1985): Remote sensing of the sea-state using the 0.8-1.1 microns channel, *International Journal of Remote Sensing*, 4, 433-446, 1983. Comments by P. Koepke and reply, 6, 787-799.
- Watts, P. D., Bennartz, R., and Fell, F., (2011): Retrieval of two-layer cloud properties from multispectral observations using optimal estimation. *J. Geophys. Res.*, **116**, D16203, 10.1029/2011JD015883
- Xu, J., Li, C., Shi, H., He, Q., and Pan, L., (2011): Analysis on the impact of aerosol optical depth on surface solar radiation in the Shanghai megacity, China, *Atmos. Chem. Phys.*, 11, 3281–3289, 2011, doi:10.5194/acp-11-3281-2011.
- Yang, P., Liou, K., Wyser, K., and Mitchell, D., (2000): Parameterization of scattering and absorption properties of individual ice crystals, *J. Geophys. Res.*, 105, 4699–4718.
- Zelenka, A., Czeplak, G., d'Agostino, V., Josefson, W., Maxwell, E., Perez, R., (1992): Techniques for supplementing solar radiation network data, Technical Report, International Energy Agency, # IEA-SHCP-9D-1, Swiss Meteorological Institute, Krahbühlstrasse, 58, CH-8044 Zurich, Switzerland.
- Zelenka, A., Perez, R., Seals, R., Renné, D., (1999): Effective accuracy of satellite-derived hourly irradiances. *Theoretical and Applied Climatology* 62:199–207.
- Zdankowski, W., Trautmann, T., and Bott, A., (2007): eds.: *Radiation in the Atmosphere*, Cambridge U. Press, Cambridge, UK.

Annexe 1: Study of the MLB parameterisation for change in surface solar irradiance with sun zenith angle in clear sky

L'article présenté dans cette annexe a été publié dans le journal international à comité de lecture "Advances in Science and Research" et sa référence bibliographique est la suivante :

Qu, Z., Blanc, P., Lefèvre, M., Wald, L., and Oumbe, A., (2011): Study of the MLB parameterisation for change in surface solar irradiance with sun zenith angle in clear sky. *Adv. Sci. Res.*, 6, 233-236, 2011, doi:10.5194/asr-6-233-2011.

Résumé

La fonction MLB (Lambert-Beer modifié, Mueller et al. 2004.) décrit le changement de l'éclairement solaire incident au sol avec l'angle zénithal solaire (SZA) dans des conditions de ciel clair. Elle s'applique à l'éclairement global et direct ainsi qu'à leur distribution spectrale. Nous évaluons ses performances en comparant ses résultats aux sorties du code de transfert radiatif libRadtran et aux procédures d'interpolation standard (par exemple linéaire). La fonction MLB appliquée aux deux points d'ajustement standard montre une très bonne performance pour l'angle zénithal solaire entre 0° et 60° et une performance faible à partir de 60° jusqu'à 89,9°. Une approche constituée de quatre MLBs pour quatre intervalles d'angle zénithal solaire (0°, 60°), (60°, 75°), (75°, 85°) et (85°, 89,9°) est également testée. Cette approche avec des fonctions MLB définies par morceaux présente des performances satisfaisantes pour tout angle zénithal solaire et surpasse la technique d'interpolation linéaire. 95 % d'erreurs en valeur absolue pour l'éclairement global sont inférieures à 1 W/m² pour chaque bande spectrale et inférieures à 5 W/m² pour l'éclairement total. Cet article fait référence aux études d'interpolation dans des abaques présentées dans le chapitre 4 pour le modèle d'éclairement par ciel clair McClear.

Study of the MLB parameterisation for change in surface solar irradiance with sun zenith angle in clear sky

Z. Qu¹, P. Blanc¹, M. Lefèvre¹, L. Wald¹, A. Oumbe²

1: Centre for Energy and Processes, MINES ParisTech, BP207, 06904, Sophia Antipolis, France

2: German Remote Sensing Data Center, German Aerospace Center (DLR), Postfach 1116, D-82234 Wessling, Germany

Abstract

The MLB parameterisation (Modified Lambert-Beer, Mueller et al. 2004) describes the change in SSI with sun zenith angle (SZA) in clear-sky conditions. It applies to the direct and global SSI as well as their spectral distribution. We assess its performances by comparing its results to the outputs of the radiative transfer model libRadtran and standard interpolation procedures. The standard two-point fitting MLB function performs very well at SZA between 0° and 60° and fairly bad from 60° to 89.9°. A parameterisation made of four MLBs for four intervals (0°, 60°), (60°, 75°), (75°, 85°) and (85°, 89.9°) is also tested. This piecewise MLB parameterisation exhibits satisfactory performances at any SZA and outperforms standard linear interpolation techniques. 95% of errors in global SSI are less than 1 W/m² for each band and less than 5 W/m² for total irradiance.

Introduction

A new direct method, Heliosat-4, is currently developed by the MINES ParisTech and the German Aerospace Center (DLR), aiming at estimating surface downwelling solar irradiance (SSI). The clear-sky module, an important part of this method, is based on the radiative transfer model (RTM) libRadtran (Mayer et al. 2010) and benefits from advanced products derived from recent Earth Observation missions (Oumbe et al., 2009). However, running a RTM in an operational mode is computer resources- and time-consuming. Mueller et al. (2004, 2009) suggest the use of parameterisations, among which the Modified Lambert-Beer function (MLB) to reduce the number of runs of RTM for the different sun zenith angles (SZA). Instead of calculating SSI values for each SZA with RTM runs, we use the MLB to interpolate SSI at any SZA by using SSI calculated by RTM at only two SZAs.

It is crucial that the interpolated SSIs obtained by the MLB are very close to those output from the RTM. The MLB applies to the direct and global components of SSI as well as their spectral distribution. The use of the MLB function is increasing in scientific papers. However, to our knowledge, the performances of the MLB have not been fully reported, though a few results are presented in Mueller et al. (2004).

The novelty of this article is twofold: firstly to establish the performances of the MLB function by comparing its outcomes to those from libRadtran, and secondly, to propose an extended-MLB

parameterisation to overcome the errors observed for large SZA. In addition, we have compared these performances to standard interpolation procedures in order to demonstrate the benefit of the MLB. It is assumed that libRadtran is delivering the actual values that should be reproduced.

The Modified Lambert-Beer parameterisation

Let $E_{TOA,\lambda}(\theta_s)$ be the irradiance received by a horizontal plane at the top of atmosphere for the wavelength λ and the SZA θ_s . At altitude z_n , the direct spectral irradiance $E_\lambda(z_n, \theta_s)$ is a function of the optical depth $\tau_\lambda(z_n)$ and is given by the Lambert-Beer function (Liou, 1980) :

$$E_\lambda(z_n, \theta_s) = E_{TOA,\lambda}(\theta_s) * \exp\left(\frac{-\tau_\lambda(z_n)}{\cos(\theta_s)}\right) \quad (A1.1)$$

The Modified Lambert-Beer function is based on equation A1.1 by adding a correction parameter $a_\lambda(z_n)$:

$$E_\lambda^{MLB}(z_n, \theta_s) = E_{TOA,\lambda}(\theta_s) * MLB_\lambda(z_n, \theta_s) \quad (A1.2)$$

$$MLB_\lambda(z_n, \theta_s) = \exp\left(\frac{-\tau_\lambda(z_n)}{\cos(\theta_s)^{a_\lambda(z_n)}}\right) \quad (A1.3)$$

The two unknown parameters, $a_\lambda(z_n)$ and $\tau_\lambda(z_n)$, are evaluated from two known irradiances $E_\lambda(z_n, \theta_1)$ and $E_\lambda(z_n, \theta_2)$. The fitting angles θ_1 and θ_2 are set here to 0° and 60° as in Mueller et al. (2004). Solving the linear system yields:

$$a_\lambda(z_n) = \frac{\ln\left(-\ln\left(\frac{E_\lambda(z_n, \theta_1)}{E_{TOA,\lambda}(\theta_1)}\right)\right) - \ln\left(-\ln\left(\frac{E_\lambda(z_n, \theta_2)}{E_{TOA,\lambda}(\theta_2)}\right)\right)}{\ln(\cos(\theta_2)) - \ln(\cos(\theta_1))} \quad (A1.4)$$

$$\tau_\lambda(z_n) = \exp\left(\ln\left(-\ln\left(\frac{E_\lambda(z_n, \theta_1)}{E_{TOA,\lambda}(\theta_1)}\right)\right) + a_\lambda(z_n) * \ln(\cos(\theta_1))\right) \quad (A1.5)$$

The fitting parameters $a_\lambda(z_n)$ and $\tau_\lambda(z_n)$ are calculated respectively for direct and global SSI, and for each spectral band. Then, the diffuse SSI is calculated by subtracting the direct SSI to the global SSI.

Assessing performances of the MLB

The principle of the assessment is the following. A large set of SSI values is created by runs of the libRadtran: these are the reference SSI. We use the MLB function to compute the SSI for the same conditions and we compare them to the reference. The differences are synthesized by the means of standard quantities, such as the bias, the root mean square error (RMSE) or the percentile P95 of the frequency distribution. This is done for the direct, diffuse and global SSI for each of the 32 spectral bands of Kato et al. (1999) and the total SSI.

However, it should be noted that when dealing with the measurements, the deviations between MLB and ground measurements could be higher than those between MLB and libRadtran.

We use a Monte-Carlo technique to randomly select 1000 sets within the 8D-space defined by the 8 most influent inputs to libRadtran: aerosol optical thickness, type, and Angstrom coefficient, total column water, total column ozone, altitude of the ground, ground albedo and atmospheric profile. For each 8-tuple, libRadtran is run for 5 above surface altitudes -from 0 to 2 km by step 0.5 km, - 22 SZAs -from 0 to 75° by step 5°, from 75° to 87.5° by step 2.5° and 89.9°. For a given 8-tuple and a given above surface altitude, the SSI values at the fitting angles are used to compute the fitting parameters of the MLB. Then, the MLB function is used to compute the SSI for the other SZAs, and these assessed SSIs are compared to the reference SSIs.

We have weighted the random selection of the 8-tuple parameters by considering the average distribution in optical properties of the atmosphere. The probability density functions for all parameters, except aerosol optical thickness and Angstrom coefficient, and total column ozone, obey the uniform law. We have selected the chi-square law for aerosol optical thickness, the normal law for the Angstrom coefficient, and the beta law for total column ozone. The parameters of the laws have been empirically determined from the analyses of the observations made in the AERONET network for aerosol properties and from ozone products of the spatial missions OMI, GOME and SCHIAMACHY.

The results are illustrated in SSI or in clearness index KT which is defined as follow:

$$KT_{\lambda}(z_n, \theta_s) = E_{\lambda}(z_n, \theta_s) / E_{TOA, \lambda}(\theta_s) \quad (\text{A1.6})$$

Using KT is a mean to show how good the method reproduces the effect of atmospheric contents on solar downwelling spectral irradiance, since the errors in SSI are expressed relatively to the irradiance at the top of atmosphere. Using KT instead of SSI is more convenient in several cases and both should be used. For example, the magnitude of the SSI changes from one Kato band to another and it is difficult to compare the deviation in SSI for different Kato bands. On the other side, errors in KT are commensurate and one can analyse and compare the errors for all cases more efficiently.

Results

- MLB with fitting angles: 0° and 60°

Fig. A1.1 displays the errors in SSI. It depicts the error in the total global SSI as a function of the SZA. For each SZA, the bias, RMSE, and P95 are computed using all differences in SSI in a 2D-space (1000 atmospheric conditions and 5 above surface altitudes). The errors are small for SZA less than 60° in full agreement with Mueller et al. (2004). 95% of errors (P95) are less than 2 W/m² below 60°, whereas the P95 may reach 20 W/m² at 85°. As for errors in spectral SSI for the Kato bands (not shown), they follow the same trend: for any band, the P95 is less than 1 W/m² below 60° and can be greater than 3 W/m² between 75° and 85°.

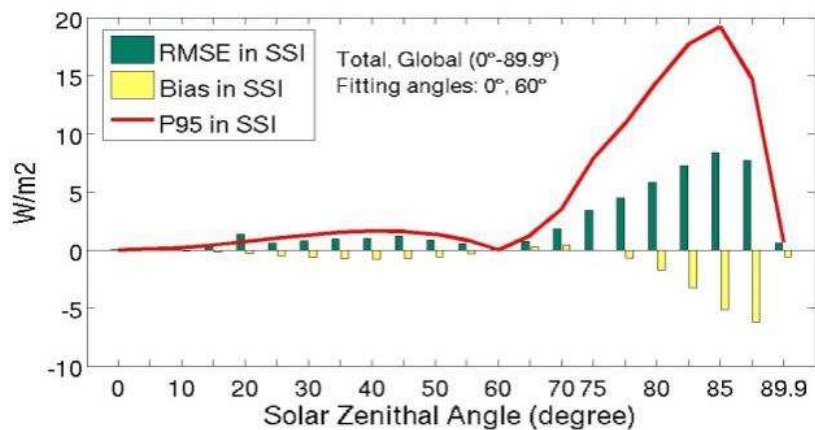


Figure A1.1: Errors in global total SSI (0°, 60°)

Fig. A1.2 displays the error in the total direct SSI as a function of the SZA. Globally, the performance of MLB for the direct SSI largely surpasses that for the global SSI. P95 is less than 1.5 W/m² below 60°, whereas the P95 may reach 4 W/m² at 82.5°. Similar results are attained for spectral bands (not shown): for any band, the P95 is less than 0.1 W/m² below 60° and attains its maximal value around 0.7 W/m² between 80° and 85°.

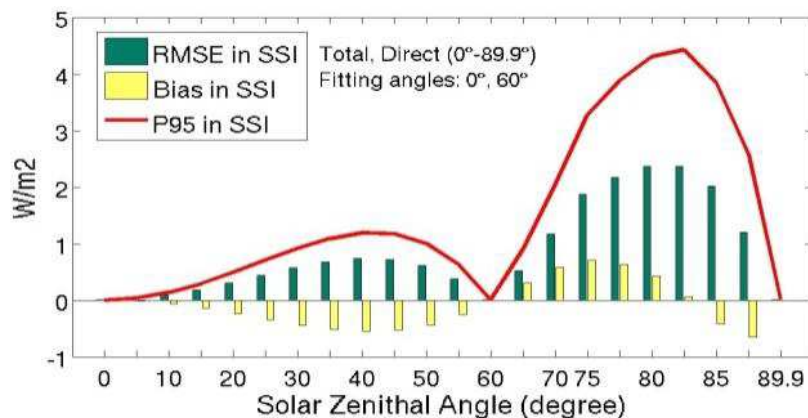


Figure A1.2: Errors in direct total SSI (0°, 60°)

According to Fig. A1.1 and Fig. A1.2, between 0° and 60°, the MLB performs very well for direct and global SSI, and thus for diffuse SSI. For greater SZAs, the error is much greater, especially for global SSI. Accordingly, the error in diffuse SSI is large. The MLB function tends to underestimate the diffuse SSI at large SZA, and therefore the global SSI, as demonstrated by the negative bias in Fig. A1.1. Similar conclusions are reached for each spectral band.

As discussed later and by Mueller et al. (2004), the usage of the modified Lambert-Beer function is physically motivated for direct irradiance; unsurprisingly, it does not perform very well for the diffuse irradiance. In addition, it is a fitting function and performs well within the range of SZA used for fitting and badly outside. Finally, the error in diffuse SSI or *KT* increases with ground albedo because the diffuse fraction increases with the ground albedo. As expected, there is no influence of the ground albedo on the direct component.

- Piecewise MLB

Annexe 1: Study of the MLB parameterisation for change in surface solar irradiance with sun zenith angle in clear sky

In order to reduce errors for large SZA, we have studied performances of the MLB function with more-spaced fitting angles, such as (0°, 70°), (0°, 75°), or (0°, 80°). In all cases, the performances were very poor and unacceptable. We have also tested other couples of fitting angles: (60°, 75°) and (75°, 85°). Expectedly, we observed that the errors are always small for SZA comprised between these closely-spaced fitting angles, but increase rapidly outside these intervals.

We study now the parameterisation made of four MLBs whose parameters are assessed for four intervals (0°, 60°), (60°, 75°), (75°, 85°), and (85°, 89.9°). Now, we need 5 values of SSI for any situation. SSI at any SZA located in one of the four intervals is calculated by the MLB for this interval. Numerical errors may occur when solving Eqs. A1.4-5 at 89.9°. To ensure convergence, the clearness index for the direct SSI KT_{dir} is set to 1×10^{-5} when it is less than this threshold.

Fig. A1.3 exhibits the error in global total SSI as a function of the SZA. Global SSI shows greater errors than direct SSI (not shown). The bias, RMSE, and P95 errors are small. The maximum of RMSE, bias and P95 for all SZA is respectively less than 4 W/m^2 , 4 W/m^2 and 5 W/m^2 . We obtain most of the maximal errors in SSI when SZA equals to 87.5° .

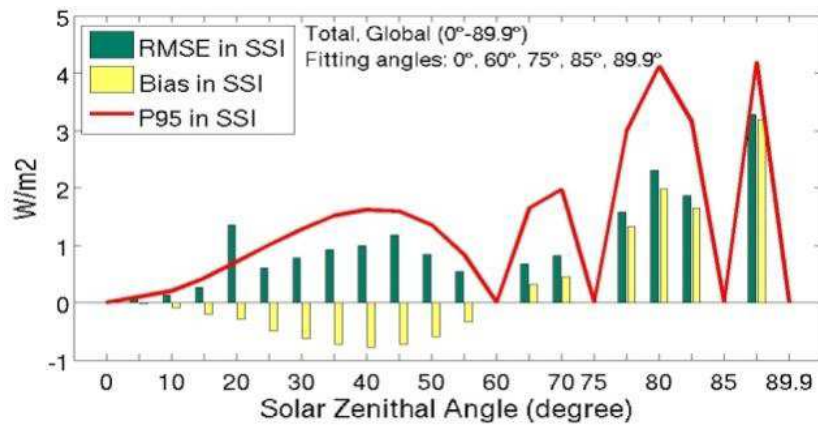


Figure A1.3: Errors for global total SSI (piecewise MLB)

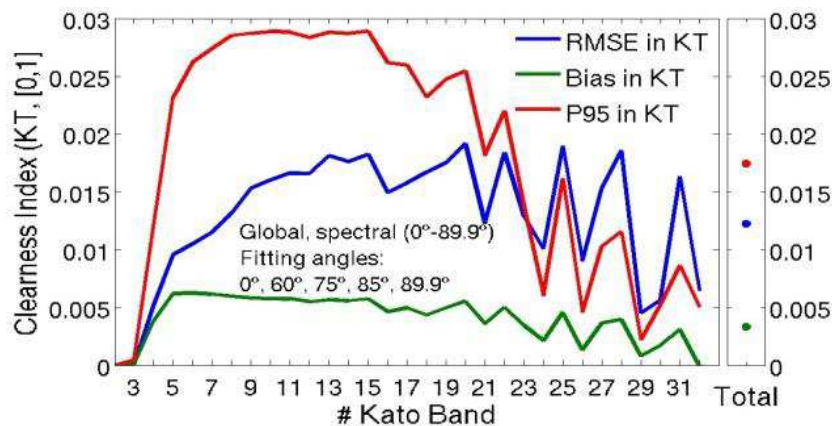


Figure A1.4: Errors for KT_{glo} for Kato bands and total (piecewise MLB)

Fig. A1.4 displays the error in the clearness index of the global SSI KT_{glo} for the interval $[0^\circ, 89.9^\circ]$ for the Kato bands 3 (295 nm) to 32 (4298 nm) as well as the total. Errors are calculated in each band for all conditions. Errors are almost uniformly distributed for most of the Kato bands. The bias is very low, i.e., very low systematic error. The RMSE and P95 errors are small. The maxima of P95 are close to

0.030, reached for bands 8-15 (425 nm-684 nm); they are always less than 4% of the corresponding mean KT_{glo} . As for total, P95 is equal to 0.017, i.e., less than 3% of the mean of KT_{glo} (0.68). Bias in SSI is negligible for each band and total, and P95 is less than 1 W/m^2 for each band and 5 W/m^2 for total. Errors in direct SSI are less than those for global SSI both in absolute and relative values.

The clearness index is a convenient way to compare the results with different scales (large differences in SSI between Kato bands, and between Kato bands and total). In low SZA conditions, errors in SSI are generally small for Piecewise MLB (P95 < 5 W/m^2) as what we showed in the Fig. A1.3. However, as SZA increases, the horizontal irradiance at the top of atmosphere decreases and a small error in SSI could lead to a large error in clearness index. These large errors in clearness index in high SZA conditions then disturb the global statistics. For example, the percentile 95 often locates in high SZA cases like 82.5° where the error of 0.03 in clearness index is close to 5 W/m^2 in global total SSI. Furthermore, the obtained RMSE in KT is less than 0.02 for each Kato band (Fig. A1.4), showing that deviations are generally much lower.

Comparisons with other techniques

We compared the performances of the piecewise MLB parameterisation with those attained by current interpolation techniques: linear interpolation, linear interpolation with cosine kernel between the same fitting angles: 0° , 60° , 75° , 85° , 89.9° . In addition, considering that we need five SZA to define the piecewise MLB, we have tested the performances of a fourth degree polynomial. However, this method performs fairly badly for the large interval between 0° and 60° . After multiple tests, we have selected five other fitting angles for the fourth degree polynomial: 0° , 20° , 45° , 70° and 89.9° . This set provides the best performances.

Fig. A1.5 displays the performances of the four techniques for global total SSI for all conditions. This graph clearly demonstrates that the piecewise MLB outperforms the others. In terms of calculation time, the piecewise MLB is a bit slower than interpolation and has a significant advantage comparing to the fourth degree polynomial.

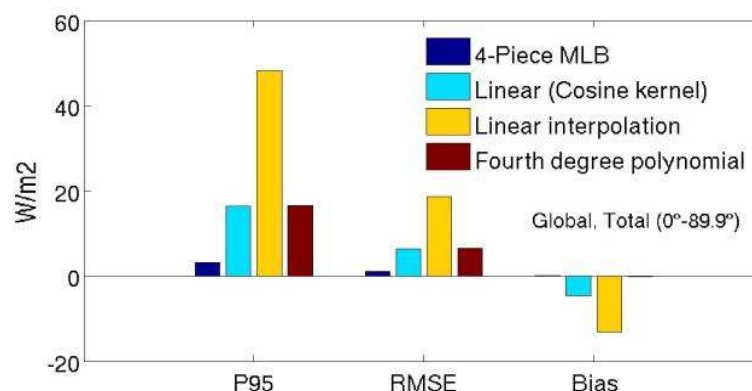


Figure A1.5: Comparison of errors for global total SSI (global performance of the four methods)

Conclusions

We have found that the MLB parameterisation (Mueller et al. 2004) is efficient for all wavelengths, provided the SZA ranges between 0° and 60°. However, errors are large for SZA greater than 60°. The MLB function has a solid physical sense for the direct irradiance, and very good performances can be achieved. It is less physically sound for the diffuse irradiance and performances are lower for the diffuse and global irradiances.

After several tests, we have designed and validated a piecewise MLB parameterisation that offers very good performances for all wavelengths and all SZAs ranging from 0° to 89.9°. Errors for direct SSI are less than those for global SSI in absolute and relative values. The bias for global SSI is less than 0.2 W/m² for each band and less than 4 W/m² for total irradiance. 95% of errors in global SSI are less than 1 W/m² for each band and less than 15 W/m² for total irradiance. The piecewise MLB parameterisation outperforms current linear interpolation, cosine-based techniques and fourth degree polynomial.

Acknowledgements

The research leading to these results has received funding from the European Union's Seventh Framework Programme (FP7/2007-2013) under Grant Agreement no. 218793 (MACC project).

References

- Kato, S., Ackerman, T., Mather, J., and Clothiaux, E.: The k-distribution method and correlated-k approximation for shortwave radiative transfer model, *Journal of Quantitative Spectroscopy & Radiative Transfer*, 62, 109-121, 1999.
- Liou, K.N.: *An Introduction to Atmospheric Radiation*, Academic Press, p. 182, 1980.
- Mayer, B., Kylling, A., Emde, C., Buras, R., and Hamann, U.: libRadtran: library for radiative transfer calculations, Edition 1.0 for libRadtran version 1.5-beta, February 2, 2010. <http://www.libradtran.org>.
- Mueller, R., Dagestad, K.F., Ineichen, P., Schroedter, M., Cros, S., Dumortier, D., Kuhlemann, R., Olseth, J.A., Piernavieja, G., Reise, C., Wald, L., and Heinemann, D.: Rethinking satellite based solar irradiance modelling - The SOLIS clear sky module, *Remote Sensing of Environment*, 91(2), 160-174, 2004.
- Mueller, R.W., Matsoukas, C., Gratzki, A., Behr, H.D., and Hollmann, R.: The CM-SAF operational scheme for the satellite based retrieval of solar surface irradiance – A LUT based eigenvector hybrid approach, *Remote Sensing of Environment*, 113, 1012-1024, 2009.
- Oumbe, A., Blanc, Ph., Ranchin, T., Schroedter-Homscheidt, M., and Wald, L.: A new method for estimating solar energy resource. In *Proceedings of the ISRSE 33*, held in Stresa, Italy, 4-9 May 2009. Published by Joint Research Center, Ispra, Italy, USBKey, paper 773, 2009.

Annexe 2 : Solar irradiance in clear atmosphere: study of parameterisations of change with altitude

L'article présenté dans cette annexe a été publié dans le journal international à comité de lecture "Advances in Science and Research" et sa référence bibliographique est la suivante :

Oumbe, A., Blanc, P., Gschwind, B., Lefevre, M., Qu, Z., Schroedter-Homscheidt, M., and Wald, L., (2011): Solar irradiance in clear atmosphere: study of parameterisations of change with altitude. Adv. Sci. Res., 6, 199-203, 2011, doi: 10.5194/asr-6-199-2011.

Résumé

La paramétrisation des dépendances de l'éclairement solaire au niveau du sol avec une variable spécifique (par exemple l'angle zénithal solaire, l'épaisseur optique des aérosols, l'altitude, etc) est souvent utilisée dans les procédures opérationnelles, parce qu'elle permet de gagner du temps de calcul. Cet article traite de la modélisation du profil vertical de l'éclairement solaire descendant pour les deux premiers kilomètres au dessus du sol dans des conditions de ciel clair. Deux fonctions analytiques sont évaluées pour l'éclairement direct et global par bandes spectrales de kato ainsi que pour l'éclairement total. Ces fonctions reproduisent le profil vertical avec une bonne précision pour l'éclairement global spectral et sont moins précises pour la composante directe, en particulier dans une atmosphère turbide. Une technique d'interpolation linéaire par morceaux en utilisant les valeurs d'éclairement connues à la surface et aux quatre premières altitudes espacées de 500 m chacune montre une meilleure performance dans tous les cas. Comme pour l'article présenté dans l'annexe 1, cet article fait référence aux études d'interpolation dans des abaques présentées dans le chapitre 4 pour le modèle d'éclairement par ciel clair McClear.

Solar irradiance in clear atmosphere: study of parameterisations of change with altitude

A. Oumbe¹, Ph. Blanc², B. Gschwind², M. Lefevre², Z. Qu², M. Schroedter-Homscheidt¹, and L. Wald²

1: German Remote Sensing Data Center, German Aerospace Center (DLR), Oberpfaffenhofen, Germany

2: Centre for Energy and Processes, MINES ParisTech, BP 204, 06905 Sophia Antipolis cedex, France

Abstract

Parameterisation of changes of the solar irradiance at ground level with a specific variable (e.g. solar zenithal angle, aerosol optical depth, altitude, etc.) is often used in operational processes because it saves computational time. This paper deals with the modelling of the vertical profile of downwelling solar irradiance for the first two kilometres above ground in clear sky conditions. Two analytical parameterisations are evaluated for direct and global irradiance in spectral bands as well as for the total irradiance. These parameterisations reproduce the vertical profile with good accuracy for global spectral irradiance and are less accurate for direct component, especially in turbid atmosphere. A piecewise linear interpolation technique using irradiance values known at surface and 4 altitudes every 500m performs better in any case.

Introduction

Satellite-derived assessments of surface downwelling solar irradiance (SSI) are more and more used by engineering companies in solar energy. Performances are judged satisfactory for the time being. Nevertheless, requests for more accuracy are increasing, in particular in the spectral definition and in the decomposition of the global radiation into its direct and diffuse components. One approach to reach this goal is to improve both the modelling of the radiative transfer and the quality of the inputs describing the optical state of the atmosphere. Within their joint project Heliosat-4, DLR and MINES ParisTech have adopted this approach aiming at creating advanced databases of solar irradiance succeeding to the current ones HelioClim and SolEMi (Oumbe et al., 2009). The Heliosat-4 method will be applied to Meteosat images.

This article contributes to this project and its practical implementation. It deals with clear-sky conditions and focuses on the modelling of the change in the SSI with altitude z for the first two kilometres above ground level at z_0 . In operations, the SSI is assessed at the mean elevation of the Meteosat pixel. To answer users' requests, we need to provide the SSI at a different elevation whenever the average pixel elevation is different from that of the considered site. This issue is similar to the modelling of the dependency of irradiance with altitude in the cloud-free atmosphere (Abdel Wahab et al., 2009; Gueymard and Thevenard, 2009). The SSI is then set to the irradiance in the free atmosphere for the corresponding elevation z . It would be possible to run a radiative transfer model (RTM) to obtain such a z -profile. However, running a RTM is very time-consuming and an analytical function or a simple linear interpolation technique would be preferable from an operational

point of view (Mueller et al.,2009). Therefore, the problem statement is: can we model the vertical profile up to 2 km with a sufficient accuracy using fast parameterisations or linear interpolators?

A few parameterisations have been published that may answer this question (AbdelWahab et al., 2009; Gueymard and Thevenard, 2009; Oumbe and Wald, 2009). However, they have been studied in a limited number of cases. This article establishes the performances of two parameterisations for all clear-sky conditions and for the spectral distribution of the irradiance by comparing their outcomes to those from a RTM considered as delivering reference values. In addition, we compare them to two standard interpolation techniques in order to assess their potential benefits.

Both parameterisations require as inputs solar irradiances at two different altitudes, here 0 km and 2 km. These irradiances are provided by the RTM libRadtran (www.libradtran.org). Aside its use to obtain these two irradiances, libRadtran is a reference against which we assess the performances of each parameterisation in retrieving irradiance for 32 spectral bands and total. The spectral resolution used here is the correlated k-approximation (Kato et al., 1999), for a compromise between accuracy of results and speed of execution. With this method, atmospheric transmittance is computed following the spectral absorption of molecules in the atmosphere. The 32 spectral bands span from 240 nm to 4600 nm. The SSI is null in bands #1 and #2.

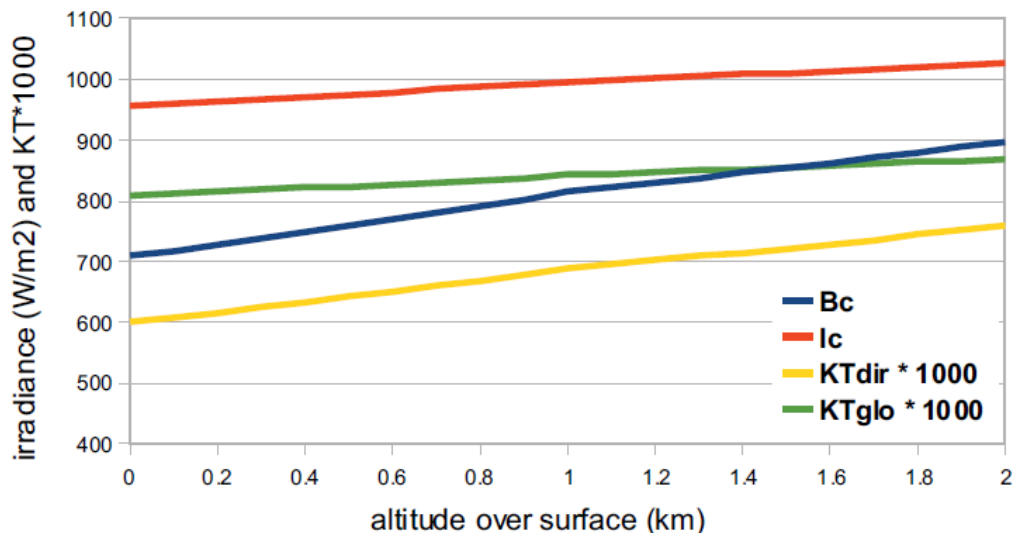


Figure A2.1: Example of change in irradiance (Bc for direct and Ic for global) and clearness index (KT) with altitude. KTdir and KTglo are direct and global KT.

Parameterisations

Figure 1 illustrates the change in solar downwelling irradiance with altitude z above the surface ranging from 0 km to 2 km. In this example, the irradiances were computed with libRadtran using standard conditions in Europe, a solar zenithal angle equal to 30 and an aerosol optical depth at 550 nm equal to 0.3. The shape of the two curves, Bc for direct and Ic for global, is not the same: the direct irradiance increases faster with altitude than the global irradiance, due to the higher AOD sensitivity of direct irradiance.

The clearness index KT is the ratio of the irradiance at ground level to that at the top of atmosphere. Expectedly, the variation of KT (KT_{dir} , KT_{glo}) with altitude is similar to that of SSI (Fig. 1). Actually, in this work, we always compute SSI, with libRadtran and with the chosen parameterisation, and derive KT from it. Using KT is a mean to show how good the method reproduces the effect of atmospheric contents on solar downwelling spectral irradiance, since the errors in SSI are expressed relatively to the irradiance at the top of atmosphere. Using KT instead of SSI is more convenient in several cases and both should be used. For example, the magnitude of the SSI changes from one Kato band to another and it is difficult to compare the deviation in SSI for different Kato bands. On the other side, errors in KT are commensurate and one can analyse and compare the errors for all cases more efficiently. Moreover, the parameterisations are explicitly products of extraterrestrial irradiance (I_0) and other parameter, corresponding to KT . They are based on the assumption that the vertical profile of irradiance follows an exponential form. This assumption is supported by the law of Beer-Bouguer-Lambert for the direct component.

- Parameterisation 1

The parameterisation 1 (p1) describes the global and direct irradiances with the following functions (Oumbe, Wald 2009):

$$\begin{aligned} I_c(z) &= I_0 (1 - A(z_0) \exp[-\alpha(z - z_0)]) \\ B_c(z) &= I_0 (1 - A_B(z_0) \exp[-\alpha_B(z - z_0)]) \end{aligned} \quad (A2.1)$$

Knowing clear-sky irradiances at two different altitudes, $I_c(z_H)$ at z_H and $I_c(z_0)$ at z_0 , $A(z_0)$ and α are determined:

$$\begin{aligned} A(z_0) &= 1 - (I_c(z_0) / I_0) \\ \alpha &= -\ln[(I_0 - I_c(z_H)) / (I_0 - I_c(z_0))] / (z_H - z_0) \end{aligned} \quad (A2.2)$$

The same equations hold for $A_B(z_0)$ and α_B , where $B_c(z_H)$ and $B_c(z_0)$ are the direct clear-sky irradiances at z_H and z_0 .

- Parameterisation 2

The second parameterisation (p2) is an extension of that proposed by Abdel Wahab et al. (2009) and inspired from Gueymard, Thevenard (2009). Here, global and direct irradiances are defined as:

$$\begin{aligned} I_c(z) &= I_0 \exp[-\tau(z_0) \beta (z_0 - z)] \\ B_c(z) &= I_0 \exp[-\tau_B(z_0) \beta_B^{(z_0 - z)}] \end{aligned} \quad (A2.3)$$

Knowing clear-sky irradiances at two different altitudes, $I_c(z_H)$ at z_H and $I_c(z_0)$ at z_0 , $\tau(z_0)$ and β are given by:

$$\begin{aligned} \tau(z_0) &= -\ln(I_c(z_0) / I_0) \\ \beta &= \exp[\ln(\tau(z_0) / \tau(z_H)) / (z_0 - z_H)] \end{aligned} \quad (A2.4)$$

The same equations hold for $\tau_B(z_0)$ and β_B , where $B_c(z_H)$ and $B_c(z_0)$ are the direct clear-sky irradiances at z_H and z_0 .

- Linear interpolations

The interpolator p3 is a linear interpolation between the irradiances known at 0 km and 2 km and extrapolation for other altitudes. The interpolator p4 is a piecewise linear interpolation. Four

intervals are defined, from 0 km to 2 km, every 500 m. The irradiance is known at each of the five limits. Within each interval, the irradiance is computed by a linear interpolation; extrapolation is performed for other altitudes.

Comparison with libRadtran

A Monte-Carlo technique is applied to randomly select 5000 sets within the 9D-space defined by discrete values taken by the 9 most prominent inputs to libRadtran: solar zenith angle, aerosol optical depth, type and Angstrom exponent, total column water (kg/m^2), total column ozone (Dobson), altitude of the ground (km), ground albedo and atmospheric profile. We have selected these optical properties considering their standard distribution in the atmosphere. The probability density functions for all parameters, except aerosol optical depth, type and Angstrom exponent and total column ozone, obey the uniform law. We have selected the normal law for the Angstrom coefficient, the gamma law for the aerosol optical depth and the beta law for total column ozone. The parameters of the laws are empirically determined from the analyses of the observations made in the AERONET network for aerosol properties and from meteorological satellite-based ozone products. The aerosol type “continental average” is used half the time. By weighting these selections, we reduce the amount of rare atmospheric states where very few SSI and large relative errors are obtained.

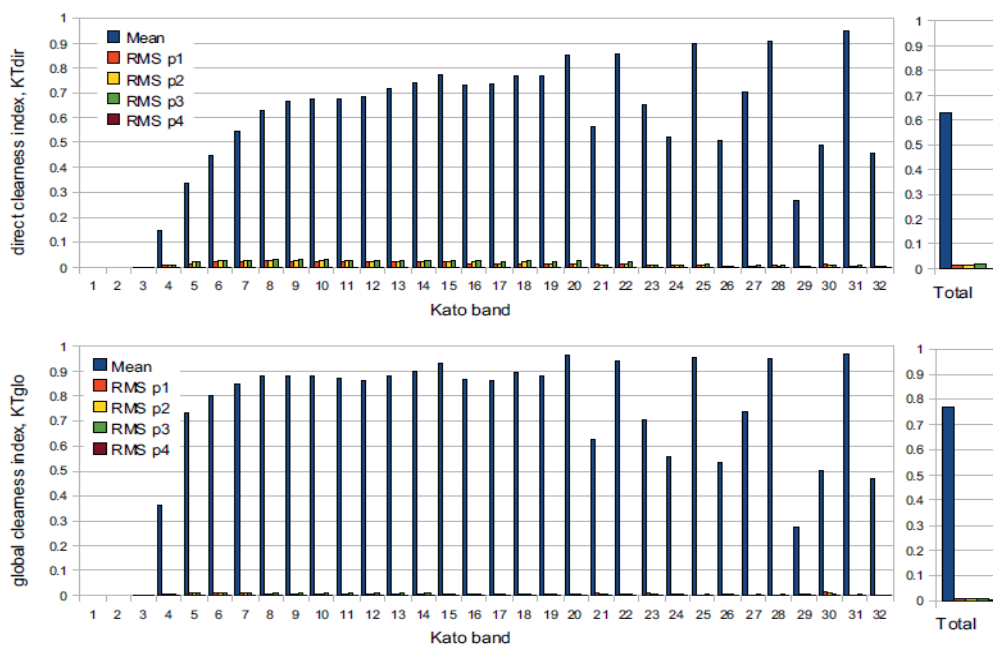


Figure A2.2. Mean KT and RMS for each parameterisation.

For each 9-tuple, libRadtran is run for 21 altitudes z , from 0 to 2 km, every 100 m, above the surface z_0 . Outputs are total global and direct irradiances and their spectral values for the 32 spectral bands. The

Parameterisations p1 and p2 are adjusted on the irradiances at 0 km and 2 km. Irradiances at altitudes not used for the interpolator p4 are computed with each parameterisation p1 to p4 and compared to those from libRadtran. The comparison is made on the clearness index KT defined as the ratio between the spectral surface irradiance and the corresponding spectral top-of-atmosphere. Clearness indexes are computed for the direct (KT_{DIR}) and global components (KT_{GLO}). The differences

are synthesized by the RMS (Root Mean Square deviation) and the percentile P95 of the relative RMS frequency distribution. They are compared to the mean KT (fig. A2.2).

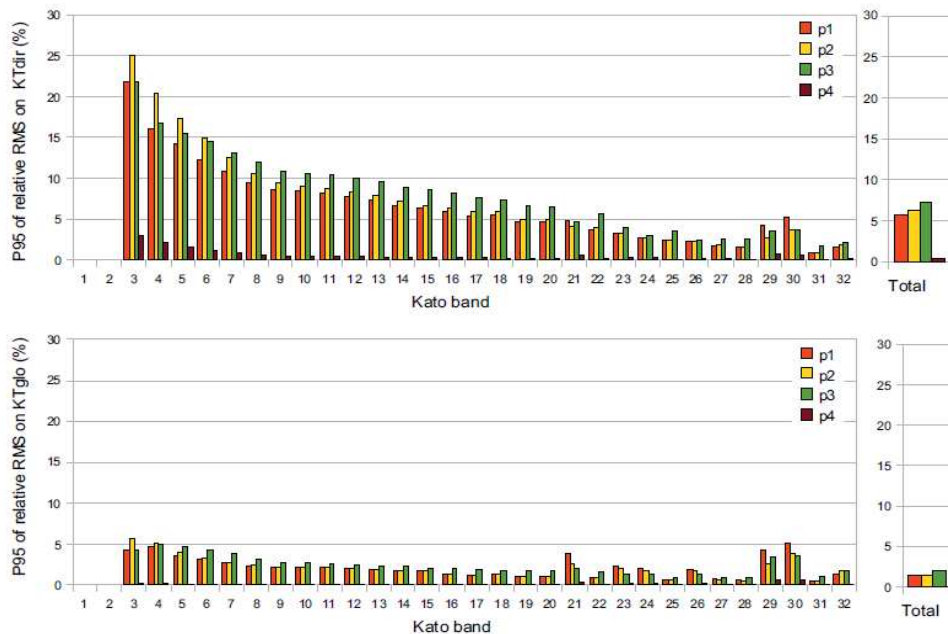


Figure A2.3. P95 of relative RMS for each parameterisation.

Errors in KT_{GLO} are very small for each band and total: each parameterisation reproduces well the vertical profile. As for the total, the errors in KT_{DIR} are greater in absolute value than those in KT_{GLO} for each band. Their relative values are also greater: they may amount to 3-5% at short wavelength and 1-2% at long wavelength. The parameterisation p3 performs the worst of the four tested functions. P1 and p2 are close, their accuracies are similar on KT_{GLO} , P1 performs better than P2 at wavelengths shorter than 800 nm, and P2 performs better at longer wavelengths. p4 performs the best.

Fig. A2.3 shows the P95 and stresses the inaccuracies that can occur in very turbid atmospheres. P95 for KT_{GLO} is less than 5% for all parameterisations and for most wavelengths. P95 is less than 10% for KT_{DIR} for all parameterisations for wavelengths greater than 600 nm, and reaches a maximum of 25% at 300 nm for P2. This demonstrates that these parameterisations are accurate for the global and direct irradiances. Note that P95 in KT_{DIR} and KT_{GLO} for p4 is very low for all bands. Relative performances of parameterisations are the same as in figure 2. P3 remains the worst and P4 the best. P1 is better P2 at short wavelengths and P1 is better at longer wavelengths. Choosing the better parameterisation between P1 and P2 at each Kato band, P95 will be less than 5% for KT_{GLO} for all wavelengths and for KT_{DIR} for all wavelengths higher than 800 nm. P95 higher than 10% will be obtained only for wavelengths less than 450 nm. These regions are not the main contributors to the total extraterrestrial irradiance: they represent only 15%, and the conclusion should take this into account of total irradiance. Accuracy of p4 remains good; the error is the greatest in the less-energetic bands and is less than 10% for all bands.

Looking for the causes of these large P95, we find that the influences of precipitable water and ground albedo are negligible on each parameterisation. The corresponding RMS is less than 6 W/m^2 and 8 W/m^2 on direct and global total irradiance.

Figure A2.4 shows that the uncertainty of the parameterisations changes mostly with solar zenith angle and aerosol optical depth. Actually, the RMS increases with the solar zenith angle or aerosol optical depth, and therefore as KT_{DIR} decreases. This does not lead to an important absolute RMS, but its relative value can be greater than 50%, especially when solar zenith angle and aerosol optical

depth are both large. In such extreme cases, only the parameterisation p4 performs well. RMS, on large wavelengths especially, increases also with Angstrom alpha coefficient.

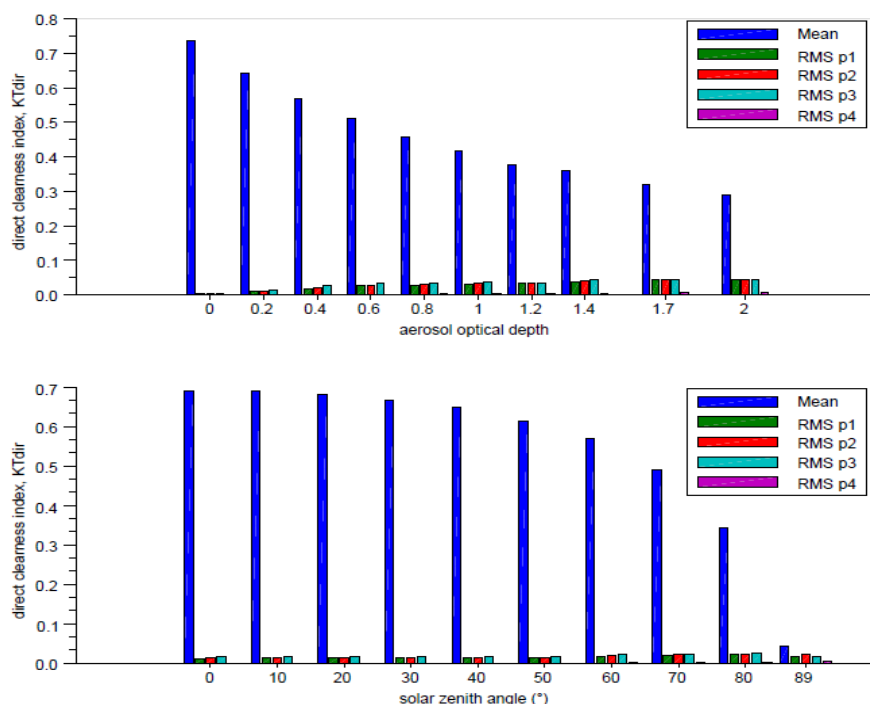


Figure A2.4. Variation of KT_{DIR} and the corresponding RMS with aerosol optical depth and solar zenith angle. Variation of bias is similar. Here, spectral and total KT are mixed up. Other parameters are randomly selected.

Conclusions

This study demonstrates that it is possible to reproduce the vertical profile of the spectral global and direct irradiances under clear-sky with sufficient accuracy using an analytical parameterisation. Such parameterisations can be used in the case of extrapolating irradiance assessed for a pixel to a site of different altitude within this pixel, or extrapolating irradiance measured at a station to a close site of different altitude, or for designing a fast method for processing satellite data based on RTM.

In low atmospheric turbidity, all four assessed parameterisations are accurate. The accuracy decreases as the radiation path length in the atmosphere (turbidity and solar zenith angle) increases, especially for direct irradiance. For standard atmospheric compositions, p1 performs well for wavelengths shorter than 800 nm and p2 performs well for longer wavelengths. They could be good candidates for the regions in the field-of-view of Meteosat where the aerosol optical depth is rarely greater than 1, with a mean close to 0.3-0.4. Other cases are rare and have very little irradiance. In such extreme cases, high relative deviations are obtained with p1, p2 and p3. If one looks for a robust modelling, one could select the piecewise linear interpolation.

Acknowledgements

The research leading to these results has received funding from the European Union's Seventh Framework Programme (FP7/2007-2013) under Grant Agreement no. 218793 (MACC project). The authors would also like to thank the developers of libRadtran (<http://www.libradtran.org>).

References

Abdel Wahab, M., El-Metwally, M., Hassan, R., Lefèvre, M., Oumbe, A., and Wald, L.: Assessing surface solar irradiance in Northern Africa desert climate and its long-term variations from Meteosat images, *International Journal of Remote Sensing*, 31, 261-280, 2009.

Gueymard, C.A., and Thevenard, D.: Monthly average clear-sky broadband irradiance database for worldwide solar heat gain and building cooling load calculations, *Solar Energy*, 83, 1998-2018, 2009.

Kato, S., Ackerman, T., Mather, J., and Clothiaux, E.: The k-distribution method and correlated-k approximation for shortwave radiative transfer model, *Journal of Quantitative Spectroscopy & Radiative Transfer*, 62: 109-121, 2009.

Mayer, B., and Kylling, A.: Technical note: The libRadtran software package for radiative transfer calculations - description and examples of use, *Atmospheric Chemistry and Physics*, 5, 1855-1877, 2005.

Mueller, R.W., Matsoukas, C., Gratzki, A., Behr, H.D., and Hollmann, R.: The CM-SAF operational scheme for the satellite based retrieval of solar surface irradiance — A LUT based eigenvector hybrid approach, *Remote Sensing of Environment* 113, 1012-1024, 2009.

Oumbe, A., Blanc, Ph., Ranchin, T., Schroedter-Homscheidt, M., and Wald, L.: A new method for estimating solar energy resource. In *Proceedings of the ISRSE 33*, held in Stresa, Italy, 4-9 May 2009. Published by Joint Research Center, Ispra, Italy, USBKey, paper 773, 2009.

Oumbe, A., and Wald, L.: A parameterisation of vertical profile of solar irradiance for correcting solar fluxes for changes in terrain elevation. In *Earth Observation and Water Cycle Science Towards a Water Cycle Multi-mission Observation Strategy*, 18-20 November at ESRIN, Frascati, Italy, 2009.

Annexe 3 : Improving HelioClim-3 estimates of surface solar irradiance using the McClear clear-sky model and recent data sets on aerosol properties

L'article présenté dans cette annexe est un projet d'article qui va être prochainement soumis dans un journal international à comité de lecture.

Résumé

Les images de satellites météorologiques géostationnaires sont actuellement traitées pour produire des estimations du rayonnement solaire à la surface, comme la base de données HelioClim-3 (HC3v3). Nous effectuons des comparaisons entre une série de mesures au sol de l'éclairement global horizontal et celui de HC3v3 pour 15 min et 1 h pour 6 stations pyranométriques et pour l'éclairement global journalier pour 24 stations. Le coefficient de corrélation est élevé, supérieur à respectivement à 0,91, 0,94, et 0,97. Le biais varie d'un site à l'autre de l'ordre de quelques pourcent de l'éclairement moyen observée pour la plupart des cas. L'erreur EQM relative varie entre 16 % et 38 % pour l'éclairement de 15 min et 1 h, et est proche de 10 % dans la plupart des cas pour l'éclairement journalier. La base de données HC3v3 utilise le modèle de ciel clair ESRA (Rigollier et al., 2000) avec des données mensuelles climatologies de trouble de Linke proposées par Remund et al. (2003). Nous avons remplacé ce modèle d'éclairement par ciel clair par McClear (*cf.* chapitre 4) et nous avons effectué la même comparaison. Les performances constatées sont sensiblement meilleures : la corrélation est plus élevée et les éclaircissements élevés sont mieux reproduits. Une correction systématique des éclaircissements issus de HC3v3 par le modèle d'éclairement par ciel clair McClear est ainsi recommandée.

Ainsi cet article propose une méthode d'amélioration de la base de données opérationnelle HelioClim-3v3 par l'utilisation du modèle d'éclairement par ciel clair McClear qui est une composante de la méthode Heliosat-4.

Improving HelioClim-3 estimates of surface solar irradiance using the McClear clear-sky model and recent data sets on aerosol properties

Z. Qu, B. Gschwind, M. Lefèvre and L. Wald

MINES ParisTech, Center of Energy and Processes, Sophia Antipolis, France

Abstract

Images from geostationary meteorological satellites are currently processed to produce estimates of the solar radiation at surface, such as the HelioClim-3 database (HC3v3). We perform comparisons between a series of ground measurements and HC3v3 for 15-min and 1-h for 6 stations and for daily irradiation for 24 stations. The correlation coefficient is large, greater than respectively 0.91, 0.94, and 0.97. The bias varies from site to site and is of order of a few percent of the mean observed irradiation for most cases. The relative RMSD varies between 16% and 38% for 15-min and 1-h irradiation, and is close to 10% in most cases for daily irradiation. We have brought into HC3v3 a new data set on aerosol properties in an *a posteriori* manner and have performed the same comparison. This aerosol data set and the McClear clear-sky model originate from the MACC European project. The performances are slightly better. Correlation is larger and large irradiances are better reproduced. A systematic correction of HC3v3 is recommended.

Introduction

The amount of power originating from the sun and reaching a horizontal surface at ground level is called downwelling solar irradiance at surface or surface solar irradiance (SSI); it is expressed in W/m^2 . When integrated over a given period, called summarization, e.g. 1 h or 1 d, it gives the surface solar hourly irradiation, or daily irradiation, also called solar exposure, and is expressed in J/m^2 , or MJ/m^2 or J/cm^2 . By convention, the daily mean of SSI is derived from the daily irradiation by dividing it by the number of seconds in 24 h, i.e. 86400 s. Two indices are of particular interest here: the clearness index KT and the clear-sky index Kc . If I denotes the SSI, I_0 the irradiance received on a horizontal surface at the top of atmosphere, and I_c the SSI that should be observed if the sky were clear, we have:

$$KT = I / I_0 \quad (A3.1)$$

$$Kc = I / I_c \quad (A3.2)$$

These definitions hold for irradiation as well. Indices can be computed for different summarizations.

Images from geostationary meteorological satellites are currently exploited to produce estimates of the SSI. The HelioClim project is an ambitious initiative of MINES ParisTech launched in 1997, to increase knowledge on SSI and to offer SSI values for any site, any instant over Europe, Africa and the Atlantic Ocean, to a wide audience (Blanc *et al.* 2011). Currently, each image acquired by the Meteosat Second Generation satellite is processed to provide SSI values at 15 min intervals, with a

spatial resolution at nadir of 3 km, starting from 2004. These estimates are stored into the HelioClim-3 database, abbreviated to HC3. Before delivery on the Web to customers by the SoDa Service (www.soda-is.com) (Gschwind *et al.* 2006), the raw data are edited to take into account the altitude of the specific site of the request, to correct bugs and to bring improvements *a posteriori* without reconstructing the whole database. The current version is HC3v3.

HC3v3 is well-exploited by companies and researchers: approximately 2 million requests were made in 2011 notwithstanding those made by MINES ParisTech and its research partners. Performances are routinely monitored by comparing HC3v3 to measurements made at ground in the meteorological network.

HC3v3 offers good quality but has a few drawbacks; several can be traced back to the clear-sky model used in the processing chain. We have investigated the possibility of exploiting advanced data sets on aerosol properties together with a recent model for clear-sky to bring a significant improvement to HC3v3 in an *a posteriori* manner.

The Heliosat-2 method, the ESRA and McClear clear-sky models

The Heliosat-2 method allows the computation of the SSI from satellite images (Rigollier *et al.* 2004). It is based on the principle that a difference in the signal received by the sensor is due to a change in the apparent albedo, which is caused by a modification of the cloudiness (Cano *et al.* 1986; Diabaté *et al.* 1988; Moussu *et al.* 1989). A cloud index, n , is then formulated which is correlated to the clear-sky index K_c . Knowing K_c , Eq. 2 yields the SSI provided a clear-sky model is available to supply I_c .

For HC3v3, I_c is estimated by the ESRA clear-sky model (Rigollier *et al.* 2000, corrected by Geiger *et al.* 2002). The only input to this model that describes the atmospheric optical properties is the Linke turbidity factor TL . This factor summarizes in one quantity the effects of the aerosols and water vapour. Values of TL are available on a climatological basis (Remund *et al.* 2003). As a consequence, the clear-sky SSI I_{ESRA} proposed by the ESRA+Linke model does not exhibit the changes within a day or from day-to-day that can be observed in measured I_c . In addition, the discrepancy between measured SSI and HC3v3 is sensitive to the selected values of TL (Espinar *et al.* 2009; Rigollier *et al.* 2004). As the SSI for cloudy sky depends also of I_c (Eq. 2), the influence of TL is not limited to clear-sky cases.

The project MACC (Monitoring Atmospheric Composition and Climate) and its successor MACC-II have been co-funded by the European Commission. MACC projects are the current pre-operational atmospheric service of the European GMES (Global Monitoring for Environment and Security) programme. They provide data records on atmospheric composition for recent years, data for monitoring present conditions and forecasts of the distribution of key constituents for a few days ahead. The proposed services cover European air quality, global atmospheric composition, climate, and UV and solar energy. A new clear-sky model, called McClear, has been developed and validated (Lefèvre *et al.* 2012). McClear has the form of abaci -also called look-up tables- and interpolation functions between nodes in the abaci. It exploits the data sets created in MACC: aerosols properties every 3 h (Benedetti *et al.* 2011), and daily values of the atmospheric content in ozone and water vapor in clear-sky. Validation of McClear outputs against beam and global irradiances measured at 1-min by BSRN stations in the world reveals satisfactory. Good correlation is attained, bias and RMSE are small (Lefèvre *et al.* 2012, 2013).

Data sets and method

We have investigated the possibility of bringing into HC3v3 the variability observed in clear-sky optical properties in an *a posteriori* manner. The method is the following. A standard request to HC3v3 for a given site and a given summarization yields several data, including the SSI I_{HC3v3} and I_{ESRA} . Using Eq. A3.2, one computes the clear-sky index Kc :

$$Kc = I_{HC3v3} / I_{ESRA} \quad (A3.3)$$

The McClear model yields the clear-sky value $I_{McClear}$ for the requested summarization and site, and the new version of the SSI $I_{HC3McClear}$ is obtained:

$$I_{HC3McClear} = Kc I_{McClear} \quad (A3.4)$$

A series of ground measurements was assembled and serves as a reference in the comparison of I_{HC3v3} and $I_{HC3McClear}$. Comparison was performed for 15-min, 1-h and daily irradiation for the period 2005-2009. Measured 15-min, hourly, and daily irradiances were collected in 6 stations of the BSRN network (Baseline Surface Radiation Network). Measurements of daily irradiation were collected for another set of 18 stations of the meteorological networks archived in the WRDC (World Radiation Data Center). Table A3.1 lists the 24 stations. These stations were selected in the field-of-view of Meteosat in order to represent various climates.

The deviations: I_{HC3v3} minus measurements, are computed and synthesised by the bias, the standard-deviation, the root mean square difference (RMSD), and the correlation coefficient. We study the clearness index KT (Eq. A3.1) in the same way than the SSI. For clear skies, KT is close to 0.8, and is close to 0 for overcast skies. This index has the advantages of removing most of the effects due to sun position and indicates the type of sky.

The same computations are made for $I_{HC3McClear}$ and the corresponding KT . Then, the performances of each series of estimates are compared. Tables A3.2, 3 and 4 report the comparison for 15-min, hourly and daily irradiances.

Station	Country	Latitude	Longitude	Elevation (m)	Available summarization
Toravere	Estonia	58.250	26.467	70	15 min, 1 h, 1 d
Rucana	Latvia	56.150	21.167	18	1 d
Hamburg	Germany	53.633	10.000	16	1 d
Valentia	Ireland	51.933	-10.250	9	1 d
Uccle	Belgium	50.800	4.350	100	1 d
Camborne	Great Britain	50.217	-5.317	88	15 min, 1 h, 1 d
Wien	Austria	48.250	16.367	203	1 d
Kishinev	Moldova (2005-2007)	47.000	28.817	205	1 d
Payerne	Switzerland	46.815	6.944	491	15 min, 1 h, 1 d
Carpentras	France	44.083	5.059	100	15 min, 1 h, 1 d
Nice	France	43.650	7.200	4	1 d
Thessaloniki	Greece (2005-2006)	40.633	22.967	60	1 d
Casablanca	Morocco (2005)	33.567	-7.667	62	1 d
Mersa Matruh	Egypt	31.333	27.217	25	1 d
El Arish	Egypt	31.083	33.750	31	1 d
Sede Boqer	Israel	30.905	34.782	500	15 min, 1 h, 1 d
Asyut	Egypt (2005-2007)	27.200	31.167	52	1 d
Abu Dhabi	UAE (2006-2007)	24.433	54.650	16	1 d
Aswan	Egypt	23.967	32.783	192	1 d
Tamanrasset	Algeria (2005-2007)	22.783	5.517	1378	15 min, 1 h, 1 d
Rochambeau	French Guiana	4.822	-52.365	4	1 d
Brasilia	Brazil (2006-2007)	-15.601	-47.713	1023	1 d
Bulawayo	Zimbabwe (2005)	-20.150	28.620	1343	1 d
Maputo	Mozambique	-25.967	32.600	70	1 d

Table A3.1: List of stations, from North to South. Data from 2005 to 2009, except stated otherwise.

Results and discussion

The 15-min irradiation is well reproduced by both estimates I_{HC3v3} and $I_{HC3McClear}$ (Table A3.2). The correlation coefficient is very large, greater than 0.95 in most cases. The correlation is slightly greater for $I_{HC3McClear}$ than for I_{HC3v3} . The bias for I_{HC3v3} ranges between -2.9 J/cm^2 and 0.4 J/cm^2 . The bias for $I_{HC3McClear}$ is similar or smaller for all cases, except Tamanrasset where the bias increases. It is likely that the MACC aerosol properties do not well represent the actual optical state of the atmosphere on 15 min for this site. The most spectacular decreases in bias are observed in Payerne, from -1.8 J/cm^2 down to -0.4 J/cm^2 , and Sede Boqer, from -2.9 J/cm^2 down to -1.8 J/cm^2 . For these two sites, taking into account the intra-day changes in aerosol properties brings a benefit even on 15 min summarization. The standard-deviation is fairly similar for all stations and both estimates, ranging from 6.3 J/cm^2 to 8.5 J/cm^2 . This also holds for the RMSD, which is less for $I_{HC3McClear}$ than for I_{HC3v3} .

Annexe 3 : Improving HelioClim-3 estimates of surface solar irradiance using the McClear clear-sky model and recent data sets on aerosol properties

Station	Mean 15-min irradiation	Bias	Standard-deviation	RMSD	Correlation coefficient
Toravere	22.2	0.4 / 0.0	8.5 / 8.4	8.5 / 8.4	0.914 / 0.917
Camborne	23.2	0.4 / 0.5	6.8 / 6.8	6.8 / 6.8	0.950 / 0.952
Payerne	26.6	-1.8 / -0.4	7.5 / 7.5	7.7 / 7.5	0.950 / 0.951
Carpentras	31.9	0.6 / 0.6	6.3 / 6.1	6.4 / 6.2	0.969 / 0.972
Sede Boqer	44.7	-2.9 / -1.8	6.4 / 6.4	7.0 / 6.6	0.975 / 0.976
Tamanrasset	47.1	1.3 / 1.8	8.4 / 7.8	8.5 / 6.8	0.964 / 0.969

Table A3.2: Comparison of performances for 15 min irradiation, in J/cm². First value is HC3v3, second is HC3McClea. The best value is in bold.

Results are fairly similar for hourly irradiation (Table A3.3). The correlation coefficient is large, greater than 0.94, and $I_{HC3McClea}$ exhibits greater correlation than I_{HC3v3} . The bias ranges between -10.8 J/cm² and 5.2 J/cm² for I_{HC3v3} . The bias for $I_{HC3McClea}$ is similar or smaller for all cases, except Tamanrasset where it increases; large decreases in bias are observed in Payerne, from -6.3 J/cm² down to -1.4 J/cm², and Sede Boqer, from -10.8 J/cm² down to -7.2 J/cm². The standard-deviation and the RMSD range from 21 J/cm² to 28 J/cm² for I_{HC3v3} and are less for $I_{HC3McClea}$.

Daily irradiation shows correlation coefficient greater than 0.97, except for Brasilia and Bulawayo (Table A3.4). For all stations except Asyut and Aswan, the correlation is greater for $I_{HC3McClea}$ than for I_{HC3v3} . The day-to-day changes in daily irradiation are well reproduced by I_{HC3v3} and a bit better by $I_{HC3McClea}$.

Station	Mean hourly irradiation	Bias	Standard-deviation	RMSD	Correlation coefficient
Toravere	84.2	1.6 / 0.1	27.2 / 26.6	27.2 / 26.5	0.943 / 0.947
Camborne	87.1	1.6 / 1.9	21.5 / 21.2	21.6 / 21.3	0.968 / 0.970
Payerne	100.0	-6.3 / -1.4	22.9 / 22.8	23.7 / 22.8	0.969 / 0.971
Carpentras	120.0	2.3 / 2.2	20.6 / 19.7	20.7 / 19.8	0.980 / 0.982
Sede Boqer	167.9	-10.8 / -7.2	20.6 / 20.0	23.3 / 21.3	0.985 / 0.986
Tamanrasset	177.8	5.2 / 6.6	27.6 / 24.9	28.0 / 25.8	0.977 / 0.981

Table A3.3: Comparison of performances for hourly irradiation, in J/cm². First value is HC3v3, second is HC3McClea. The best value is in bold.

The relative bias of I_{HC3v3} is small and of order of a few percent for most cases. Exceptions are stations Abu Dhabi, Rochambeau, Brasilia, Bulawayo, and Maputo, for which the relative bias is greater than 10%. These stations are seen with a large viewing angle by the Meteosat; satellite; Marie-Joseph et al. (2013) argue that such angles induce shift in actual location of clouds and in conjunction with the large size of the pixel over these stations may contribute to decreasing performances in case of fragmented cloud cover. The case of Abu Dhabi may be more complex. It is possible that the Linke turbidity factor is not well estimated for this area. In addition, we are not so confident in the quality of the measurements.

The bias for $I_{HC3McClea}$ is usually reduced compared to I_{HC3v3} with several spectacular decreases, such as Rucana: from 91 J/cm² down to -11 J/cm² or Thessaloniki: from -74 J/cm² down to 3 J/cm². A few stations exhibit greater bias for $I_{HC3McClea}$ than for I_{HC3v3} : Camborne, Nice, Mersa Matruh, El Arish.

The standard-deviation ranges from 108 J/cm² to 300 J/cm² for I_{HC3v3} . It represents between 7% and 19% of the mean observed value, and in most cases approximately 10%. The RMSD ranges from

111 J/cm² to 385 J/cm²; from 8% to 20% of the mean observed value, with most cases close to 10%. The standard-deviation and the RMSD are less for $I_{HC3McClear}$ than for I_{HC3v3} , except Asyut, Uccle and Aswan. They range respectively from 102 J/cm² to 292 J/cm², from 6% to 18% in relative value, and from 102 J/cm² to 394 J/cm², from 6% to 18% in relative value. The typical value for the standard-deviation and the RMSD is 10% as for I_{HC3v3} .

Station	Mean daily irradiation	Bias	Standard-deviation	RMSD	Correlation coefficient
Toravere	1237	30 / 8	204 / 184	206 / 184	0.969 / 0.974
Rucana	1336	91 / -11	237 / 211	254 / 211	0.966 / 0.971
Hamburg	1112	-26 / 6	114 / 110	117 / 111	0.989 / 0.991
Valentia	1065	42 / 49	200 / 188	205 / 194	0.968 / 0.972
Uccle	1113	-23 / 20	108 / 110	111 / 112	0.990 / 0.991
Camborne	1150	24 / 38	169 / 156	171 / 160	0.978 / 0.982
Wien	1237	-36 / 0	119 / 124	124 / 124	0.989 / 0.989
Kishinev	1348	37 / 21	171 / 154	175 / 156	0.980 / 0.984
Payerne	1275	-79 / 5	145 / 138	165 / 138	0.985 / 0.987
Carpentras	1552	28 / 27	162 / 126	164 / 129	0.982 / 0.989
Nice	1589	48 / 60	152 / 130	160 / 143	0.984 / 0.988
Thessaloniki	1646	-74 / 3	128 / 102	148 / 102	0.988 / 0.992
Casablanca	1954	-45 / -44	176 / 172	181 / 178	0.972 / 0.974
Mersa Matruh	1853	-36 / 52	185 / 165	189 / 173	0.962 / 0.972
El Arish	1754	-16 / 53	205 / 177	206 / 185	0.956 / 0.964
Sede Boqer	2087	-128 / -85	151 / 134	198 / 159	0.978 / 0.984
Asyut	2092	94 / 84	168 / 185	193 / 204	0.962 / 0.951
Abu Dhabi	2272	-347 / -299	159 / 149	382 / 333	0.957 / 0.962
Aswan	2230	-26 / 15	175 / 190	177 / 191	0.933 / 0.920
Tamanrasset	2310	81 / 22	238 / 176	252 / 178	0.904 / 0.957
Rochambeau	1750	157 / 123	221 / 200	271 / 234	0.927 / 0.934
Brasilia	1964	205 / 162	257 / 228	328 / 280	0.815 / 0.857
Bulawayo	1948	241 / 264	300 / 292	385 / 394	0.842 / 0.852
Maputo	1801	180 / 65	215 / 201	281 / 211	0.944 / 0.951

Table A3.4: Comparison of performances for daily irradiation, in J/cm². First value is HC33, second is HC3McClear. The best value is in bold.

Conclusions

We have found that for all summarizations, and almost all stations, the performances of the corrected irradiances $I_{HC3McClear}$ are better than I_{HC3v3} obtained with the ESRA+Linke model. There are few stations for which $I_{HC3McClear}$ does not show better performances than I_{HC3v3} , and in these cases, the difference is not large. Results have been shown for irradiation. Similar conclusions are attained with the clearness index KT . Using KT allows to better study the different cloud coverage and it comes clear that $I_{HC3McClear}$ offers better performances than I_{HC3v3} for all types of sky. More accurate estimates of the SSI yield more accurate estimates of the direct and diffuse components of the SSI by the means of global-to-direct models. Of interest in the domain of energy production, is the fact that the large irradiances are better reproduced in $I_{HC3McClear}$ than in I_{HC3v3} , thus allowing a more accurate

prediction of the energy yield of a given system. Given these advantages, we recommend a systematic correction of the HelioClim-3 database in the way presented here.

Acknowledgements

The research leading to these results has received funding from the European Union's Seventh Framework Programme (FP7/2007-2013) under Grant Agreement no. 262892 (ENDORSE project). This study could not have been performed without the help of the Baseline Surface Radiation Network (BSRN), the World Radiation Data Center (WRDC) and the meteorological networks supplying measurements of irradiation to the WRDC.

References

- Benedetti, A., Kaiser, J.W., and Morcrette, J.-J.: [Global Climate] Aerosols [in "State of the Climate in 2010"], Bulletin of the American Meteorological Society, 92(6):S65-S67, 2011.
- Blanc, P., Gschwind, B., Lefèvre, M., and Wald, L.: The HelioClim project: Surface solar irradiance data for climate applications, Remote Sensing, 3, 343-361, 2011.
- Cano, D., Monget, J.M., Albuissou, M., Guillard, H., Regas, N., and Wald, L.: A method for the determination of the global solar radiation from meteorological satellites data, Solar Energy, 37, 1, 31-39, 1986.*
- Diabaté, L., Demarcq, H., Michaud-Regas, N., and Wald, L.: Estimating incident solar radiation at the surface from images of the Earth transmitted by geostationary satellites: the Heliosat Project, International Journal of Solar Energy, 5, 261-278, 1988.*
- Espinar, B., Ramírez, L., Polo, J., Zarzalejo, L.F., and Wald, L.: Analysis of the influences of uncertainties in input variables on the outcomes of the Heliosat-2 method, Solar Energy, 83, 1731-1741, 2009.
- Geiger, M., Diabaté, L., Ménard, L., and Wald, L.: A web service for controlling the quality of measurements of global solar irradiation, Solar Energy, 73(6), 475-480, 2002.
- Gschwind, B., Ménard, L., Albuissou, M., and Wald, L.: Converting a successful research project into a sustainable service: The case of the SoDa Web service, Environ. Model. Softw., 21, 1555-1561, 2006.
- Lefèvre, M., Oumbe, A., Blanc, P., Gschwind, B., Qu, Z., Wald, L., Schroedter-Homscheidt, M., Hoyer-Klick, C., Arola, A., and Morcrette, J.-J.: Using MACC-derived products to predict clear-sky irradiance at surface, Geophysical Research Abstracts, Vol. 14, EGU General Assembly 2012, 22-27 April 2012, Vienna, Austria.
- Lefèvre, M., Oumbe, A., Blanc, P., Gschwind, B., Qu, Z., Wald, L., Schroedter-Homscheidt, M., Hoyer-Klick, C., Arola, A., and Morcrette, J.-J.: McClear: a new clear-sky model for the prediction of downwelling solar radiation at ground level. Submitted to Atmospheric Measurement Techniques, 2013.
- Marie-Joseph, I., Linguet, L., Gobindass, M.-L., and Wald, L.: On the applicability of the Heliosat-2 method to assess the surface solar irradiance in ITCZ region: the case of the French Guiana. In revision, International Journal of Remote Sensing, 2013.*
- Moussu, G., Diabaté, L., Obrecht, D., and Wald, L.: A method for the mapping of the apparent ground brightness using visible images from geostationary satellites, International Journal of Remote Sensing, 10, 7, 1207-1225, 1989.*

Annexe 3 : Improving HelioClim-3 estimates of surface solar irradiance using the McClear clear-sky model and recent data sets on aerosol properties

Remund, J., Wald, L., Lefèvre, M., Ranchin, T., and Page, J.: Worldwide Linke turbidity information. Proceedings of ISES Solar World Congress, 16-19 June 2003, Göteborg, Sweden, CD-ROM published by International Solar Energy Society, 2003.

Rigollier, C., Bauer, O., and Wald, L.: On the clear sky model of the 4th European Solar Radiation Atlas with respect to the Heliosat method, *Solar Energy*, 68(1), 33-48, 2000.

Rigollier, C., Lefèvre, M., and Wald, L.: The method Heliosat-2 for deriving shortwave solar radiation from satellite images, *Solar Energy*, 77, 159-169, 2004.

Annexe 4 : An adaptive method to derive direct irradiance from global irradiance

La publication présentée dans cette annexe a fait l'objet d'une communication avec actes en 2012 lors de la conférence Internationale SolarPACES 2012 et sa référence bibliographique est la suivante :

Oumbe, A., Qu, Z., Blanc, P., Bru, H., Wald, L. (2012). An adaptive method to derive direct irradiance from global irradiance, In: SolarPACES 2012, Marrakech, Morocco.

Résumé

Les observations et les estimations du rayonnement solaire au niveau du sol sont le plus souvent limitées à l'éclairement global horizontal (G), tandis que c'est l'éclairement direct qui est essentiel pour la technologie solaire à cocentration (Concentrated Solar Technology, en anglais, CST), comme les systèmes de conversion d'énergie solaire avec des miroirs cylindro-parabolique, des tours solaires, des antennes parabolique solaire ou encore des systèmes photovoltaïques à concentration. Plusieurs moyens empiriques de transposition de l'éclairement global à l'éclairement direct sont proposés dans la littérature. Ils sont généralement obtenus par la régression d'une fonction paramétrique empirique avec des mesures de rayonnement global et direct fait par quelques stations sur une période de temps donnée. Ces méthodes sont bien adaptées à la région climatique où ils ont été conçus, mais probablement pas à pour d'autres régions climatiques. Une nouvelle méthode est proposée dans cet article. Une forme générale de la relation entre l'indice de ciel clair (K_c) et le ratio du l'éclairement diffus à global (fraction diffuse, f_D) est dérivée de la littérature et des analyses de plusieurs séries des données de mesures au sol. Cette fonction analytique requiert deux paramètres. L'un est défini par le cas des ciels couverts, l'autre change selon les conditions de ciel clair pour le lieu et l'heure concernée. Le modèle d'éclairement par ciel clair McClear fournit le K_c et f_D pour les conditions de ciel clair pour le lieu et l'instant considéré. La nouvelle méthode a été validée par des mesures au sol effectuées par des stations du réseau BSRN à Carpentras, Sede Boqer et Tamanrasset. Cette nouvelle méthode se révèle précise par rapport à d'autres méthodes existantes. En effet, pour ces trois stations, le biais s'élève à 0%, -9% et 10%, l'erreur quadratique moyenne (EQM) à 16%, 19% et 21% et le coefficient de corrélation est de 0,98, 0,96 et 0,95. La méthode proposée est intéressante car elle est flexible, adaptative et ne s'appuie pas sur les paramètres empiriques.

Ainsi cet article propose une méthode original de transposition d'éclairement global en éclairement direct par l'utilisation du modèle d'éclairement par ciel clair McClear qui est une composante de la méthode Heliosat-4.

An adaptive method to derive direct irradiance from global irradiance

A. Oumbe¹, Z. Qu², P. Blanc², H. Bru¹, L. Wald²

¹ *Total Gas & Power, R&D – Concentrated Solar Technologies, France*

² *MINES ParisTech – Center for Energy and Processes, France*

Abstract

Observations and estimations of solar radiation at ground level deal most frequently with global horizontal irradiance (GHI) while direct irradiance is crucial notably for Concentrated Solar Technology (CST) such as solar energy conversion systems: parabolic through, solar towers, parabolic dish or concentrated photovoltaic. Several global-to-direct irradiance conversion schemes are proposed in the literature. They are obtained by regression of an empirical parametric function with global and direct irradiance measurements made at few stations over a time period. These schemes are well suited to the climatic region where they have been designed, but not likely to other climatic regions. A new method is proposed. A general shape of the relationship between the clearsky index (K_c) and the ratio of the diffuse to global irradiance (f_D) is derived from literature and analysis of several data sets of ground measurements. This analytical function needs two parameters. One is defined by the case of the overcast skies; the other is changing depending on the clear-sky conditions for the location and time under concern. A clear-sky model provides the K_c and f_D for the clear-sky conditions. The new method was validated against ground measurements made by BSRN ground stations located in Carpentras, Sede Boqer and Tamanrasset. It reveals itself accurate compared to other methods. Indeed, for the data sets used, the bias amounts to 0%, -9% and 10%, the root mean square deviation (RMSD) to 16%, 19% and 21% and the correlation coefficient to 0.98, 0.96 and 0.95. The proposed method is interesting because it is flexible, adaptive and does not rely on empirical parameter.

Keywords: clearsky index, diffuse fraction of irradiance, direct irradiance

Introduction

The direct or beam irradiance is the irradiance coming directly from the sun disk, and the diffuse irradiance is the part that undergoes several scattering before reaching the ground. Compared to other meteorological parameters, measuring the beam normal (and horizontal) irradiance (BNI and BHI) is relatively complex and more expensive process. Therefore, observations of solar radiation at ground level deal most frequently with global horizontal irradiance (GHI) and BHI measurements are available only for a limited number of locations. Long term direct irradiance measurements is essential for quantifying CST (Concentrated Solar Technology)-related solar resource potential at a given location. Direct irradiance is also necessary for the evaluation of global irradiance on inclined surface which is needed for photovoltaic systems. Obtaining datasets of direct irradiance is an issue which is often resolved by the application of empirical global-to-direct models. Several models are proposed in the literature. They are obtained by a regression of an empirical parametric function with respect to concomitant measurements of GHI and BNI made at few stations. These models are

well suited to a given climatic region but none is found highly accurate overall (Gueymard, 2010). Indeed, the limitation of this type of empiric approach is that such transposition models have been established by the mean of a regression on a limited number of ground stations over a limited time period that enable only a scarce coverage in space and in time. Moreover, these transposition models do not have any specific in time and space information about the optical transparency of the atmosphere.

In this paper we propose a new approach for transposition models where local information about the optical transparency of the atmosphere is provided by an irradiance model under clear-sky condition. This should be obtained with physics-based algorithms, with little or no empiricism. From the analysis of the behavior of diffuse fraction of irradiance in all-sky condition, we propose a new method. We then compare its accuracy to that of 7 others found in the literature, against BSRN (Baseline Surface Radiation Network) ground measurements made by BSRN pyranometric ground stations located in Carpentras (CAR), Sede Boqer (SBO) and Tamanrasset (TAM) sites.

Variation of the diffuse fraction of irradiance with the clearsky index

The diffuse fraction f_D of irradiance is defined as the ratio of the diffuse horizontal (DHI) with the concomitant GHI. The clearness index K_t , respectively the clear-sky index K_c , is defined as the ratio of the GHI with the irradiance at the top-of-atmosphere, respectively with would be measured if the sky is clear (i.e. irradiance under clear-sky condition). The more the scattering due to particles in the atmosphere, the higher the diffuse fraction is.

The vast majority of existing models are linear or exponential fitting function which link the clearness index (K_t) to the diffuse fraction of irradiance (f_D) (Gueymard, 2010; Ruiz-Arias, 2009). The problem of using K_t for direct and diffuse irradiance separation is that with K_t the effects of clouds, aerosols and sun zenith angle (SZA) on solar radiation are mixed up and cannot be discriminated. But the ability of these parameters to scatter the solar radiation is not the same. E.g. when the atmosphere is getting cloudy, the attenuation of irradiance (decrease of K_t) goes with an increase of f_D which reaches 1 for cloud optical depth (COD) around 5. The diffuse fraction f_D also increases with SZA, but cannot reach 1 in a cloudless and non dusty sky. The advantage of using a relation between K_c and f_D is that the K_c is more related to the attenuation due to clouds. The K_c offers the advantage to be able to better discriminate air mass and aerosols effects from the pure cloud attenuation effects.

In order to establish the relationship between f_D and K_c , several ground measurements have been analyzed. The figure A4.1 is made from hourly irradiance measurements at Sede Boqer, for the period 2005 - 2008. It shows that the variation of f_D due to K_c can be modeled by the following sigmoid function:

$$f_D = 1/(1+\exp(a*K_c + b)) \quad (A4.1)$$

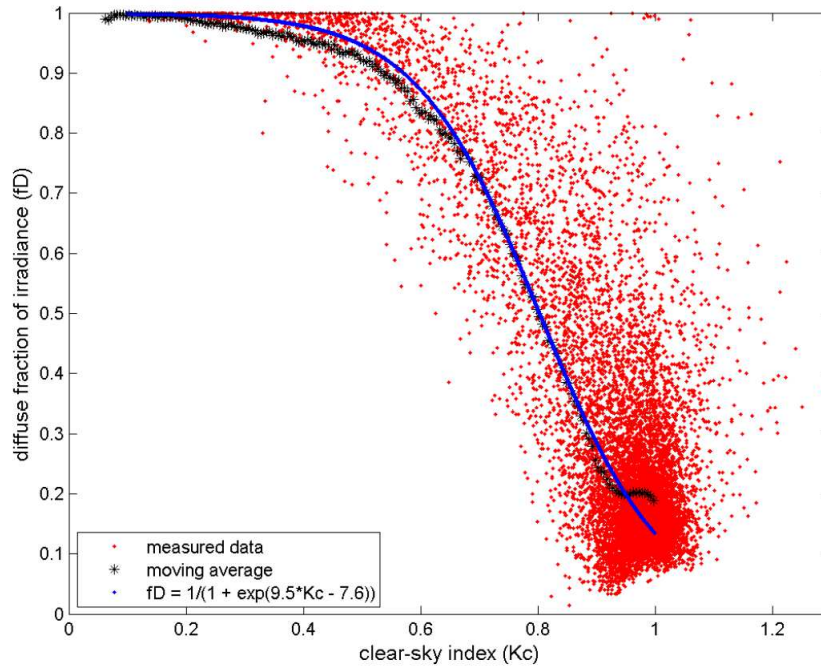


Figure A4.1: Diffuse fraction as a function of clearsky index at Sede Boqer

The optimal sigmoid – which corresponds to the minimum root mean square deviation on fD – has as parameters $a = 9.5$ and $b = -7.6$. The moving average is made for an average window of length N (number of points) = 10. The figure depicts that the optimal sigmoid has the same shape as the moving average. We also see that the moving average is less or equal to 0.95 when Kc is less than 0.3, and is close to, the moving average for Kc less than 0.95.

Similar shapes, with different values for a and b , are obtained at Tamarasset (desert region) and Carpentras (rural area). The parameters a and b slightly change from a month to another, but remain around 10 for a and -8 for b .

The proposed Global-to-direct method

From the above-mentioned observations, a new method is proposed. The parametric function is still the one defined by eq.A4.1. A similar function has already been proposed in model (Ruiz-Arias, 2009), but with fixed parameters. This function requires two parameters. We define one from experiment, for the overcast skies, where we fix fD to 0.95 when Kc is less than 0.3 or GHI less than 150 W/m^2 . The other parameter is changing depending on the clear-sky conditions for the location and time under concern. Knowing fD for overcast skies and fD for clear skies, the parameters a and b are estimated in a monthly basis using a linear regression.

$$\begin{aligned}
 fD &= 0.95, \text{ if } Kc < 0.3 \text{ or } GHI < 150 \text{ W/m}^2 \\
 fD &= 1/(1+\exp(a*Kc + b)) \text{ if } Kc > 0.3 \text{ and } Kc < 1 \\
 fD &= fD_{cs} \text{ if the sky is clear}
 \end{aligned}
 \tag{A4.2}$$

fD_{cs} is the ratio of the DHI in clear sky to the GHI in clear sky. A clear-sky model provides the Kc and fD for the clear-sky conditions. The clear-sky irradiances used are derived from the so-called McClear method (Ruiz-Arias, 2009). This method aims at producing direct and diffuse components of the

radiation with accuracy close to that of the LibRadTran radiative transfer model (www.libradtran.org) and on operational basis. It takes as inputs the advanced optical properties of the atmosphere derived within the MACC (Monitoring Atmosphere Composition and Climate) project. The McClear method is free of empirical data, and can therefore be easily applied to any climatic location. Its validation over 11 BSRN stations worldwide (Lefèvre et al., 2012) showed high performances on hourly GHI: MBE (mean bias error) = 1 - 8%, RMSD (root mean square deviation) = 5 - 11%.

Ground measurements

The ground measurements used are provided by Baseline Surface Radiation Network (BSRN). BSRN (www.bsrn.awi.de) is a project of the Radiation Panel from the Global Energy and Water Cycle Experiment under the umbrella of the World Climate Research Program, aiming at detecting important changes in the Earth's radiation field at the Earth's surface which may be related to climate changes. The network has a about forty stations in contrasting climatic zones, covering a latitude range from 80°N to 90°S. Global direct and diffuse irradiances and other atmospheric parameters are measured with instruments of the highest available accuracy (1 to 3% on irradiances). The time interval for the radiation data compilation is mostly 1 min. A few sites provide data every 3 or 5 min.

We use the BSRN stations Carpentras, Sede Boqer and Tamanrasset (Table A4.1) for validation. Sede Boqer and Tamanrasset are interesting because there are desert region (where BHI is high), and Carpentras is used to verify the soundness of the method in a continental area.

	Latitude	Longitude	Country	Elevation	Surface type	Period
Carpentras	44.083°	5.059°	France	100 m	Cultivated	2005 – 2008
Sede Boqer	30.905°	34.782°	Israel	500 m	Desert, rock	2005 – 2008
Tamanrasset	22.78°	5.51°	Algeria	1385 m	Desert, rock	2005 – 2008

Table a4.1. BSRN stations used for validation.

The BSRN data are filtered out using the algorithm by Roesch et al. (2011). Only are kept data which obey the following constraints:

$$\begin{aligned} (DHI + BNI \cos(SZA)) / GHI &= 1 \pm 8\% \text{ if } SZA \leq 75^\circ \\ (DHI + BNI \cos(SZA)) / GHI &= 1 \pm 15\% \text{ if } SZA > 75^\circ \end{aligned} \quad (A4.3)$$

SZA is sun zenith angle. For this analysis, because we want to avoid non coherent and low GHI, we consider only the cases were solar zenith angle less than 80° and GHI greater than 100 W/m²

A second filter is applied on the results of Eq A4.3 to select clear-sky instants. The criteria are the following:

1. for a given instant t, expressed in min, at least 30% of the observations made every 1 min in the intervals [t-90, t] and [t, t+90] respectively should obey these constraints,
2. the variability of the irradiance should be low in order to avoid cases of broken clouds: the standard-deviation of the modified Kt (Kt') in the interval [t-90, t+90] is less than 0.02. Kt' is computed according to Ineichen and Perez. (1999):

$$Kt' = Kt / [1.031 \exp(-1.4 / (0.9 + 9.4 / am)) + 0.1] \quad (4)$$

am is the air mass given by Kasten et al. (1989).

Validation of estimated direct irradiances with ground measurements

In order to assess the performances of these methods, the global measurements provided by BSRN are filtered – as described above - to eliminate cases where the 3 irradiance components (global, direct and diffuse) mismatch. Secondly, K_t and K_c are computed at each time step. Then, the GHI, K_t and K_c are averaged every hour. Afterwards they serve as inputs to each method. The estimated BHI are compared to the measured values. All sky data are used, the period is 2005 - 2008. The results are presented in table A4.2.

Method	Carpentras Mean BHI : 333 W/m ²			Sede Boqer Mean BHI : 445 W/m ²			Tamanrasset Mean BHI : 429 W/m ²		
	MBE (W/m ²)	RMSE (W/m ²)	r	MBE (W/m ²)	RMSE (W/m ²)	r	MBE (W/m ²)	RMSE (W/m ²)	r
New method	1 (0%)	52 (16%)	0,978	-41 (-9%)	83 (19%)	0,963	43 (10%)	92 (21%)	0,954
Erbs	24	63	0,971	25	78	0,883	82	136	0,921
Louche	-92	116	0,979	-109	132	0,964	-38	92	0,949
Orgill	-29	60	0,978	-31	77	0,963	37	102	0,939
Reindl	184	237	0,839	156	198	0,886	223	268	0,844
Ruiz-Arias1	8	57	0,973	11	74	0,960	81	131	0,933
Ruiz-Arias2	-92	118	0,967	-100	128	0,956	-23	100	0,933
Skartveit	-4	45	0,983	1	70	0,967	60	114	0,945

Table A4.2. Comparison of BHI estimated by global-to-direct methods to the measurements.

The methods Erbs, Louche, Orgill, Reindl, Ruiz-Arias1, Ruiz-Aris2 and Skartveit are described respectively in Erbs et al. (1982), Louche et al. (1991), Orgill and Hollands (1977), Reindl et al. (1990), Ruiz-Arias et al. (2009), Ruiz-Arias et al. (2009) and Skartveit et al. (1998) They are polynomials and exponential functions, using as inputs the K_t , the measured GHI and the SZA. The Skartveit method also uses an hour-to-hour variability of K_t .

Best performances are marked in bold. The correlation coefficients are higher with the Louche and New method (between 0.98 and 0.96), showing that they reproduce the temporal variation of direct irradiance better than other methods. The root mean square deviation is similar to that obtained with the most accurate models at each station. At Carpentras, the lowest RMSD are 45 W/m² (Skartveit) and 52 W/m² (New method). At Sede Boqer, the lowest RMS is 70 W/m² (16%) obtained with Skartveit, and 19% RMSD is obtained with the new method. At Tamanrasset, the lowest RMSD are 92 W/m² (New method) and 92 W/m² (Louche). The comparisons also depict that the Reindl method, which depicted very good performances in its “mother-location”, gives very high deviations in these stations.

Conclusion

Global-to-direct conversion schemes are often needed to derive BHI from GHI ground measurements. They are also necessary as extension of many satellite-based irradiance models, such as Heliosat-2

and NASA SSE, which compute only the GHI. In this paper, we present preliminary results of the development of a flexible and adaptive method. The proposed method assumes that the diffuse fraction in cloudy sky is a sigmoid function of clearsky index. The figure 1 shows that for some values of K_c , the sigmoid is above the moving average and it is below the K_c for others. This leads to an overestimation of BHI for low GHI and underestimation for high GHI and vice-versa. The figure 1 also depicts a significant dispersion around the sigmoid. The Table 1 confirms it with the RMSD which reaches 21% on BHI, higher deviations could be obtained on BNI. These show that other parameters such as cloud properties and the variability of clear sky index should be taken into account for high-accuracy direct irradiance estimation. The estimated BHI is coherent with the BHI under clear sky condition, and its performances are closed to that obtained with the best models. Results need to be confirmed with other ground stations. Improvements on the method, considering the air mass, the variability of clear-sky index and cloud optical properties are ongoing.

References

- Erbs D.G., Klein S.A., Duffie J.A., (1982): Estimation of the diffuse radiation fraction for hourly, daily and monthly-average global radiation. *Solar Energy*, 28, 293-304.
- Gueymard C., (2010): Progress in direct irradiance modeling and validation. *Solar 2010 Conf.*, Phoenix, AZ, American Solar Energy Soc., May 2010.
- Ineichen P., Perez R., (1999): Derivation of cloud index from geostationary satellites and application to the production of solar irradiance and daylight illuminance data. *Theoretical and Applied Climatology*, 64, 119-130.
- Kasten F., Young A. T., (1989): Revised optical air mass tables and approximation formula. *Applied Optics*, 28(22), 4735–4738.
- Lefèvre, M., Oumbe, A., Blanc, P., Gschwind, B., Qu, Z., Wald, L., Schroedter-Homscheidt, M., Hoyer-Klick, C., Arola, A., Morcrette, J.-J., (2012): Using MACC-derived products to predict clear-sky irradiance at surface. In *Geophysical Research Abstracts*, vol 14, 2012. EGU General Assembly 2012, 22-27 April 2012, Vienna, Austria.
- Louche A., Notton G., Poggi P., Simonnot G., (1991): Correlations for direct normal and global horizontal irradiation on French Mediterranean site. *Solar Energy*, 46, 261-266.
- Orgill J.F., Hollands K.G.T., (1977): Correlation equation for hourly diffuse radiation on a horizontal surface. *Solar Energy*, 19, 357-359.
- Reindl D.T., Beckman W.A., Duffie J.A., (1990): Diffuse fraction correlations. *Solar Energy*, 45, 1-7.
- Roesch, A., Wild, M., Ohmura, A., Dutton, E. G., Long, C. N., and Zhang, T., (2011): Assessment of BSRN radiation records for the computation of monthly means. in: *Atmos. Meas. Tech.*, 4, 339-354, 2011.
- Ruiz-Arias, J.A., (2009): Modelization of the Terrain's morphology Influence on the Solar Radiation Field at the Earth's surface. Doctoral Thesis (PhD) eq. 4.34, University of Jaen, April 2009, 202 p.
- Skartveit, A., J. A. Olseth and M. E. Tuft, (1998): An Hourly Diffuse Fraction Model with Correction for Variability and Surface Albedo. *Sol. Energy*, 63, 173-183

La nouvelle méthode Heliosat-4 pour l'évaluation du rayonnement solaire au sol

RESUME : Plusieurs méthodes existent pour évaluer de manière opérationnelle l'éclairement solaire au sol à partir d'images acquises par satellite. Durant sa thèse soutenue en 2009 à MINES ParisTech, Oumbe a conçu une nouvelle méthode, Heliosat-4, faisant appel à des modèles numériques du transfert radiatif et à des approximations d'exécution rapide. La présente thèse vise à consolider ces résultats et à effectuer la validation complète de la méthode Heliosat-4. Elle s'inscrit dans une collaboration scientifique internationale dans les projets européens MACC (*Monitoring Atmosphere Composition and Climate*) et MACC-II.

Oumbe a proposé une approximation de l'équation de transfert radiatif s'écrivant alors comme un produit de l'éclairement par ciel clair par un terme d'extinction dû aux nuages. Nous avons établi que les erreurs liées à cette approximation sont très faibles dans les conditions usuelles et qu'elle peut donc être utilisée dans Heliosat-4, ce qui en facilitera l'implémentation informatique ainsi que son fonctionnement opérationnelle.

La méthode Heliosat-4 est donc ainsi composée de deux modèles composés d'abaques : McClear pour l'éclairement par ciel clair et McCloud pour l'extinction cet éclairement due aux nuages. A l'aide de mesures *in-situ* d'éclairements direct et diffus de référence, nous avons analysé finement les performances de Heliosat-4 selon différentes conditions. La qualité de la première version pré-opérationnelle de Heliosat-4 est jugée satisfaisante car elle permet des estimations d'éclairement global avec une précision de l'ordre de celles des méthodes existantes mais des estimations des composantes directe et diffuse sensiblement de meilleure qualité.

Mots clés : éclairement solaire, éclairement global, composante directe, diffuse, transfert radiatif, ciel clair, ciel nuageux, modélisation, aérosols, nuage.

The new method Heliosat-4 for the assessment of surface solar radiation

ABSTRACT : Several methods have been developed to assess operationally the surface solar irradiance from satellite images. During his PhD thesis presented in 2009 at MINES ParisTech, Oumbe has designed a new method using numerical radiative transfer model and fast approximations. The present PhD thesis aimed at consolidating these results and validating Heliosat-4. This work is the international scientific collaboration framework of the European-funded projects MACC (*Monitoring Atmosphere Composition and Climate*) and MACC-II.

As a foundation of Heliosat-4, Oumbe has proposed an approximation of the radiative transfer equation by a product of clear-sky irradiance and a term describing the cloud extinction. We have established that estimation errors due to this approximation are very small in usual conditions and that this approximation may be adopted. It allows a convenient modular development of Heliosat-4 and eases its future operational use.

The Heliosat-4 method is then composed of two abacus-based models: McClear for the irradiance under clear-sky and McCloud for the irradiance extinction due to clouds. With *in-situ* reference measurements of direct and diffuse irradiance, we have carried out deep performance analysis of Heliosat-4, under different conditions. The quality of this first preoperational version of Heliosat-4 is judged satisfactory as it enables estimations of global irradiance with the same level of quality of other existing methods in literature but also estimations of direct and diffuse irradiances with a noticeable better quality.

Keywords : solar irradiance, global, direct, diffuse irradiance, radiative transfer, clear sky, cloudy sky, solar modeling, aerosols, cloud.