



**HAL**  
open science

# Environnement solaire et pollutions atmosphériques particulaires en région Hauts-de-France : évolution récente et scénarios futurs

Gabriel Chesnoiu

► **To cite this version:**

Gabriel Chesnoiu. Environnement solaire et pollutions atmosphériques particulières en région Hauts-de-France : évolution récente et scénarios futurs. Physique Atmosphérique et Océanique [physics.aoph]. Université de Lille, 2023. Français. NNT : 2023ULILR061 . tel-04540812

**HAL Id: tel-04540812**

**<https://theses.hal.science/tel-04540812>**

Submitted on 10 Apr 2024

**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.



UNIVERSITÉ DE LILLE

École doctorale **Sciences de la Matière, du Rayonnement et de l'Environnement (SMRE)**

Unité de recherche **Laboratoire d'Optique Atmosphérique (LOA)**

Thèse présentée par **Gabriel CHESNOIU**

Soutenue le **20 décembre 2023**

En vue de l'obtention du grade de docteur de l'Université de Lille

Discipline **Physique de l'atmosphère**

Spécialité **Terre, Enveloppes fluides**

# **Environnement solaire et pollutions atmosphériques particulaires en région Hauts-de-France : évolution récente et scénarios futurs**

**Thèse dirigée par** Isabelle CHIAPELLO Directrice  
Nicolas FERLAY Co-encadrant

## **Composition du jury**

<i>Rapporteurs</i>	Nicolas BELLOUIN Nathalie PHILIPPON	Professeur à l'Université de Reading Chargée de recherche HDR à l'IGE	
<i>Examineurs</i>	Céline CORNET Philippe BLANC Quentin LIBOIS Véronique RIFFAULT	Professeure à l'Université de Lille Professeur aux Mines Paris-Tech Chargé de recherche au CNRM Professeure à l'IMT Nord Europe	présidente du jury
<i>Invités</i>	Céline MEHL Nathalie POISSON Claire BUGNER	Coordnatrice de l'activité solaire photovoltaïque à l'ADEME Correspondante recherche à l'ADEME - Programme AQACIA Chargée de mission pour la Région Hauts-de-France - Direction de la recherche, de l'enseignement supérieur et des formations sanitaires et sociales	
<i>Direction de thèse</i>	Isabelle CHIAPELLO Nicolas FERLAY	Chargée de recherche HDR au LOA Maître de conférences à l'Université de Lille	



Cette thèse a été préparée au

**Laboratoire d'Optique Atmosphérique (LOA)**

U.F.R de Physique

Université de Lille - Campus cité scientifique

59655 Villeneuve d'Ascq

France



**ENVIRONNEMENT SOLAIRE ET POLLUTIONS ATMOSPHÉRIQUES PARTICULAIRES EN RÉGION HAUTS-DE-FRANCE : ÉVOLUTION RÉCENTE ET SCÉNARIOS FUTURS****Résumé**

Le rayonnement solaire incident en surface, principale source d'énergie pour la vie sur Terre et pour la ressource photovoltaïque, présente de fortes variabilités spatio-temporelles en raison notamment de l'influence des propriétés de l'atmosphère.

L'objectif principal de cette thèse est d'analyser la variabilité récente et l'évolution future de l'environnement solaire en région Hauts-de-France (HdF), caractérisée par une forte influence de conditions nuageuses et des niveaux significatifs de pollution particulaire.

Nous utilisons d'abord les mesures coïncidentes continues des propriétés optiques des aérosols et du rayonnement solaire incident à la surface effectuées à Lille entre 2010 et 2022. La mise au point d'une classification des conditions d'ensoleillement en trois catégories (ciel clair, ciel nuageux avec soleil visible ou non) permet d'obtenir des climatologies de l'environnement solaire par type de situations. Par ailleurs, l'utilisation d'une décomposition multivariée basée sur des simulations du transfert radiatif permet d'analyser l'influence de la variabilité des nuages et des aérosols atmosphériques sur celle de l'environnement solaire mesurée à Lille. Le printemps et l'été, deux saisons clefs en termes de ressource solaire, sont marquées par des conditions moins nuageuses et des concentrations en aérosols élevées. Au printemps, l'effet des aérosols est maximum, avec une réduction du flux global incident de l'ordre de  $-9 \text{ W/m}^2$  en moyenne ( $-23 \text{ W/m}^2$ , en l'absence de nuages dans la direction du Soleil). Les aérosols modifient considérablement la partition entre le flux direct et diffus, augmentant la proportion de diffus d'un facteur 2 en moyenne en ciel clair. A Lille, notre analyse met également en évidence une tendance sur la période d'étude à l'augmentation des flux global et direct (de l'ordre de  $+4 \text{ W/m}^2/\text{an}$ ) pour ces deux saisons, en lien notamment avec une diminution de la fréquence des conditions nuageuses.

Afin d'étendre spatialement l'étude menée à Lille à l'ensemble de la région HdF et ses environs, nous utilisons les simulations climatiques du modèle régional ALADIN-Climat incluant le schéma d'aérosol TACTIC. L'analyse d'un premier jeu de simulations en mode HINDCAST sur la période 2010-2020 montre des scores de comparaisons satisfaisants avec les mesures de flux et d'aérosols effectuées sur plusieurs sites de notre zone d'étude. Cette approche met également en évidence un maximum d'ensoleillement et de flux global au printemps et en été, en particulier sur le sud de la région d'étude, la Manche et la Mer du Nord, ainsi que des niveaux particulièrement élevés d'aérosols sur le Bénélux et la région HdF. De plus, la tendance récente à l'augmentation du flux global mesurée à Lille en lien avec la diminution de la fréquence des conditions nuageuses, est confirmée par ALADIN-Climat sur une large part de la région. Enfin, nous analysons, à l'aide de trois jeux supplémentaires de simulations d'ALADIN-Climat en mode climatique, l'évolution future possible, au printemps et en été, de l'environnement solaire aux horizons 2050 et 2100, par rapport à la période 2005-2014, pour deux scénarios climatiques CMIP6 contrastés. Pour le scénario SSP1-1.9 relativement optimiste, ALADIN-Climat projette une augmentation du flux global au printemps et en été en 2100, en particulier sur l'Angleterre et l'est de la zone d'étude, en lien avec une diminution coïncidente de la fraction nuageuse et des aérosols. Pour le scénario SSP3-7.0 plus pessimiste, ALADIN-Climat simule au contraire une diminution significative du flux global sur l'ensemble de la zone pour les deux saisons, en lien avec une augmentation des aérosols et de la vapeur d'eau. En été, ALADIN-Climat simule une diminution de la couverture nuageuse qui compense, plus en 2050 qu'en 2100, ces premiers effets. Au printemps, les simulations projettent au contraire une augmentation de la couverture nuageuse, qui accentue la diminution du flux global dès 2050.

**Mots clés :** Rayonnement solaire en surface, mesures sol de flux global, flux direct, flux diffus, conditions de ciel clair, ciels nuageux, aérosols, effets radiatifs directs, Hauts-de-France, simulations climatiques régionales, scénarios futurs

---

### Abstract

The solar radiation incident at the surface, primary source of energy for life on Earth and for photovoltaic resources, exhibits strong spatiotemporal variabilities, mainly due to the influence of atmospheric properties.

The main objective of this thesis is to analyze the recent variability and future evolution of the solar environment in the Hauts-de-France region (HdF), which is characterized by a strong influence of cloudy conditions and significant levels of particulate pollution.

We first use continuous coincident measurements of aerosol optical properties and incident solar radiation at the surface conducted in Lille between 2010 and 2022. The development of a classification of sunshine conditions into three categories (clear sky, cloudy sky with visible or non-visible sun) allows us to obtain solar environment climatologies for the different situations. Furthermore, the use of a multivariate decomposition based on radiative transfer simulations allows us to analyze the influence of cloud and atmospheric aerosol variability on the measured solar environment in Lille. Spring and summer, two key seasons in terms of solar resource, are marked by less cloudy conditions and high aerosol concentrations. In spring, the aerosol direct radiative effect is maximum, with an average reduction of the incident global irradiance of about  $-9 \text{ W/m}^2$  ( $-23 \text{ W/m}^2$  in the absence of clouds in the direction of the Sun). Aerosols significantly alter the partition between direct and diffuse solar radiation, increasing the proportion of diffuse irradiance by a factor of 2 on average under clear skies. In Lille, our analysis also highlights a trend over the study period of increasing global and direct solar flux (approximately  $+4 \text{ W/m}^2/\text{year}$ ) for these two seasons, in connection with a decrease in the frequency of cloudy conditions.

To spatially extend the study conducted in Lille to the entire HdF region and its surroundings, we use climate simulations from the ALADIN-Climat regional model, which includes the TACTIC aerosol scheme. Analysis of a first set of HINDCAST simulations for the period 2010-2020 shows satisfactory comparisons with flux and aerosol measurements from several sites in our study area. This approach also highlights maximum sunshine and global flux in spring and summer, especially in the southern part of the study region, the English Channel, and the North Sea, as well as particularly high levels of aerosols over the Benelux and the HdF region. Furthermore, the recent increasing trend of the global irradiance measured in Lille due to the decrease in the frequency of cloudy conditions is confirmed by ALADIN-Climat over a large part of the region. Finally, using three additional sets of ALADIN-Climat simulations in climate mode, we analyze the possible future evolution, in spring and summer, of the solar environment in 2050 and 2100 compared to the period 2005-2014 for two contrasting CMIP6 climate scenarios. For the relatively optimistic SSP1-1.9 scenario, ALADIN-Climat projects an increase in global flux in spring and summer in 2100, especially over England and the eastern part of the study area, in connection with a coincident decrease in cloud cover and aerosols. For the more pessimistic SSP3-7.0 scenario, ALADIN-Climat simulates, on the contrary, a significant decrease in global flux across the entire region for both seasons, in connection with an increase in aerosols and water vapor. In summer, ALADIN-Climat simulates a decrease in cloud cover that compensates for these initial effects, more so in 2050 than in 2100. In spring, the simulations project an increase in cloud cover, which amplifies the decrease in global flux as early as 2050.

**Keywords:** Surface solar radiation, Ground-based measurements of global irradiance, direct irradiance, diffuse irradiance, clear-sky conditions, cloudy-skies, aerosols, direct radiative effects, Hauts-de-France, regional climate simulations, future scenarios

---

# Remerciements

D'après la définition générale, une odyssee fait référence à un voyage ou une aventure épique, souvent parsemé d'épreuves, de défis et de découvertes, qu'ils soient physiques, intellectuels, ou émotionnels. C'est donc au terme de cette odyssee qu'est la thèse, que je m'attaque au dernier (et pas des moindres) défi de ce voyage : tenter d'exprimer, par les mots, la gratitude que je ressens envers tous ceux qui, de près ou de loin, m'ont permis de mener à bien cette aventure.

Pour commencer, je souhaiterais remercier l'ADEME et la région Hauts-de-France, qui ont permis par leur financement, que cette thèse voit le jour. Je remercie également les représentants des deux institutions, les membres des comités de suivi de thèse, ainsi que les membres du jury, pour leur temps, leur bienveillance et leurs précieux conseils.

Cette thèse reposant en grande partie sur l'exploitation de données, à la fois mesurées et simulées, je tiens à remercier les équipes du réseau AERONET, notamment de sa composante française PHOTONS basée en partie au LOA, du réseau BSRN et du réseau Atmo Hauts-de-France. Je remercie également tous les membres de l'équipe instrumentale du LOA, qui, grâce à leur travail remarquable, m'ont permis de m'appuyer sur des mesures variées et de qualité. Merci également aux équipes du CNRM, notamment à Pierre Nabat et Marc Mallet, pour les simulations climatiques d'ALADIN-Climat et leur implication indispensable dans cette thèse.

Merci à Thierry, pour ses conseils et son implication dans la thèse. Merci également à Mathieu pour les échanges lors du développement de SOLARTDECO. Merci à Fabrice, François, Jean-Jacques et Romain pour leur aide technique, leur patience et leur gentillesse, sans vous cette thèse aurait été nettement plus compliquée à mener à bien. Merci à Anne et Marie-Lyse pour leur disponibilité et leur aide précieuse sur les questions administratives.

Mes pensées vont, évidemment, à mes encadrants, Isabelle et Nicolas, qui m'ont accompagné tout au long de ce projet, qui a débuté en Master 2, et qui ont, il faut le noter, donner une chance à un étudiant totalement étranger aux sciences atmosphériques de réaliser cette thèse ! Un grand merci à tous les deux pour votre soutien, vos encouragements, votre confiance, votre disponibilité, et surtout votre enthousiasme, qui m'a conforté dans mon choix d'étudier ce système particulièrement complexe qu'est l'atmosphère, et surtout

les interactions entre le rayonnement solaire et les aérosols, malgré une proportion assez conséquente de conditions nuageuses à Lille !

Je remercie également tous les collègues du LOA, en particulier les nouveaux docteurs (par ordre alphabétique) : Faustine, Perla, Mégane, Raphaël, Yuliia, Yuyang ; ainsi que les docteurs en devenir : Maria-Fernanda, Soon-to-be doctor Panda, William, et tous les autres (force à vous !). Merci pour les bières, les jus de pommes, les thés et/ou cafés, et tous ces repas partagés ensemble. Merci surtout pour votre bonne humeur, qui rend ce laboratoire si chaleureux à mes yeux !

J'adresse également un grand merci à tous mes amis, récents ou plus anciens, qui ont été là pour moi tout au long de cette aventure et qui m'ont permis de garder le moral ! Merci également à mon frère, ma tante, mon parrain et ma marraine, qui, même sans forcément comprendre tout ce que je faisais, ont toujours cru en moi. Merci pour votre soutien !

Enfin, merci à tout ceux avec qui j'ai eu la chance de vivre cette aventure et que j'aurai pu oublier !

Gabriel (et al.)

# Sommaire

<b>Résumé</b>	<b>v</b>
<b>Remerciements</b>	<b>vii</b>
<b>Sommaire</b>	<b>ix</b>
<b>1 Introduction générale</b>	<b>1</b>
<b>2 Généralités : Rayonnement solaire, nuages et aérosols</b>	<b>9</b>
2.1 Rayonnement solaire . . . . .	9
2.1.1 Définitions . . . . .	11
2.1.2 Moyens d'observations et modèles de ré-analyse . . . . .	14
2.1.3 Les simulations de transfert radiatif . . . . .	19
2.2 Les nuages . . . . .	24
2.2.1 Généralités . . . . .	24
2.2.2 Propriétés des nuages . . . . .	25
2.2.3 Impacts des nuages . . . . .	26
2.3 Les aérosols atmosphériques . . . . .	30
2.3.1 Généralités . . . . .	30
2.3.2 Propriétés des aérosols . . . . .	34
2.3.3 Impacts des aérosols . . . . .	37
<b>3 Approche combinant mesures sol et modélisation</b>	<b>43</b>
3.1 La plateforme de mesures ATOLL . . . . .	43
3.1.1 Les mesures de flux solaire . . . . .	44
3.1.2 Les mesures photométriques . . . . .	49
3.1.3 Les mesures complémentaires . . . . .	52
3.1.3.1 Le sky-imager . . . . .	52
3.1.3.2 Les mesures LiDAR . . . . .	53
3.1.3.3 Mesures in-situ . . . . .	54
3.1.3.4 Les mesures météorologiques . . . . .	57
3.1.4 Stratégie d'analyse et coïncidence des mesures . . . . .	57
3.2 Les simulations de transfert radiatif de SOLARTDECO . . . . .	60
3.2.1 Mise au point des simulations SOLARTDECO . . . . .	61
3.2.1.1 Paramétrisation générale . . . . .	61
3.2.1.2 Propriétés optiques des aérosols . . . . .	62
3.2.2 Évaluation des performances . . . . .	66
3.3 Les simulations du modèle climatique régional ALADIN-Climat . . . . .	68

3.3.1	Présentation générale . . . . .	69
3.3.1.1	Configuration générale . . . . .	69
3.3.1.2	Le schéma d'aérosols TACTIC . . . . .	70
3.3.2	Les jeux de simulations utilisés . . . . .	71
<b>4</b>	<b>Contributions des partitions ciel clair/nuageux et du contenu en aérosols à la variabilité de l'irradiance solaire à Lille</b>	<b>73</b>
4.1	Mise au point d'une classification des conditions d'ensoleillement . . . . .	74
4.1.1	Description des algorithmes de détection des nuages . . . . .	76
4.1.2	Évaluation des performances . . . . .	80
4.2	Variabilité des flux solaires, conditions d'ensoleillement et aérosols de 2010 à 2022 . . . . .	82
4.2.1	Cycle saisonnier . . . . .	82
4.2.2	Évolution inter-annuelle au printemps et en été . . . . .	88
4.3	Analyse multivariée de la variabilité du flux solaire . . . . .	95
4.3.1	Méthodologie . . . . .	95
4.3.2	Analyse de sensibilité des flux en "clear-sky" . . . . .	97
4.3.3	Analyse de la variabilité inter-annuelle : Exemple du printemps 2020 . . . . .	101
4.3.4	Analyse des tendances au printemps et en été sur la période 2010-2022 . . . . .	105
4.4	Effets radiatifs directs en surface des aérosols à Lille . . . . .	108
4.4.1	Conditions clear-sky . . . . .	109
4.4.1.1	Quelques cas d'études . . . . .	109
4.4.1.2	Analyse globale sur la période 2010-2022 . . . . .	115
4.4.2	Conditions clear-sun with clouds . . . . .	116
4.4.3	Conditions all-sky . . . . .	120
4.5	Conclusions . . . . .	121
<b>5</b>	<b>Variabilité spatiale et évolution future de l'irradiance solaire simulée par ALADIN-climat sur la région HDF<sub>XL</sub></b>	<b>125</b>
5.1	Validation régionale des simulations <i>HINDCAST</i> d'ALADIN-Climat à l'aide de mesures sol . . . . .	126
5.1.1	Cycle saisonnier moyen . . . . .	126
5.1.2	Évaluation des simulations à la résolution horaire . . . . .	133
5.2	Analyse des variabilités spatiales sur la région HDF <sub>XL</sub> en mode <i>HINDCAST</i> . . . . .	138
5.2.1	Cas d'étude : Épisode de pollution printanier de mars 2014 . . . . .	138
5.2.2	Variabilité moyenne sur la période 2010-2020 au printemps et en été . . . . .	145
5.2.3	Variabilité inter-annuelle et tendances . . . . .	149
5.3	Évolution future de l'environnement solaire en région HDF <sub>XL</sub> selon deux scénarios climatiques . . . . .	153
5.3.1	Présentation des scénarios climatiques futurs CMIP6 : Les Shared Socioeconomic Pathways (SSP) . . . . .	153
5.3.2	Évolution future au printemps et en été en région HDF <sub>XL</sub> pour les scénarios SSP1-1.9 et SSP3-7.0 . . . . .	158
5.3.2.1	Comparaison des simulations <i>HIST</i> et <i>HINDCAST</i> sur la période historique récente (2005-2014) . . . . .	159
5.3.2.2	Comparaison des simulations <i>HIST</i> , <i>SSP119</i> et <i>SSP370</i> : Évolution future de l'environnement solaire en région HDF <sub>XL</sub> au printemps et en été . . . . .	161
5.4	Conclusions . . . . .	170

---

<b>6 Conclusion générale et perspectives</b>	<b>175</b>
6.1 Conclusion générale . . . . .	175
6.2 Perspectives . . . . .	179
<b>Bibliographie</b>	<b>183</b>
<b>Liste des tableaux</b>	<b>199</b>
<b>Table des figures</b>	<b>203</b>
<b>A Définition des grandeurs statistiques utilisées pour les comparaisons</b>	<b>215</b>
<b>B Figures supplémentaires pour l'évaluation de la variabilité mensuelle des paramètres atmosphériques dans les simulations d'ALADIN-Climat</b>	<b>217</b>
<b>C Figures supplémentaires pour l'évaluation des simulations d'ALADIN-Climat à la résolution horaire</b>	<b>223</b>
<b>D Évaluation des tendances simulées par ALADIN-Climat sur la période 2000-2020</b>	<b>225</b>
<b>E Figures supplémentaires pour l'analyse de l'évolution future de l'environnement solaire en région HDF<sub>XL</sub></b>	<b>229</b>
<b>Acronymes</b>	<b>237</b>



## Introduction générale

L'énergie solaire qui parvient à la surface de la Terre constitue la principale source d'énergie pour la vie sur notre planète. Elle joue un rôle fondamental dans la régulation du climat et influence de nombreux processus naturels (WILD, 2009 ; WILD et al., 2005). Le rayonnement solaire incident affecte à la fois le bilan énergétique de la planète, mais également l'évaporation et les processus hydrologiques associés, la fonte des neiges et des glaciers, la photosynthèse des plantes et l'absorption du carbone terrestre qui en découle, ainsi que l'évolution diurne et saisonnière des températures de surface. En outre, la quantité d'énergie solaire incidente à la surface a également des implications majeures sur les technologies de production d'énergie solaire et la productivité agricole. WILD, 2009 indique notamment que les variations de la quantité d'énergie solaire qui atteint la surface peuvent avoir des répercussions profondes sur l'environnement, la société, et l'économie. C'est pourquoi, de nombreux travaux récents (voir par exemple TOBIN et al., 2018) s'intéressent au rôle du changement climatique à venir sur l'évolution possible des énergies renouvelables (vent, ressource solaire en particulier) disponibles en Europe.

L'énergie solaire atteint la surface de la Terre sous la forme soit de rayonnement direct, soit, après diffusion par l'atmosphère et la surface, de rayonnement diffus. La somme de ces deux composantes représente la quantité totale de rayonnement solaire incident en surface (en  $W/m^2$ ). Il existe, selon le domaine d'étude, différentes appellations possibles pour cette quantité. On peut parler à la fois de rayonnement, ou de flux, global, de rayonnement solaire de surface (ou surface solar radiation, SSR, surtout chez les modélisateurs), d'insolation solaire, d'irradiance solaire, ou encore de rayonnement aux courtes longueurs d'onde (de 0.2 à 4  $\mu m$ , par opposition avec le rayonnement aux grandes longueurs d'ondes qui se situe entre 4 et 200  $\mu m$ ). Le rayonnement solaire incident en surface varie fortement selon les conditions atmosphériques, et l'on distingue souvent deux types de situations : les situations de ciel clair (ou "clear-sky"), caractérisées par une absence totale d'influence des nuages, et les situations "tout ciel" (ou "all-sky"), qui englobent à la fois les situations sans nuages et les situations nuageuses. Cette classification permet notamment de dissocier l'effet des nuages, prédominant en conditions "all-sky", de celui des aérosols (et des gaz), qui ont un rôle bien plus significatif en l'absence de nuages.

Les études menées au cours des dernières décennies, tant par l'observation que par la modélisation, se sont principalement concentrées sur l'étude de la variabilité du rayonnement global incident en conditions "all-sky", et suggèrent que le rayonnement solaire de surface présente des variations décennales significatives. Les études de WILD et al., 2005, WILD, 2009, LIEPERT, 2002 et NORRIS et WILD, 2007 ont notamment mis en évidence une tendance globale en Europe et dans le Monde à la baisse du rayonnement solaire incident en surface jusqu'aux années 1990 (phénomène appelé "dimming"), suivie d'une tendance à la hausse depuis lors (phénomène appelé "brightening"). L'identification des causes de ces tendances

observées pour le flux global incident s'avère être une tâche non triviale. Cependant, un nombre croissant d'études récentes indiquent que l'évolution des interactions entre les aérosols, les nuages et le rayonnement semble être responsable de l'augmentation du rayonnement incident depuis 1985 (MANARA et al., 2016; PHILIPONA et al., 2009; RUCKSTUHL et al., 2008), avec une contribution directe des aérosols très supérieure par endroit à celle des nuages (RUCKSTUHL et al., 2008). On peut notamment citer l'étude récente de WILD et al., 2021 basée sur les observations du rayonnement solaire mesuré en surface sur le site de Potsdam (en Allemagne) sur la période 1947-2017, qui fait la distinction entre les situations "all-sky" et "clear-sky", et qui observe des tendances similaires pour les deux types de conditions. Ils suggèrent que ces variations ont une origine plus anthropique que naturelle, avec notamment un rôle important des aérosols. Cependant, il convient de mentionner que la simulation précise de ces tendances, ainsi que de la période d'inversion (autour du milieu des années 1980, ou au début des années 1990 selon les études), reste délicate en raison des incertitudes importantes associées à la variabilité spatio-temporelle des nuages et des aérosols, et de leurs effets radiatifs, en particulier à des échelles très locales (LIEPERT et TEGEN, 2002; ROMANOU et al., 2007; RUCKSTUHL et NORRIS, 2009; TURNOCK et al., 2015).

Dans le contexte du changement climatique, l'amélioration des simulations des évolutions du rayonnement solaire revêt une importance capitale. Des modifications significatives de la composition de l'atmosphère sont prévues d'ici la fin du siècle, avec des amplitudes variables selon le scénario choisi, le modèle utilisé, ou encore les périodes historiques et futures considérées. Le choix du scénario climatique futur est essentiel car les différents scénarios sont caractérisés par des degrés variés de changement climatique projeté, et d'évolution des émissions anthropiques futures. Les projections peuvent varier considérablement au sein d'un même projet CMIP (Coupled Model Intercomparison Project), mais également entre les anciens scénarios RCP (Representative Concentration Pathways, MOSS et al., 2010) de la génération CMIP5 (Phase 5) et les nouveaux scénarios SSP (Shared Socioeconomic Pathways, O'NEILL et al., 2017) de la génération CMIP6 (Figure 2, DRUGÉ et al., 2021). Il existe également de grandes disparités entre les modèles. Plusieurs études récentes (BARTÓK et al., 2016; BOÉ et al., 2020; GUTIÉRREZ et al., 2020) montrent en particulier des projections futures opposées entre les simulations de modèles climatiques globaux (Global Climate Model, GCM) et régionaux (Regional Climate Model, RCM), en lien à la fois avec des différences de résolution spatiale et de représentation du contenu en aérosols, les RCM ayant généralement un schéma d'aérosols assez simple pour limiter le temps de calcul. La période de référence historique peut également influencer les résultats. Les études basées sur des périodes de référence récentes ou anciennes peuvent montrer des différences notables en raison de la transition entre les périodes de "dimming" et de "brightening", qui sont associées à des changements significatifs du contenu atmosphérique, en particulier des concentrations en aérosols. Les projections dépendent également de la période future étudiée, le milieu de siècle étant généralement caractérisé par des changements différents de la fin de siècle.

Les études récentes menées en Europe, qu'elles soient basées sur des modèles globaux ou des modèles régionaux avec un schéma d'aérosols robuste, projettent globalement une augmentation à moyen et long termes du rayonnement incident en surface pour divers scénarios climatique futurs, que ce soit pour les RCP (BARTÓK et al., 2016; BOÉ et al., 2020; GUTIÉRREZ et al., 2020) et les SSP (DRUGÉ et al., 2021; HOU et al., 2021). Cette augmentation s'explique notamment par une diminution des émissions d'aérosols et une baisse de la fraction nuageuse. À l'inverse, les études (JEREZ et al., 2021; JEREZ et al., 2015; TOBIN et al., 2018) basées sur les simulations de modèles régionaux qui ne prennent pas bien en compte l'évolution des aérosols projettent une augmentation beaucoup plus faible, voire une diminution du rayonnement solaire incident en surface en particulier sur le nord de l'Europe. Ces projections sont donc encore relativement incertaines aujourd'hui, malgré leur importance en termes d'impact sur le développement d'exploitations photovoltaïques à venir, dans le contexte de transition vers des sources d'énergies renouvelables et peu carbonées.

Il est aujourd'hui établi que l'atténuation de l'impact des émissions de gaz à effet de serre sur le réchauffement climatique nécessite le développement de méthodes alternatives de production d'énergie. À l'heure actuelle, les technologies photovoltaïques représentent l'une des technologies les plus importantes

et les plus prometteuses, en complément de l'énergie produite par les éoliennes. Plusieurs études ont étudié la résilience future des installations renouvelables (TOBIN et al., 2018), et en particulier photovoltaïques (GUTIÉRREZ et al., 2020 ; HOU et al., 2021 ; JEREZ et al., 2015). Celles-ci montrent que l'évolution future du rayonnement incident mais également de la température vont avoir un impact important sur l'évolution future de la production de ces technologies. Il est donc important de s'y préparer.

La compréhension de l'évolution passée et future de l'environnement solaire revêt une importance particulière pour la région Hauts-de-France (HDF) et les régions voisines. Cette zone particulière de l'Europe de l'ouest est caractérisée par des niveaux de rayonnement solaire relativement modestes (Figure 1.1) en raison d'abord de sa position latitudinale (autour de 50°Nord) mais aussi du contenu atmosphérique qui la caractérise. D'après la Figure 1.1, l'énergie solaire globale incidente en moyenne dans cette région est de l'ordre de 1100 kWh/m<sup>2</sup> contre 1150 kWh/m<sup>2</sup> autour de l'Ile-de-France, 1600 kWh/m<sup>2</sup> au niveau de la région Provence-Alpes-Côte d'Azur, et jusqu'à 2000 kWh/m<sup>2</sup>, soit presque deux fois plus, au Maghreb. La région étant caractérisée par des niveaux importants de conditions nuageuses (HAHN et WARREN, 2007) et de pollution atmosphérique particulière (BESSAGNET et al., 2005 ; FAVEZ et al., 2012, 2021 ; POTIER et al., 2019 ; VELAZQUEZ-GARCIA et al., 2023), la question de leurs contributions respectives à la variabilité spatiale du rayonnement solaire incident en surface, et à son évolution future, se pose. Les niveaux d'irradiance solaire relativement modérés dans cette région demandent d'évaluer et d'optimiser le déploiement des technologies solaires, afin de permettre une exploitation durable et efficace des ressources. De plus, malgré une quantité de rayonnement solaire incident plus modérée que dans les régions méridionales de l'Europe, le climat de la région Hauts-de-France est caractérisé par des températures de surface relativement clémentes tout au long de l'année, avec des moyennes mensuelles généralement inférieures à 25°C, même en été. Cette caractéristique permet d'obtenir un rendement optimal des panneaux photovoltaïques, qui opèrent mieux en dessous de 25°C. L'augmentation future de la température en région Hauts-de-France représente donc un point critique qui pourrait modifier significativement le rendement des exploitations photovoltaïques en région d'ici la fin de siècle.

En outre, le fait que la région Hauts-de-France présente actuellement un retard par rapport à ses voisins européens en termes d'utilisation des technologies photovoltaïques, constitue une motivation supplémentaire pour examiner attentivement l'environnement solaire et le potentiel de l'énergie solaire dans cette région. En 2021, seulement 0.6% de la production énergétique de la région provient en moyenne de sources photovoltaïques, contre 3% en moyenne en France, 5% dans l'Union Européenne, 6% en Belgique et jusqu'à 9% en Allemagne. Cette région connaît néanmoins depuis quelques années une dynamique importante en faveur du développement des énergies renouvelables. Depuis l'an 2000, la région HDF a notamment mis en place le Centre de déploiement de l'éco-transition dans les entreprises et les territoires (CD2E), qui soutient activement le développement des énergies solaires en région, en particulier depuis 2018, avec le lancement du collectif régional de l'énergie solaire (CORESOL), qui a pour objectif de dynamiser le secteur des énergies solaires dans la région. CORESOL encourage notamment l'installation massive de systèmes solaires, tout en développant des approches telles que l'autoconsommation, le stockage d'énergie, les centrales solaires, les bâtiments producteurs d'énergie, et le solaire thermique collectif. On peut noter que les activités du CD2E et de CORESOL en région HDF sont également soutenue par l'initiative collective "Rev3" (Troisième révolution industrielle en Hauts-de-France), lancée en 2012, et qui a pour objectif de promouvoir une région plus durable et solidaire, avec notamment le développement de projets solaires photovoltaïques et thermiques, à travers un soutien technique et financier aux professionnels et aux particuliers. Le potentiel de croissance de la production photovoltaïque dans la région est considérable, et l'optimisation de cette croissance est essentielle pour exploiter pleinement les avantages de l'énergie solaire. Cela nécessite une compréhension approfondie de la variabilité de l'environnement solaire et du climat, ainsi que des facteurs qui influencent cette variabilité.

Dans ce contexte environnemental et climatique, les études régionales qui s'intéressent aux variations du rayonnement solaire en surface tout en tenant compte des paramètres atmosphériques susceptibles d'influencer ces variations sont cruciales, pour permettre de mieux comprendre, au niveau local, la relation

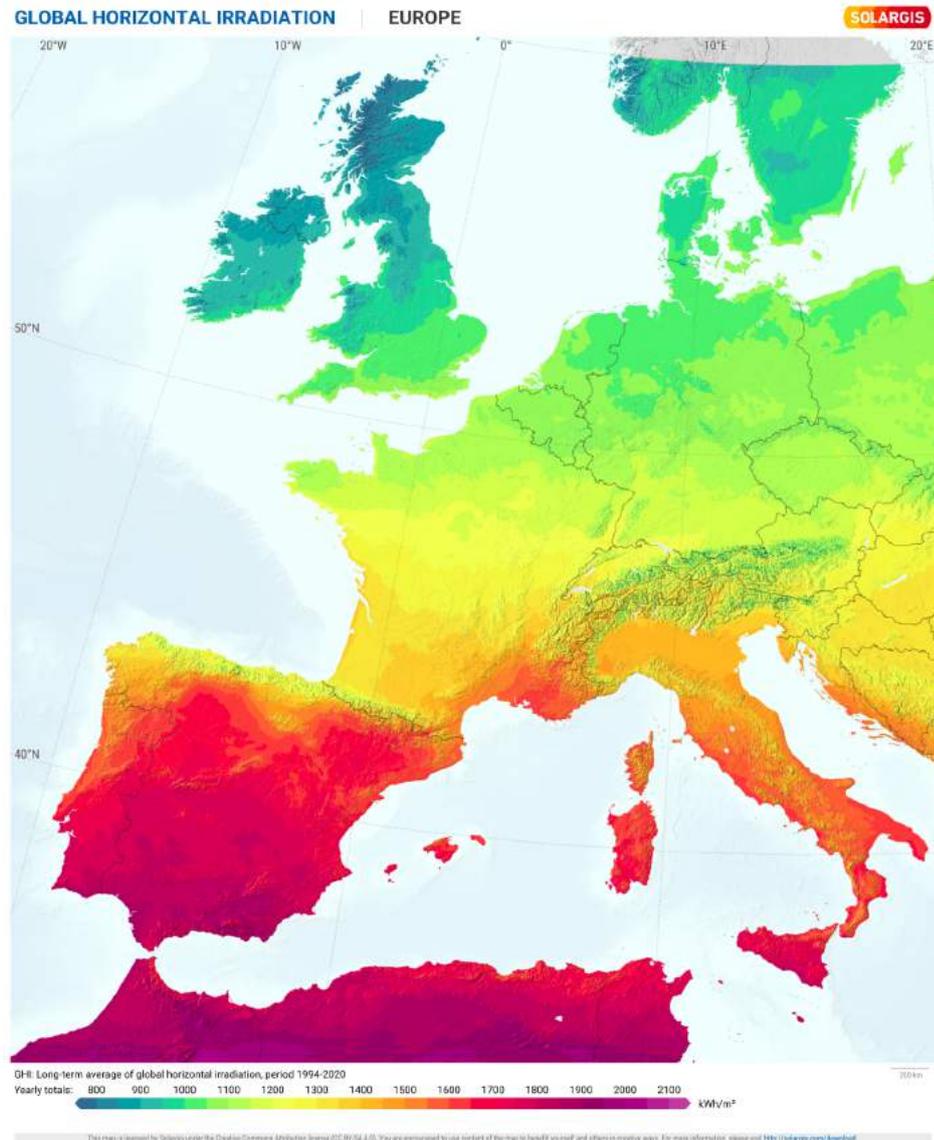


FIGURE 1.1 – Carte de l'énergie solaire annuelle moyenne incidente en surface sur la période 1994-2020 en Europe de l'ouest. (Source : <https://solargis.com/maps-and-gis-data/download/europe>)

entre les variations de ces paramètres et les variations du rayonnement de surface. Le nombre d'études locales de la variabilité passée du rayonnement solaire en surface, et de l'impact des aérosols et des nuages pour des régions avoisinantes reste néanmoins relativement restreint, avec seulement quelques études récentes basées sur des observations effectuées aux Pays-Bas (BOERS et al., 2017; BOERS et al., 2019; VAN HEERWAARDEN et al., 2021) et en Allemagne (WILD et al., 2021; WITTHUHN et al., 2021). De plus, la plupart de ces études se sont jusqu'à présent principalement concentrées sur l'impact des nuages et des aérosols sur l'évolution du rayonnement solaire global à la surface, sans tenir compte de ses composantes directes et diffuses. Toutefois, en fonction de leurs propriétés optiques, les aérosols et les nuages influencent le rayonnement incident en altérant différemment les composantes directes et diffuses de l'irradiation. Bien que l'impact sur l'énergie photovoltaïque soit principalement lié à la quantité totale d'irradiation solaire à la surface, les technologies sont également sensibles à la répartition entre les composantes diffuse et directe (KIRN et al., 2015; LINDSAY et al., 2020).

Cette thèse s'inscrit donc dans un contexte global, national et régional de changement climatique marqué par une transition vers les énergies renouvelables, notamment solaires, et par la nécessité d'une compréhension approfondie du bilan énergétique de la Terre et de l'évolution climatique future. L'objectif principal de cette thèse est d'analyser la variabilité récente, c'est à dire sur la dernière décennie, et l'évolution future de l'environnement solaire dans le nord de la France, et plus particulièrement en région Hauts-de-France, une région caractérisée par des niveaux importants de conditions nuageuses et de pollution particulaire. Pour ce faire, la thèse cherche à répondre à plusieurs questions scientifiques : Quelle est l'évolution récente du rayonnement solaire de surface à Lille et en région HdF ? Quelles sont les évolutions futures possibles selon différents scénarios climatiques ? Quel est le rôle des aérosols comparé à celui d'autres paramètres atmosphériques (nuages, vapeur d'eau en particulier) sur ces évolutions passées et à venir ? Les travaux réalisés dans cette thèse se situent donc en amont d'études plus précises visant, par exemple, à caractériser la variabilité récente et l'évolution future de la production photovoltaïque en région ou de la production agricole, en lien avec la photosynthèse, ou encore d'études visant à réduire l'incertitude sur le bilan radiatif de la Terre par le biais d'une connaissance approfondie du rayonnement solaire incident en surface et de ses interactions avec les différentes composantes atmosphériques à l'échelle régionale.

Nos travaux sont basés à la fois sur des séries temporelles de mesures sol du contenu en aérosols et du rayonnement solaire incident, ainsi que des simulations d'un modèle de transfert radiatif et d'un modèle climatique régional. Cette thèse se décompose en deux volets majeurs. Le premier volet se concentre sur l'analyse de la variabilité récente de l'environnement solaire mesuré à Lille sur une période couvrant les années 2010 à 2022. Cette analyse repose sur l'étude de plusieurs jeux de données coïncidents issus des mesures effectuées depuis maintenant plus de 13 ans dans le cadre des observations de la plateforme ATOLL (ATmospheric Observations in LiLle) située sur le toit du bâtiment P5 sur le campus "Cité Scientifique" de l'Université de Lille à Villeneuve d'Ascq. Les données incluent des mesures du rayonnement solaire incident en surface et de ses composantes directes et diffuses à la résolution d'une minute, des mesures des propriétés optiques des aérosols effectuées toutes les 3 à 15 minutes en l'absence de nuages dans la direction du Soleil, ainsi que des mesures des concentrations surfaciques en aérosols à une résolution d'une heure. L'étude de RUCKSTUHL et al., 2010 a montré néanmoins que l'analyse des tendances à l'aide de séries temporelles de mesures peut entraîner des erreurs significatives en raison de l'occurrence irrégulière de périodes de ciels nuageux et de ciels clairs au cours de l'année. Les variations annuelles sont donc largement influencées par la sélection des angles solaires zénithaux utilisés pour construire les moyennes annuelles. Pour prendre en compte cette complexité du problème et séparer l'influence des différents paramètres influents, nous avons choisi d'employer une approche combinant des mesures coïncidentes du contenu en aérosols, de leurs propriétés optiques, et du rayonnement solaire incident en surface, ainsi que des simulations de transfert radiatif en conditions de ciel clair, c'est-à-dire sans considérer la contribution des nuages. Notre analyse repose en particulier sur la mise au point d'une classification des conditions d'ensoleillement, basée sur un traitement automatique des mesures de flux à l'aide de filtres nuageux, qui

permet de distinguer l'influence de l'occurrence des situations nuageuses et des ciels clairs, de l'influence du contenu atmosphérique (aérosols et gaz) et d'autres paramètres, notamment géométriques comme l'angle solaire zénithal, sur la variabilité du rayonnement global incident en surface à Lille sur la période 2010-2022. Nous analysons également l'influence de l'ensemble de ces paramètres sur les composantes directes et diffuses du rayonnement incident en surface, pour les situations "all-sky" mais également en conditions "clear-sky" et "clear-sun with clouds", c'est à dire quand des nuages sont présents dans le ciel, sauf dans la direction du Soleil.

Le deuxième volet de cette thèse vise à élargir l'analyse menée à Lille à partir des mesures de la plateforme ATOLL en exploitant 4 jeux de simulations du modèle climatique régional ALADIN-CLIMAT, qui nous ont été fournis dans le cadre d'une collaboration avec Pierre Nabat et Marc Mallet de l'équipe MOSCA (Modélisation du Système Climatique Régional) du CNRM (Centre National de Recherches Météorologiques). Ce volet porte sur l'analyse, pour une zone centrée sur la région des Hauts-de-France, de la variabilité historique récente (2000-2020) de l'environnement solaire, ainsi que de son évolution future aux horizons 2050 et 2100 pour deux scénarios climatiques contrastés : le SSP1-1.9 (diminution des émissions anthropiques de gaz à effet de serre et d'aérosols, hausse limitée de la température de surface) et le SSP3-7.0 (augmentation des émissions de gaz à effet de serre et de certaines espèces d'aérosols, augmentation importante de la température). Un premier jeu de simulations en mode "HINDCAST", c'est-à-dire piloté par un modèle de réanalyse (ici, ERA-5) nous permet notamment, après validation à l'échelle de la région par comparaison avec les mesures de la plateforme ATOLL et d'autres sites situés dans la zone d'étude, d'étudier la variabilité spatio-temporelle de l'environnement solaire sur l'ensemble de la région des Hauts-de-France et ses alentours, avec une résolution spatiale de seulement 12x12 km, et pour un pas de temps d'une heure. L'un des intérêts principaux du modèle ALADIN-CLIMAT est qu'il comporte un schéma d'aérosol récent et complexe qui inclut notamment depuis peu les aérosols de nitrates d'ammonium (DRUGÉ et al., 2019), qui devraient jouer un rôle très important sur l'évolution future du climat (BELLOUIN et al., 2011). Enfin, nous analysons l'évolution future de l'environnement solaire autour de la région des Hauts-de-France à l'aide de trois jeux de simulations "en mode climatique", c'est-à-dire pilotés par un modèle climatique global (ici, CNRM-ESM2-1), qui représentent la variabilité du climat par rapport à la période pré-industrielle (avant 1750 environ) sur la période "historique" (2005 - 2014), mais également à moyen (2045-2054) et long (2091-2100) termes selon les scénarios futurs SSP1-1.9 et SSP3-7.0.

Ce manuscrit est structuré de la manière suivante :

Le Chapitre 2 présente quelques généralités sur le rayonnement et le contenu atmosphérique, en particulier les nuages et les aérosols. Il introduit notamment la notion de rayonnement solaire et les moyens d'observation et de modélisation associés, ainsi que les effets, notamment radiatifs et climatiques, des aérosols et des nuages.

Le Chapitre 3 se concentre sur la présentation des outils utilisés dans cette thèse. Il présente en particulier les mesures coïncidentes des propriétés optiques des aérosols et du rayonnement solaire de la plateforme ATOLL à Villeneuve d'Ascq, ainsi que le code de transfert radiatif SOLARTDECO utilisé et les propriétés atmosphériques associées, qui pour les aérosols reposent en particulier sur la définition de nouveaux modèles de propriétés optiques des aérosols développés spécifiquement pour cette thèse à partir d'inversions du réseau AERONET. Une évaluation des performances du code de transfert radiatif est également présentée dans ce chapitre par comparaison avec les mesures en conditions de ciel clair de la plateforme ATOLL. Le modèle climatique régional ALADIN-Climat utilisé ainsi que les jeux de simulations considérés et les modifications apportées spécifiquement pour cette étude sont également présentés dans ce chapitre.

Le Chapitre 4 regroupe les résultats de notre analyse de la variabilité saisonnière et inter-annuelle du rayonnement incident mesuré en surface à Lille sur la période 2010-2022, avec une attention particulière portée sur la variabilité au printemps et en été, deux saisons caractérisées par les valeurs les plus élevées de rayonnement solaire incident. Les résultats de la classification des conditions d'ensoleillement sont

également présentés dans ce chapitre. Celle-ci permet par combinaison avec la classification du contenu en aérosols de distinguer l'effet de la fréquence d'occurrence des conditions d'ensoleillement, du contenu en aérosols et de divers paramètres atmosphériques et géométriques sur la variabilité du rayonnement solaire, au travers d'une analyse multivariée. Enfin, une analyse de l'impact radiatif direct des aérosols à la surface à Lille est également présentée dans ce chapitre, afin d'estimer leur impact moyen sur le rayonnement solaire incident à Lille sur la période 2010-2022.

Les résultats des simulations climatiques fournies par ALADIN-Climat sur notre zone d'étude sont exposés au Chapitre 5. Ce chapitre commence par présenter une évaluation régionale des performances du modèle par comparaison des simulations "HINDCAST" avec les mesures sols de la plateforme ATOLL, ainsi que d'autres sites de mesures de flux solaire en surface et de propriétés optiques des aérosols situés en région Hauts-de-France et ses environs. Le chapitre se poursuit avec une analyse de la variabilité spatio-temporelle de l'environnement solaire simulé en mode "HINDCAST" par ALADIN-Climat sur la période historique récente (2000-2020) pour la région HdF et ses alentours. Nous présentons ensuite une analyse, pour notre zone d'étude, des projections futures d'ALADIN-Climat aux horizons 2050 et 2100, comparativement à la période historique récente (2005-2014), pour deux scénarios climatiques de la génération CMIP6 (SSP1-1.9 et SSP3-7.0).

Les conclusions finales et les principales perspectives envisagées pour des travaux futurs sont présentées dans le Chapitre 6.



# Généralités : Rayonnement solaire, nuages et aérosols

## 2.1 Rayonnement solaire

Par définition, le rayonnement solaire correspond à l'ensemble des ondes électromagnétiques émises par le Soleil. Bien que le Soleil émette de faibles quantités de rayons gamma (lors d'éruptions solaires), X et d'ondes radios, la très grande majorité du rayonnement émis se situe dans le domaine de longueur d'onde ( $\lambda$ ) compris entre 0.2 et 4  $\mu\text{m}$  avec un maximum dans le spectre visible qui s'étend de 0.4 à 0.7  $\mu\text{m}$  (Figure 2.1). Le rayonnement solaire incident au sommet de l'atmosphère terrestre est majoritairement composé de rayonnement infrarouge (IR) (52-55%), visible (42-43%) et ultraviolet (UV) (3-5%).

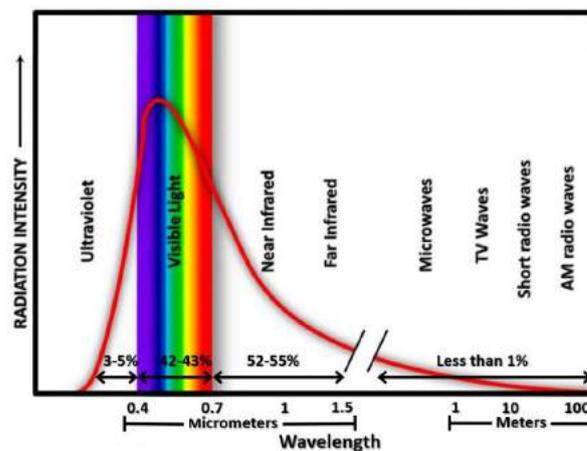


FIGURE 2.1 – Spectre d'émission du Soleil. (Source : <https://geoengineering.global/solar-radiation-management/>; Crédits : NASA)

La quantité totale de rayonnement solaire incident en un point de la surface de la Terre est cependant très variable. Elle dépend entre autres de la distance entre la Terre et le Soleil et de l'inclinaison de notre planète, qui engendrent une dépendance latitudinale et saisonnière importante. De plus, une partie du

rayonnement incident n'est pas transmis par l'atmosphère (Figure 2.2). Les ondes les plus énergétiques ( $\lambda < 0.25 \mu\text{m}$ ), potentiellement dangereuses, comme les rayons gamma, X et une partie des UV sont absorbées par l'atmosphère entre le sommet de l'atmosphère et la couche d'ozone située dans la stratosphère entre 20 et 30 km d'altitude. Comme le montre la Figure 2.3, pour les longueurs d'onde supérieures à  $0.25 \mu\text{m}$  la majorité du rayonnement incident est transmise par l'atmosphère ( $\sim 70\%$ ), à l'exception des quelques bandes d'absorption liées notamment aux gaz atmosphériques (ozone, vapeur d'eau, dioxyde de carbone, oxygène, etc.).

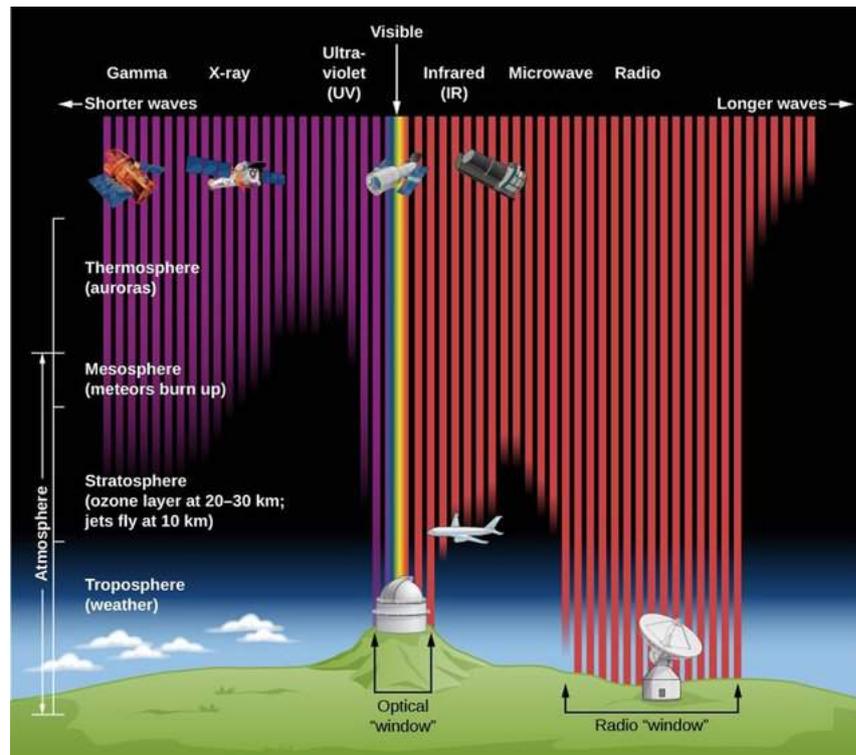


FIGURE 2.2 – Schéma du rayonnement solaire transmis par l'atmosphère. (Source : CARAVEO, 2020; Crédits : STScI/JHU/NASA)

Le rayonnement transmis en dessous de la couche d'ozone stratosphérique est aussi, en plus des gaz, largement impacté par les nuages et les aérosols. Ceux-ci absorbent et diffusent le rayonnement incident, qui dépend donc fortement des conditions météorologiques et des émissions anthropiques de polluants atmosphériques gazeux et particulaires.

Trois approches sont possibles pour déterminer le rayonnement solaire incident en surface. La première repose sur des mesures directes du rayonnement incident à l'aide d'instruments positionnés en surface. La seconde, basée sur des simulations de transfert radiatif (Section 2.1.3), permet par modélisation inverse d'obtenir une estimation du flux incident en surface à partir de mesures embarqués (satellites, avions, etc.) du rayonnement montant depuis la surface. La troisième, reposant également sur des simulations de transfert radiatif, permet à partir de mesures ou de simulations du contenu atmosphérique de déterminer le flux solaire incident en surface. La dernière méthode permet, par couplage avec des modèles climatiques ou de ré-analyse (voir Section 2.1.2) qui simulent le contenu atmosphérique sur l'ensemble de la Terre, d'augmenter l'extension spatiale, et la résolution spatiale et/ou temporelle des estimations, qui sont en générale limitées par les dispositifs de mesure. Elle rend notamment possible l'analyse de la variabilité

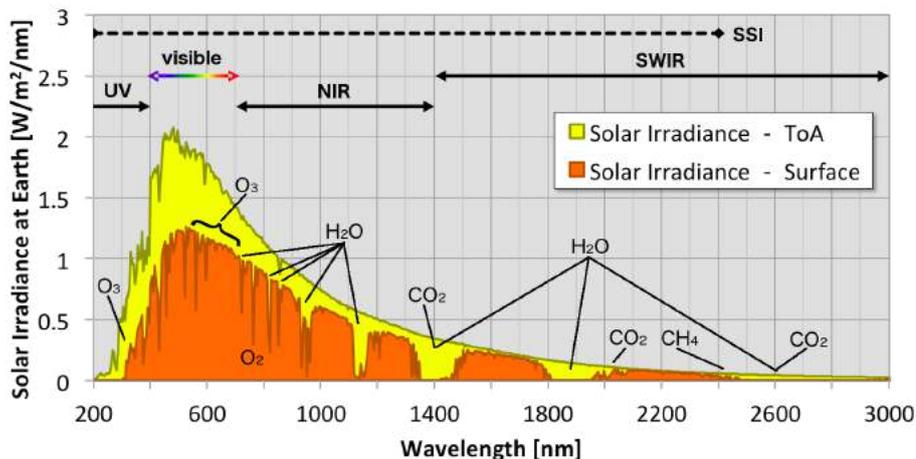


FIGURE 2.3 – Schéma du rayonnement solaire transmis par une atmosphère sans nuages dans la gamme 0.2 - 3  $\mu\text{m}$ . La flèche en pointillés correspond à la gamme de longueurs d'onde allant de 0.2 à 2.4  $\mu\text{m}$ , qui comprend près de 97 % du rayonnement solaire incident en surface (ou SSI de l'anglais Surface Solar Irradiance). Les flèches pleines représentent différentes gammes de longueurs d'onde allant de l'ultraviolet (UV) à l'infrarouge proche (NIR, de l'anglais Near Infrared, et SWIR, de l'anglais Shortwave Infrared) en passant par le domaine visible. (Source : <https://sunclimate.gsfc.nasa.gov/article/solar-irradiance>; Crédits : NASA/L. Ellison)

future du rayonnement solaire incident à la surface du globe ou sur une région plus spécifique comme la région des Hauts-de-France (Chapitre 5). On peut noter que pour ces trois méthodes, la présence de nuages complexifie la représentation du flux incident. En effet, la couverture nuageuse étant très changeante dans l'espace et le temps, le flux simulé ou mesuré à un instant  $t$  n'est pas forcément représentatif des conditions à l'instant  $t+1$ . Il est donc courant que le flux soit moyenné sur une période plus ou moins longue, permettant ainsi de lisser la variabilité du couvert nuageux.

### 2.1.1 Définitions

Selon le domaine, il existe dans la littérature différentes manières de désigner le rayonnement solaire incident à la surface de la Terre. Pour l'étude du climat, on utilise traditionnellement les acronymes SSI (de l'anglais Surface Solar Irradiance) ou SSR (Surface Solar Radiation) pour désigner le flux solaire incident sur une surface horizontale. Dans le domaine plus restreint de l'étude du rayonnement solaire en surface et de l'énergie photovoltaïque, on parle généralement de GHI (Global Horizontal Irradiance) ou de GTI (Global Tilted Irradiance) qui représentent le flux solaire (global) incident sur une surface horizontale ou inclinée (tilted), respectivement (Figure 2.4).

Le flux solaire incident est communément divisé entre ses composantes directes et diffuses. Le rayonnement direct, comme son nom l'indique, représente la fraction du flux solaire provenant directement de la direction solaire et qui atteint la surface après atténuation par l'atmosphère et sans diffusion. Il existe plusieurs acronymes du flux solaire direct selon la géométrie de la surface considérée. Lorsque la surface est perpendiculaire au rayonnement solaire incident, on parle de DNI (Direct Normal Irradiance) en  $\text{W}/\text{m}^2$  de surface perpendiculaire. Pour cette thèse, nous avons choisi les acronymes BHI (Beam Horizontal Irradiance) et BTI (Beam Tilted Irradiance) pour caractériser le flux solaire incident en  $\text{W}/\text{m}^2$  de surface horizontale et inclinée, respectivement. Ces dernières peuvent être déterminées à partir du DNI à l'aide

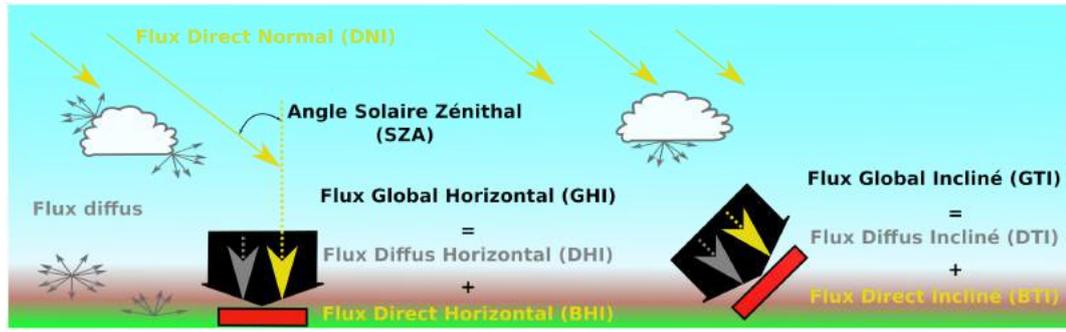


FIGURE 2.4 – Schéma du rayonnement solaire incident en surface.

d'un produit scalaire entre le vecteur unitaire dans la direction du Soleil du rayonnement incident  $\vec{n}_s$  et la normale à la surface considérée :

$$BHI = DNI \times \vec{n}_s \cdot \vec{n}_H = DNI \times \mu_0 \quad (2.1)$$

$$BTI = DNI \times \vec{n}_s \cdot \vec{n}_T \quad (2.2)$$

où  $\vec{n}_H$  et  $\vec{n}_T$  représentent les normales respectives de surfaces horizontales et inclinées, et  $\mu_0$  est le cosinus de l'angle solaire zénithal (SZA, de l'anglais Solar Zenith Angle), c'est à dire l'angle entre la verticale et la direction solaire (Figure 2.4).

De manière générale, le rayonnement diffus désigne au contraire la quantité de rayonnement solaire qui a été diffusée dans différentes directions suite à son interaction avec les composantes atmosphériques et la surface. La projection du champ de rayonnement diffus descendant sur une surface horizontale est généralement désignée par l'acronyme DHI (Diffuse Horizontal Irradiance) tandis que pour une surface inclinée, l'acronyme DTI (Diffuse Tilted Irradiance) est usuellement employé (Figure 2.4). Ces grandeurs sont définies telles que :

$$GHI = BHI + DHI \quad (2.3)$$

$$GTI = BTI + DTI \quad (2.4)$$

Elles sont généralement exprimées en  $W/m^2$  puisqu'elles correspondent en pratique à la quantité totale (intégrée sur tout le spectre solaire) de rayonnement incident, c'est-à-dire à la puissance (ou flux) solaire reçue. Il est à noter que pour des études spectrales du rayonnement, elles peuvent aussi être exprimées en  $W/m^2/\mu m$  ou  $W/m^2/nm$  afin de caractériser la puissance incidente aux différentes longueurs d'onde.

Le flux solaire incident au sommet de l'atmosphère est en moyenne d'environ  $1360 W/m^2$  (KOPP et LEAN, 2011). Ce flux de rayonnement capté par la planète est réparti sur l'ensemble de sa surface. Cela conduit à un éclairage moyen de  $340 W/m^2$  ( $\frac{1360 \times \pi R_T^2}{4 \times \pi R_T^2}$ ). Le flux solaire représentant la quasi-totalité de la source d'énergie de notre planète (99.97%, WOLFSON, 2023), ses interactions avec les composants de l'atmosphère terrestre et avec la surface sont fondamentales pour le bilan énergétique de la Terre. Ces interactions sont décrites dans la partie gauche de la Figure 2.5a, issue du Chapitre 7 de l'IPCC, 2023, adaptée de WILD et al., 2014 et obtenue à partir d'observations directes et des simulations des modèles climatiques CMIP5 (Coupled Model Intercomparison Project Phase 5).

Une partie de ces  $340 W/m^2$  est directement réfléchiée ( $\sim 75 W/m^2$ , i.e. 22%) ou absorbée ( $\sim 80 W/m^2$ , i.e. 24%) par les gaz, les aérosols et les nuages. Le flux ainsi transmis vers la surface ( $185 W/m^2$ ) peut alors

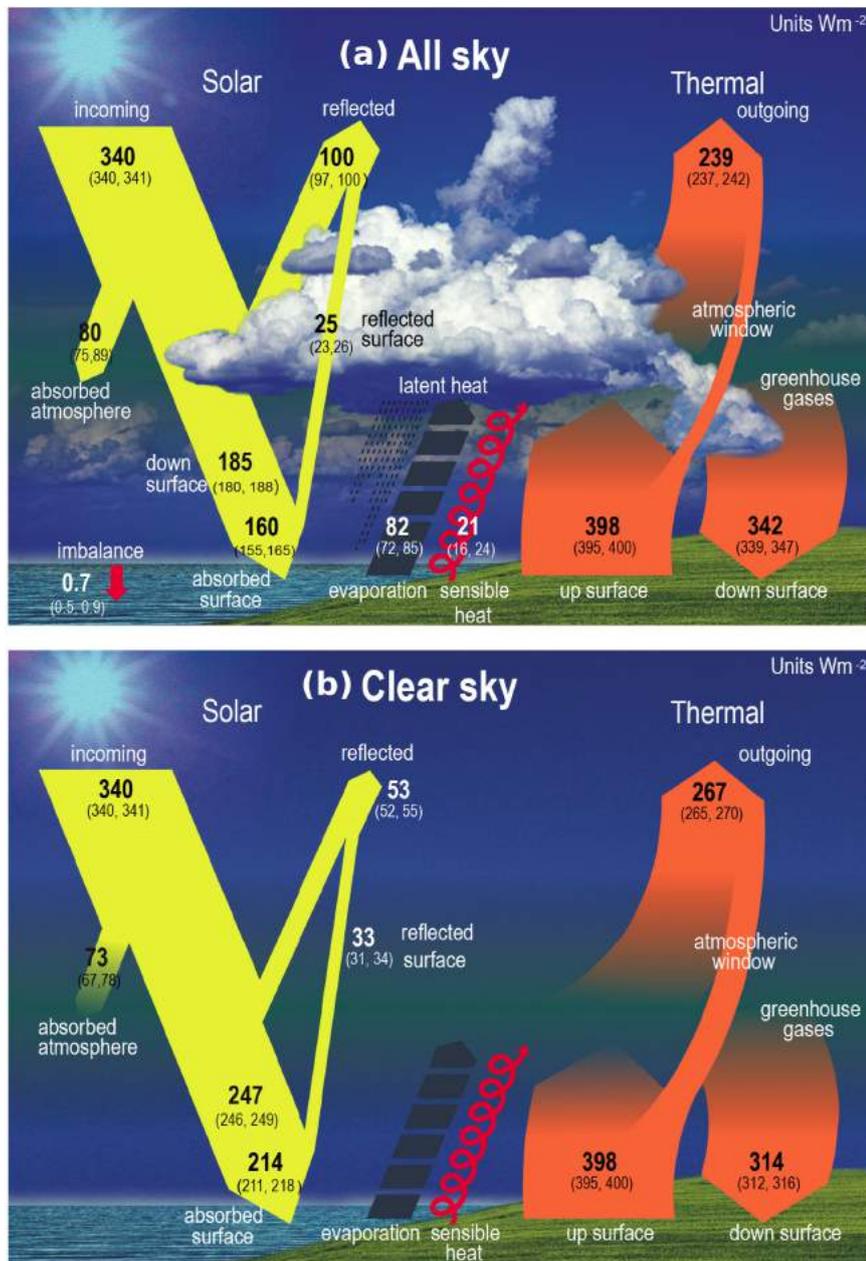


FIGURE 2.5 – Bilan énergétique de la Terre (a) en conditions "all-sky", et (b) son équivalent sans considérer les effets des nuages (i.e., en ciel clair, ou en anglais "clear-sky"). Source : IPCC, 2023 (Chapitre 7, Figure 7.2)

être à nouveau absorbé ( $160 \text{ W/m}^2$ , i.e. 47%) ou réfléchi ( $\sim 25 \text{ W/m}^2$ , i.e. 7%) par la surface elle-même. On peut également noter l'importance du rôle des nuages dans l'atténuation du rayonnement incident en comparant le rayonnement incident en surface en présence (conditions "all-sky", voir Figure 2.5a) ou en l'absence de nuages (conditions "clear-sky", voir Figure 2.5b adaptée de WILD et al., 2018 ; résultats issus de mesures BSRN et de simulations climatiques CMIP5). Apparaît alors une différence d'environ  $62 \text{ W/m}^2$ , principalement due à la réflexion du rayonnement par les nuages qui contribue à hauteur de 16% ( $55 \text{ W/m}^2$ ) à l'atténuation du rayonnement solaire incident.

Ce bilan radiatif représente une moyenne globale à la surface du globe. Cependant, le rayonnement solaire incident à la surface de la Terre est conditionné par les conditions météorologiques et l'angle entre la surface considérée et le rayonnement solaire incident. Il existe donc une forte variabilité du flux solaire reçu en surface, qui varie à différentes échelles spatio-temporelles, notamment en fonction de la latitude, de la saison et de l'heure de la journée. À titre d'exemple, la Figure 2.6a illustre la variabilité spatiale et saisonnière du rayonnement global incident en surface sur la période 1983-2005 pour une zone centrée sur l'Europe et l'Afrique. De manière générale, pour toutes les saisons, le flux est plus faible au niveau des pôles et plus important autour des latitudes de  $\pm 20^\circ$ . Dans l'hémisphère nord, le rayonnement incident est minimum en hiver et maximum en été, avec des valeurs respectives se situant entre 0 et  $300 \text{ W/m}^2$  en hiver, et entre 200 et  $400 \text{ W/m}^2$  en été. À l'inverse, l'hémisphère sud est caractérisé par un minimum estival<sup>1</sup> (0 à  $300 \text{ W/m}^2$ ) et un maximum hivernal ( $200$  à  $400 \text{ W/m}^2$ ), en lien avec les variations saisonnières de l'inclinaison de la Terre. La Figure 2.6b suggère que la variabilité du rayonnement global est fortement corrélée à celle de sa composante directe, qui montre également un minimum au niveau des pôles et un maximum autour des latitudes de  $\pm 20^\circ$ . On observe néanmoins certaines différences entre la variabilité du BHI et celle du GHI, comme par exemple en hiver (été) au niveau du pôle sud (nord), avec des valeurs de rayonnement global importantes, de l'ordre de  $200 \text{ W/m}^2$  environ, contre seulement  $50$  à  $100 \text{ W/m}^2$  pour la composante directe. Ces différences suggèrent qu'en plus de la latitude, le contenu atmosphérique joue un rôle important dans la variabilité spatio-temporelle du rayonnement incident en surface, notamment dans sa partition entre rayonnement direct et rayonnement diffus.

### 2.1.2 Moyens d'observations et modèles de ré-analyse

La variabilité de la quantité de rayonnement solaire incident sur Terre a des conséquences sociétales, environnementales et économiques importantes. Le rayonnement incident étant impacté par de nombreux facteurs (activité solaire, révolution terrestre, météorologie, etc.), il existe une grande variété de moyens de mesure du rayonnement solaire couvrant à la fois les différentes échelles spatio-temporelles et les différentes applications considérées. Nous pouvons, en premier lieu, distinguer les observations effectuées depuis le sol des observations réalisées depuis l'espace.

**Les mesures sol** Les observations terrestres permettent d'étudier principalement le rayonnement incident en surface ainsi qu'éventuellement ses composantes directes et diffuses, ou encore le rayonnement réfléchi par la surface. Bien que ces mesures soient limitées à certains sites, généralement répartis de manière inégale selon les régions du globe, elles ont l'avantage d'être plus précises que les estimations fournies par les satellites et autres données de ré-analyses. Elles sont donc souvent utilisées comme références pour la validation de produits plus globaux (RIIHELÄ et al., 2015 ; SUN et al., 2019, 2021 ; YANG et BRIGHT, 2020) Les instruments de mesures du flux solaire au sol se basent en général sur deux technologies distinctes : (i) les thermo-piles qui traduisent de manière proportionnelle la quantité de chaleur reçue en courant électrique, et (ii) les photo-diodes basées sur l'effet photoélectrique (i.e. création d'un courant électrique par illumination d'un matériau). Les thermo-piles sont utilisées principalement pour les instruments qui mesurent le flux solaire intégré de  $0.2$  à  $4 \mu\text{m}$  (pyranomètres et pyréliomètres décrits dans la Section 3.1.1).

1. Les saisons considérées ici sont celles de l'hémisphère nord. L'été correspond en réalité à l'hiver austral, tandis que l'hiver correspond à l'été austral.

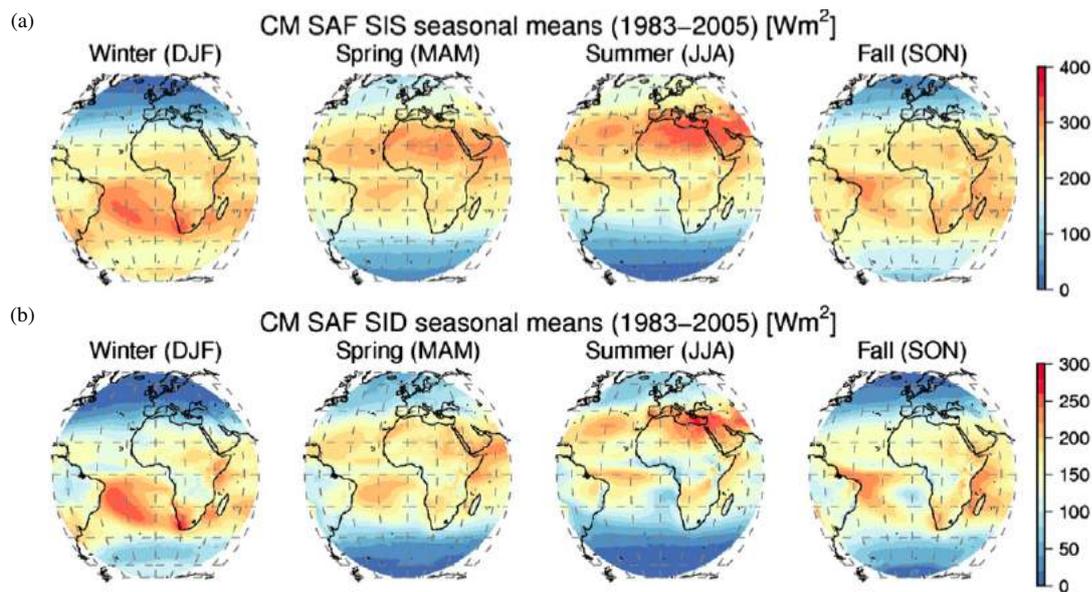


FIGURE 2.6 – Cartes globales, centrées sur l’Europe et l’Afrique, (a) du flux solaire global incident en surface (appelé ici SIS) et (b) de sa composante directe (appelée ici SID), par saison basées sur des moyennes journalières (24h) des estimations satellitaires de CMSAF (Satellite Application Facility on Climate Monitoring), qui reposent sur les images des satellites géostationnaires MFG (Meteosat First Generation). Source : Figure 1, POSSELT et al., 2012

Les photo-diodes couvrent généralement des gammes de longueurs d’onde plus restreintes allant de quelques nanomètres à plusieurs centaines de nanomètres. Ainsi les photo-diodes sont généralement couplées avec un prisme afin d’obtenir une information résolue spectralement, comme c’est le cas pour les radiomètres. Cela permet notamment d’étudier la variabilité du flux aux différentes longueurs d’ondes et les implications pour les différentes applications. Par exemple, la photosynthèse dépend principalement du flux solaire entre 400 et 700 nm (rayonnement photo-synthétiquement actif, ou PAR de l’anglais photosynthetically active radiation), tandis que les exploitations photovoltaïques possèdent une large variété de gammes spectrales qui dépendent de la technologie employée (HUANG et al., 2020). La Section 3.1 présente plus en détail les mesures spécifiques utilisées dans cette étude pour l’analyse de la variabilité du rayonnement solaire en surface.

**Les réseaux de mesures** En raison de la forte variabilité spatio-temporelle du flux solaire en surface, un dispositif particulièrement adapté pour étudier la variabilité spatio-temporelle du rayonnement consiste à développer des réseaux d’instruments permettant le déploiement durable d’appareils de mesure à travers le globe. Ces réseaux privilégient généralement le développement de bases de données à long terme, avec des mesures et des traitements harmonisés, ce qui permet une analyse fiable de la variabilité temporelle du flux solaire sur plusieurs décennies. Concernant la ressource solaire, différents réseaux permettent de couvrir des régions du monde plus ou moins étendues. On trouve des réseaux locaux, propres à chaque pays ou région. Par exemple, les services météorologiques nationaux tels que Météo-France ou son homologue allemand DWD (Deutscher Wetterdienst) disposent d’un grand nombre de sites météorologiques instrumentés. Certaines de ces stations de mesures fournissent des observations du rayonnement incident en surface, ou seulement de la durée d’ensoleillement (durée pendant laquelle l’intensité du rayonnement solaire incident est suffisante pour produire des ombres visibles) obtenue historiquement à partir d’héliographes,

ou plus récemment de pyranomètres et de pyréliomètres, avec un critère sur la composante directe du flux ( $DNI > 120 \text{ W/m}^2$ , WMO, 2008). Aux États-Unis, on peut citer également les réseaux ARM (Atmospheric Radiation Measurement program, STOKES et SCHWARTZ, 1994), ESRL (Earth System Research Laboratory, DUTTON et al., 2006) et SURFRAD (SURFace RADiation network, AUGUSTINE et al., 2000) liés aux agences gouvernementales américaines. À une échelle plus globale, le réseau BSRN (Baseline Surface Radiation Network, OHMURA et al., 1998) est dédié à la mesure du rayonnement solaire, et de ses composantes directes et diffuses, avec pour objectif<sup>2</sup> de fournir des jeux de données de haute qualité à haute résolution temporelle (1 minute). Le réseau BSRN compte à l'heure actuelle plus de 70 stations de mesures situées dans des régions aux climats contrastés (Figure 2.7a), dont plus d'une cinquantaine encore en activité et certaines ayant accumulé maintenant près de 30 années de mesures. Parmi ces stations, on trouve notamment les stations de Cabauw (Pays-Bas) et Palaiseau (France), situées à proximité (moins de 300 km) du site de Lille, et dont les données sont utilisées dans la Section 5, notamment pour la validation des simulations du modèle climatique régional ALADIN-CLIMAT. Un bon nombre de ces stations sont en général multi-instrumentées. Par exemple, les stations du réseau ARM peuvent compter jusqu'à près de 50 instruments, mesurant à la fois le rayonnement incident et le rayonnement montant, ainsi que de nombreux paramètres atmosphériques (concentrations en aérosols, paramètres météorologiques, etc.), permettant ainsi une analyse détaillée de la variabilité du flux solaire à différentes échelles temporelles, allant de la minute à la décennie. L'archive de données GEBA (Global Energy Balance Archive, WILD et al., 2017) est une archive mondiale dédiée aux mesures de flux solaire en surface, regroupant notamment les données des réseaux ARM, BSRN, ESRL et SURFRAD, ainsi que celles des réseaux nationaux de nombreux pays. Elle compte à l'heure actuelle plus de 570 000 moyennes mensuelles de GHI réparties entre 2500 sites de mesures disséminés à travers le monde (Figure 2.7b). Malgré la résolution temporelle relativement basse, GEBA reste une source précieuse de données qui permet en particulier d'étudier les tendances du rayonnement solaire dans de nombreux pays en remontant même jusqu'aux années 1920 dans certains endroits (WILD, 2009). Enfin, on peut noter qu'il existe également d'autres sources de données. Il n'est notamment pas rare que les sites d'exploitations de l'énergie solaire réalisent en parallèle des mesures de rayonnement incident. Cependant, les données associées ne sont pas libres d'accès, car liées à des compagnies privées.

**Les estimations du rayonnement solaire en surface à partir d'observations satellitaires** Les observations depuis l'espace offrent une couverture spatiale du globe complète, permettant notamment d'étudier les régions les plus reculées et moins accessibles. En contrepartie, la résolution temporelle des observations acquises par les satellites est en général moins haute que celle des meilleures mesures au sol. Selon l'orbite, la couverture peut être globale mais incomplète (satellites polaires, e.g. MODIS TERRA+AQUA, NOAA, METOP) ou complète mais limitée à des régions spécifiques (satellites géostationnaires, e.g. MFG, MSG, GOES-R).

Pour les satellites géostationnaires, la résolution temporelle des estimations du rayonnement solaire en surface atteint généralement 30 minutes (e.g. SARAH-3, PFEIFROTH et al., 2018, 2023), et même 15 minutes pour ABI (Advanced Baseline Imager) sur le satellites GOES-R (*Data Product : Downward Shortwave Radiation (Surface) | GOES-R Series 2023*) pour le GHI seulement. Pour les satellites polaires, la résolution est généralement de l'ordre de 24h (CLARA, KARLSSON et al., 2017; KARLSSON et al., 2023). Mais on peut noter que les estimations MODIS basées sur deux satellites polaires (TERRA et AQUA) permettent d'avoir deux estimations par jour espacées de 3h (WANG, 2021). Les Figures 2.8a-c illustrent la couverture spatiale des estimations satellitaires du flux solaire en surface pour des observations géostationnaires (Figures 2.8a-b) et polaires (Figure 2.8c). La résolution spatiale dépend plutôt de l'instrument de mesure et varie entre 1 km pour MODIS et 25 km pour CLARA.

Enfin, les satellites ne mesurent bien évidemment pas directement le rayonnement solaire incident en

---

2. Voir le site suivant pour plus d'informations : <https://bsrn.awi.de/project/objectives/>.

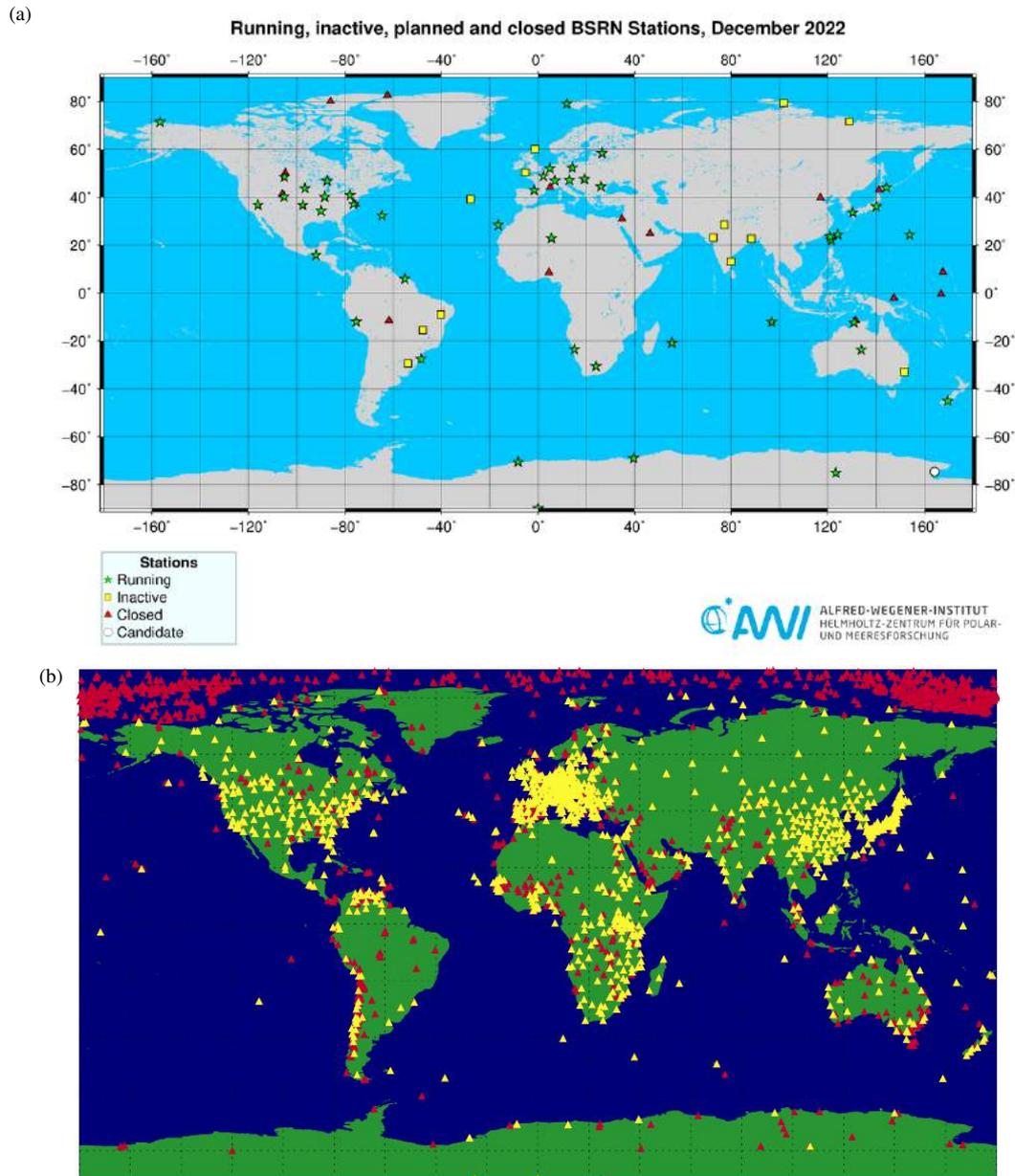


FIGURE 2.7 – Cartes de la localisation des (a) stations de mesures du réseau BSRN et (b) sites de mesures compris dans l'archive GEBA. La Figure (a) provient du site BSRN (<https://bsrn.awi.de/nc/stations/maps/>), les stations actives sont illustrées par des étoile vertes, les stations inactives par des carrés jaunes, les stations fermées par un triangle rouge et les potentielles futures stations par un rond blanc. La Figure (b) est issue de l'article de WILD et al., 2017 (Figure 1). Les triangles rouges représentent les sites possédant au moins une moyenne mensuelle de flux tandis que les triangles jaunes correspondent aux sites dotés d'au moins 3 années de mesures.

surface. On parle donc généralement d'estimations du flux solaire en surface ou de produits satellites plutôt que d'observations. Il convient de mentionner que dans cette étude, nous n'utilisons pas directement les estimations satellites du rayonnement solaire en surface. Néanmoins, comme abordé dans le paragraphe suivant, les données satellitaires jouent un rôle crucial, en particulier pour le fonctionnement et la validation des modèles de ré-analyse. Les simulations d'un modèle de ré-analyse ont notamment été utilisées de manière indirecte pour analyser la variabilité du flux solaire incident en surface sur la globalité de la région des Hauts-de-France, comme décrit la Section 3.3.2.

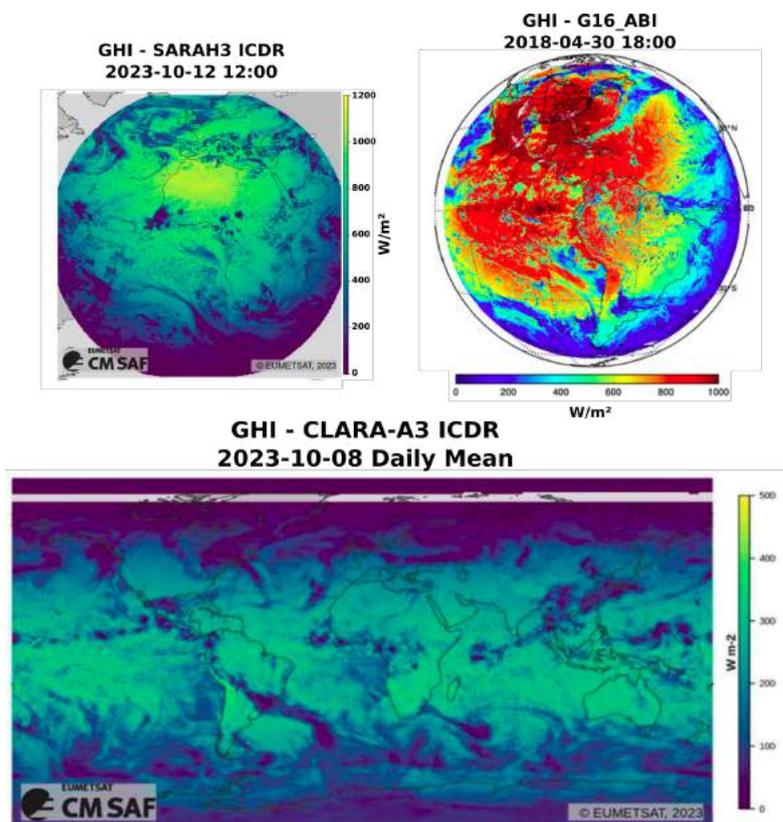


FIGURE 2.8 – Exemples de cartes de l'estimation du flux solaire en surface à partir de mesures satellites géostationnaires : (a) SARAH-3 et (b) ABI, et polaires : (c) CLARA-A3. Sources : <https://public.cmsaf.dwd.de/data/perm/quicklooks/> et <https://www.goes-r.gov/products/baseline-DSR.html>

**Les données de ré-analyses** Les modèles climatiques de ré-analyse reposent sur l'assimilation, par un modèle purement numérique, de données météorologiques recueillies à partir de différentes sources (satellites, mesures sol, mesures aéroportées, etc.). Cette méthode permet à la fois d'harmoniser les différentes sources de données et d'ajuster les simulations, pour ainsi obtenir un ensemble plus cohérent spatialement et temporellement (Figure 2.9). Il existe un certain nombre de modèles de ré-analyse, on peut citer notamment le modèle américain MERRA-2 (Modern Era Retrospective analysis for Research and Applications version 2, BUCHARD et al., 2017; GELARO et al., 2017; MOLOD et al., 2015) et son homologue européen CAMS (Copernicus Atmosphere Monitoring Service, BENEDETTI et al., 2009; FLEMMING et al., 2017; INNESS et al., 2019; MORCRETTE et al., 2009), qui font partie des modèles les plus communément

utilisés. Ils prennent en compte un grand nombre de processus physiques (évaporation, condensation des nuages, déplacement des masses d'airs, etc.) et chimiques (photosynthèse, formation d'ozone, etc.) qui permettent la simulation du contenu atmosphérique et donc du flux solaire, à différentes altitudes, pour une résolution temporelle comprise entre 1 minute (CAMS) et 1 heure (MERRA-2) avec une résolution spatiale allant du point de mesure pour CAMS (par interpolation) à environ 5 km pour MERRA-2. Il n'existe pas à l'heure actuelle d'étude comparative globale couvrant l'intégralité de la planète, il reste donc difficile de juger les performances de ces modèles en termes de simulation du flux solaire en surface. Il existe cependant un certain nombre d'études locales (MABASA et al., 2021 ; MARCHAND et al., 2020 ; MARCHAND et al., 2019 ; PSILOGLOU et al., 2020 ; SALAZAR et al., 2020) montrant des performances similaires aux estimations satellitaires mais qui varient grandement selon la région du globe considérée, avec des valeurs de Racine de l'écart quadratique (RMSD) allant de 10 à 40%. Il convient de mentionner que, comme décrit dans la Section 3.3.2, les simulations du modèle de ré-analyse ERA5 (ECMWF, 2016) ont été utilisées pour réaliser les simulations de type "HINDCAST" d'ALADIN-climat. Cela nous a permis d'étudier la variabilité du rayonnement solaire en surface à l'échelle de la région des Hauts-de-France sur la période 2010-2020, avec une résolution spatiale de 12 km.

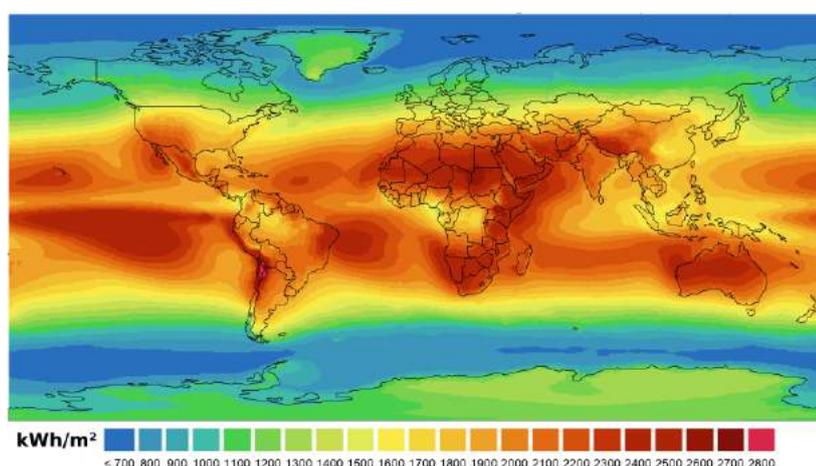


FIGURE 2.9 – Carte de l'énergie solaire annuelle incidente en surface (en kWh/m<sup>2</sup>) sur la période 1980-2019, basée sur les simulations horaires du modèle de ré-analyse MERRA-2. Source : <https://energyrt.github.io/merra2ools/>

### 2.1.3 Les simulations de transfert radiatif

Comme énoncé précédemment, les simulations de transfert radiatif jouent un rôle crucial dans l'analyse de la variabilité du rayonnement solaire incident en surface. Elles offrent la possibilité de réaliser entre autre des inversions de nombreux paramètres atmosphériques (épaisseurs optiques des aérosols et des nuages, concentrations en gaz, etc.) et/ou des simulations du rayonnement en surface à différentes échelles spatiales et temporelles à partir de données satellitaires ou issues de modèles. Dans le contexte de cette étude, des simulations de transfert radiatif du code de transfert radiatif SOLARTDECO, développé au laboratoire, ont été utilisées pour effectuer une analyse plus approfondie de la variabilité du rayonnement solaire observé à Lille, comme exposé dans le Chapitre 4. De plus, elles sont essentielles à l'extension de cette analyse à l'échelle de la région des Hauts-de-France (Chapitre 5), qui se base sur les simulations du modèle climatique régional ALADIN-climat.

Le flux solaire incident à la surface de la Terre, exprimée en W/m<sup>2</sup>, correspond à la quantité totale d'énergie, intégrée sur tout le spectre, incidente à la surface de la Terre. Pour une surface horizontale, le GHI s'exprime comme :

$$GHI = \int \frac{dE}{dt} \quad (2.5)$$

$$= \int_{\lambda} \int_{\Omega} L_{\lambda}(\theta, \phi) \cos(\theta) d\Omega(\theta, \phi) d\lambda \quad (2.6)$$

$$= \int_{\lambda} \int_{\theta=0}^{\pi/2} \int_{\phi=0}^{2\pi} L_{\lambda}(\theta, \phi) \cos(\theta) \sin(\theta) d\phi d\theta d\lambda \quad (2.7)$$

où dE est l'énergie reçue par la surface dS dans un angle solide  $d\Omega = \frac{dS}{r^2} = d\theta \sin(\theta) d\phi$  (en stéradian, sr) dans un intervalle de temps dt, tel que  $dE = \int_{\lambda} L_{\lambda} \cos(\theta) d\Omega d\lambda dt$ , avec  $L_{\lambda}$  la luminance monochromatique dans l'intervalle spectral  $[\lambda, \lambda + d\lambda]$  en W/m<sup>2</sup>/sr/μm, i.e. le flux solaire à la longueur d'onde  $\lambda$  incident dans l'angle solide  $d\Omega$  vers la surface dS pendant l'intervalle dt.

Le rayonnement solaire interagit au cours de sa propagation vers la surface de la Terre avec les différentes composantes atmosphériques (aérosols, gaz, nuages). Ces interactions définissent la quantité d'énergie perdue ou gagnée le long de la trajectoire des photons. Plus le milieu est dense, plus les interactions vont être nombreuses, modifiant ainsi fortement la quantité d'énergie incidente en surface depuis le sommet de l'atmosphère.

Lorsqu'une onde électromagnétique interagit avec une particule, elle excite en réalité les électrons qui la composent. Ce surplus d'énergie est cependant de courte durée ( $10^{-12}$  s) puisque les électrons retombent rapidement à leurs niveaux d'énergie fondamentaux. Cette relaxation provoque la ré-émission d'une onde électromagnétique dans toutes les directions. On parle alors de diffusion. Celle-ci peut-être élastique, i.e. la longueur d'onde de l'onde diffusée est identique à celle de l'onde incidente, ou inélastique. Une partie de l'énergie apportée par l'onde incidente peut également être transformée en chaleur, on parle alors d'absorption. Même si l'absorption dépend également de la composition chimique de la particule considérée, ces deux phénomènes dépendent principalement de la taille de la particule par rapport à la longueur d'onde de l'onde incidente.

Le paramètre de Mie,  $x$ , est une grandeur sans unité utilisée pour quantifier le rapport entre la taille de la particule et la longueur d'onde de rayonnement incident :

$$x = \frac{2\pi r}{\lambda} \quad (2.8)$$

Comme le montre la Figure 2.10, les particules ayant un rayon  $r$  nettement inférieur à la longueur d'onde incidente  $\lambda$  (i.e.  $r \ll \lambda$ ,  $x \ll 1$ ) sont en général peu diffusantes. Par exemple, si on se limite à l'étude du spectre solaire incident en surface (0.2 - 4 μm), on peut voir que les molécules gazeuses, ayant un  $r$  inférieur à 1 nm, vont peu diffuser le rayonnement incident pour des longueurs d'onde supérieures à 500 nm ( $x \sim 10^{-3}$ ), tandis qu'au contraire, pour des longueurs d'onde inférieures à 500 nm, les molécules gazeuses diffusent le rayonnement incident de manière homogène dans toutes les directions de l'espace, on parle alors de "diffusion Rayleigh" (Figure 2.11). Par comparaison, les aérosols et les gouttelettes nuageuses, qui ont en général un rayon compris entre quelques nanomètres et quelques micromètres ( $0.1 < x < 10^3$ ), ont tendance à diffuser le rayonnement vers "l'avant" (i.e. dans la direction de l'onde incidente, Figure 2.11) et sortent donc du cadre de la diffusion Rayleigh. De telles particules n'étant cependant pas assez grandes devant la longueur d'onde du rayonnement, on ne peut pas appliquer les notions de l'optique géométrique. Néanmoins, la théorie de Mie a été établie en 1908 afin de répondre à ce problème. C'est une solution des

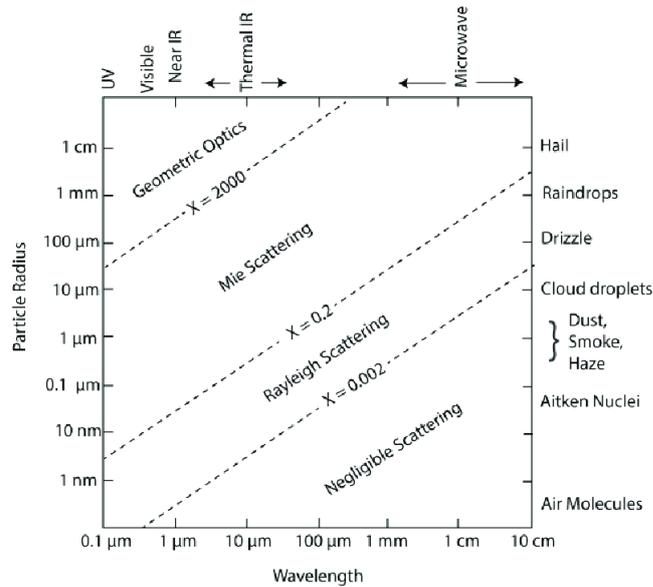


FIGURE 2.10 – Relation entre la taille de la particule, la longueur d'onde et la théorie de diffusion associée. Source : JOHANSSON, 2019

équations de Maxwell pour la diffusion d'une onde électromagnétique par des particules sphériques. À noter qu'en général même si les aérosols et les gouttelettes nuageuses ne sont pas forcément sphériques, elles peuvent être représentées de manière approximative par une particule sphérique équivalente, bien que dans certains cas, comme pour les poussières désertiques, cela engendre des différences significatives (DUBOVIK et al., 2002a; MISHCHENKO et al., 2000; VOLTEN et al., 2001).

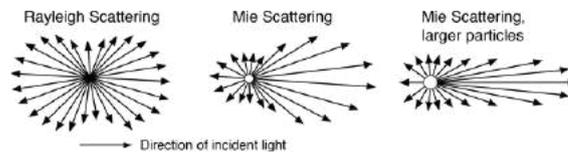


FIGURE 2.11 – Illustrations de la diffusion de Rayleigh et de Mie. Source : <http://hyperphysics.phy-astr.gsu.edu/hbase/atmos/blusky.html>

La capacité d'une particule à interagir avec le rayonnement incident, soit par absorption, soit par diffusion, est plus communément appelée "extinction". Celle-ci peut-être représentée par la section efficace d'extinction  $s_{ext}(r) = s_{dif}(r) + s_{abs}(r)$ , c'est-à-dire la surface de la particule susceptible d'interagir avec le rayonnement, qui est la somme des sections efficaces de diffusion ( $s_{dif}$ ) et d'absorption ( $s_{abs}$ ). Cette définition dépend néanmoins de la taille des particules : une particule plus grosse aura forcément une section efficace plus grande. C'est pourquoi, pour s'affranchir de l'impact de la taille des particules, on utilise en pratique le facteur d'extinction  $Q_{ext}(r) = s_{ext}(r)/\pi r^2$ , définie comme le rapport entre la section efficace d'extinction et la section géométrique (surface) de la particule, soit  $\pi r^2$  dans notre cas pour des particules sphériques. Les sections efficaces d'extinction, d'absorption, de diffusion peuvent être calculées à partir de la théorie de Mie à travers l'utilisation de codes de Mie. Ces calculs se basent à la fois sur la taille des particules considérées et sur leur indice de réfraction complexe ( $m(\lambda) = n(\lambda) - ik(\lambda)$ ). Ce dernier

décrit la vitesse de propagation de la lumière dans le milieu par rapport à sa vitesse dans le vide selon la longueur d'onde  $\lambda$  du rayonnement incident. Cet indice dépend de la nature chimique et des propriétés physiques des particules considérées. La partie réelle  $n(\lambda)$  de l'indice de réfraction caractérise la diffusion des particules considérées tandis que la partie imaginaire  $k(\lambda)$  caractérise l'absorption (i.e. si  $k(\lambda) = 0$ , la particule est purement diffusante à la longueur d'onde  $\lambda$ ).

En pratique, il est cependant impossible d'étudier chaque particule ou molécule de l'atmosphère seule dans son milieu, l'étude porte nécessairement sur un ensemble de particules. Dans ce cas, on représente la capacité d'un ensemble de particules à atténuer le rayonnement incident à l'aide du coefficient d'extinction de l'atmosphère considérée,  $\sigma_{ext}$  en  $m^{-1}$ , définie comme :

$$\sigma_{ext} = \int_r n(r) \pi r^2 Q_{ext}(r) dr \quad (2.9)$$

où  $n(r)$  en ( $particules.m^{-3}.m^{-1}$ ) correspond à la distribution en tailles par unité de longueur, c'est-à-dire, le nombre de particules par unité de volume avec un rayon compris entre  $r$  et  $r + dr$ . Comme pour la section efficace, le coefficient d'extinction est défini comme la somme des coefficients d'absorption ( $\sigma_{abs}$ ) et de diffusion ( $\sigma_{dif}$ ) tel que  $\sigma_{ext} = \sigma_{abs} + \sigma_{dif}$ . Pour caractériser l'absorption du milieu, on peut alors définir l'albédo de diffusion simple,  $\varpi_0$ , ou SSA (de l'anglais Single Scattering Albedo) comme le rapport entre les coefficients de diffusion et d'extinction :

$$\varpi_0 = \frac{\sigma_{dif}}{\sigma_{ext}} \quad (2.10)$$

Pour une particule non-absorbante, l'extinction est égale à la diffusion, ainsi  $\varpi_0 = 1$ .

Pour un rayonnement monochromatique de flux  $F_0$ , se propageant dans un élément de volume infinitésimal de l'atmosphère contenant des diffuseurs et des absorbeurs, on obtient grâce à la loi de Beer-Lambert la variation du flux  $dF$  sur une distance  $ds$  comme :

$$dF = -F_0 \sigma_{ext,\lambda}(s) ds \quad (2.11)$$

Par intégration, on obtient le flux transmis par l'atmosphère :

$$F(x) = F_0 \exp\left(-\int_0^L \sigma_{ext,\lambda}(s) ds\right) \quad (2.12)$$

$$F(x) = F_0 \exp(-\tau_\lambda(L)) \quad (2.13)$$

où  $\tau_\lambda = \int_0^L \sigma_{ext,\lambda}(s) ds$  représente l'épaisseur optique  $\tau$  totale du milieu sur la longueur  $L$ . Plus l'extinction est forte, plus le terme exponentiel est faible (décroissance exponentielle) et donc plus le flux est atténué par l'atmosphère. L'extinction caractérise donc la transmission du rayonnement incident par le milieu.

L'épaisseur optique totale de la couche considérée, dépend de la concentration de toutes les particules présentes dans le milieu (nuages, gaz, aérosols), tel que :

$$\tau_\lambda = \tau_\lambda^{aerosols} + \tau_\lambda^{gaz} + \tau_\lambda^{nuages} \quad (2.14)$$

Cette décomposition de l'épaisseur optique totale en fonction des différentes composantes atmosphériques permet d'isoler leurs contribution respectives. Par exemple, en sélectionnant les longueurs d'onde caractérisées principalement par l'extinction d'une espèce gazeuse (Figure 2.2), on peut déterminer les épaisseurs optiques respectives des gaz à partir de mesures d'irradiance. Celles-ci étant dépendantes de la

concentration respective des gaz, on peut ainsi déterminer les concentrations de chaque espèce. Ainsi, en conditions de ciel clair (i.e. sans nuages dans le ciel,  $\tau_{\lambda}^{nuages} = 0$ ), on peut déterminer l'épaisseur optique des aérosols à partir de mesures d'irradiance en soustrayant la contribution des molécules gazeuses<sup>3</sup>. C'est notamment le principe utilisé par le réseau AEROSOL ROBOTIC NETWORK (AERONET) pour restituer l'épaisseur optique des aérosols à partir des mesures d'irradiance réalisées aux différentes longueurs d'onde par des photomètres (GILES et al., 2019 ; HOLBEN et al., 1998) en situations de ciel clair.

Finalement, on peut définir l'équation du transfert radiatif (RTE, de l'anglais Radiative Transfer Equation), qui représente la luminance solaire  $L + dL$  sortant d'un élément de volume homogène d'atmosphère de longueur  $dr$  dans la direction  $\vec{s}$  illuminé par une source de luminance  $L$  incidente suivant la direction  $\vec{s}'$  comme :

$$L(r + dr, \vec{s}) - L(r, \vec{s}) = dL_{ext} + dL_{sca} \quad (2.15)$$

où  $dL_{ext}$  représente l'extinction par l'élément de volume  $dL$  du rayonnement incident et  $dL_{sca}$  désigne la quantité d'énergie gagnée dans la direction considérée par la diffusion du rayonnement provenant d'autres directions :

$$dL_{ext} = -\sigma_{ext}L(r, \vec{s})dr \quad (2.16)$$

$$dL_{sca} = \frac{\sigma_{dif}}{4\pi} \int_{\Omega} L(r, \vec{s}')P(\vec{s}, \vec{s}')d\Omega' dr \quad (2.17)$$

tel que :

$$\frac{dL(r, \vec{s})}{dr} = -\sigma_{ext} \left[ L(r, \vec{s}) - \frac{\omega_0}{4\pi} \int_{\Omega} L(r, \vec{s}')P(\vec{s}, \vec{s}')d\Omega' \right] \quad (2.18)$$

avec  $P(\vec{s}, \vec{s}')$  la fonction de phase de diffusion qui représente la probabilité de diffusion dans la direction  $\vec{s}$  d'un rayonnement provenant de la direction  $\vec{s}'$ . La fonction de phase dépend de la taille et de la forme des particules, et de la longueur d'onde. Pour de grosses particules, la diffusion se fait principalement vers l'avant tandis que pour les plus fines, elle est plus isotrope. À noter qu'en général la paramétrisation utilisée par de nombreux codes de transfert radiatif pour le calcul de flux est celle introduite par HENYEVY et GREENSTEIN, 1941, et qui définit la fonction de phase par rapport au paramètre d'asymétrie  $g = \frac{1}{4\pi} \int_{\Omega'} P(\vec{s}, \vec{s}') \vec{s} \cdot \vec{s}' d\Omega'$ , qui varie de -1 (rétro-diffusion totale) à 1 (diffusion avant totale) en passant par 0 (diffusion isotrope).

En considérant l'atmosphère comme un milieu plan-parallèle on peut définir l'épaisseur optique de l'atmosphère comme  $\tau(z) = \int_z^{\infty} \sigma_{ext}(z')dz'$ , d'où  $d\tau = \sigma_{ext}dz$ . De plus, en notant respectivement  $\theta$  et  $\varphi$  l'angle zénithal et l'angle azimutal de la surface réceptrice, on peut également définir le cosinus de l'angle zénithal comme  $\mu = \cos(\theta) = \frac{dz}{dr}$ . Cela permet de réécrire l'équation de transfert radiatif comme :

$$\mu \frac{dL(\tau, \theta, \varphi)}{d\tau} = L(\tau, \theta, \varphi) - \frac{\omega_0}{4\pi} \int_0^{2\pi} d\varphi' \int_{-1}^1 L(\tau, \theta', \varphi')P(\tau, \theta, \varphi, \theta', \varphi')\sin(\theta')d\theta' \quad (2.19)$$

Cette formulation, permettant de réduire la complexité du problème en ne considérant qu'une seule dimension, est souvent utilisée en pratique dans de nombreux codes de transfert radiatif pour résoudre l'équation du transfert radiatif. On parle alors de codes de transfert radiatif 1-D (à une dimension). On peut

3. Préalablement déterminée à partir des concentrations inversées.

citer notamment le code de transfert radiatif DISORT (DIScrete Ordinate Radiative Transfer program, LIN et al., 2015 ; TSAY et al., 2000) qui permet de résoudre l'Équation 2.19 en décomposant l'atmosphère plan-parallèle en plusieurs couches homogènes et en discrétisant le terme de diffusion selon la méthode des ordonnées discrètes. D'autres méthodes existent pour résoudre l'équation du transfert radiatif. On peut citer en particulier :

- les méthodes "d'Adding-Doubling" (DE HAAN et al., 1987) qui s'appuient sur la décomposition de l'atmosphère en couches élémentaires,
- les méthodes dites de Monte Carlo (MARCHUK et al., 1980) qui s'appuient sur une représentation du rayonnement comme un flux de particules (photons) et résolvent de manière statistique l'équation de transfert radiatif, en simulant l'interaction d'un grand nombre de photons avec l'atmosphère. À noter qu'une telle approche ne repose pas forcément sur l'hypothèse d'une atmosphère plan-parallèle. Elle peut donc être appliquée aux atmosphères hétérogènes, permettant ainsi d'étudier plus finement les interactions entre le rayonnement incident et les composantes atmosphériques.

Pour finir, quelle que soit la méthode utilisée, la résolution de l'équation de transfert radiatif passe par une connaissance étendue des propriétés radiatives de l'atmosphère. Les propriétés optiques des gaz sont généralement bien connues. Dans cette thèse, nous représentons les propriétés optiques des gaz (Section 3.2) à l'aide de k-distributions (LACIS et OINAS, 1991), i.e. des LUT (de l'anglais Look-Up Table) de propriétés optiques des gaz, qui décomposent le spectre d'absorption des différents gaz en un certain nombre de bandes de longueur d'onde au sein desquelles les propriétés d'absorption sont similaires pour un même gaz. Contrairement aux gaz, les propriétés optiques des nuages et des aérosols sont plus difficiles à déterminer puisqu'elles dépendent de la longueur d'onde du rayonnement incident mais aussi de la taille et de la forme des particules, qui elles-mêmes dépendent des processus de formation et de l'évolution des particules. Celles-ci sont détaillées plus en avant dans les Sections 2.2 et 2.3. La prise en compte des propriétés optiques de l'atmosphère dans les simulations de transfert radiatif réalisées à Lille, grâce au code de transfert radiatif SOLARTDECO, est décrite dans la Section 3.2. Les simulations à l'échelle des Hauts-de-France des propriétés atmosphériques et du rayonnement solaire du modèle climatique régional ALADIN-climat sont décrites dans la Section 3.3.

## 2.2 Les nuages

Un nuage est une masse, le plus souvent visible, constituée de gouttelettes d'eau ou de cristaux de glace en suspension dans l'atmosphère. Ces particules microscopiques se forment lorsque la vapeur d'eau contenue dans l'air se condense sur des noyaux de condensation, tels que de la poussière, du pollen ou des particules d'aérosols. Les nuages peuvent varier en taille, forme et altitude, et ils sont un élément essentiel du cycle de l'eau et du climat de la Terre.

### 2.2.1 Généralités

**Classification des nuages** Il existe de nombreux types de nuages. Cependant, ceux-ci peuvent être généralement classés en fonction de leur apparence, de leur altitude et de leur développement vertical. L'Atlas international des nuages discerne aujourd'hui dix genres principaux de nuages (Figure 2.12). On distingue d'une part les nuages présentant un développement majoritairement horizontal (nommés avec la racine Stratus), des nuages caractérisés par un développement plutôt vertical (nommés avec la racine Cumulus), qui du fait de leurs extensions spatiales distinctes vont jouer des rôles bien différents sur le rayonnement solaire en surface. D'autre part, les nuages sont généralement localisés dans la plus basse couche de l'atmosphère (troposphère), à des altitudes comprises entre le niveau de la mer et la tropopause, située entre 9 et 17 km selon la latitude. On peut ainsi généralement distinguer les nuages en trois catégories en lien avec l'altitude de leur base, qui dépendent de la latitude et de la saison :

- Les nuages bas ont une base généralement située entre la surface et 2 km d'altitude,

- La base des nuages d'altitude moyenne est usuellement située entre 2 et 7 km (latitudes moyennes) mais peut atteindre 8 km d'altitude aux tropiques,
- Les nuages situés à des altitudes supérieures sont traditionnellement appelés "nuages hauts". À noter qu'en raison des températures relativement basses, les nuages hauts sont majoritairement constitués de cristaux de glace.



FIGURE 2.12 – Classification des nuages en 10 genres principaux. Source : <https://meteofrance.com/comprendre-la-meteo/nuages/les-differents-types-de-nuages>

**Formation des nuages** Un volume d'air peut se retrouver, sous certaines conditions, dans une situation caractérisée par une saturation de la vapeur d'eau qu'il contient. Cela se produit par exemple quand ce volume d'air se refroidit en dessous d'une température seuil appelée "point de rosée" : la vapeur d'eau se condense et forme alors des gouttelettes d'eau. Le refroidissement se produit généralement lors d'un mouvement ascendant de l'air dans la troposphère par détente adiabatique. Le processus de condensation dépend néanmoins de la présence de noyaux de condensation (CCN, de l'anglais Cloud Condensation Nuclei) ou de noyaux glaçogènes (IN, Ice Nuclei), i.e. d'aérosols en suspension dans l'atmosphère. Les particules ainsi formées pourront être, selon la température ambiante, soit liquides (gouttelettes d'eau), soit solides (cristaux de glace). Elles peuvent ensuite croître par condensation supplémentaire ou par coalescence lors de collisions entre elles. Lorsqu'elles deviennent suffisamment lourdes, ces particules vont tomber sous l'effet de la gravité, engendrant ainsi des précipitations.

## 2.2.2 Propriétés des nuages

Les nuages sont composés d'une multitude de gouttelettes d'eau liquide ou de cristaux de glace, appelés hydrométéores. La forte variabilité spatiale et temporelle des propriétés physiques de l'air et des

noyaux de condensation, et la complexité des processus de condensation et de coalescence, engendrent, au sein même des nuages, une grande diversité de tailles et de propriétés optiques des particules nuageuses.

Comme introduit précédemment Section 2.1.3, l'atténuation du rayonnement incident par les nuages peut être représentée par leur épaisseur optique (COD, Cloud Optical Depth). Dans l'infrarouge, l'atténuation du rayonnement incident par un nuage, qui se comporte comme un corps noir, est quasi-totale et majoritairement liée à l'absorption du flux par les hydrométéores, qui diffusent très peu le rayonnement incident à ces longueurs d'onde. Pour la partie visible du spectre (0.4 à 0.8  $\mu\text{m}$ ), l'épaisseur optique des nuages est au contraire presque entièrement due aux phénomènes de diffusion, qui dépendent de sa teneur en eau liquide ou en glace, de la taille et de la distribution en tailles des gouttelettes (cristaux), ainsi que de la phase du nuage (liquide ou glace). Pour les nuages d'eau liquide, il est commun en pratique de représenter la diversité des rayons à l'aide de distributions en tailles comme (i) la distribution gamma (DEIRMENDJIAN, 1964), (ii) la distribution log-normale (HANSEN et TRAVIS, 1974) ou toutes autres formules analytiques qui correspondent aux tailles mesurées au sein des différents types de nuages (HOBBS et al., 1981). On peut noter que la sphéricité des gouttelettes liquides permet d'employer la théorie de Mie pour simuler les propriétés optiques des nuages (coefficient d'extinction, albédo de diffusion simple, fonction de phase) d'eau liquide nécessaires à la résolution de l'équation de transfert radiatif (Section 2.1.3).

Pour les nuages de glace, la grande diversité de formes (et de tailles) des cristaux de glace (BARAN, 2009), ainsi que leurs sensibilités aux conditions thermodynamiques de l'atmosphère, rend difficile en pratique la définition des propriétés de mélanges de particules. La modélisation des propriétés micro-physiques et optiques des cristaux est généralement effectuée à partir d'autres paramètres météorologiques comme le contenu en glace ou des profils verticaux de température, qui permettent de modéliser les propriétés des nuages de glace pour une large gamme de formes et de tailles de particules (BARAN et al., 2013 ; BAUM et al., 2007).

Un paramètre couramment inversé, qui donne une information sur la taille des hydrométéores, est le rayon effectif  $r_{eff}$ , qui représente, à une constante près, le rapport entre le volume et la section droite des particules considérées. Pour des particules sphériques, on obtient notamment la formule suivante :

$$r_{eff} = \frac{\int_0^{\infty} \pi \times r^3 \times n(r) dr}{\int_0^{\infty} \pi \times r^2 \times n(r) dr} \quad (2.20)$$

où  $n(r)$  représente la distribution en tailles des gouttelettes de rayon compris en  $r$  et  $r + dr$ . Pour les nuages liquides, la taille des gouttelettes est généralement de l'ordre de 1 à 100  $\mu\text{m}$  (PLANCHE, 2021). Par comparaison, les cristaux de glace sont généralement plus gros que les gouttelettes liquides, avec des tailles allant de quelques dizaines à plusieurs milliers de micromètres, ils diffusent donc plus intensément vers l'avant. De plus, l'épaisseur optique des nuages varie grandement selon le type de nuage, avec des valeurs allant de 0.1, pour des cirrus très fins, à plus de 1 000, pour de grands cumulonimbus.

### 2.2.3 Impacts des nuages

**Un rôle fondamental** Les nuages ont une influence significative sur la dynamique de l'atmosphère et sont indispensables au cycle de l'eau. Ils sont à l'origine des précipitations essentielles à la vie sur les continents et contribuent à réchauffer l'atmosphère grâce à la libération de chaleur latente lors de la condensation de la vapeur d'eau. Certains nuages, caractérisés par une extension verticale importante comme les cumulonimbus, peuvent également engendrer de puissants courants ascendants capables de transporter des masses d'air, des aérosols, de l'humidité ainsi que des gaz traces du sol jusqu'en haut de la troposphère, parfois même jusqu'en basse stratosphère. À noter que le changement climatique et l'augmentation des températures (et donc du contenu en vapeur d'eau) vont avoir un impact futur important sur le cycle de l'eau. Les projections prédisent notamment une augmentation de la fréquence et de l'intensité à la fois des événements extrêmes de précipitations et de sécheresse (IPCC, 2023), qui devrait en définitive

se traduire par une augmentation de la quantité totale des précipitations à la surface du globe (IPCC, 2023). La question de l'évolution future du couvert nuageux (propriétés radiatives, altitude) dans un contexte de réchauffement du climat est néanmoins difficile, et représente une source importante d'incertitude pour l'évolution future du climat.

**Effets sur le rayonnement solaire en surface** Les nuages ont pour effet de diminuer la quantité de rayonnement atteignant la surface de la Terre par absorption et diffusion du rayonnement incident (GREENWALD et al., 2010; KIEHL et TRENBERTH, 1997; VAN HEERWAARDEN et al., 2021). Cela dépend néanmoins du type de nuage et de sa position entre l'observateur et le Soleil. Les nuages hauts, plutôt fins (géométriquement et optiquement), ont généralement un effet limité sur le rayonnement solaire global (GHI) incident en un point à la surface de la Terre. Néanmoins, les cirrus possèdent habituellement une extension horizontale relativement importante, ils impactent donc généralement de larges zones géographiques. Les nuages de moyennes et basses altitudes ont par comparaison des épaisseurs optiques et géométriques plus importantes. Ils ont donc généralement un albédo élevé, c'est-à-dire qu'ils réfléchissent une grande partie du rayonnement incident vers l'espace, diminuant ainsi considérablement la quantité d'énergie reçue à la surface. Cependant, les nuages, quelle que soit leur altitude, n'atténuent le rayonnement incident que lorsqu'ils se trouvent dans la direction du Soleil par rapport à l'observateur ou à l'appareil de mesure. Ils éteignent donc le rayonnement solaire à partir de leurs faces exposées au Soleil, et éventuellement de leurs faces latérales. En revanche, ils vont également augmenter la composante diffuse du rayonnement solaire en surface, particulièrement dans le cas de couvertures fractionnées. Cette composante diffuse multi-angulaire est rapidement supérieure à la composante directe, sauf dans le cas d'un milieu optiquement mince, qui atténue peu le rayonnement solaire direct (nuages fins, ou situations fractionnées avec Soleil visible par l'observateur). On parle alors d'effet de "renforcement" des nuages (cloud enhancement effect) dont la magnitude peut atteindre en pratique  $+200 \text{ W/m}^2$  dans certaines situations (PIEDEHIERRO et al., 2014; SCHADE et al., 2007; TZOUMANIKAS et al., 2016). Cependant, de telles situations sont plus rares et leur magnitude nettement plus faible, et en moyenne, les nuages ont donc tendance à diminuer le rayonnement solaire incident à la surface de la Terre. Il convient de mentionner que dans cette étude, nous utilisons une classification des conditions d'ensoleillement qui s'appuie sur les estimations de filtres nuageux basés sur les mesures de flux solaire de la plateforme du laboratoire. Cette classification a pour objectif de distinguer différentes situations d'ensoleillement, notamment celles caractérisées par la présence d'un nuage dans la direction du Soleil, les situations de renforcement nuageux, ainsi que les conditions de ciel clair où il n'y a pas de nuages visibles dans le ciel. La méthodologie employée pour différencier les conditions d'ensoleillement est détaillée dans la Section 4.1. Cette classification permet notamment d'analyser l'influence de la variabilité du couvert nuageux sur la variabilité du flux solaire incident en surface à Lille comme décrit dans la Section 4.2.

**Impact climatique** Le bilan énergétique de la planète est défini comme la différence entre le flux d'énergie (solaire) entrant au sommet de l'atmosphère, et le flux d'énergie sortant de l'atmosphère vers l'espace constitué de la somme du flux solaire réfléchi par le système Terre et du flux qu'il émet par rayonnement de grande longueur d'onde. Un tel bilan d'énergie peut être également défini à la surface de la planète. Comme le montre la Figure 2.5a, le bilan au sommet de l'atmosphère est légèrement positif (résultat de  $340 \text{ W/m}^2$  solaire entrant,  $100 \text{ W/m}^2$  de courtes longueurs d'onde sortant, et  $239 \text{ W/m}^2$  sortant dans l'infrarouge; soit  $+1 \text{ W/m}^2$ ). Le bilan en surface est, comme indiqué Figure 2.5a, également positif et estimé en moyenne à  $+0.7 \text{ W/m}^2$ . Ces deux bilans illustrent le réchauffement climatique global actuellement à l'œuvre. Comme déjà noté dans la Section 2.1.1, et comme le montre la différence des bilans des figures 2.5a et 2.5b, les nuages jouent un rôle très important dans les bilans énergétiques de la planète. Ce rôle majeur est en particulier lié à la très forte présence des nuages dans l'atmosphère. On estime notamment qu'en moyenne près de deux tiers (60 à 75% environ) de la surface du globe est en permanence recouverte par des nuages (BOUCHER et al., 2013). Leurs présences et impacts ne sont cependant pas homogènes.

Comme le montre la Figure 2.13, la zone de l'équateur est caractérisée par une proportion importante de nuages hauts (Figures 2.13a, e), notamment au-dessus des continents tropicaux, qui varie en moyenne de l'ordre de 0.4 à 0.8. À l'inverse, les nuages bas (Figures 2.13c, g) sont majoritairement localisés au niveau des pôles et des océans, qui sont, tout au long de l'année, recouverts de nuages bas entre 30 à 80% du temps, avec un maximum au niveau du pôle sud notamment.

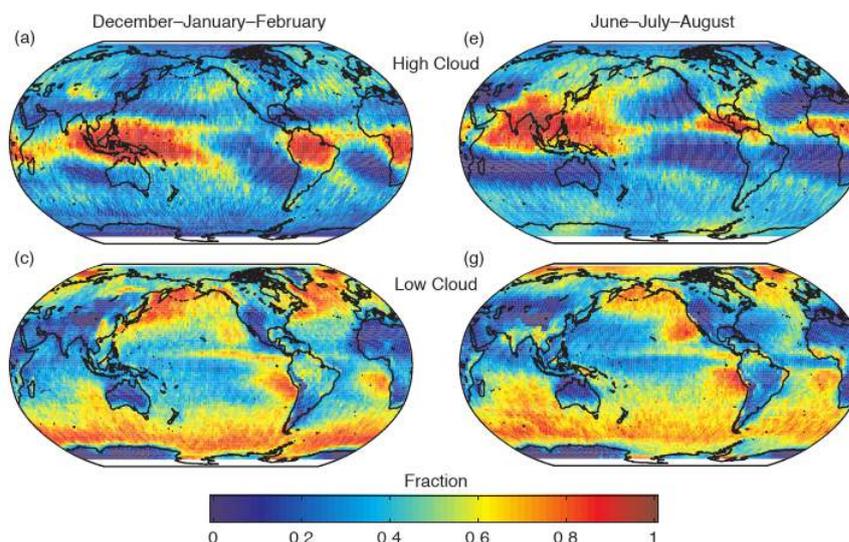


FIGURE 2.13 – Estimations satellitaires de la fraction nuageuse (i.e. proportion moyenne du temps caractérisée par la présence de nuages) pour des nuages hauts et bas (a, c) en hiver et (e, g) en été sur la période 2006-2011. Source : BOUCHER et al., 2013, Chapitre 7, Figure 7.6

Or, l'effet des nuages sur le bilan énergétique dépend fortement de leur altitude. Comme discuté précédemment, les nuages réduisent le rayonnement solaire incident en surface, en réfléchissant une partie du flux incident vers le haut de l'atmosphère (effet d'albédo, particulièrement sensible au-dessus des surfaces peu réfléchissantes). Néanmoins, les nuages hauts étant généralement plus fins que les nuages bas, ils n'atténuent que légèrement le rayonnement solaire incident en surface, en ne réfléchissant qu'une faible portion du flux vers le haut de l'atmosphère, contrairement aux nuages bas plus épais optiquement.

Par ailleurs, les nuages émettent une quantité plus ou moins importante de rayonnement infrarouge qui dépend en premier lieu de leur température, plus basse que celle de la surface, et plus élevée que celle du fond du ciel. Ainsi, les nuages hauts et froids, vont jouer un rôle d'effet de serre pour la planète en émettant peu vers l'espace. Au contraire les nuages bas, plutôt chauds, vont émettre davantage vers l'espace à une température proche de celle de la surface en atmosphère claire. En revanche, le flux émis par les nuages vers la surface étant plus important que pour une atmosphère claire, ils y provoquent un effet de serre. Ainsi, les nuages hauts vont jouer un rôle d'effet de serre, en agissant surtout dans l'infrarouge, tandis que les nuages bas vont avoir un effet de refroidissement de la planète, agissant le plus sensiblement sur le rayonnement visible.

Le bilan énergétique global de la couverture nuageuse peut se déduire des bilans des Figures 2.5a et 2.5b. En haut de l'atmosphère, la réflexion du rayonnement solaire incident par les nuages se traduit en moyenne par une contribution négative de l'ordre de  $-47 \text{ W/m}^2$ . L'émission de rayonnement infrarouge se traduit à l'inverse par une contribution positive de  $+28 \text{ W/m}^2$  en moyenne annuelle. La somme des deux effets entraîne donc un refroidissement global de l'ordre de  $-19 \text{ W/m}^2$ . En surface, les nuages diminuent le rayonnement solaire incident de l'ordre de  $-54 \text{ W/m}^2$ , et augmentent au contraire le rayonnement infrarouge

reçu de l'ordre de  $+28 \text{ W/m}^2$ , ce qui entraîne un refroidissement de la surface de l'ordre de  $-26 \text{ W/m}^2$  en moyenne sur l'ensemble du globe. Le bilan radiatif présente néanmoins des variations régionales liées à la répartition verticale des nuages et à la distribution de la couverture nuageuse à la surface de la Terre. Les fractions de nuages hauts et bas, indiquées sur les Figures 2.13, sont ainsi fortement corrélées aux effets radiatifs des nuages en haut de l'atmosphère, comme le montrent les Figures 2.14. On observe en particulier au niveau des continents tropicaux, caractérisés par une fraction importante de nuages hauts, un minimum d'impact pour les courtes longueurs d'onde (Figure 2.14a). Pour les nuages hauts, l'émission de rayonnement infrarouge est relativement limitée, mais compense fortement (voire sur-compense) la réflexion du rayonnement solaire incident. Cela se traduit en moyenne par un impact très faible, voire positif sur le bilan énergétique total (sur tout le spectre) en haut de l'atmosphère, notamment au niveau des continents tropicaux (Figure 2.14c). Par comparaison, les nuages bas réfléchissent généralement davantage le flux solaire incident, beaucoup plus qu'ils ne modifient le rayonnement infrarouge émis par la planète, ce qui se traduit par un bilan énergétique total négatif. La fraction de nuages bas étant particulièrement importante au niveau des pôles, cela se traduit par un maximum d'impact négatif dans ces régions. Des corrélations et anticorrélations spatiales entre les fractions nuageuses (Figures 2.13) et les effets radiatifs des nuages (Figures 2.15), sont également visibles en surface. On observe notamment un maximum d'impact radiatif, tant pour les courtes que pour les grandes longueurs d'ondes, au niveau des pôles, où la fraction de nuages bas est la plus importante (Figures 2.13). Par comparaison, les magnitudes de l'atténuation du rayonnement incident en surface, et du rayonnement infrarouge émis vers la surface, sont plus faibles au niveau de l'équateur, ce qui est cohérent avec une présence importante de nuages hauts.

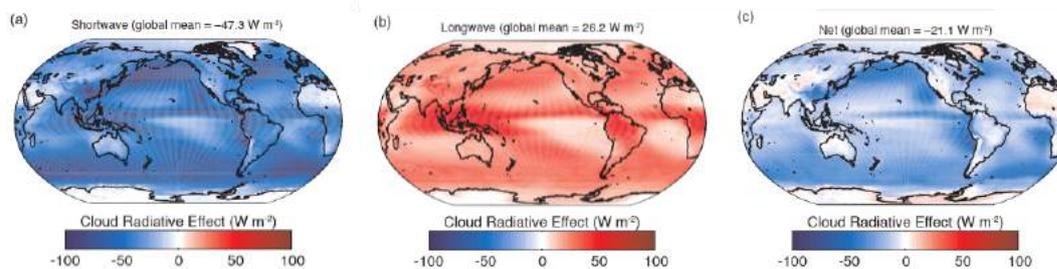


FIGURE 2.14 – Effets radiatifs moyens des nuages au sommet de l'atmosphère, sur la période 2001-2011, (a) pour les courtes longueurs d'onde, (b) dans l'infrarouge, et (c) sur tout le spectre, estimés à partir des données du satellite CERES (Clouds and Earth's Radiant Energy System). Source : BOUCHER et al., 2013, Chapitre 7, Figure 7.7

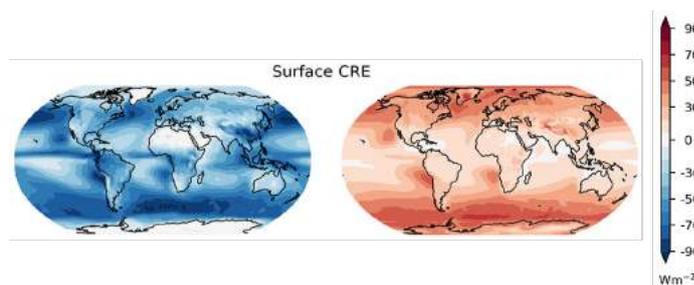


FIGURE 2.15 – Effets radiatifs moyens des nuages, sur la période 2007-2018, sur le rayonnement solaire (panneau de gauche) et le rayonnement infrarouge (panneau de droite) reçu en surface, estimés à partir des données du satellite CERES/EBAF. Source : VOIGT et al., 2021

Le rôle climatique des nuages et leurs rétroactions dans un climat futur vont dépendre de l'évolution de leur nature, et seront affectés par les modifications de la circulation de l'atmosphère. Il est possible que la proportion de nuages bas augmente, accentuant ainsi le refroidissement de la surface et du sommet de l'atmosphère, ou qu'au contraire la fraction de nuages hauts augmente, accélérant ainsi le réchauffement climatique futur. L'incertitude sur la représentation des nuages dans les modèles climatiques participe donc fortement à l'incertitude sur le rôle climatique global des couvertures nuageuses, et donc sur le climat lui-même (BONY et DUFRESNE, 2005 ; DUFRESNE et BONY, 2008).

## 2.3 Les aérosols atmosphériques

### 2.3.1 Généralités

Par définition, les aérosols sont un ensemble de particules, solides ou liquides, d'une même substance chimique ou d'un mélange, en suspension dans un milieu gazeux. La définition des aérosols atmosphériques diffère légèrement puisqu'elle englobe toutes les particules, solides ou liquides, en suspension dans l'atmosphère à l'exception des particules nuageuses.

Ces particules sont une composante essentielle de l'atmosphère terrestre, au même titre que les gaz qui la composent ( $N_2$ ,  $O_2$ ,  $Ar$ , etc.) et qui permettent la vie sur Terre, ou que les nuages, principaux modulateurs du rayonnement solaire reçu à la surface. Les aérosols sont majoritairement concentrés dans la troposphère, même s'ils peuvent être également présents en quantités significatives dans la stratosphère lors d'éruptions volcaniques explosives telles que celle du Pinatubo en 1991, par exemple. Cette éruption a eu de nombreuses répercussions environnementales, avec notamment une réduction importante du flux solaire en surface et de la température moyenne du globe en 1992 (MCCORMICK et al., 1995).

On estime qu'à l'échelle du globe, plusieurs milliards de tonnes d'aérosols sont libérées chaque année dans l'atmosphère. La diversité des sources et des conditions climatiques donne lieu à une grande variété de formes, d'échelles et de propriétés des aérosols. Il existe de nombreuses classifications possibles des aérosols (voir HESS et al., 1998 ; TOLEDANO et al., 2007 entre autres). On peut notamment les distinguer selon leurs modes de formation, avec d'une part, les particules primaires, émises directement dans l'atmosphère sous forme particulaire, et d'autre part, les particules secondaires, résultant de la transformation de gaz précurseurs, en particules liquides ou solides. La transformation de ces derniers se déroule en plusieurs étapes. Il y a d'abord nucléation, c'est-à-dire passage de la phase gazeuse à une phase condensée, soit de manière homogène, soit hétérogène avec un support étranger (solide ou ionique). Les particules ainsi formées, sont appelées noyaux d'Aitken. Elles sont généralement de petite taille (quelques nanomètres environ) et subissent ensuite une seconde étape de grossissement, par condensation des gaz environnants et coagulation des particules entre elles. Les aérosols secondaires atteignent ainsi des tailles similaires aux plus petites particules primaires, ces dernières variant considérablement en taille, allant de quelques centaines de nanomètres à quelques micromètres. À noter que la durée de vie des particules émises dans la troposphère varie, en fonction de leur taille, des conditions atmosphériques et de l'altitude d'émission, de quelques heures pour des particules grossières proches de la surface, à plusieurs années, pour des particules stratosphériques, en raison de la circulation atmosphérique (HAMILL et al., 1997).

Les sources d'aérosols primaires et secondaires sont diverses mais on peut généralement les distinguer en deux catégories principales : les émissions naturelles, et les émissions anthropiques (i.e. liées aux activités humaines).

**Les sources naturelles** Les particules issues de sources naturelles, majoritairement primaires, sont généralement plus grosses que leurs homologues anthropiques. Elle représentent en moyenne environ 90% de la masse totale des particules en suspension dans l'atmosphère (Tableau 2.1).

**Les sources éoliennes** L'action mécanique du vent sur une surface permet sous certaines conditions le soulèvement de particules de type primaire. Les principales sources associées à l'action du vent sont les sources marines<sup>4</sup> et les sources désertiques qui vont toutes deux fournir des aérosols généralement grossiers pouvant atteindre quelques dizaines de micromètres selon la vitesse du vent (MONAHAN, 1968). Les océans recouvrant près de 70% de la surface du globe et les étendues désertiques représentant une superficie d'au moins 18 millions de kilomètres carrés, les quantités d'aérosols issues de l'action mécanique du vent sont très importantes. On considère que l'action du vent sur les océans libérerait des quantités d'aérosols allant de 1 à 7 milliards de tonnes, et bien que la superficie des terres désertiques soit bien inférieure, on estime que les quantités d'aérosols désertiques annuelles varient entre 1 et 4 milliards de tonnes (IPCC, 2001). Les émissions d'aérosols marins et désertiques étant dépendantes des propriétés de la surface (humidité, température, salinité, etc.) elles seront très certainement impactées dans le futur par le changement climatique. En revanche, l'amplitude des variations à venir reste encore très incertaine (IPCC, 2023).

**Les sources biogéniques** En dehors des feux de forêts, la végétation peut aussi être une source d'aérosols organiques primaires et secondaires. Les pollens et spores émis par bons nombres de végétaux sont bien souvent très volatils et peuvent par l'action du vent, être mis en suspension dans l'atmosphère ce qui fait de la végétation une source d'aérosols primaires. Bien que les pollens et spores soient théoriquement observables tout au long de l'année, les émissions importantes de ce type d'aérosols sont plutôt saisonnières et irrégulières. De plus, de nombreuses plantes et plus particulièrement les conifères, produisent des terpènes, une famille d'hydrocarbures précurseur d'aérosols secondaires organiques. Estimer les émissions biogéniques reste cependant difficile puisqu'elles dépendent de nombreux paramètres comme la température, le type de végétation ou encore le rayonnement incident. Il est envisagé que ces émissions soient largement impactées par le changement climatique (IPCC, 2023), en revanche, il n'y a pas de consensus concernant la variabilité future de ces émissions, celles-ci étant, comme pour les feux de biomasse, fortement conditionnées par le scénario considéré (climat, occupation des sols, etc.).

**Les sources volcaniques** Très sporadiques, les éruptions volcaniques restent une des sources les plus importantes d'aérosols naturels. Les éruptions effusives vont principalement produire de grandes quantités de dioxyde de soufre ( $SO_2$ ) et de sulfure d'hydrogène ( $H_2S$ ) qui vont par oxydation permettre la formation d'aérosols secondaires soufrés comme l'acide sulfurique ( $H_2SO_4$ ). Les éruptions explosives vont libérer, en plus de ces précurseurs, de grandes quantités de cendres volcaniques (aérosols primaires). On estime que sur les 25 derniers siècles les éruptions du même ordre que celle du Pinatubo en 1991 se succèdent à une fréquence variant entre 3 et 130 ans, avec une moyenne avoisinant les  $43 \pm 7.5$  ans (TOOHEY et SIGL, 2017). C'est pourquoi, étant donné leur impact climatique passé, on peut s'attendre à ce que les sources volcaniques jouent un rôle important dans la variabilité future du climat (GIEC, 2014 ; IPCC, 2023).

#### Sources additionnelles

- Les bactéries présentes dans le sol produisent, par des processus de nitrification et de dénitrification (CIAIS et al., 2014), d'importantes quantités d'oxydes d'azote ( $NO_x$ ), précurseurs des aérosols nitrés ( $NO_3$ ), avec des émissions variant entre 4.7 et 16.8 TgN par an (HUDMAN et al., 2012 ; VINKEN et al., 2014). La complexité de ces processus, qui dépendent de nombreux paramètres (température du sol, précipitations, humidité etc.), limite l'intégration de ces émissions dans les modèles climatiques, rendant ainsi l'estimation de leur variabilité future incertaine (IPCC, 2023).
- Les éclairs représentent également une source importante de  $NO_x$  avec une contribution de près de 10 % aux émissions totales d'oxydes d'azote (MURRAY, 2016). Et même si ces émissions sont

---

4. La formation d'aérosols marins est aussi possible par l'éclatement des bulles en surface qui vont généralement former des aérosols de plus petites tailles.

majoritairement concentrées dans la haute troposphère, elles peuvent occasionner la formation d'aérosols nitrés. Il est fort probable que les émissions liées aux éclairs évoluent dans le futur en lien avec le changement climatique, en revanche, le signe de cette évolution est contestable étant donné l'incertitude des paramétrisations utilisées dans les différents modèles (IPCC, 2023).

- Le Diméthylsulfide (DMS), produit par le phytoplancton, est la source la plus importante de soufre dans l'atmosphère (IPCC, 2023). Son oxydation par réaction avec les gaz environnants amène à la formation de  $SO_2$ ,  $H_2SO_4$ , diméthylsulfoxyde et acide sulfonique qui produiront ensuite des aérosols soufrés. Il a été démontré que la production de DMS par le plancton, et donc son émission dans l'atmosphère, dépend de nombreux facteurs (réchauffement climatique, eutrophisation, acidification des océans, etc.). Cependant les connaissances des mécanismes d'émissions du DMS restent limitées, il est donc difficile de conclure quant à l'évolution future de ces émissions (IPCC, 2023).

**Les sources anthropiques** Les aérosols anthropiques, principalement d'origine secondaire, sont souvent de petite taille allant de  $0.1 \mu\text{m}$  à quelques microns. Ils sont donc très minoritaires en masse par rapport aux aérosols naturels plus volumineux. En revanche, leur propriétés sont telles que leur poids climatique est au moins aussi important que celui des aérosols naturels puisqu'ils représentent plus de 50% de l'épaisseur optique moyenne des aérosols à l'échelle du globe (BELLOUIN et al., 2020; SATHEESH et MOORTHY, 2005). Les aérosols anthropiques sont principalement issus de la combustion de biomasse ou de matières fossiles (charbons, fiouls, etc.) ou de l'agriculture (engrais, élevages, etc.). Ces émissions étant directement liées aux émissions de gaz à effet, leur variabilité future est fortement influencée par le scénario envisagé et les politiques mises en place pour lutter contre le changement climatique.

**Sources de combustion** La combustion de matières fossiles et de biomasse produit, en plus d'importantes quantités de  $CO_2$ , des particules primaires riches en carbone (suies) comme le Black Carbon, ou Carbone suie (BC) et le Brown Carbon (BRC), ainsi que des aérosols secondaires carbonés, soufrés ( $SO_2$ ) et nitrés ( $NO_x$ ). De nombreuses activités humaines reposent sur la combustion de matières carbonées comme par exemple l'industrie, le chauffage, la production d'énergie, le transport ou encore la cuisson.

**Les feux de biomasse** La combustion de matière organique animale ou végétale, génère des aérosols primaires composés de carbone organique et des gaz précurseurs d'aérosols organiques secondaires (Composés organiques volatils (COV),  $SO_2$ , etc.). Les feux de biomasse peuvent être d'origine naturelle (déclenchés par les éclairs notamment), néanmoins, on estime qu'en moyenne plus de 50% des feux de forêts sont d'origine humaine (accidentelle ou volontaire). Les émissions liées à ce phénomène risquent d'augmenter avec le changement climatique puisqu'on estime que les épisodes de sécheresses sont de plus en plus courants, de plus en plus longs et de plus en plus intenses, augmentant ainsi les risques de départs de feux (JIA et al., 2019). La variabilité future des émissions de feux de biomasse reste cependant incertaine et varie fortement selon le scénario considéré (IPCC, 2023). Ainsi, en 2020, nous avons connus deux grands épisodes de feux de forêts liés à des périodes de sécheresses importantes (BOM, 2019, LEONARD et FREEDMAN, 2020), le premier en début d'année en Australie et le second aux États-Unis, en Californie. Le panache de particules émis par ce dernier a même pu être observé par les instruments de mesure (LiDAR en particulier) de la plateforme ATOLL les 11 et 16 Septembre 2020.

**Sources agricoles** L'impact de l'Homme sur le contenu en aérosols de l'atmosphère ne se limite pas seulement à des émissions directes et indirectes de particules liées à la combustion. L'épandage d'engrais et l'élevage, notamment de bovins, sont des émetteurs importants d'ammoniac dans l'atmosphère. Les oxydes d'azote présents dans l'atmosphère vont réagir avec différentes espèces oxydantes pour former de l'acide nitrique ( $HNO_3$ ) qui va ensuite former, par réaction avec l'ammoniac disponible dans l'atmosphère, des aérosols de nitrate d'ammonium ( $NH_4NO_3$ ).

Type d'aérosol	Source	Flux d'émission (Mt/an)
Aérosols naturels (~ 90%)		Minimum - Maximum
Primaire	Sels marins	1400 - 6800
	Poussières désertiques	1000 - 4000
	Aérosols biogéniques (> 1 µm)	50 - 1000
Secondaire	Aérosols organiques	20 - 380
	COV biogéniques	440 - 720
	DMS	10 - 40
Aérosols anthropiques (~ 10%)		
Primaire	Carbone suie (BC)	4 - 6
	Aérosols organiques	6 - 15
Secondaire	COV	98 - 158
	SO <sub>2</sub>	43 - 78
	NH <sub>3</sub>	35 - 50

TABLEAU 2.1 – Flux d'émissions approximatifs, en mégatonnes (Mt) par an, des principales sources d'aérosols primaires et secondaires pour l'année 2000. Source : IPCC, 2013

**Influence anthropique sur les sources naturelles** En plus des émissions directes ou indirectes d'aérosols, les activités anthropiques ont un impact indirect sur les émissions d'aérosols naturels. En particulier, la surexploitation des terres arables (sur-labourage) et l'assèchement des terres avec le changement climatique peuvent entraîner dans certaines régions une érosion accélérée des sols qui risque d'augmenter à terme les émissions liées aux poussières désertiques.

**Cycle de vie des aérosols** L'atmosphère terrestre est composée de différentes couches qui se distinguent notamment par la variation du gradient de température. Les aérosols sont majoritairement émis et contenus dans les basses couches de l'atmosphère (troposphère et stratosphère) et en dehors d'éruptions volcaniques explosives majeures, ils se concentrent quasi-totalement dans la troposphère. Cette dernière est qualifiée de "couche instable" puisqu'elle connaît donc des phénomènes de convection thermique et d'advection (mouvements de masses d'air). Son épaisseur varie en fonction de la latitude, aux pôles, elle s'étend jusqu'à 7-8 km, tandis qu'à l'équateur, elle peut atteindre 16-17 km.

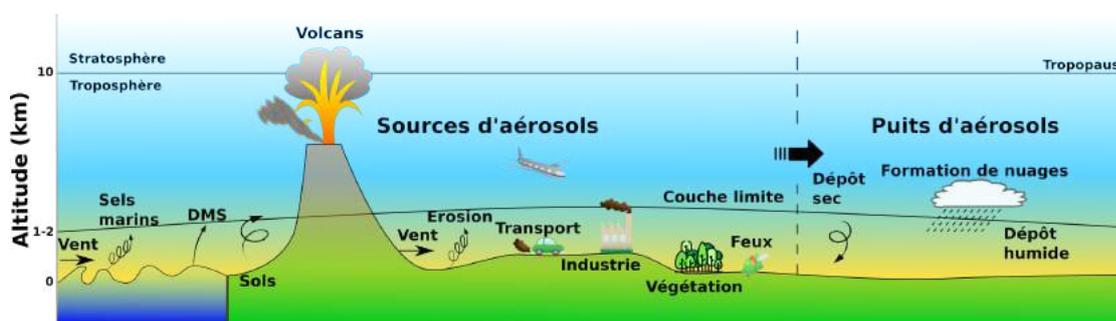


FIGURE 2.16 – Représentation schématique des sources et puits d'aérosols.

Les aérosols ne sont pas uniformément répartis verticalement dans l'atmosphère puisque sous l'effet de la gravité et des mouvements de masses d'air ceux-ci vont connaître des déplacements différents selon leur

taille et leur masse. En effet, sous l'effet de la gravité, la majeure partie des aérosols est concentrée dans la partie inférieure de la troposphère, communément appelée la couche limite (ou en anglais, Boundary Layer (BL)). Cette couche est directement influencée par la surface terrestre, contrairement au reste de la troposphère (dite libre). C'est pourquoi, en plus de dépendre de la latitude, la hauteur de cette couche varie aussi en fonction du relief, de la saison ou encore de l'heure de la journée. Elle peut donc varier de quelques centaines de mètres, jusqu'à quelques kilomètres (Figure 2.17).

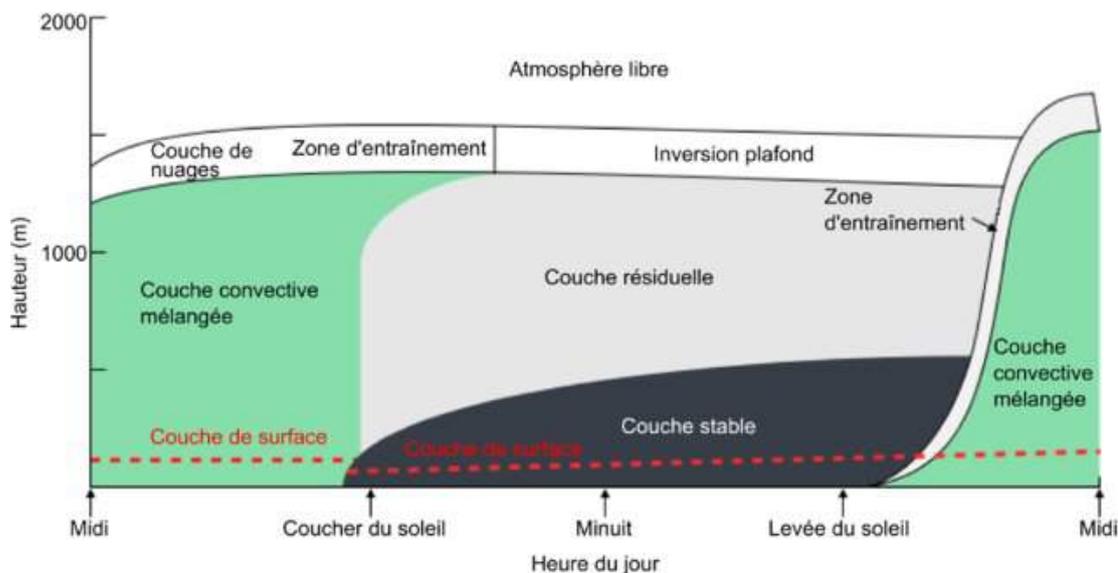


FIGURE 2.17 – Structure spatiale et temporelle de la couche limite atmosphérique (adaptée de STULL, 1988). Source : ISABELLE, 2014

Le transport horizontal des aérosols (advection) est principalement influencé par leur durée de vie, qui est étroitement liée à leur taille et aux conditions atmosphériques. En effet, il existe différents modes de dépôt des aérosols (ou puits) selon l'humidité relative. Pour une atmosphère "sèche", les particules vont majoritairement se déposer par effet de la gravité (dépôt sec). Les particules les plus fines, moins impactées par la gravité, ont un temps de résidence atmosphérique plus long, ce qui leur donne davantage de chances de parcourir de longues distances au gré des courants atmosphériques. Au contraire, les aérosols plus grossiers, et donc plus lourds, vont se déposer plus rapidement et donc se déplacer majoritairement localement. Pour une atmosphère chargée en vapeur d'eau, on parle de dépôt humide. Les aérosols permettent la formation et la précipitation des gouttelettes nuageuses. Lors de la précipitation, les aérosols contenus dans les gouttes d'eau, et une partie des aérosols présents le long du parcours, vont être "lessivés" par la pluie et être entraînés vers le sol. Les sources et puits d'aérosols sont résumés dans la Figure 2.16.

### 2.3.2 Propriétés des aérosols

**Propriétés micro-physiques** Comme expliqué dans la section précédente, il existe une vaste gamme de sources, de mécanismes de formation et d'évolutions possibles des aérosols, ce qui conduit à une grande diversité de propriétés physiques et chimiques.

En premier lieu, la taille des particules peut varier considérablement, allant de quelques nanomètres pour les aérosols secondaires à plusieurs dizaines de micromètres pour les aérosols primaires les plus grossiers. Bien qu'ils ne soient pas tous sphériques, on classe usuellement les aérosols en quatre catégories

(ou modes) en fonction de leur rayon  $r$ , ou de leur rayon équivalent pour les particules non sphériques (Figure 2.18) :

- le mode de nucléation correspond aux aérosols de diamètre inférieur à 10 nanomètres ( $2r < 10 \text{ nm}$ ),
- le mode d'Aitken ( $10 \text{ nm} \leq 2r \leq 100 \text{ nm}$ ),
- le mode d'accumulation ( $100 \text{ nm} \leq 2r \leq 1 \mu\text{m}$ ),
- le mode grossier ( $2r > 1 \mu\text{m}$ ).

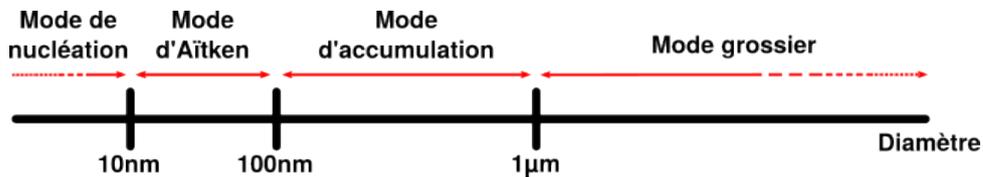


FIGURE 2.18 – Classification usuelle de la taille des aérosols en fonction de leur diamètre.

En pratique, comme pour les nuages d'eau liquide, on représente en général les aérosols à l'aide d'une distribution en taille, qui nous permet ensuite en utilisant la théorie de Mie de calculer les propriétés optiques associées.

**Distribution en taille** Il existe de nombreux modèles susceptibles de représenter la distribution en taille d'un ensemble de particules. Nous présentons ici la définition utilisée par DUBOVİK et al., 2002b pour l'inversion des propriétés optiques des aérosols du réseau AERONET<sup>5</sup>, qui représente la distribution en tailles des aérosols comme une fonction bi-modale log-normale constituée de deux modes, un mode grossier et un mode fin (Figure 2.19).

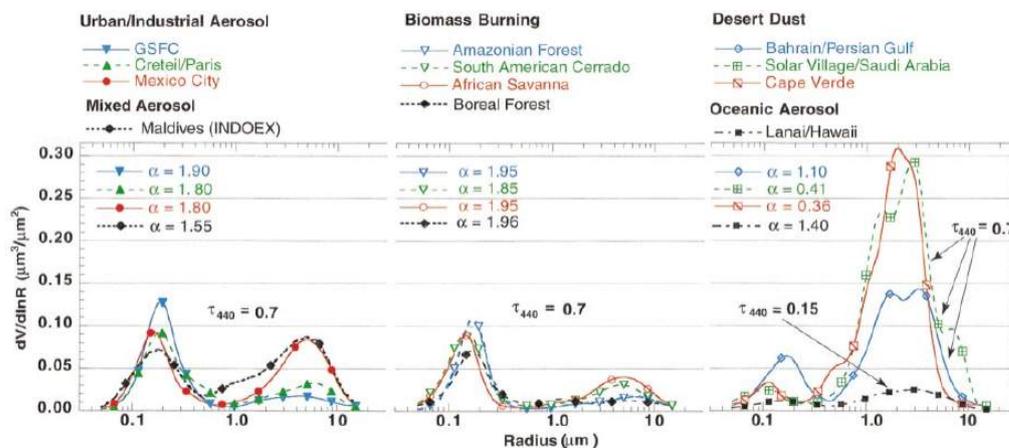


FIGURE 2.19 – Exemples de distributions en tailles volumiques bimodales associées à différentes sources d'aérosols pour des valeurs d'épaisseurs optiques à 440 nm ( $\tau_{440}$ ) et de coefficients d'Ångström entre 440 et 870 nm ( $\alpha$ ) variables. Figure adaptée de DUBOVİK et al., 2002b.

Nous définissons tout d'abord la concentration totale en particules  $N_0$  (en *particules.m*<sup>-3</sup>), comme :

$$N_0 = \int n(r)dr \quad (2.21)$$

5. Que nous utiliserons dans la suite et qui fournissent notamment des distributions en tailles des aérosols mesurés.

où  $n(r)$  en ( $particules.m^{-3}.m^{-1}$ ) correspond à la distribution en tailles par unité de longueur, c'est-à-dire, le nombre de particules par unité de volume avec un rayon compris entre  $r$  et  $r + dr$ .

Comme les aérosols peuvent couvrir différents modes, il est d'usage d'adopter une notation logarithmique. Cela permet notamment de redéfinir la concentration totale  $N_0$  comme :

$$N_0 = \int n'(r) d \ln(r) \quad (2.22)$$

où  $n'(r)$  représente alors le nombre de particules par unité de volume dont le logarithme du rayon est compris entre  $\ln(r)$  et  $\ln(r) + d \ln(r)$ .

En définissant la distribution en tailles par unité de longueur comme  $n(r) = \frac{dN}{dr}$  ou de manière équivalente  $n'(r) = \frac{dN}{d \ln(r)}$ , on obtient finalement par discrétisation selon une loi log-normale k-modale, une description de la distribution en tailles à partir de 3k paramètres :

$$n'(r) = \sum_{i=1}^k \frac{n_{0,i}}{\sigma_i \sqrt{2\pi}} \exp \left\{ -\frac{1}{2} \left[ \frac{\ln(r/r_{m,i})}{\sigma_i} \right]^2 \right\} \quad (2.23)$$

où  $n_{0,i}$ ,  $\sigma_i$  et  $r_{m,i}$  représentent respectivement la concentration en particules ( $particules.m^{-3}$ ), l'écart-type et le rayon modal du  $i^{ème}$  mode.

Pour notre étude nous ne considérons que deux modes d'aérosols, un mode fin et un mode grossier, nous employons donc l'équation 2.23 avec le paramètre k égal à 2. Cette distribution en tailles sert notamment pour les simulations de transfert radiatif de SOLar Atmospheric Radiative Transfer Database for Earth Climate Observation (SOLARTDECO), puisqu'elle permet le calcul des propriétés optiques des aérosols (Section 3.2) à l'aide de la théorie de Mie.

**Hygroscopicité** La taille des aérosols augmente au cours de leur évolution par interaction avec la vapeur d'eau ambiante. En effet, les molécules qui composent les aérosols sont plus ou moins solubles dans l'eau (caractère hydrophile) et régissent l'affinité de la particule avec l'eau (hygroscopicité).

Plus il y a de vapeur d'eau disponible dans le milieu environnant, plus les aérosols hydrophiles vont grossir par condensation de la vapeur d'eau. Par contre, si l'humidité ambiante diminue, il en va de même pour la taille des particules à cause de l'évaporation. Pour les aérosols hydrophobes en revanche, des variations de la vapeur d'eau ne vont que peu impacter la taille des particules et leurs propriétés optiques.

Il existe cependant des seuils d'humidité relative qui régissent la croissance et la décroissance du rayon des aérosols, on les appelle les points de déliquescence et d'efflorescence. Le premier représente la valeur minimale d'humidité relative au-delà de laquelle la taille d'une particule augmente lors d'une humidification. Le second définit le seuil en-deçà duquel on observe une cristallisation. Ces deux valeurs étant en général distinctes, l'humidification et la dés-humidification d'une particule se déroule selon un cycle d'hystérésis.

Outre la modification du rayon, l'humidité relative va influencer sur l'indice de réfraction des particules de l'ensemble considéré, modifiant ainsi les propriétés optiques des aérosols.

À noter que les propriétés individuelles des aérosols peuvent être impactées par le mélange des particules en présence, leurs propriétés d'hygroscopie peuvent donc être impactées. C'est en particulier vrai pour un mélange interne, défini comme un mélange des composés chimiques à l'intérieur de chaque particule issue d'une population. Si les particules possèdent une composition chimique identique, on parle de mélange interne homogène. Dans le cas contraire (plusieurs compositions chimiques), on parle de mélange hétérogène. Il existe aussi les mélanges externes (homogènes ou hétérogènes), pour lesquels la composition chimique des particules n'est pas modifiée par celle des autres particules. Dans ce cas, l'hygroscopicité ne dépend que des propriétés individuelles des aérosols.

**Propriétés optiques** Les principales propriétés optiques des aérosols, telles que l'épaisseur optique, l'albédo de diffusion simple et la fonction de phase, ont été introduites dans la Section 2.1.3. Néanmoins on peut définir de manière additionnelle le coefficient d'Ångström (ÅNGSTRÖM, 1961) qui est défini entre deux longueurs d'ondes  $\lambda_0$  et  $\lambda$  (noté  $\alpha_{[\lambda_0, \lambda]}$ ) comme suit :

$$\frac{\tau_\lambda}{\tau_{\lambda_0}} = \left( \frac{\lambda}{\lambda_0} \right)^{-\alpha_{\lambda_0, \lambda}} \leftrightarrow \alpha_{\lambda_0, \lambda} = -\frac{\ln(\tau_\lambda / \tau_{\lambda_0})}{\ln(\lambda / \lambda_0)} \quad (2.24)$$

où,  $\tau_\lambda$  et  $\tau_{\lambda_0}$  sont les épaisseurs optiques des aérosols aux longueurs d'ondes considérées.

Ce coefficient, couramment noté AE (pour Ångström Exponent en anglais), caractérise la dépendance spectrale de l'extinction. Il est utilisé pour estimer de manière qualitative la taille des aérosols et varie généralement entre 0 (aérosols grossiers) et 2 (aérosols fins). Dans la présente étude, le coefficient d'Ångström joue un rôle essentiel dans l'analyse de la variabilité du contenu en aérosols à Lille, ainsi que dans l'estimation qualitative de l'influence des différentes sources d'aérosols (anthropiques et naturelles). Cette analyse s'appuie notamment sur la définition d'une classification des propriétés optiques (épaisseur optique et coefficient d'Ångström) des aérosols, introduite dans la Section 3.2.1.2.

### 2.3.3 Impacts des aérosols

En plus de leur charge, les aérosols vont avoir différents impacts sur leur environnement, selon leur altitude, leur propriétés physiques, chimiques et optiques.

**Impacts sanitaires** Les aérosols présents dans les basses couches de la troposphère ont un impact important sur la qualité de l'air que l'on respire et donc notre santé. Les effets sont visibles sur le long terme et sur le court terme, lors de pics de pollution par exemple. Selon leurs tailles, ils vont pénétrer plus ou moins profondément dans notre organisme (WHO, 2000). Les particules les plus grosses ( $> 10 \mu\text{m}$ ) vont principalement s'arrêter dans la partie extra-thoracique du système respiratoire et les "Particulate Matter" avec un diamètre inférieur à  $10 \mu\text{m}$  ( $\text{PM}_{10}$ ) vont atteindre les bronches. Les particules les plus fines ( $< 2.5 \mu\text{m}$ , ou "Particulate Matter" avec un diamètre inférieur à  $2.5 \mu\text{m}$  ( $\text{PM}_{2.5}$ )) vont pouvoir pénétrer jusqu'aux bronchioles, voire jusqu'aux sacs alvéolaires (Figure 2.20). Ces dernières sont globalement des aérosols secondaires et des aérosols anthropiques et peuvent donc véhiculer des substances nocives telles que des métaux lourds (plomb, titane, nickel, ...) qui vont pouvoir ainsi pénétrer dans notre organisme directement.

Bien qu'en Europe les niveaux de pollution particulaire aient significativement diminués (HAMMER et al., 2020), notamment depuis l'instauration en 2005 de réglementations sur la qualité de l'air, basées sur les recommandations de l'OMS (Organisation Mondiale de la Santé, WHO, 2005, mise à jour WHO, 2021), ce n'est pas le cas partout dans le monde. En particulier dans certains pays en voie de développement comme l'Inde, on enregistre toujours des concentrations extrêmes, qui peuvent avoisiner les  $900 \mu\text{g} \cdot \text{m}^{-3}$  (FUTURA PLANÈTE, 2019). De plus, malgré les tendances observées en Europe, l'agence européenne de l'environnement (European Environment Agency (EEA)) estime qu'en moyenne par an, ces dernières années en Europe, encore près de 400 000 décès prématurés peuvent être attribués à la qualité de l'air (EEA, 2020). L'impact sanitaire des aérosols se traduit le plus souvent par des difficultés respiratoires ou des problèmes cardio-vasculaires mais des études plus récentes ont identifié d'autres impacts, moins évidents, avec par exemple des implications sur la fertilité, les grossesses et le développement des enfants voire même sur le développement du diabète de type 2 chez les adultes (RCP, 2016 et ses références).

L'impact sanitaire de la pollution particulaire a pu être évalué en 2020 avec l'instauration de périodes de confinement à travers le monde, qui ont eu pour conséquence de réduire les émissions de polluants atmosphériques, qu'ils soient particuliers ou gazeux. Ainsi, en France, il a été estimé que le premier confinement du printemps 2020 aurait permis d'éviter près de 2300 décès prématurés en lien avec la réduction de l'exposition de la pollution aux particules (ADÉLAÏDE et al., 2021).

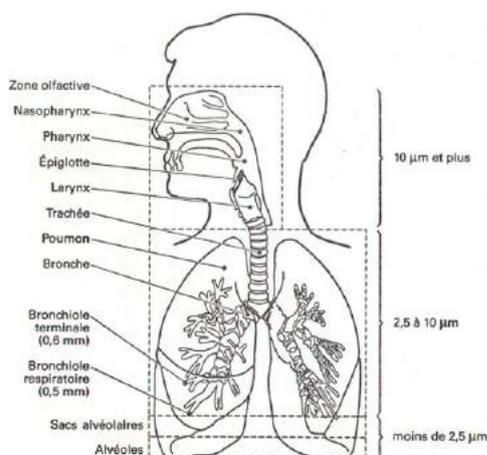


FIGURE 2.20 – Schéma de l'appareil respiratoire humain et des zones de pénétration des aérosols en fonction de leur taille. Source : Figure 1.5, MORTIER, 2013

**Impacts environnementaux** Outre leur impact sur la santé humaine, les aérosols ont aussi un impact sur l'environnement qui nous entoure. Par exemple, de par leur rôle de noyaux de condensation des nuages, les variations en nombres et tailles des aérosols vont largement influencer sur les régimes de précipitations (KAUFMAN et al., 2002), ce qui aura un impact sur la faune et la flore.

De plus, le dépôt des aérosols sur des surfaces a également des conséquences. Le dépôt de poussières sur les panneaux photovoltaïques, peut notamment réduire la puissance de sortie d'un module jusqu'à 70% (NDIAYE, 2013). En outre, le dépôt des aérosols a également un impact sur la flore et la photosynthèse : les aérosols vont à la fois absorber une partie du rayonnement incident, dégrader les propriétés des plantes en apportant des éléments chimiques nocifs ou encore attirer des nuisibles comme les pucerons (AUCLAIR, 1976). De plus, l'émission de gaz précurseurs d'aérosols, tels que le  $SO_2$  et les  $NO_x$ , peut contribuer au phénomène des pluies acides par la formation de composés, tels que l'acide sulfurique ( $H_2SO_4$ ) et l'acide nitrique ( $HNO_3$ ), qui seront ensuite déposés au niveau du sol par la pluie. Les conséquences sur l'environnement sont variées et néfastes, tant pour la faune et la flore que pour les activités humaines (érosion, corrosion, acidification, etc.). Inversement, les aérosols naturels peuvent avoir un effet positif sur l'environnement. Chaque hiver, l'Harmattan, un vent soufflant du Nord-Est vers le Sud-Ouest, soulève d'importantes quantités d'aérosols désertiques du Sahara. Ces particules, riches en fer et en phosphore, sont transportées sur de longues distances, et ont la capacité de nourrir le phytoplancton une fois qu'elles se déposent dans l'océan Atlantique. Elles contribuent aussi au développement de la forêt amazonienne, qui prospère grâce à l'apport de nutriments assuré par le transport des poussières désertiques d'Afrique, principalement issues de la dépression du Bodélé (représentant 50% de l'apport, KOREN et al., 2006), située près du lac Tchad.

**Effets sur le rayonnement solaire en surface** Les aérosols, qu'ils soient d'origine naturelle ou anthropique ont, de la même manière que les nuages, pour effet de diminuer directement la quantité de rayonnement solaire atteignant la surface de la Terre par absorption et diffusion du rayonnement (aerosol-radiation interactions,  $ari$ ). On parle alors d'effet (radiatif) direct des aérosols ou de forçage radiatif lié aux interactions aérosol-rayonnement ( $RF_{ari}$ ), si on ne considère que les aérosols d'origine anthropique. Ce phénomène dépend principalement des propriétés optiques de l'aérosol ou du mélange d'aérosols considéré(s) et de la longueur d'onde. L'effet direct des aérosols présente donc une variabilité spatiale importante à la surface de la Terre. De nombreuses études ont été menées sur l'impact direct des aérosols, à la fois en

présence et en l'absence de nuages dans le ciel, pour différentes régions du monde (KORRAS-CARRACA et al., 2021 ; NABAT et al., 2014 ; PAPADIMAS et al., 2012 ; YU et al., 2006). L'étude de KORRAS-CARRACA et al., 2021 estime notamment qu'en moyenne sur la période 1980-2019, les aérosols (anthropiques et naturels) ont atténué le rayonnement incident à la surface de la Terre de l'ordre de  $7.56 \text{ W/m}^2$ . Dans cette étude, l'effet direct des aérosols sur la ressource solaire à Lille et en région Hauts-de-France est analysé plus en détails dans les Chapitres 4 et 5. Par ailleurs, en plus d'atténuer directement le rayonnement solaire incident en surface, les aérosols, de par leur interaction avec les autres composants atmosphériques, influent de manière indirecte sur le rayonnement solaire incident (KAUFMAN et al., 2002).

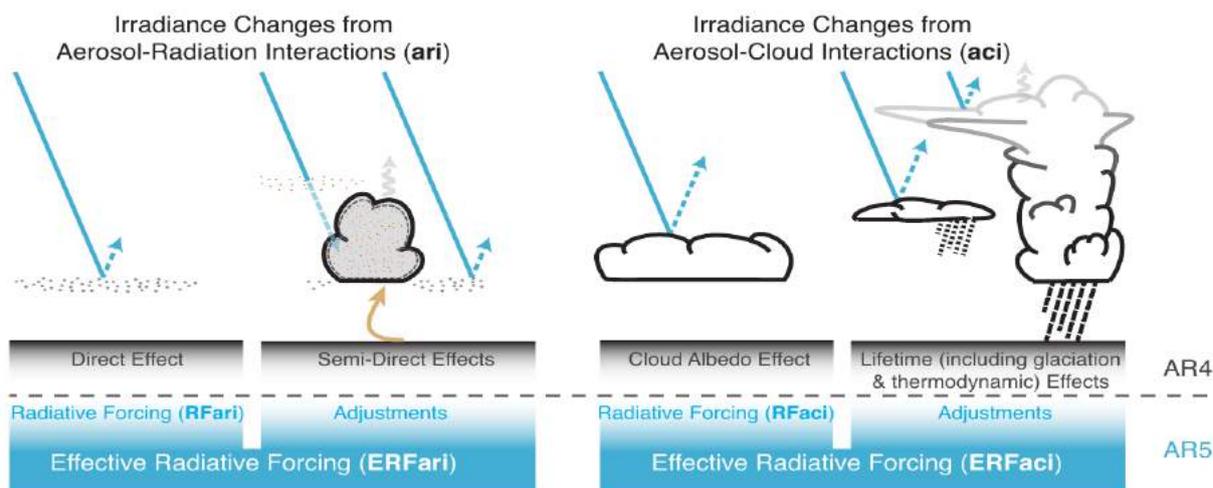


FIGURE 2.21 – Représentation schématique de la terminologie utilisée dans le cinquième rapport du GIEC pour représenter les interactions aérosol-rayonnement et aérosol-nuage. L'acronyme "AR4" représente la terminologie utilisée dans le quatrième rapport du GIEC (IPCC, 2007) et "AR5" celle utilisée depuis 2013. Les points gris représentent les aérosols, les flèches bleues le rayonnement solaire incident, les flèches grises le rayonnement thermique, et la flèche marron le couplage entre la surface et la couche nuageuse. Source : BOUCHER et al., 2013

**Effets semi-direct ou ajustements liés à l'interaction aérosols-rayonnement** Le caractère très absorbant de certains aérosols, notamment dans l'ultraviolet et le visible, peut provoquer parfois le réchauffement de la troposphère en altitude. Cette modification du profil vertical de température (et d'humidité) va perturber la formation et l'évolution des nuages en inhibant leur formation et en accélérant leur évaporation. Cela empêche les nuages de remplir efficacement leur rôle, induisant ainsi un forçage radiatif positif. On parle alors d'effet semi-direct des aérosols ou d'ajustements liés à l'interaction aérosols-rayonnement (Figure 2.21).

**Effets indirects ou effets liés à l'interaction aérosol-nuage** L'interaction des aérosols avec les nuages (aerosol-cloud interactions, aci) influent également sur la quantité de rayonnement solaire incidente en surface (Figure 2.21). Comme énoncé précédemment, les aérosols servent de noyaux de condensation et facilitent la condensation et l'agglomération des gouttelettes d'eau nuageuses (et cristaux de glace). Une augmentation de la concentration en aérosols dans un nuage (à contenu en vapeur d'eau constant) implique la formation d'un plus grand nombre de gouttelettes de plus petite taille, ce qui va avoir pour effet d'augmenter la réflectivité du nuage d'au plus 25% (KAUFMAN et al., 2002). On parle alors d'effet d'albédo, ou dans le cas d'aérosols anthropiques, de forçage radiatif lié à l'interaction aérosol-nuage ( $RF_{aci}$ ). Par

ailleurs, des nuages avec de plus petites gouttes vont précipiter plus difficilement, ils vont donc avoir tendance à durer dans le temps et à s'étaler spatialement, augmentant ainsi le flux réfléchi d'au plus 30%. On parle dans ce cas d'ajustements de la durée de vie des nuages liés aux interactions aérosol-nuage (Figure 2.21).

**Impacts climatiques** De manière générale, si on ne considère que l'impact radiatif des émissions anthropiques, on parle de forçage radiatif.

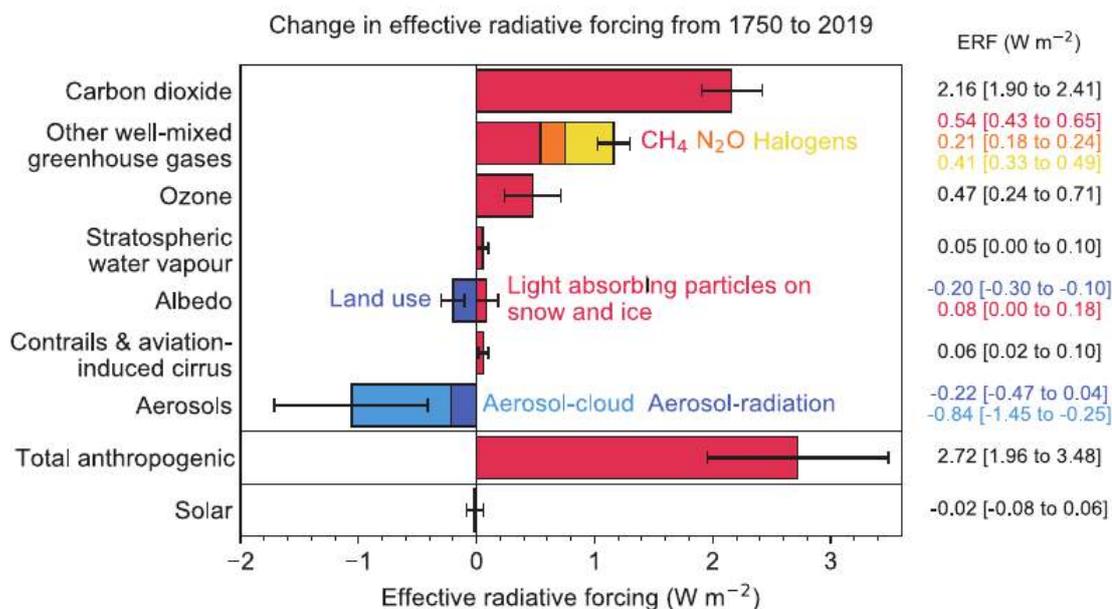


FIGURE 2.22 – Estimations du forçage radiatif moyen induit par les différentes composantes atmosphériques liées aux activités humaines. Source : IPCC, 2023

Dans le cadre de son sixième rapport (IPCC, 2023), le Groupe d'experts intergouvernemental sur l'évolution du climat (IPCC en anglais) (GIEC) a estimé le forçage radiatif terrestre moyen (Figure 2.22) ainsi que la contribution des différentes émissions anthropiques. On voit que contrairement aux Gaz à effet de serre (GES), les aérosols anthropiques et leurs précurseurs ont en moyenne un forçage radiatif effectif négatif<sup>6</sup> (approx.  $-1.06 \text{ W/m}^2$ ), qui comprend à la fois les interactions aérosol-rayonnement (ari) et aérosol-nuages (aci), ainsi que les ajustements associés (absorption par les aérosols, modification de la durée de vie des nuages et de leur albédo). En particulier, comme le montre la Figure 2.22, les interactions entre les aérosols et les nuages engendrent un forçage radiatif effectif ( $ERF_{aci}$ ) très important et strictement négatif, qui peut atteindre  $-1.45 \text{ W/m}^2$ <sup>7</sup>, et ainsi compenser en partie le forçage positif des GES estimé au maximum à  $4.6 \text{ W/m}^2$ . L'impact des aérosols est donc globalement de diminuer la température globale de la planète même si les incertitudes restent grandes, notamment à cause des difficultés rencontrées pour estimer les émissions des différentes sources (cf Tableau 2.1) et le degré d'interaction avec les nuages.

À noter que l'impact direct des aérosols dépend fortement de l'albédo de l'arrière-plan. En effet, des aérosols absorbants vont l'être d'autant plus (jusqu'à 3 fois plus) s'ils se trouvent au dessus de surfaces caractérisées par un albédo important (supérieur à 0.5), comme la neige ou les nuages, causant ainsi un forçage radiatif d'autant plus grand. Au contraire, si des aérosols absorbant se trouvent directement au

6. A noter que les aérosols absorbants comme le BC ont, au contraire, un forçage radiatif plutôt positif.

7. Soit près de 3 à 4 fois plus que le forçage radiatif effectif lié aux interactions aérosol-rayonnement ( $ERF_{ari}$ ).

---

dessus d'une surface plus sombre comme l'océan, l'impact de leur absorptivité sera nettement moins important et il faudrait des concentrations plus importantes pour atteindre le même forçage qu'au dessus de la terre ferme ou de nuages. On peut aussi noter que le dépôt des aérosols absorbants (souvent sombres) sur la neige ou la glace réduit l'albédo de la surface considérée, augmentant ainsi le forçage radiatif (positif) attribué à ces aérosols.



# Approche combinant mesures sol et modélisation

Cette thèse s’inscrit dans une stratégie d’observation multi-instrumentée et à long terme menée au Laboratoire d’Optique Atmosphérique (LOA) depuis de nombreuses années. Les travaux de recherche associés peuvent être considérés comme transverses aux deux principales équipes de recherche du laboratoire, spécialisées dans l’étude des nuages et des aérosols. Nous présentons dans ce chapitre les ressources utilisées au cours de cette thèse qui comprennent à la fois des mesures d’aérosols et de flux solaire de la plateforme de mesures ATmospheric Observations in LiLle (ATOLL) (Section 3.1) et des simulations de transfert radiatif (Section 3.2) et de climat régional (Section 3.3).

## 3.1 La plateforme de mesures ATOLL

La mise en place d’instruments de mesures automatiques des aérosols au LOA date de 1994 avec l’installation d’un photomètre solaire, qui effectue des mesures (en routine depuis 2000) des propriétés optiques des aérosols dans le cadre du réseau AERONET/PHOTONS<sup>1</sup>. Depuis, la plateforme de mesures s’est largement étoffée, avec notamment l’installation d’une section LIDAR en 2006, d’instruments de mesures du flux solaire incident (direct, diffus et global) et d’un sky-imager en 2009 (opérationnels depuis 2010). Plus récemment la station s’est enrichie de plusieurs instruments de mesures in-situ dédiés à l’étude des aérosols ainsi que de mesures du contenu spectral du rayonnement solaire. Il est important de souligner que ces dernières ayant été mises en place début 2023, elles n’ont pas encore pu être exploitées.

Ce travail de thèse s’appuie sur l’analyse des observations coïncidentes des appareils de la plateforme de mesures ATOLL située sur le toit du laboratoire (Figure 3.1)<sup>2</sup>. Il s’agit principalement d’exploiter les mesures de flux solaire incident et de propriétés optiques des aérosols, coïncidentes depuis 2010 dans le but d’étudier à la fois l’impact des nuages et des aérosols sur la variabilité de la ressource solaire mesurée en surface à Lille (Chapitre 4).

Le site de mesure (50.61°N, 3.14°E, à 70 m d’altitude) est localisé sur le campus de l’Université de Lille à Villeneuve d’Ascq, une commune située à environ 6 km au sud-est de la Métropole Européenne de Lille

1. Lille est l’un des premiers sites de mesures du programme initié par la NASA. PHOTONS est la composante française du réseau AERONET.

2. S’ajoutent aux observations de la plateforme les mesures de la qualité de l’air (concentrations en surface d’aérosols) de l’Association Agréée pour la Surveillance de la Qualité de l’Air spécifique à la région Hauts-de-France et faisant partie de la Fédération nationale Atmo France (ATMO-HDF) pour la station de Lille Fives située à 5 km du LOA.

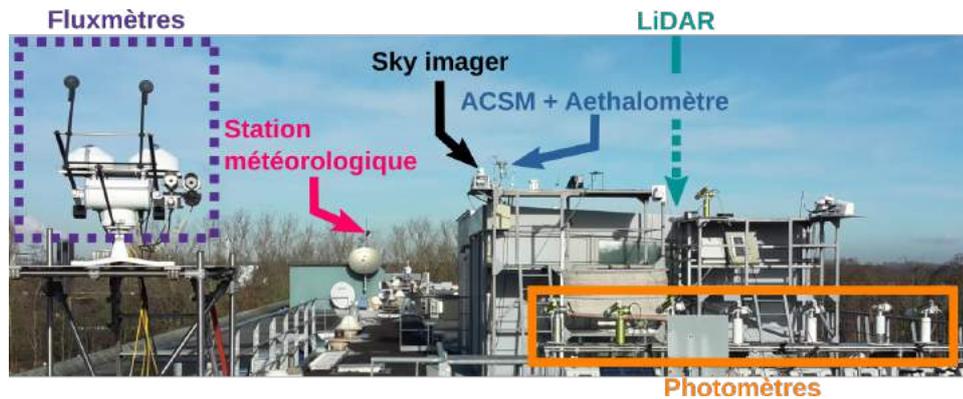


FIGURE 3.1 – Photographie de la station de mesures ATOLL. On peut voir notamment les principaux instruments utilisés, i.e. les fluxmètres montés sur un traqueur solaire (en violet), les photomètres AERONET (en orange), le sky-imager (en noir), la station météorologique (en rose), l'aéthalomètre et l'ACSM (en bleu) et le LiDAR (en vert).

(Figure 3.2). Le site ATOLL peut donc être considéré comme péri-urbain. Comme énoncé précédemment, la région métropolitaine de Lille est caractérisée par une densité de population élevée (1 800 habitants au km<sup>2</sup>), avec plus de 1.1 million d'habitants. Par ailleurs, Lille est également située au carrefour de nombreuses mégalopoles européennes, avec notamment Paris au sud (230 km), Londres au nord-ouest (225 km), ainsi que Bruxelles et Amsterdam au nord-est (110 et 300 km, respectivement). De plus, situé à une distance d'environ 15 km de la frontière belge, le site se trouve à proximité de la région du Bénélux, une zone très urbanisée, avec près de 30 millions d'habitants, et caractérisée par une forte dynamique industrielle (8% de la production européenne) et agricole (9% de la production européenne). La région des Hauts-de-France, dont Lille est la capitale, est également une région française majeure, avec près de 6 millions d'habitants, et une activité économique importante, liée notamment aux industries automobiles, ferroviaires, métallurgiques et agro-alimentaires, fortement polluantes, ainsi qu'à l'agriculture, végétale et animale, qui engendre également des émissions importantes de polluants atmosphériques. Le site de Lille est donc influencé par de nombreuses sources d'émissions anthropiques, à la fois régionales et transfrontalières, avec des contributions importantes des secteurs résidentiels, industriels, des transports et de l'agriculture. Cette situation géographique contribue à une fréquence relativement élevée d'épisodes de pollution, notamment particuliers (BESSAGNET et al., 2005 ; FAVEZ et al., 2012, 2021 ; POTIER et al., 2019 ; VELAZQUEZ-GARCIA et al., 2023). Le site ATOLL connaît également une influence maritime importante de par sa proximité avec la Manche et la Mer du Nord, situées à moins de 80 km environ. Enfin, selon la classification climatique de Köppen-Geiger (BECK et al., 2018), le climat est décrit comme Cfb, ce qui signifie qu'il est principalement tempéré (C) avec un été chaud (b) et une absence de saison sèche (f). Le montant typique des précipitations est d'environ 600 à 800 mm/an, ce qui est lié à une fréquence relativement élevée de nuages tout au long de l'année, avec des valeurs moyennes de fraction nuageuse variant entre 60 % et 80 % en fonction de la période de l'année (WARREN et al., 2007).

### 3.1.1 Les mesures de flux solaire

La mesure du flux solaire incident et de ses composantes directes et diffuses se fait à l'aide de "flux-mètres". Ce sont des appareils de télédétection passive, qui comme leur nom le suggère, mesurent la valeur de flux solaire incident en un point. On utilise en général un pyranomètre pour mesurer directement le flux total incident dans l'hémisphère au-dessus de l'instrument. Pour cette étude nous utilisons plutôt deux instruments installés sur un traqueur solaire (Figures 3.1 et 3.3a), qui permet de suivre la course du Soleil



FIGURE 3.2 – Carte représentant la position géographique de la station de mesures ATOLL du LOA (point rouge). Les hachures vertes représentent la région des Hauts-de-France. Sont représentées également les grandes zones urbaines situées dans la zone d'étude (carrés noirs).

tout au long de la journée. Un pyréliomètre mesure le flux direct incident dans la direction du Soleil (DNI) tandis qu'un pyranomètre, équipé d'une balle d'ombrage, mesure la composante diffuse du rayonnement. Ces deux instruments de mesures nous donnent ainsi accès au flux global (GHI), qui est la somme de ses composantes directes et diffuses (Équation 2.4). On peut noter qu'une telle approche a l'avantage d'être plus précise que la mesure d'un seul pyranomètre puisqu'elle tend à diminuer l'erreur liée aux grands angles (MICHALSKY et al., 1999). Depuis 2009, les deux instruments mesurent donc de manière synchrone, dans le temps et l'espace, le flux solaire incident et ses composantes directes et diffuses à la résolution temporelle d'une minute.

**Le pyranomètre** Il existe plusieurs types de pyranomètres, celui utilisé dans notre étude est un pyranomètre à thermopile, basé sur un thermocouple mesurant le flux solaire global incident sur un hémisphère entier de  $180^\circ$ . L'appareil utilisé, le CMP22, du fabricant Kipp & Zonen (fig 3.4a) possède une plage de mesure allant de 0 à 20 mV, ce qui correspond à des puissances de l'ordre de 0 à  $1500 \text{ W/m}^2$ <sup>3</sup>. La précision de la thermopile varie, en fonction de l'éclairement incident, entre 5 et  $14 \mu\text{V/W/m}^2$  ce qui se traduit par une incertitude de quelques  $\text{W/m}^2$  tout au plus. La réponse spectrale de l'instrument s'étend de 200 à 3600 nm ce qui englobe la majeure partie du spectre solaire incident (cf fig 3.5a).

Il est possible en utilisant un pyranomètre de mesurer uniquement le rayonnement diffusé par l'atmosphère. Cela demande d'utiliser un dispositif d'ombrage (balle ou anneau, Figure 3.3b) couplé à un traqueur solaire. Le couplage va ainsi permettre de masquer le rayonnement direct dans la direction du Soleil tout au long de la journée. Comme on peut le voir sur la Figure 3.1, c'est notamment la configuration employée au site de mesures ATOLL. Le rayonnement direct incident sur le pyranomètre, disposé sur un traqueur solaire, est ici masqué par une balle d'ombrage.

**Le pyréliomètre** Le pyréliomètre (fig 3.4b) est un instrument destiné à la mesure du Direct Normal Irradiance (DNI). Les mesures sont faites à l'aide d'une thermopile similaire à celle du pyranomètre qui va permettre de déduire le flux incident dans la lunette (réponse spectrale Figure 3.5b). Nous déduisons du DNI mesuré, le flux direct horizontal (Beam Horizontal Irradiance (BHI))<sup>4</sup> à partir de l'Équation 2.2.

3. Valeur limite, qui dans des conditions naturelles d'éclairement, a peu de chances d'être surpassée.

4. Il est possible également de déterminer le flux solaire direct sur une surface inclinée.

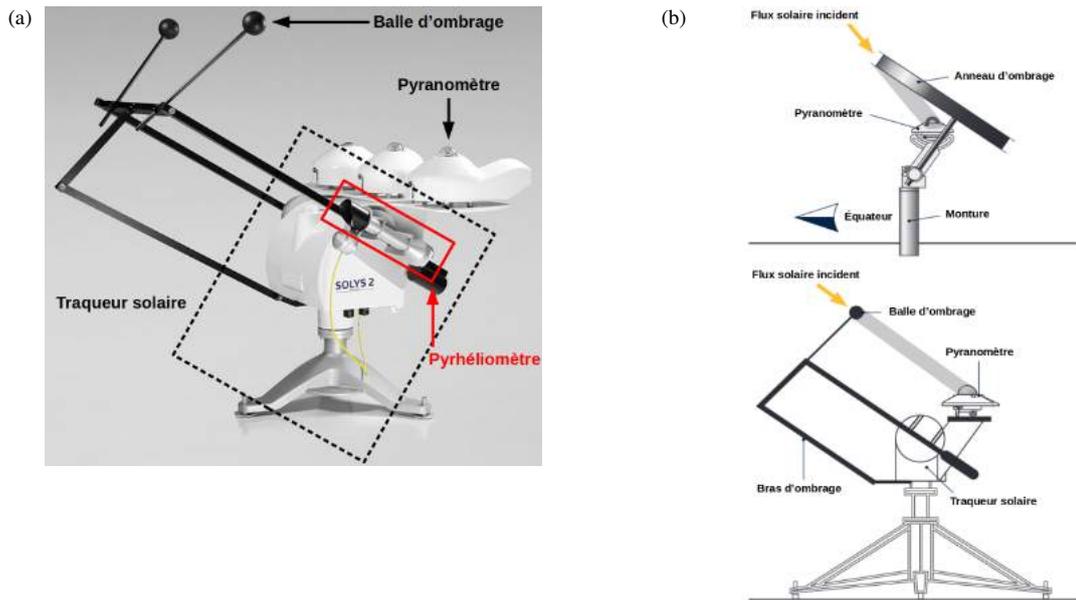


FIGURE 3.3 – Présentation du dispositif de mesure de flux. (a) Image d'un traqueur solaire Kipp & Zonen SOLYS2 équipé de deux balles d'ombrage, d'un pyrhéliomètre et de deux pyranomètres dont un ombragé mesurant le flux diffus. (b) Schéma explicatif du fonctionnement de l'ombrage d'un pyranomètre avec anneau d'ombrage ou balle d'ombrage et suiveur solaire. <https://www.kippzonen.com/Product/20/SOLYS2-Sun-Tracker>

Le Soleil du point de vue de l'appareil, au sol, occupant un angle solide de  $0.5^\circ$ , il est nécessaire, pour avoir une mesure valide (Soleil compris entièrement dans l'angle d'inclinaison), que la précision du traqueur solaire soit inférieure à  $0.75^\circ$  dans l'idéal. Dans notre étude, nous utilisons le pyrhéliomètre Kipp & Zonen CHP1 qui capture le flux solaire dans la direction du Soleil avec un angle de visée de  $5^\circ$  et un angle d'inclinaison de  $1^\circ$ . Comme le pyranomètre, l'instrument est placé sur un traqueur solaire qui permet de suivre la course du Soleil avec une précision inférieure à  $0.1^\circ$ . Le dispositif est donc bien adapté à la mesure du DNI. En revanche, son angle d'ouverture étant plus important que l'angle solide du Soleil, l'instrument capture en plus du rayonnement direct du Soleil, une partie du rayonnement diffusé vers l'avant, au voisinage du Soleil, dans une direction appelée la région circumsolaire, qui s'étend d'environ  $0.6^\circ$  à  $8^\circ$  et dans laquelle la diffusion est principalement une diffusion de Mie. En moyenne, on estime que la contribution du circumsolaire représente au maximum 2 à 3 % du DNI pour la plupart des situations particulières (BLANC et al., 2014; GUEYMARD, 2010; GUEYMARD, 2001). Cela peut engendrer des différences lors de comparaisons avec les simulations de transfert radiatif qui ne considèrent en général comme flux direct que le rayonnement incident uniquement dans la direction solaire.

**Incertitudes** En raison de légères différences de réponses spectrales entre le pyranomètre et le pyrhéliomètre, on estime que le calcul de l'irradiance globale à partir des mesures des composantes directes et diffuses peut entraîner des biais de mesure. D'après la littérature, ces biais sont estimés en moyenne comme étant de l'ordre de  $\pm 1.0\%$  (DERIMIAN et al. (2008, 2012)) auxquels s'ajoutent les incertitudes individuelles de chaque instrument. La calibration régulière des instruments, par le fabricant, permet de réduire l'incertitude instrumentale liée notamment au vieillissement des appareils. Les instruments utilisés au cours de cette thèse, initialement reçus en 2007, ont été calibrés par Kipp & Zonen avec une fréquence d'environ 5 ans. Le processus de calibration consiste à comparer les mesures de l'instrument avec un

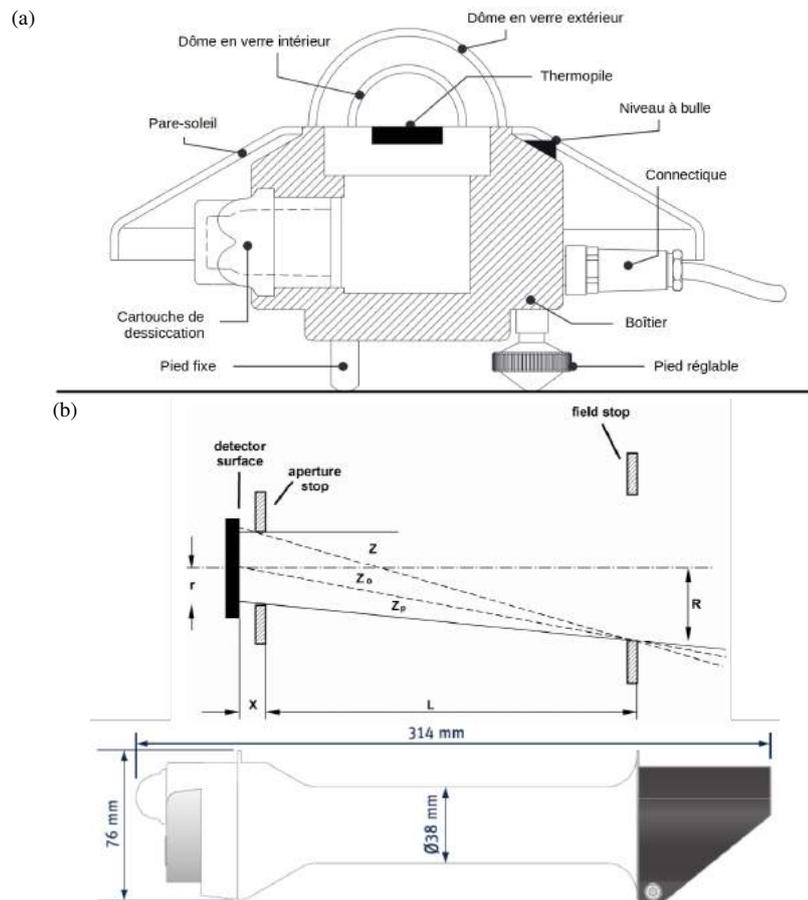


FIGURE 3.4 – Présentation des fluxmètres utilisés dans notre étude. (a) Schéma détaillé d'un pyranomètre CMP22 de Kipp & Zonen (Source : *Instruction Manual, CMP series Pyranometer, CMA series Albedometer* 2016). (b) Schéma de fonctionnement d'un pyrhéliomètre CHP1 (Adapté de *Instruction Manual, CHP 1 Pyrheliometer* s. d.)

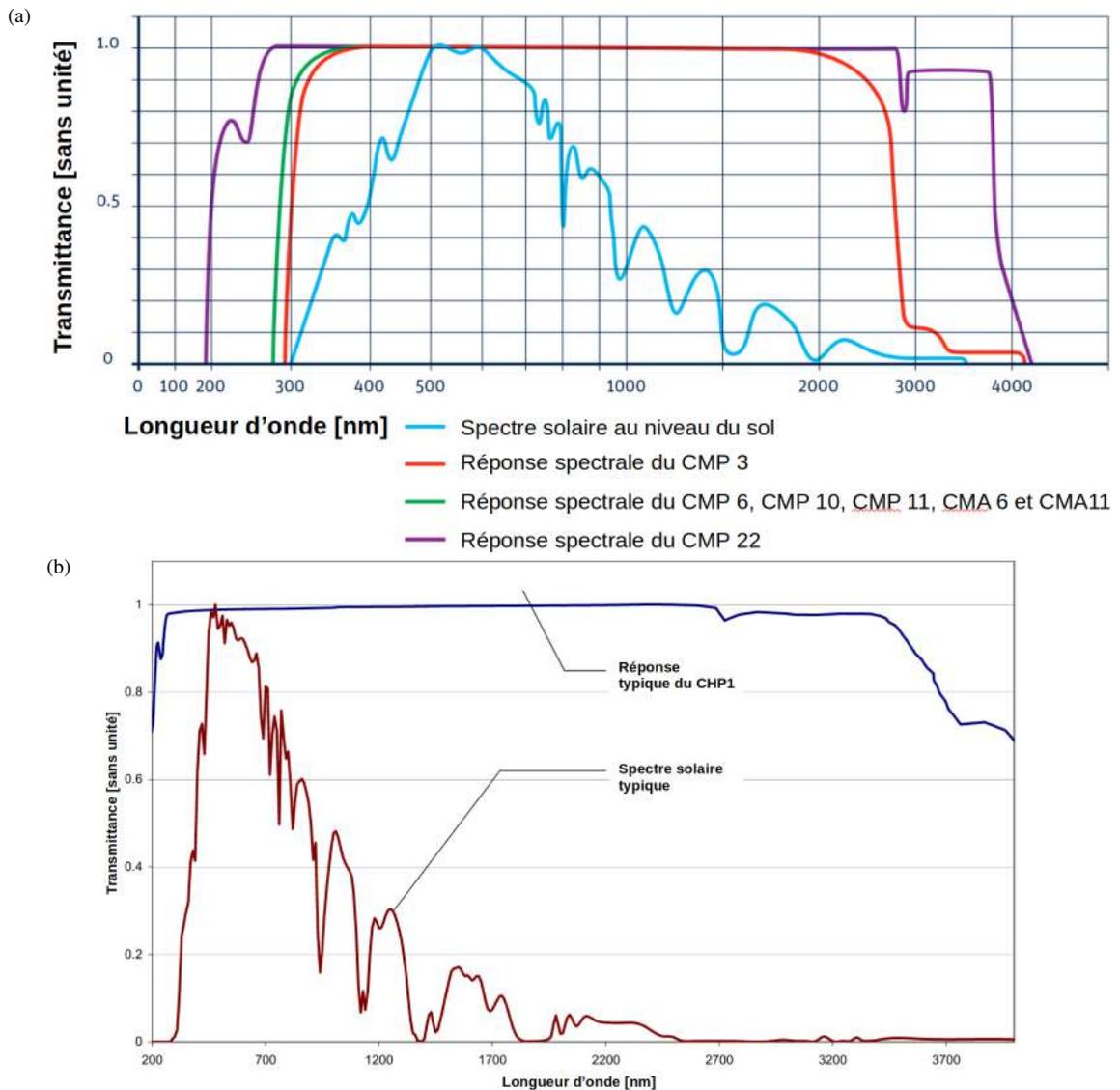


FIGURE 3.5 – Réponses spectrales des fluxmètres comparativement au spectre solaire typiquement reçu sur Terre au niveau de la mer. (a) Réponses spectrales des différents pyranomètres Kipp & Zonen. La courbe la plus large étant celle du CMP22, instrument utilisé dans notre étude, qui couvre quasiment à 100 % la gamme de 200 à 4000 nm. (b) Réponse spectrale typique du pyréliomètre Kipp & Zonen CHP1 utilisé dans notre étude. La courbe de l'instrument couvre globalement la même gamme de longueurs d'ondes que les pyranomètres. Ces graphiques sont issus des manuels d'instruction des appareils (*Instruction Manual, CMP series Pyranometer, CMA series Albedometer 2016, Instruction Manual, CHP 1 Pyrliometer s. d.*).

appareil de référence ("master") afin d'ajuster le coefficient de sensibilité de la thermopile (en  $\mu\text{V}/\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$ ), qui traduit les changements de température du récepteur en valeurs de flux solaire incident. Le Tableau 3.1 montrent que dans l'ensemble, les coefficients de sensibilité des deux instruments sont restés plutôt stables sur la période 2007-2022, en particulier pour le pyranomètre, qui présente des variations par rapport au coefficient de sensibilité initial de l'ordre de l'incertitude de calibration (1 à 1.5%). Le bon fonctionnement du système est également garanti par un entretien régulier des instruments comprenant notamment des nettoyages quotidiens. Il paraît donc raisonnable de considérer des incertitudes de mesures de l'ordre de 2 à 3% pour le GHI et le DHI, et de 1.5% pour le BHI, comme cela est généralement rapporté dans la littérature (DERIMIAN et al., 2008; VUILLEUMIER et al., 2014; WILD et al., 2021). Il est à noter qu'il existe un vide récurrent dans la série de mesures pour les mois d'hiver, en particulier en janvier et février, qui pourrait impacter l'analyse des données. Ce vide s'explique par l'envoi régulier des instruments soit à Delft (Pays-Bas), pour recalibration par le fabricant, soit à M'Bour (Sénégal), pour la calibration des instruments locaux.

	Coefficient de sensibilité du pyréliomètre et du pyranomètre CHP1/CMP22 (en $\mu\text{V}/\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$ )		
	$\mu\text{V}/\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$	Incertitude	Déviati
<b>Novembre 2007</b>	9.78/9.06	$\pm 0.5/-$ %	0/0%
<b>Février 2012</b>	9.58/8.95	$\pm 1.5/1.0\%$	-2.04/-1.21%
<b>Janvier 2017</b>	9.49/9.02	$\pm 1.0/0.8\%$	-2.96/-0.44%
<b>Octobre 2022</b>	9.80/8.99	$\pm 1.1/1.0\%$	+0.2/-0.77%

TABLEAU 3.1 – Coefficients de calibration du pyréliomètre CHP1 et du pyranomètre CMP22 de la plateforme ATOLL. L'incertitude correspond à l'incertitude sur la calibration fournie par le constructeur. La déviation représente l'écart relatif entre le coefficient de sensibilité de référence de Novembre 2007 et les coefficients issus des recalibrations de 2012, 2017 et 2022.

### 3.1.2 Les mesures photométriques

Le photomètre est un instrument de télédétection passive qui mesure le flux solaire direct à plusieurs longueurs d'onde et pour plusieurs angles de diffusion. Le laboratoire faisant partie du réseau AERONET, nous utilisons un photomètre solaire CE-318 du fabricant CIMEL. Le premier appareil a été mis en service en 1994, puis a été remplacé environ tous les 10 ans par un modèle plus récent. Depuis 2016, nous utilisons le photomètre CIMEL CE-318T (Figure 3.6), qui fournit à la fois des mesures diurnes, comme les modèles précédents, et des mesures nocturnes lorsque l'éclairement de la Lune le permet (du premier au dernier quart de Lune). Celui-ci est composé :

- d'un collimateur à deux voies de 25 cm monté sur une tête de détection, offrant ainsi une demi champ de vue de  $0.63^\circ$ .
- d'un robot traqueur bi-axial à haute résolution qui permet de suivre la position du Soleil et de la Lune de manière très précise ( $0.01^\circ$ ) dans tout l'espace avec un pas de  $0.003^\circ$ .
- d'une tête de détection comportant deux photo-diodes avec des réponses spectrales respectives de [340 nm ; 1020 nm] et [1020 nm ; 1640 nm], permettant ainsi de couvrir le spectre solaire de l'ultraviolet au proche infrarouge.
- d'une roue porte-filtres qui permet de faire défiler devant les diodes 9 filtres de longueur d'onde centrés en 340, 380, 440, 500, 675, 870, 937, 1020 et 1640 nm. En réalité seuls 8 filtres sont consacrés à l'étude des aérosols, le filtre à 937 nm étant dédié à la mesure de la vapeur d'eau précipitable (PWV, de l'anglais Precipitable Water Vapor content).

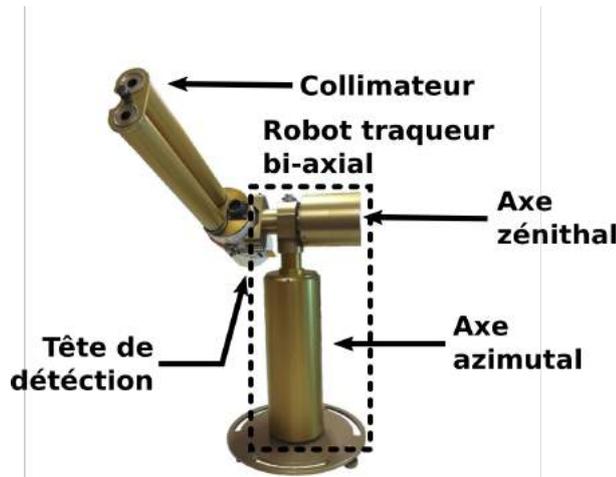


FIGURE 3.6 – Photomètre CIMEL CE-318T

- d'un boîtier de contrôle externe qui permet d'assurer le pilotage, l'acquisition et le stockage des observations, ainsi qu'un traitement automatique des données (GILES et al., 2019) pour les appareils du réseau AERONET.

**Mesures de type "direct" de l'épaisseur optique des aérosols** Le photomètre effectue des mesures, depuis le sol, de l'éclairement direct  $DNI_\lambda$  à différentes longueurs d'ondes  $\lambda$  à l'aide des 9 filtres introduits précédemment. Ces mesures sont effectuées tout au long de la journée à une fréquence de 3 minutes environ pour le CE-318T (15 minutes auparavant pour le CE-318). Néanmoins, certaines conditions doivent être respectées, ce qui peut limiter en pratique le nombre de mesures quotidiennes :

- les mesures ne sont effectuées que pour des masses d'air inférieures à 7 (i.e.  $SZA < 82^\circ$ ). Cela peut être assez limitant, en particulier en hiver, car à cette période à Lille, les angles zénithaux restent relativement élevés tout au long de la journée (supérieurs à  $58^\circ$ ). Notamment, plus de 25% des mesures sont effectuées pour des angles supérieurs à  $80^\circ$ .
- pour éviter la présence d'eau dans le collimateur, un capteur d'humidité permet de suspendre le protocole de mesures en cas de pluie, indépendamment de la masse d'air,
- les mesures photométriques ne sont effectuées qu'en l'absence de nuages dans la direction du Soleil afin de ne capturer que les propriétés optiques des aérosols et des gaz.

Chaque séquence d'acquisition est constituée de 3 mesures par longueur d'onde (10 secondes environ pour un tour des 9 filtres), espacées de 30 secondes chacune. Ce triplet de mesures permet de juger de la stabilité de l'atmosphère au cours du temps, permettant ainsi de deviner la présence de nuages, limitant les erreurs de restitution.

Chaque mesure de l'éclairement à une longueur d'onde donnée, nous permet de dériver l'épaisseur optique de l'atmosphère  $\tau_\lambda$  telle que :

$$DNI_\lambda = I_{0,\lambda} \exp\left(\frac{-\tau_\lambda}{\mu_0}\right) \quad (3.1)$$

où  $\mu_0$  est le cosinus de l'angle zénithal,  $I_{0,\lambda}$  correspond au flux à la longueur d'onde  $\lambda$  incident en haut de l'atmosphère (constante en dehors d'éruptions solaires) et  $\tau_\lambda$  caractérise l'épaisseur optique de l'atmosphère à la longueur d'onde  $\lambda$ . En l'absence de nuages, nous obtenons finalement, par soustraction de l'atténuation due aux gaz atmosphériques (voir Section 2.1.3, Équation 2.14), la contribution des aérosols à l'extinction (i.e. épaisseur optique des aérosols,  $\tau_\lambda^{aerosols}$ ), désignée par l'acronyme AOD (de l'anglais Aerosol Optical

Depth) dans la suite du document.

Par ailleurs, l'acquisition de l'épaisseur optique des aérosols à différentes longueurs d'onde permet de déduire le Coefficient d'Ångström (AE) comme dans l'Équation 2.24. On obtient ainsi une information qualitative sur la taille des aérosols en présence.

### **Inversions des mesures dans l'almucantar solaire pour la restitution des propriétés des aérosols**

En plus des mesures directes effectuées par le photomètre tout au long de la journée, l'appareil effectue, pour quatre gammes de longueurs d'onde (440, 670, 870 et 1020 nm), des mesures à différents angles zénithaux pour un angle azimutal constant (plan principal solaire), ainsi qu'à plusieurs angles azimutaux pour un angle zénithal constant (almucantar solaire). Ces deux configurations permettent d'obtenir des informations détaillées sur le rayonnement solaire incident dans différentes directions et angles d'élévation solaire. On obtient ainsi des mesures d'irradiance de l'aérolé solaire (circumsolaire) et d'irradiance diffuse du ciel pour un contenu en aérosols constant, qui permettent grâce aux méthodes d'inversion décrites dans DUBOVİK et KING, 2000, d'avoir accès à certaines propriétés microphysiques et optiques des aérosols. Cette méthode d'inversion permet de restituer entre autre :

- la distribution en tailles volumique des aérosols définie comme  $n_V(r) = \frac{dV}{d \ln(r)} = \frac{4}{3} \pi r^4 n'(r)$ , où  $n'(r)$  représente la distribution en tailles par unité de longueur (Section 2.3.2, Équation 2.23).
- l'indice de réfraction complexe  $m(\lambda)$  aux longueurs d'onde considérées.
- l'albédo de diffusion simple  $\varpi_0(\lambda)$ .
- la fonction de phase  $f(\Theta, \lambda)$  et le paramètre d'asymétrie  $g(\lambda)$ , qui caractérisent la diffusion des aérosols.

On peut noter que de la même façon que pour les mesures directes, la présence de nuages est déterminée pour chaque angle considéré par l'acquisition de triplets de mesures. De plus, pour limiter au maximum l'incertitude des inversions, des seuils de masses d'air (angle zénithal  $\geq 50^\circ \leftrightarrow$  masse d'air  $\geq 1.56$ ) et d'épaisseurs optiques des aérosols ( $\tau_{440}$  supérieure à 0.2 sauf pour  $m(\lambda)$  et  $\varpi_0(\lambda)$  qui nécessitent  $\tau_{440} \geq 0.4$ ), ont été définis (DUBOVİK et KING, 2000; HOLBEN et al., 2006). C'est pourquoi, lorsque les conditions météorologiques le permettent (i.e. ciel totalement sans nuages tout au long de la journée), nous avons au maximum 8 mesures dans l'almucantar et le plan principal solaire, pour des masses d'air de 4, 3, 2 et 1.7, le matin et l'après-midi. Au total, nous avons sur la période 2010-2022 accès à seulement environ 500 inversions AERONET de ce type à Lille (notamment du fait de la nécessité de conditions de ciel sans nuage). Par conséquent, leur valeur climatologique est relativement limitée. Ces inversions ont donc été principalement utilisées afin de mettre au point, grâce à des calculs de Mie, de nouveaux modèles de propriétés optiques des aérosols spécifiques au site de Lille, comme décrit dans la Section 3.2.

**Niveaux de qualité et incertitudes** Il existe plusieurs niveaux de qualités pour les mesures de type "direct" et les inversions de DUBOVİK et KING, 2000 fournies par les mesures des photomètres du réseau AERONET (niveaux 1.0, 1.5 et 2.0). Le niveau 1.0 regroupe l'ensemble des données (avec et sans nuages). Le niveau 1.5 correspond aux données filtrées automatiquement des situations nuageuses dans la direction du Soleil à l'aide des triplets de mesures. Le niveau 2.0 représente le niveau de qualité le plus élevé, qui est atteint après filtrage des nuages, ainsi qu'après vérification et étalonnage des instruments. Dans cette étude, nous avons utilisé essentiellement des données de niveau 2.0, à l'exception des mesures de septembre à décembre 2022, pour lesquelles seules des données de niveau au plus 1.5 (filtrées des nuages uniquement) étaient disponibles au moment de la rédaction. Pour des données de niveau 2.0, l'incertitude sur les mesures d'AOD est estimée à environ 0.02 pour les canaux UV (340 et 380 nm) et à 0.01 pour les autres canaux (GILES et al., 2019). L'incertitude signalée pour les mesures de vapeur d'eau précipitable est d'environ 10 à 15% (PÉREZ-RAMÍREZ et al., 2014; SMIRNOV et al., 2004), avec un biais sec d'environ 5 à 6% (PÉREZ-RAMÍREZ et al., 2014). Concernant les inversions dans l'almucantar, il faut garder à l'esprit que la détermination de l'indice de réfraction complexe et de la distribution de taille volumique est une

tâche difficile. Les incertitudes associées sont très variables en fonction des conditions d'observation. Par exemple, l'incertitude sur les inversions de distribution en taille volumique varie de 15 à 100%, selon la taille des particules, tandis que pour la partie imaginaire de l'indice de réfraction ( $k$ ), elle varie entre 30% et 50% pour les aérosols fortement et faiblement absorbants, respectivement (DUBOVIK et al., 2000; DUBOVIK et KING, 2000; NAKAJIMA et al., 1983, 1996).

### 3.1.3 Les mesures complémentaires

#### 3.1.3.1 Le sky-imager

Le nom "sky-imager" fait référence à un dispositif ou un système utilisé pour capturer et analyser des images du ciel. Le sky-imager est souvent composé d'une caméra ou d'un ensemble de caméras montées sur un support capable de pivoter ou de s'orienter pour suivre le mouvement du soleil, des nuages ou d'autres phénomènes atmosphériques. Ces caméras peuvent être équipées de filtres spéciaux pour analyser spécifiquement certaines gammes de longueurs d'onde, permettant ainsi de recueillir des informations sur, par exemple, les conditions atmosphériques, les niveaux de pollution, les aurores et autres phénomènes célestes.

L'instrument utilisé dans cette thèse est un sky-imager VIS-J1006 du fabricant CMS-Schreder (Figure 3.7a). C'est un système d'imagerie automatique constitué d'une caméra de 4 mégapixels avec une lentille "fish-eye", et d'un dôme de protection en verre. L'instrument, placé à l'horizontale, fournit de manière continue depuis 2009, à une fréquence de 3 minutes, des images en couleur du ciel dans un hémisphère de 180° au-dessus de la surface (Figure 3.7b).

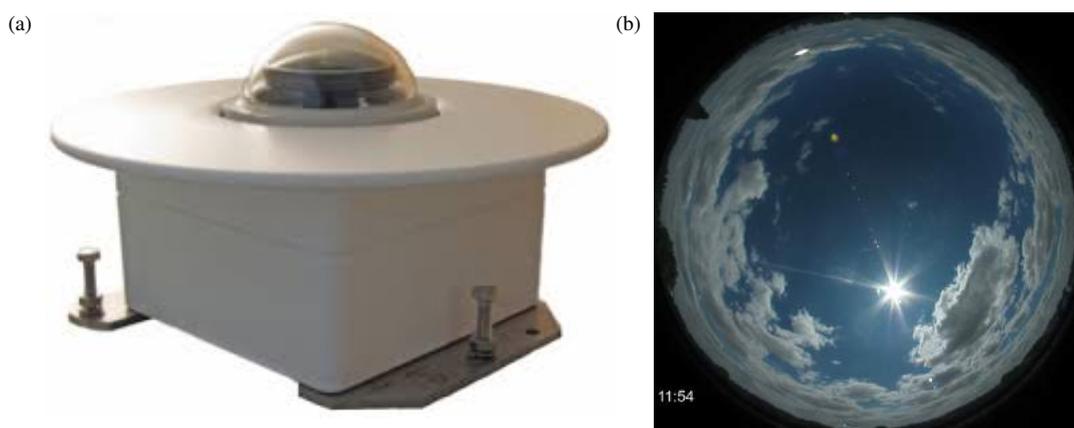


FIGURE 3.7 – Présentation du sky-imager utilisé dans notre étude. (a) Image d'un sky-imager VIS-J1006 du fabricant CMS-Schreder (Source : [http://www.schreder-cms.com/en\\_pdf/VIS-J1006.pdf](http://www.schreder-cms.com/en_pdf/VIS-J1006.pdf)). (b) Exemple d'image prise par le sky-imager pour le 18 Juillet 2018 à 11h54 (disponible sur le site web du laboratoire : [https://loa-ptfi.univ-lille1.fr/cgi-bin/skyimager\\_v2.cgi?0220180718](https://loa-ptfi.univ-lille1.fr/cgi-bin/skyimager_v2.cgi?0220180718))

Ces images permettent d'appuyer les mesures d'irradiance des fluxmètres en fournissant des informations sur la couverture nuageuse, telles que le pourcentage du ciel couvert par les nuages ou la présence de nuages dans la direction du Soleil. Il est possible d'obtenir ces informations à l'aide d'algorithmes de traitement d'image, comme ELIFAN, développé dans l'étude LOTHON et al., 2019. Il est important de noter qu'au moment de la rédaction de ce manuscrit, la seule information disponible sur la couverture nuageuse à Lille provient d'algorithmes non validés et d'un niveau de fiabilité incertain. Par conséquent, afin de constituer une base de données d'images de référence avec un niveau de confiance satisfaisant,

un traitement manuel des images du sky-imager (examinées à l'oeil nu) a été privilégié<sup>5</sup>. Le traitement manuel est néanmoins réservé à l'étude d'évènements particuliers ou de périodes courtes. Nous avons notamment analysé l'ensemble des images du sky-imager réalisées en janvier et mai 2018 afin d'évaluer les performances de deux filtres nuageux basés sur les mesures d'irradiance des fluxmètres (voir Section 4.1).

### 3.1.3.2 Les mesures LiDAR

Le LiDAR est un instrument de télédétection active dont le principe de base repose sur l'émission d'un (ou de plusieurs) faisceau(x) laser(s) et la réception du signal rétro-diffusé ou réfléchi par les différents obstacles (gaz, aérosols, nuages, sol, etc.).

Dans cette thèse, nous utilisons les mesures LiDAR afin d'obtenir une information sur la distribution verticale des aérosols et des nuages, et ainsi compléter les mesures photométriques, qui donnent uniquement accès aux propriétés optiques des aérosols intégrées verticalement sur la colonne atmosphérique centrée dans la direction du Soleil. Nous utilisons dans cette étude deux micro-lidars du fabricant CIMEL :

- un instrument historique, le CE370 (Figure 3.8a), mis en service en 2006 et en routine depuis 2008. Le CE370 ne possède qu'un seul laser, qui émet, au coeur du boîtier, un faisceau de lumière verte à 532 nm, qui est ensuite dirigé par un système optique, vers un télescope externe (configuration coaxiale<sup>6</sup>).
- le CE376 (Figure 3.8b), dernier modèle mis au point par CIMEL, qui est depuis 2018, l'instrument de référence au LOA. C'est un instrument plus compact que le CE370, qui intègre directement au boîtier de deux télescopes distincts (configuration bi-axiale), l'un dédié à l'émission et l'autre à la réception du signal. L'instrument comprend, comme le CE370, un laser d'une longueur d'onde de 532 nm, mais également un laser infrarouge d'une longueur d'onde de 808 nm.

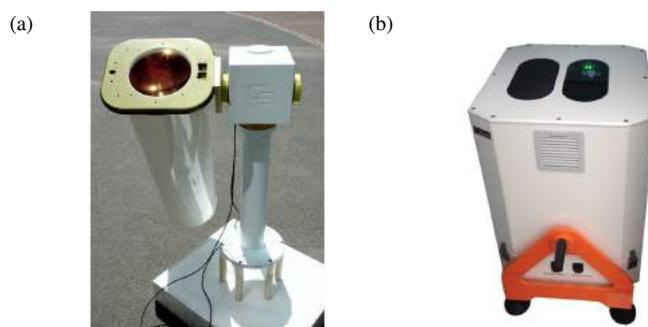


FIGURE 3.8 – Images des LiDAR utilisés dans cette étude. (a) Télescope du micro-lidar CE370 (boîtier séparé). (b) Micro-lidar CE376 (télescopes intégrés au boîtier).

Le fonctionnement et le traitement du signal reçu sont assez similaires pour les deux appareils. Le signal est émis au coeur de l'instrument par un laser puis dirigé à l'aide d'un système optique vers un télescope. Une partie du signal sortant du télescope est rétro-diffusée par l'atmosphère vers l'appareil (le reste étant diffusé dans toutes les directions). Le rayonnement reçu est ensuite analysé par un compteur de photons, qui permet de séparer le signal en bandes de 15 m pour des altitudes allant de 0 à 30 km. Pour le CE370, l'utilisation d'une fibre optique<sup>7</sup> cause néanmoins un phénomène "d'After Pulse"<sup>8</sup>, qui limite

5. L'algorithme ELIFAN (LOTHON et al., 2019) est en cours d'application aux mesures de la plateforme ATOLL. Ainsi, des restitutions fiables de la couverture nuageuse à Lille devraient être disponibles prochainement.

6. Émission et réception du signal par le même télescope.

7. Qui permet de protéger l'appareil des intempéries en le gardant isolé à l'intérieur du bâtiment.

8. Lors de l'émission, une partie du faisceau est réfléchi dans le circuit de détection ce qui a pour effet d'éblouir le compteur de photons pendant un court laps de temps.

l'altitude minimale de détection (250 m contre 100 m pour le CE376). On peut noter que le rayonnement reçu en journée comprend en plus du signal rétro-diffusé, un bruit lié au rayonnement solaire incident à cette longueur d'onde. Il est possible de s'affranchir du bruit radiatif solaire en retranchant la moyenne du signal mesuré au delà de 22 km d'altitude<sup>9</sup>. On peut noter qu'en pratique ces LIDAR peuvent effectuer des mesures toutes les secondes. Néanmoins, afin d'améliorer la précision des mesures, les profils mesurés sont moyennés sur une minute. Le signal moyen est ensuite analysé pour segmenter l'atmosphère en plusieurs couches bien définies<sup>10</sup>. Les couches nuageuses sont déterminées à l'aide d'un critère simple,  $\frac{\text{Signal LiDAR maximum de la couche}}{\text{Signal LiDAR au début de la couche}} \geq 4$ , qui n'est satisfait que pour les couches nuageuses (MORTIER, 2013). Le sommet ("Boundary Layer Height", BLH) de la couche limite ("Boundary Layer", BL) est déterminé par la convolution du signal LIDAR corrigé par le carré de l'altitude, avec une ondelette de Haar (voir MORTIER, 2013 pour plus d'informations). Enfin, même si la couche limite contient la majeure partie des aérosols, il est également possible d'observer des aérosols en dehors de cette couche, notamment lors d'intrusions de poussières désertiques ou de feux de forêts et d'éruptions volcaniques. L'altitude de sommet de la couche d'aérosols est alors différente de la hauteur de la couche limite. Néanmoins, comme décrit dans MORTIER, 2013, l'analyse de la convolution du signal permet de déterminer l'altitude du sommet de la couche.

Les évènements d'intrusions sont cependant relativement rares à Lille, les données LIDAR correspondantes sont donc principalement utilisées afin d'identifier et de caractériser des situations particulières de transport longue distance, dont certaines sont présentées dans le Chapitre 4. Dans ce même chapitre, nous utilisons également brièvement les estimations de la hauteur de la couche limite, et de la présence et de l'altitude (de la base) des nuages afin d'étoffer notre analyse de la variabilité du rayonnement et des composantes atmosphériques.

### 3.1.3.3 Mesures in-situ

Nos travaux portant sur l'étude long-terme des aérosols atmosphériques, nous présentons ici les mesures in-situ utilisées dans cette étude pour caractériser les niveaux de pollution particulaire en surface. Nous étudions notamment les concentrations en particules de diamètres inférieurs à 10, 2.5 et 1  $\mu\text{m}$  (i.e.  $PM_{10}$ ,  $PM_{2.5}$ ,  $PM_1$ , respectivement). En l'absence de mesures continues des  $PM_{10}$  et  $PM_{2.5}$  au sein de la plateforme ATOLL, nous utilisons les mesures, disponibles en continu à la résolution horaire sur la période 2006-2021, de la station de Lille-Fives du réseau ATMO-HDF, située à environ 5 kilomètres du laboratoire. Il est important de noter que malgré cette distance, une étude conjointe réalisée en 2016 par ATMO-HDF et le LOA (ATMO HAUTS-DE-FRANCE, 2018) a démontré une forte corrélation entre des mesures effectuées sur le site de Lille-Fives et sur le site du laboratoire, assurant ainsi la pertinence de l'utilisation des données de la station de Lille-Fives pour cette étude. En complément des mesures de concentrations en  $PM_{10}$  et  $PM_{2.5}$  du réseau ATMO-HDF, nous utilisons, notamment pour la validation des simulations d'ALADIN-climat (Section 5.1), les mesures de concentrations en  $PM_1$  de la plateforme ATOLL, effectuées en continu à la résolution horaire depuis 2016.

### Concentrations en $PM_{10}$ et $PM_{2.5}$ du réseau ATMO-HDF

**Le réseau ATMO-HDF** En France, la surveillance de la qualité de l'air fait partie d'un dispositif national qui lie le ministère de l'Environnement, le Laboratoire Central de Surveillance de la Qualité de l'Air (LCSQA) et la fédération ATMO-France. Le LCSQA est un organisme chargé d'assurer la coordination technique et la veille scientifique (travaux de prospective notamment) du dispositif de surveillance de la

9. Les particules et molécules atmosphériques étant principalement concentrées au sein de la troposphère, la contribution du flux laser rétro-diffusé devient négligeable au-delà de 20 km d'altitude.

10. Une dérivée nulle marque la transition entre deux couches distinctes.

qualité de l'air en France, tandis que le réseau ATMO-France, assure la coordination pratique. ATMO-France est un regroupement de 19 Associations Agréées pour la Surveillance de la Qualité de l'Air (AASQA) régionales, créé en 2000. Son rôle est de coordonner, assister, harmoniser et représenter les AASQA auprès des pouvoirs publics et des différents organismes ayant à traiter de la qualité de l'air.

ATMO-HDF est une des 19 AASQA. Elle a été créée en 2017 suite à la réforme territoriale et la création de la région Hauts-de-France (HDF), et réunit les associations de surveillance de la qualité de l'air de Picardie (ATMO Picardie) et du Nord-Pas-de-Calais (ATMO Nord-Pas-de-Calais). Elle compte aujourd'hui 46 stations fixes et 6 stations mobiles qui permettent de suivre, sur une bonne partie du territoire régional (Figure 3.9) et en temps quasi réel, plus de 30 polluants différents, dont 12 sont réglementés ( $PM_{10}$ , dioxyde de soufre, dioxyde d'azote, ozone, métaux lourds, etc.).



FIGURE 3.9 – Carte des stations ATMO-HDF au 31/12/2022. Issue du rapport ATMO HAUTS-DE-FRANCE, 2022.

**Le TEOM-FDMS** Le TEOM-FDMS est le système le plus couramment utilisé par les associations de surveillance de la qualité de l'air du réseau ATMO-France. Il est composé d'une microbalance à élément conique oscillant (Tapered Element Oscillating Microbalance (TEOM)) et d'un système de filtration de mesures dynamique (Filter Dynamics Measurement System (FDMS)). Le système mesure en continu la concentration massique en particules en suspension dans l'air ( $PM_{10}$  ou  $PM_{2,5}$ ) de la manière suivante :

1. Une tête de prélèvement aspire l'air avec un débit continu de  $1 m^3$  par heure, et permet de filtrer les particules par effet cyclonique, éliminant les particules trop massives et ne laissant passer que les  $PM_{10}$  (ou  $PM_{2,5}$  si la tête est équipée d'un "embout cyclonique").
2. Une partie de l'air est ensuite dirigée vers le FDMS qui va déshumidifier l'air entrant dans l'appareil grâce à une cartouche déshydratante.
3. L'air sec pénètre enfin dans le TEOM. L'appareil est composé d'un élément conique surmonté d'un filtre de collection, qui oscille par l'action d'un champ électrique. Les particules en suspension dans

l'air circulant à l'intérieur de l'instrument se déposent sur le filtre provoquant une augmentation de la masse du cône. La fréquence d'oscillation étant dépendante de la masse du système, on en déduit la masse ajoutée de particules et ainsi, connaissant le débit d'air, on peut obtenir la concentration massique.

La durée d'acquisition de l'appareil est de 12 minutes, il est donc programmé pour réaliser des mesures à intervalle régulier toutes les 15 minutes. Les données exploitées dans la présente étude sont en revanche des moyennes horaires, plus robustes, de la concentration en particules (en  $\mu\text{g.m}^{-3}$ ).

**Concentrations en  $PM_1$**  Depuis octobre 2016, dans le cadre du Laboratoire d'excellence - Physique et Chimie de l'environnement Atmosphérique (Labex CaPPA), le LOA et le Centre d'Enseignement, de Recherche et d'Innovation Énergie Environnement (CERI EE) de l'IMT Nord Europe effectuent des mesures in-situ en quasi-temps réel des aérosols sur la plateforme ATOLL. Le but de ces observations est d'évaluer plus précisément les propriétés et impacts des particules ultrafines ( $PM_1$ ), ainsi que la variabilité temporelle de leur composition chimique, de leurs sources et de leurs propriétés optiques. Ici, nous présentons les mesures de concentration de  $PM_1$  utilisées dans cette étude ainsi que les instruments associés.

**Aerosol Chemical Speciation Monitor (ACSM)** L'Aerosol Chemical Speciation Monitor (ACSM, Figure 3.10a) est un instrument qui fournit des données sur les concentrations massiques et les spectres de masse de cinq espèces d'aérosols submicroniques non-réfractaires : les composés organiques (OM, de l'anglais Organic Matter), le nitrate ( $NO_3$ ), le sulfate ( $SO_4$ ), l'ammonium ( $NH_4$ ) et le chlorure non marin (NG et al., 2011).

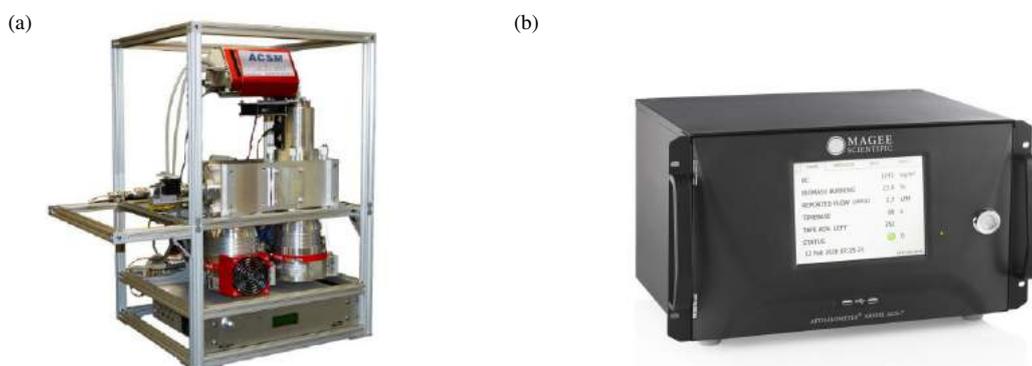


FIGURE 3.10 – Présentation du dispositif de mesure des concentrations en "Particulate Matter" avec un diamètre inférieur à  $1 \mu\text{m}$  ( $PM_1$ ). (a) Image de l'ACSM de la plateforme ATOLL. Source : VELAZQUEZ GARCIA, 2023. (b) Image de l'aéthalomètre AE33. Source : <https://ecomasure.com/en/scientific-instruments/magee-ae33-aethalometer>.

Il convient de noter néanmoins que les poussières minérales, le carbone suie et les sels marins (SS), qui sont vaporisés à des températures supérieures à  $600^\circ\text{C}$ , ne sont pas détectés par l'instrument. Dans le cadre des mesures de la plateforme ATOLL, l'échantillonnage de l'air ambiant est effectué à travers une ligne de prélèvement orientée verticalement vers l'instrument avec un débit continu de  $3 \text{ L/min}$ , avec un temps d'acquisition de l'ordre de 30 minutes. Les incertitudes attendues pour les mesures de l'ACSM sont de l'ordre de 15, 19, 28, and 36%, respectivement, pour les concentrations en nitrate, composés organiques,

sulfate, et ammonium. Le fonctionnement et les spécificités techniques de l'appareil sont décrits plus en détails dans VELAZQUEZ GARCIA, 2023 et NG et al., 2011.

**Aéthalomètre** En plus de l'ACSM, un aéthalomètre (e.g. AE33, Magee Scientific Inc., Figure 3.10b) mesure à la résolution d'une minute, et pour sept longueurs d'onde (370, 470, 525, 590, 660, 880 et 950 nm), les concentrations équivalentes de carbone suie (eBC en  $\mu\text{g}\cdot\text{m}^{-3}$ ). Ces concentrations sont définies comme la concentration de carbone noir dérivée des méthodes d'absorption optique (CUESTA-MOSQUERA et al., 2021 ; DRINOVEC et al., 2015), avec une précision attendue de l'ordre de 15%. Le principe de l'aéthalomètre consiste à mesurer l'atténuation optique d'un faisceau lumineux (loi de Beer-Lambert) après sa transmission à travers un filtre sur lequel les  $PM_1$  ambiants, prélevés avec un débit continu de 5 L/min, se déposent au fil du temps. Le coefficient d'atténuation est ensuite converti en coefficient d'absorption pour chaque longueur d'onde. Le fonctionnement et les spécificités techniques de l'appareil sont décrits plus en détails dans VELAZQUEZ GARCIA, 2023.

### 3.1.3.4 Les mesures météorologiques

Il convient de mentionner que des mesures météorologiques (humidité relative, direction et vitesse du vent, pression, température) sont également effectuées dans le cadre des observations de la plateforme ATOLL. Celles-ci sont disponibles en continu depuis 2006 à une résolution variant de 1 à 10 minutes selon l'instrument :

- une station Heavy Weather WS2350 du fabricant La Crosse Technology, qui a opéré comme instrument de référence entre 2006 et 2016. Elle fournit, toutes les 10 minutes, des mesures d'humidité relative (RH), de pression, de température ( $T^\circ$ ) et de vitesse du vent en surface avec des précisions respectives de 1%, 0.1 hPa, 0.1°C et 0.1 m/s.
- une station Vantage Pro 2 du fabricant Davis, en opération depuis 2012, et qui mesure à la résolution de 5 minutes les mêmes paramètres que la station WS2350 avec une information additionnelle sur la direction du vent. Les précisions affichées par le constructeur sont globalement plus faibles que pour la WS2350, avec des valeurs de 3%, 1hPa, 0.5°C, 0.1 m/s et 25°, respectivement pour l'humidité relative, la pression, la température, et pour la vitesse et la direction du vent, mais restent néanmoins raisonnables.
- une station WXT536 du fabricant Vaisala, intégrée à un radiomètre micro-ondes du laboratoire, effectuée depuis 2020, en parallèle de la Vantage Pro 2, des mesures des paramètres météorologiques en surface à une résolution de 1 minute avec une précision annoncée de 3 à 5% pour l'humidité relative, 0.5 hPa pour la pression, 0.3°C pour la température, 3% et 3° pour la vitesse et la direction du vent à 10 m/s. Ces mesures viennent compléter celles de la Vantage Pro 2, augmentant ainsi le nombre de mesures disponibles après 2020.

Ces données météorologiques sont principalement utilisées pour les calculs de transfert radiatif, comme décrit dans la Section 3.2. Elles permettent également d'étoffer notre analyse de la variabilité du rayonnement solaire (Chapitre 4) en analysant les conditions météorologiques, et d'évaluer les performances des simulations météorologiques du modèle climatique régional ALADIN-climat (Section 5.1).

### 3.1.4 Stratégie d'analyse et coïncidence des mesures

En résumé, nous disposons d'un ensemble de données coïncidentes<sup>11</sup>, comprenant en particulier des mesures de flux solaire (GHI, BHI et DHI) et de propriétés optiques des aérosols, couvrant plus de 10 années. Les mesures de flux solaire permettent notamment d'estimer la variabilité des conditions d'ensoleillement, par application de filtres nuageux (Section 4.1.1) et d'évaluer la variabilité du flux solaire

11. Sans compter les mesures de concentrations en  $PM_1$  qui ne sont disponibles que depuis 2016.

incident en surface à Lille (Section 4.2). De plus, en combinant les mesures de flux avec les simulations de transfert radiatif de SOLARTDECO et les observations photométriques coïncidentes, cette analyse est approfondie dans les Sections 4.3 et 4.4, en dissociant l'influence de l'évolution de la fréquence des conditions d'ensoleillement et du contenu en aérosols sur la ressource solaire et sa variabilité. Notre étude de la variabilité du rayonnement à Lille se concentre sur la période de 2010 à 2022, qui représente l'intervalle de temps le plus long et le plus continu à notre disposition. Durant cette période, nous avons accès à près de 82 000 mesures coïncidentes de flux solaire et de propriétés optiques des aérosols, tant dans des conditions de ciel totalement clair (sans nuages) que dans des conditions de ciel partiellement nuageux avec Soleil visible. Il convient de mentionner que ces mesures sont complétées par les observations d'un sky-imager et de LiDAR, ainsi que par des relevés in-situ et des données météorologiques, qui permettent une analyse plus complète de l'atmosphère et de l'environnement solaire à Lille.

Il est important de souligner également que les données de la plateforme ATOLL nous permettent également d'évaluer les performances des simulations de transfert radiatif réalisées avec SOLARTDECO (Section 3.2.2), ainsi que des simulations climatiques du modèle ALADIN-climat (Section 5.1). Ces dernières permettant notamment d'étendre notre étude à toute la région des Hauts-de-France et ce pour différents scénarios climatiques futurs (Sections 5.2 et 5.3). Il convient de mentionner que dans le cadre de l'évaluation des simulations climatiques d'ALADIN-climat, des mesures de flux et de propriétés optiques des aérosols provenant d'autres sites avoisinants ont également été utilisées, comme décrit dans la Section 5.1.

Finalement, le Tableau 3.2 et la Figure 3.11 résument les paramètres mesurés par les différents instruments, leurs résolutions temporelles, ainsi que leurs applications respectives. On peut noter que les temps d'acquisition de l'ACSM et de l'aéthalomètre sont de 30 minutes et 1 minute, respectivement, néanmoins, les résultats sont regroupés sous forme de moyennes horaires afin d'obtenir une estimation de la concentration des différents types d'aérosols à la même résolution temporelle que les mesures de  $PM_{10}$  et  $PM_{2,5}$  du réseau ATMO-HDF.

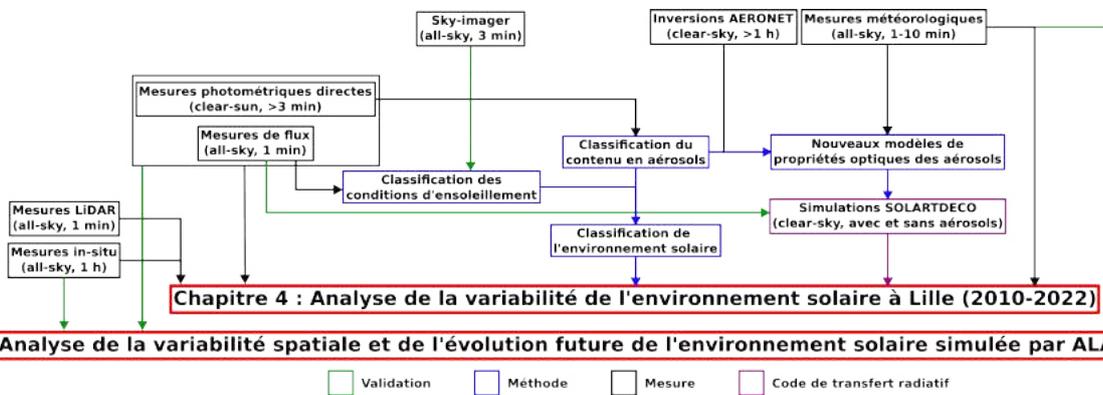


FIGURE 3.11 – Représentation schématique de l'implication des mesures de la plateforme ATOLL dans le travail de thèse. Les boîtes correspondent aux points clés du travail de thèse : les mesures sont représentées en noir, les méthodes en violet, et le code de transfert radiatif en rose. Les flèches illustrent les interactions entre les différentes mesures et méthodes, qui permettent au final de mener une analyse de la variabilité de l'environnement solaire à Lille sur la période 2010-2022 (Chapitre 4), ainsi que de valider (flèches vertes) les simulations d'ALADIN-Climat, que nous analysons dans le Chapitre 5 afin d'étendre notre étude spatialement et temporellement.

Instrument	Résolution	Période considérée	Nombre de mesures	Conditions d'ensoleillement	Donnée(s) associée(s)	Application(s)
<b>Fluxmètres</b>	1 min	2010-2022	2 680 000 (diurne)	All-sky	GHI BHI DHI	-Identification des conditions d'ensoleillement (Section 4.1) -Analyse de la variabilité de l'environnement solaire (Sections 4.2 et 4.3) -Validation des simulations de SOLARTDECO (Section 3.2.2) -Validation des simulations d'ALADIN-climat (Section 5.1) -Réalisation de simulations de transfert radiatif (Section 3.2)
<b>Photomètre</b>						
Mesures directes	>3 min	2010-2022	96 000	Clear-sun	AOD, AE PWV, $O_3$	-Analyse de la variabilité de l'environnement solaire -Mise au point de nouveaux modèles de propriétés optiques des aérosols pour les simulations de transfert radiatif (Section 3.2.1.2)
Inversions	>1 h	2010-2022	3 000 (SSA) 300 (m et $n_V$ )	Clear-sky	SSA g, m, $n_V(r)$	-Validation des simulations d'ALADIN-climat
<b>LiDAR</b>	1 min	2010-2020	3 250 000	All-sky	BLH CBH	-Analyse de la variabilité de l'environnement solaire
<b>In-situ</b>	1 h	2010-2021 (2016-2020 $PM_1$ )	84 000 ( $PM_{10}$ et $PM_{2.5}$ ) 37 000 ( $PM_1$ )	All-sky	$PM_{10}$ $PM_{2.5}$ $PM_1$ par types	-Analyse de la variabilité de l'environnement solaire -Validation des simulations d'ALADIN-climat
<b>Sky-imager</b>	3 min	2010-2022	12 500 (traitées) 1 500 000 (total)	All-sky	Couverture nuageuse (en cours)	-Validation des filtres nuageux (Section 4.1.2)
<b>Station météorologique</b>	1-10 min	2010-2022	1 720 000	All-sky	RH Pression $T^\circ$ Vitesse et direction du vent en surface	-Validation des simulations d'ALADIN-climat -Réalisation de simulations de transfert radiatif -Analyse de la variabilité de l'environnement solaire

TABLEAU 3.2 – Résumé des différents instruments de la plateforme ATOLL, de leurs résolutions temporelles respectives, des périodes d'études disponibles, du nombre de mesures, des conditions d'ensoleillement associées, des données mesurées, et des applications correspondantes. Les acronymes GHI/BHI/DHI correspondent au flux solaire incident et ses composantes directes et diffuses mesurés par le pyranomètre et le pyréliomètre. L'AOD et l'AE représentent les épaisseurs optiques des aérosols et les coefficients d'Ångström associés, mesurés par le photomètre. PWV et  $O_3$  désignent les mesures de contenu intégré en vapeur d'eau et en ozone, respectivement. Les acronymes SSA, g, m et  $n_V(r)$  correspondent aux grandeurs inversées par AERONET, nommément, l'albédo de diffusion simple, le paramètre d'asymétrie, l'indice de réfraction complexe et la distribution en taille volumique. BLH et CBH désignent les paramètres estimés à partir des mesures LiDAR, c'est-à-dire, la hauteur de la couche limite et la hauteur de la base des nuages. Les concentrations en aérosols mesurées en surface sont représentées par les acronymes ( $PM_{10}$ ,  $PM_{2.5}$  et  $PM_1$ ). Enfin l'humidité relative et la température mesurées en surface par les différentes stations météorologiques sont désignées par les acronymes RH et  $T^\circ$ .

## 3.2 Les simulations de transfert radiatif de SOLARTDECO

Cette section décrit le fonctionnement général du code de transfert radiatif SOLARTDECO et la paramétrisation utilisée pour effectuer des simulations du rayonnement solaire en ciel clair (sans nuage). Une validation succincte des simulations sur la période 2010-2022 en situations de ciel clair est présentée dans la Section 3.2.2 pour s'assurer de la qualité des simulations et leur représentativité de l'impact direct des aérosols à Lille.

Le code de transfert radiatif SOLARTDECO est une version "solaire" de l'outil de transfert radiatif Atmospheric Radiative Transfer Database for Earth Climate Observation (ARTDECO) (DUBUISSON et al., 2016). Ce dernier constitue une boîte à outils comprenant diverses données et modèles destinés aux simulations de transfert radiatif à travers l'atmosphère terrestre pour des rayonnements allant de l'ultraviolet ( $\lambda \sim 0.2 \mu\text{m}$ ) à l'infrarouge thermique ( $\lambda \sim 100 \mu\text{m}$ ). Le cœur numérique et scientifique du code est écrit en Fortran90 tandis que les fichiers de configuration et les bibliothèques de données (profil atmosphérique, propriétés des aérosols, etc.) sont définis au format ASCII, la liaison des deux étant réalisées à partir d'une interface Python. ARTDECO est donc un outil flexible et hautement portable, qui permet de réaliser des simulations de transfert radiatif pour n'importe quelle configuration initiale. On peut modifier entre autres :

- le spectre des simulations, qui peut être défini soit pour des canaux spécifiques de longueurs d'onde (mode monochromatique), soit pour des spectres plus larges reposant sur la définition de diverses  $k$ -distributions (LACIS et OINAS, 1991),
- les propriétés optiques des gaz, qui dépendent particulièrement, le cas échéant, de la  $k$ -distribution utilisée, puisque celle-ci représente effectivement le spectre d'absorption des gaz,
- le profil vertical de l'atmosphère, qui comprend à la fois le profil de température, de pression, les concentrations en gaz et les couches (homogènes) d'aérosols et de nuages,
- les propriétés optiques des aérosols et des nuages<sup>12</sup>, qui peuvent être, dans le cas de particules sphériques, définies à partir de données d'indices de réfraction et de distributions en taille<sup>13</sup>, ainsi que directement par des fichiers comprenant les coefficients d'extinction, albédos de diffusion simple et propriétés de diffusion (paramètre d'asymétrie ou fonction de phase) aux différentes longueurs d'onde,
- les propriétés de la surface, qui peut être définie soit comme lambertienne<sup>14</sup> (i.e., diffusion homogène dans toute les directions), soit à partir de représentations plus complexes comme la Bidirectional Reflectance Distribution Function (BRDF) (LUCHT et al., 2000; RAHMAN et al., 1993) ou la Bidirectional Polarization Distribution Function (BPDF) (COX et MUNK, 1954; MAIGNAN et al., 2009),
- le solveur de transfert radiatif, qui peut être choisi parmi 4 codes disponibles : (i) DISORT2.1 de TSAY et al., 2000, qui permet de simuler à la fois le spectre solaire et les émissions thermiques de la surface et de l'atmosphère, (ii) Adding-Doubling selon la méthode de DE HAAN et al., 1987, qui permet de simuler la polarisation du spectre solaire, (iii) un code de Monte-Carlo 1D selon la méthode de CORNET et al., 2010, et (iv) un code de transfert radiatif simple défini pour l'approximation de simple diffusion (i.e. le rayonnement n'interagit qu'une fois au cours de son parcours, il n'y a pas de diffusions multiples).

12. Pour les cristaux de glace, la paramétrisation de BAUM et al., 2007 est disponible.

13. Dans ce cas, les propriétés optiques sont calculées à partir d'un code de Mie intégré dans ARTDECO.

14. Dans ce cas, l'albédo peut varier selon la longueur d'onde.

### 3.2.1 Mise au point des simulations SOLARTDECO

#### 3.2.1.1 Paramétrisation générale

SOLARTDECO est un code de transfert radiatif dédié à l'étude du rayonnement solaire global et de ses composantes directes et diffuses en situations de ciel clair<sup>15</sup>. Il permet notamment de simuler le flux solaire (0.2 - 4  $\mu\text{m}$ ) incident et montant, à l'horizontale ainsi que sur des surfaces inclinées, à différentes altitudes (entre 0 et 65 km) et pour une résolution spectrale variable selon la k-distribution utilisée. La première, définie d'après KATO et al., 1999, a une résolution relativement grossière, avec seulement 32 bandes de longueurs d'onde. Elle est plutôt bien adaptée au calcul du flux intégré (en  $\text{W}/\text{m}^2$ ), mais sa représentation de la variabilité spectrale est quelque peu limitée. Par conséquent, une autre k-distribution, avec plus de 200 bandes spectrales, est également disponible pour des simulations spectrales plus raffinées (DUBUISSON, 2004; DUBUISSON et al., 2005). Ces k-distributions, couplées aux profils verticaux de concentrations en gaz provenant de ANDERSON et al., 1986 pour un été en latitude moyenne, permettent de représenter l'absorption gazeuse de l'atmosphère aux différentes altitudes (entre la surface et 120 km). Les profils d' $\text{O}_3$  et d' $\text{H}_2\text{O}$  sont ajustés pour chaque simulation par rapport aux quantités totales d'ozone (en unités Dobson) et de vapeur d'eau précipitable (en cm) disponibles dans les jeux de données AERONET. SOLARTDECO prend également en compte l'absorption de  $\text{CO}_2$  et  $\text{O}_2$  avec des concentrations homogènes et constantes de respectivement 407 et 209 500 ppmv. Dans la suite de cette étude, sauf indication contraire, la k-distribution utilisée est celle de KATO et al., 1999.

Il convient de noter que dans la présente étude, les simulations ont été réalisées uniquement en conditions de ciel clair, c'est-à-dire en l'absence de nuages. Les autres données d'entrée de SOLARTDECO concernent donc principalement la géométrie des simulations (angle zénithal solaire, angle zénithal d'observation, angle azimutal entre le Soleil et l'observateur) et les propriétés optiques des aérosols. Ces dernières peuvent être définies à partir des modèles OPAC (Optical Properties of Aerosols and Clouds) de HESS et al., 1998 initialement intégrés dans ARTDECO. Cependant, ces modèles sont relativement généraux et doivent être sélectionnés manuellement pour chaque simulation afin d'obtenir les meilleurs résultats possibles. Nous avons donc choisi pour cette étude de définir de nouveaux modèles de propriétés optiques des aérosols en utilisant les inversions AERONET de distributions en taille volumique et d'indices de réfraction complexes disponibles à Lille sur la période 2010 - 2020. Pour chaque simulation de transfert radiatif, un modèle particulier est choisi et ses propriétés ajustées par rapport aux entrées  $\text{AOD}_{440}$ ,  $\text{AOD}_{550}$ , AE et humidité relative (RH) de la surface, comme décrit dans la Section 3.2.1.2.

SOLARTDECO tient également compte des réflexions à la surface. Celle-ci est définie comme lambertienne, avec un albédo spectralement homogène fixée à 0.15 dans la présente étude, proche de la valeur simulée par le modèle de réanalyse CAMS à Lille (ELIAS et al., 2024). Les propriétés mentionnées de l'atmosphère (absorption gazeuse, extinction des aérosols et réflectivité de la surface) permettent ensuite de calculer les irradiances spectrales incidentes et montantes à l'aide du modèle de transfert radiatif DISORT (TSAY et al., 2000). Il est important de mentionner que les simulations peuvent également être réalisées à l'aide du code d'Adding-Doubling, initialement présent dans ARTDECO. Toutefois, ce code est moins rapide que DISORT car il prend en compte la polarisation. Puisque la polarisation n'est pas un paramètre étudié ici, nous avons donc choisi d'utiliser DISORT.

Pour finir, il convient de noter également, qu'indépendamment du code de transfert radiatif utilisé, les simulations sont ajustées pour tenir compte de la distance Terre-Soleil. De plus, afin de réduire le temps de calcul global, les fonctions de phase des aérosols sont tronquées à l'aide de la méthode des " $\delta$ -M" (WISCOMBE, 1977) puis réajustées en suivant la méthode de correction de NAKAJIMA et TANAKA, 1988.

Le fonctionnement de SOLARTDECO est résumé dans la Figure 3.12.

15. La présente version de SOLARTDECO développée dans le cadre de cette thèse pourrait être facilement étendue à des simulations de transfert radiatif avec couverture nuageuse infiniment étendue (calcul 1D).

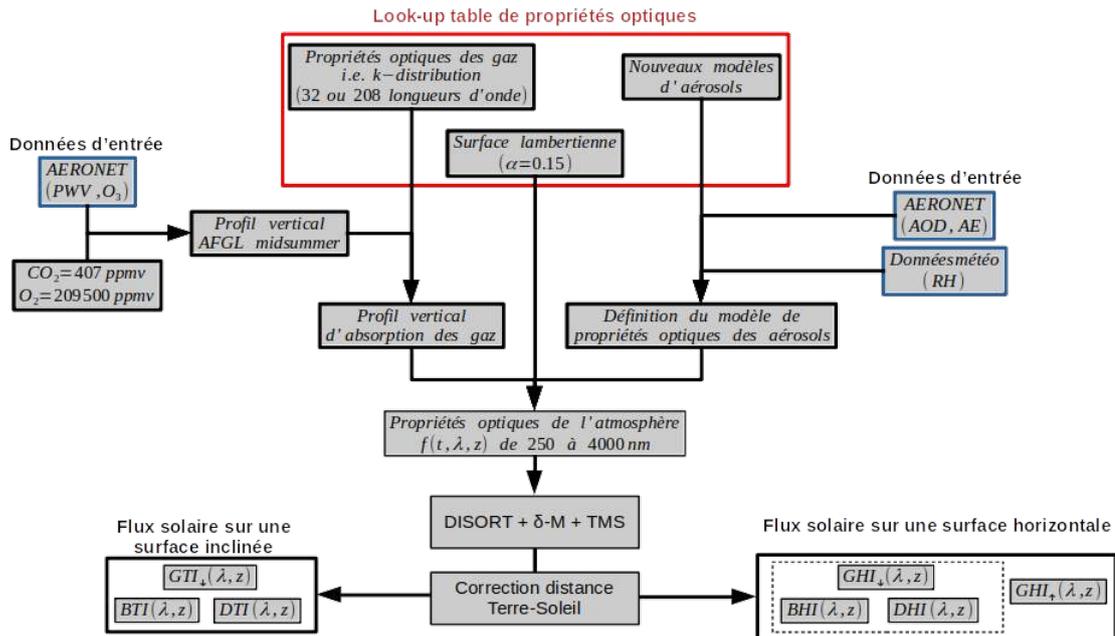


FIGURE 3.12 – Schéma explicatif du fonctionnement de SOLARTDECO. L'acronyme "TMS" correspond à la méthode de correction de NAKAJIMA et TANAKA, 1988.

### 3.2.1.2 Propriétés optiques des aérosols

**Classification des aérosols** Nous avons défini de nouveaux modèles de propriétés optiques des aérosols basés sur 6 classes d' $AOD_{440}$  et d'AE mesurées à Lille. Cette classification, inspirée de celle de TOLEDANO et al., 2007, représente une catégorisation simplifiée des propriétés des aérosols à Lille. L'objectif de cette classification est double. D'une part, elle permet de définir de nouveaux modèles de propriétés optiques des aérosols adaptés aux conditions typiques des aérosols rencontrées dans le nord de la France. D'autre part, elle sert également un objectif climatologique car elle facilite la caractérisation de la nature et de la variabilité du contenu et du type d'aérosols présents dans la région de Lille sur la période 2010 - 2022.

Les 6 classes sont définies comme suit :

- Continental - particules principalement fines (d'origine anthropique) ( $AE \geq 1$ ) avec des charges d'aérosols faibles à moyennes ( $AOD_{440} < 0.21$ ),
- Continental polluted - similaire à la classe "continental" mais avec des valeurs d'AOD plus élevées ( $0.21 \leq AOD_{440} < 0.85$ ),
- Maritime - particules principalement grossières ( $AE < 1$ ) avec des charges d'aérosols faibles à moyennes ( $AOD_{440} < 0.19$ ),
- Desert dust - particules principalement grossières, généralement corrélées à des intrusions de poussières désertiques du Sahara, présentant des valeurs d'AOD plus élevées que les aérosols maritimes ( $AOD_{440} > 0.12$ ),
- Strong events - événements caractérisés par des valeurs très élevées d'AOD ( $AOD_{440} \geq 0.85$ ) et dominés par des particules fines,
- Mixed - situations avec des contributions importantes de particules à la fois fines et grossières.

Ces seuils spécifiques au site de Lille sont résumés dans le Tableau 3.3 aux côtés des proportions moyennes de chaque classe d'aérosols mesurées à Lille sur la période 2010 - 2022. La Figure 3.13, qui représente le nuage de points d' $AOD_{440}$  en fonction de l'AE pour toutes les mesures AERONET de niveau

2.0 effectuées à Lille de 2010 à 2022, illustre également cette classification. Un seuil arbitraire indépendant fixé à 0.1 d' $AOD_{440}$  a également été défini pour distinguer les situations que l'on peut considérer comme «propres» (clean) des situations plus «polluées» (polluted) en termes d'épaisseur optique des aérosols.

Lille apparaît comme un site assez pollué, avec seulement 27% des  $AOD_{440}$  présentant des valeurs inférieures à 0.1. La principale contribution provient de la classe "Continental" (38%), suivie des cas "Mixed" (22%) et des événements "Continental polluted" (20%). Les aérosols observés à Lille sont donc principalement liés aux activités anthropiques, les particules fines étant prépondérantes dans au moins 58% des situations. On note toutefois une contribution non négligeable des particules grossières puisque les classes "Maritime" et "Desert dust" représentent tout de même 14% et 5% des observations, respectivement. Il convient de noter également que la proportion de situations "Desert dust" obtenue à partir de notre classification des aérosols à Lille est cohérente avec celles de PUTAUD et al. (2010) qui estiment, à partir de mesures in-situ, une contribution des poussières désertiques de l'ordre de 5 à 12% à la fraction de  $PM_{10}$  dans le nord de l'Europe.

Classe	$AOD_{440}$	AE	Proportion (%)
<b>Continental</b>	[0; 0.10[	[1.00; 1.34[	<b>38</b>
	[0; 0.21[	[1.34; 2.10[	
<b>Continental polluted</b>	[0.21; 0.85[	[1.34; 2.30[	<b>20</b>
<b>Maritime</b>	[0; 0.19[	[-0.04; 0.17[	<b>14</b>
	[0; 0.12[	[0.17; 0.82[	
	[0; 0.1[	[0.82; 1.00[	
<b>Desert dust</b>	[0.12; 2.4[	[0.17; 0.82[	<b>5</b>
<b>Mixed</b>	[0.10; 0.85[	[0.82; 1.34[	<b>22</b>
<b>Strong event</b>	[0.85; 2.90[	[0.82; 2.30[	<b>0.3</b>
<b>Clean</b>	[0; 0.1]		<b>27</b>
<b>Polluted</b>	]0.1; 2.90]		<b>73</b>
<b>Nombre de points</b>	<b>95923</b>		

TABLEAU 3.3 – Seuils d' $AOD_{440}$  et d'AE, et proportions moyennes sur la période 2010-2022, des différentes classes d'aérosols définies à Lille dans cette étude.

**Définition et implémentation des nouveaux modèles de propriétés optiques des aérosols** Ces 6 classes ont été utilisées pour définir de nouveaux modèles de propriétés des aérosols en divisant les inversions almucantar d'AERONET en jeux de données indépendants. Il convient de noter qu'étant donné que les inversions AERONET sont limitées en termes de masse d'air et d'épaisseur optique des aérosols (voir Section 3.1.2), les données de niveau 2.0 ont été utilisées pour les classes présentant des valeurs d'AOD supérieures à 0.4 (c'est-à-dire "Continental polluted", "Desert dust", "Strong events" et "Mixed") tandis que les inversions de niveau 1.5 ont été utilisées sinon, à condition que tous les autres critères soient remplis (filtres nuageux, contrôle qualité, SZA important, etc.), à l'exception du seuil d'AOD.

Nous avons d'abord divisé l'ensemble des inversions AERONET selon les six classes d'aérosols définies précédemment, avec pour chaque classe 10 intervalles d'humidité relative en surface variant de 0 à 100%<sup>16</sup>. Nous avons alors 60 jeux d'indices de réfraction complexes et de distributions en tailles. Néanmoins, la distribution en tailles fournie par AERONET étant bi-modale, pour pouvoir calculer les

16. L'information sur l'humidité relative provient de mesures coïncidentes effectuées sur la plateforme ATOLL par une station météorologique.

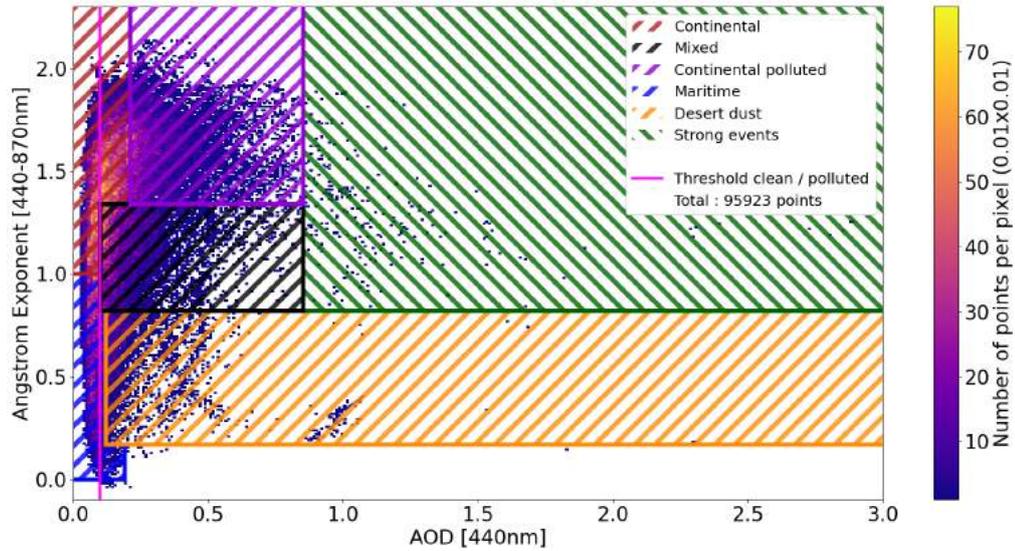


FIGURE 3.13 – Nuage de points de l' $AOD_{440}$  en fonction de l'AE pour toutes les mesures AERONET de niveau 2.0 effectuées à Lille sur la période 2010 - 2022. Les zones colorées représentent les seuils des différentes classes définies dans le Tableau 3.3. La droite rose à 0.1 d'AOD correspond au seuil arbitraire fixé pour distinguer les situations "propres" des situations "polluées" en termes d'épaisseur optique des aérosols.

propriétés optiques des aérosols à l'aide d'un code de Mie, nous avons dû séparer chaque jeu de données en deux modes distincts, l'un associé aux fines particules (mode fin), l'autre aux particules plus volumineuses (mode grossier). Ainsi, nous obtenons 120 couples d'indice de réfraction et de distribution en tailles (60 pour chaque mode) pour lesquels nous avons pré-calculé, à l'aide d'un code de Mie, les propriétés optiques associées.

Les propriétés optiques de ces 120 couples sont réunies dans une LUT qui permet de calculer à la volée les propriétés optiques spécifiques des aérosols pour chaque simulation en suivant la méthodologie ci-après :

- Tout d'abord, on détermine, à partir des valeurs mesurées d' $AOD_{440}$  et d'AE, la classe d'aérosols adéquate pour la simulation considérée. Cela nous permet ensuite, grâce aux mesures d'humidité relative de la station ATOLL, de déterminer le couple correspondant de propriétés optiques du mode fin et du mode grossier.
- De là, nous résolvons un système de deux équations à deux inconnues (Équations 3.2 et 3.3), basé sur les mesures d'épaisseur optique des aérosols et de coefficient d'Ångström, pour déterminer les fractions respectives du mode fin ( $ff$ ) et du mode grossier ( $cf$ ) :

$$AOD_{440,tot} = ff \times AOD_{440,fine} + cf \times AOD_{440,coarse} \quad (3.2)$$

$$AE_{[440,870],tot} = ff \times AE_{[440,870],fine} + cf \times AE_{[440,870],coarse} \quad (3.3)$$

avec  $AOD_{440,fine}$ ,  $AOD_{440,coarse}$ ,  $AE_{[440,870],fine}$  et  $AE_{[440,870],coarse}$  les AOD à 440 nm et AE entre 440 et 870 nm de chaque mode. Pour déterminer ces grandeurs, nous faisons l'hypothèse que la couche d'aérosol observée correspond au mélange de deux observations distinctes, l'une comprenant exclusivement des aérosols du mode fin et l'autre seulement des aérosols du mode

grossier. De cette manière, il est possible de déterminer l'AOD de chaque mode (soit fin, soit grossier) à 440 nm à partir de la mesure à 550 nm<sup>17</sup> ( $AOD_{550}$ ) et des coefficients d'extinction ( $\sigma_{ext,\lambda,mode}$ ) simulés par le code de Mie à la longueur d'onde  $\lambda$  (ici, 440 et 550 nm), selon l'équation suivante :

$$AOD_{440,mode} = AOD_{550} \times \left(\frac{440}{550}\right)^{-AE_{[440,550],mode}} = AOD_{550} \times \frac{\sigma_{ext,440,mode}}{\sigma_{ext,550,mode}} \quad (3.4)$$

Les coefficients d'Ångström peuvent pour leur part être calculés directement à partir des coefficients d'extinction à 440 et 870 nm, en utilisant l'Équation 3.5 :

$$AE_{mode} = -\frac{\log\left(\frac{\sigma_{ext,440,mode}}{\sigma_{ext,870,mode}}\right)}{\log\left(\frac{440}{870}\right)} \quad (3.5)$$

- Les fractions  $ff$  et  $cf$  permettent ensuite de calculer de nouveaux rapports de mélange,  $R_{fine}$  et  $R_{coarse}$ , à partir des concentrations en nombre respectives  $n_{0,fine}$  et  $n_{0,coarse}$  qui ont été dérivées des inversions d'AERONET de distribution en tailles volumique (voir Section 3.1.2 et Équation 2.23), selon les Équations 3.6 et 3.7 :

$$R_{fine} = \frac{ff \times n_{0,fine}}{(ff \times n_{0,fine} + cf \times n_{0,coarse})} \quad (3.6)$$

$$R_{coarse} = \frac{cf \times n_{0,coarse}}{(ff \times n_{0,fine} + cf \times n_{0,coarse})} \quad (3.7)$$

- Finalement, pour éviter d'autres calculs de Mie, qui peuvent être relativement longs, le nouveau modèle de propriétés optiques des aérosols, spécifique à la simulation considérée, est calculé pour chaque longueur d'onde  $\lambda$  à partir des propriétés optiques des deux modes selon les Équations 3.8 à 3.11 :

$$\sigma_{ext,\lambda,new} = \sigma_{ext,\lambda,fine} \times R_{fine} + \sigma_{ext,\lambda,coarse} \times R_{coarse} \quad (3.8)$$

$$\sigma_{dif,\lambda,new} = \sigma_{dif,\lambda,fine} \times R_{fine} + \sigma_{dif,\lambda,coarse} \times R_{coarse} \quad (3.9)$$

$$\varpi_{\lambda,new} = \frac{\sigma_{dif,\lambda,new}}{\sigma_{ext,\lambda,new}} \quad (3.10)$$

$$P_{\lambda,new} = \frac{P_{\lambda,fine} \times \sigma_{dif,\lambda,fine} \times R_{fine}}{\sigma_{dif,\lambda,new}} + \frac{P_{\lambda,coarse} \times \sigma_{dif,\lambda,coarse} \times R_{coarse}}{\sigma_{dif,\lambda,new}} \quad (3.11)$$

où  $\sigma_{dif,\lambda,mode} = \sigma_{ext,\lambda,mode} \times \varpi_{\lambda,mode}$  est le coefficient de diffusion,  $\varpi_{\lambda,mode}$  l'albédo de diffusion simple et  $P$  représente la fonction de phase. L'indice "new" symbolise les propriétés optiques du nouveau modèle calculées à partir de la combinaison du mode fin et du mode grossier.

17. Qui selon notre hypothèse, correspond à l'AOD à 550 nm de chaque mode.

### 3.2.2 Évaluation des performances

Les Figures 3.14a-c représentent les nuages de points entre les simulations et les mesures de (a) GHI, (b) BHI et (c) DHI sur la période 2010-2022 à Lille pour toutes les observations AERONET, en situations de ciel clair sur la période 2010-2022 (44 239 comparaisons). Il convient de noter que les situations de ciel clair sont identifiées à l'aide d'algorithmes basés sur les mesures de flux présentés dans la Section 4.1. Ces derniers étant généralement moins performants pour des angles solaires importants ( $SZA > 80^\circ$ ), nous avons choisi de nous limiter aux observations effectuées entre le lever du soleil plus 30 minutes et le coucher du soleil moins 30 minutes. Cette condition a été choisie afin d'éliminer autant de mesures en hiver qu'en été, ce qui n'aurait pas été le cas pour un critère basé directement sur l'angle solaire zénithal, qui aurait éliminé plus d'observations en hiver, lorsque les angles sont généralement plus grands tout au long de la journée qu'en été. Les valeurs moyennes de flux simulées et mesurées, ainsi que les écart-types associés, sont indiqués au niveau des axes. Les statistiques (biais moyen, biais moyen absolu, racine de l'erreur quadratique) sont également représentées sur chaque figure. Les définitions associées sont présentées dans l'Annexe A.

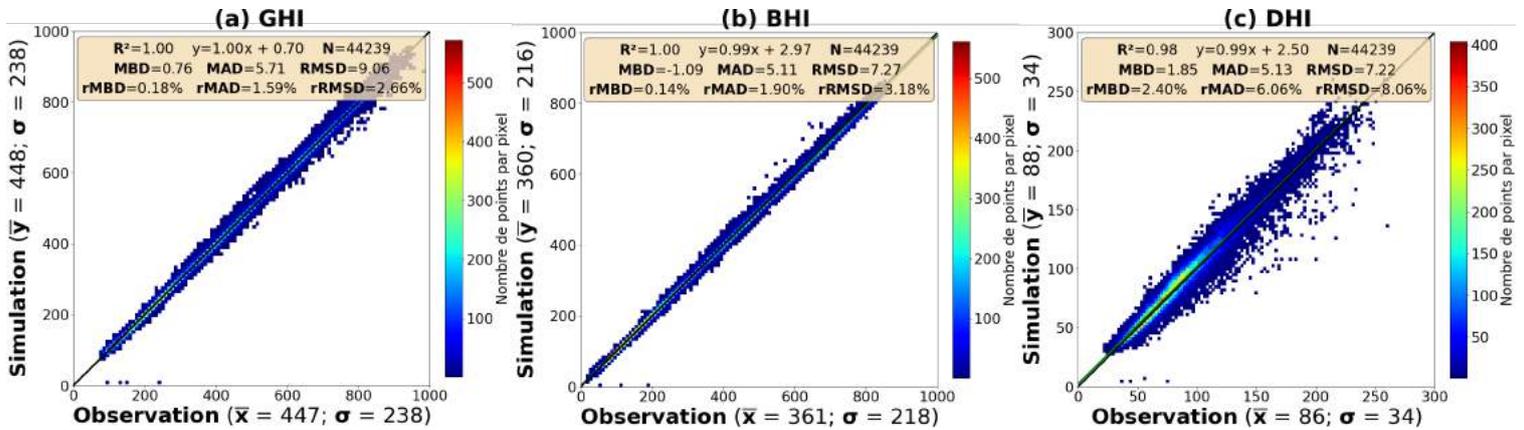


FIGURE 3.14 – Nuage de points des simulations de SOLARTDECO, basées sur des entrées AERONET de niveau 2.0, en fonction des mesures correspondantes de (a) GHI, (b) BHI et (c) DHI effectuées à Lille sur la période 2010-2022. Les valeurs moyennes de flux et écart-types associés sont indiqués pour les simulations et observations au niveau des axes respectifs. Les valeurs absolues et relatives de MBD (Mean Bias Difference, i.e. biais moyen), MAD (Mean Absolute Difference, i.e. biais moyen absolu) et de RMSD (Root Mean Square Difference, i.e. racine de l'écart quadratique moyen) sont également représentées dans le cadre beige inclus dans les différentes figures. Seules les observations AERONET coïncidentes avec des mesures de flux en ciel clair sont considérées pour les comparaisons. Les situations de ciel clair sont identifiées à l'aide d'algorithmes basés sur les mesures de flux présentés dans la Section 4.1. De plus, ne sont retenues que les mesures effectuées entre le lever du soleil plus 30 minutes et le coucher du soleil moins 30 minutes. La ligne noire représente la droite 1 : 1.

Dans l'ensemble, les performances de SOLARTDECO sont satisfaisantes pour toutes les composantes du flux solaire avec des valeurs RMSD inférieures à 10 % pour le DHI (8.06 %) et à 5 % pour le BHI (3.18 %) et le GHI (2.66 %), qui sont comparables aux résultats des modèles les plus performants de simulation du flux en ciel clair (SUN et al., 2019, 2021). Il convient toutefois de noter que les validations de SUN et al. (2019, 2021) ont été obtenues non pas à l'aide des mesures AERONET mais de données atmosphériques de réanalyse provenant de MERRA2. De plus, elles sont basées sur un plus grand nombre de stations mondiales d'observations de l'irradiance au sol. Par conséquent, les comparaisons entre SOLARTDECO et les études menées par Sun et al. sont purement informatives.

Néanmoins, un focus sur les années 2018 et 2019 montre que les performances de SOLARTDECO sont également comparables à celles de l'outil de transfert radiatif SOLARES en conditions de ciel clair (identifiées grâce au même filtre que celui utilisé dans cette thèse) à Lille sur la même période (ELIAS et al., 2024), qui montre des biais moyens relatifs en GHI/BHI/DHI de  $-0.08/-0.41/+3.34\%$  (contre  $0.18/0.14/2.40\%$  pour SOLARTDECO) et des valeurs RMSD relatives de  $1.83/2.29/8.01\%$ .

De plus, les performances de SOLARTDECO sont bien en deçà des seuils d'erreur attendus pour des instruments fonctionnant de manière opérationnelle au sein d'un réseau (WMO (2008)). En effet, les biais moyens en valeurs absolues sont inférieurs à  $2 \text{ W/m}^2$  pour toutes les composantes du flux solaire et plus de 95 % des comparaisons ont une différence absolue inférieure à  $\pm 20 \text{ W/m}^2$ .

Qui plus est, aucun comportement particulier n'est observé pour le GHI et le BHI, avec des différences moyennes proches de 0, des valeurs de  $R^2$  de l'ordre de 1 et des régressions linéaires satisfaisantes. Pour le DHI, les valeurs de  $R^2$  et les régressions linéaires restent satisfaisantes, on observe néanmoins une tendance à la surestimation, en particulier pour des valeurs supérieures à  $75 \text{ W/m}^2$ . Ce dernier point peut être notamment lié à la contribution du circumsolaire qui n'est pas simulée par SOLARTDECO mais bien mesurée par les instruments. En effet, la balle d'ombrage masque en général une zone relativement large, d'environ  $5^\circ$  de diamètre angulaire, qui diminue la quantité de flux diffus mesurée, expliquant ainsi potentiellement la légère surestimation observée dans les simulations. Le pyréliomètre mesurant au contraire en plus du rayonnement solaire direct une partie du flux diffusé au voisinage du Soleil, les simulations de SOLARTDECO devraient légèrement sous-estimer le rayonnement solaire. Cela n'est cependant pas mis en évidence par les biais moyens et pourrait donc traduire la présence d'autres biais avec des effets opposés. Une analyse plus approfondie a donc été menée en étudiant la variabilité de la différence relative entre les mesures et les simulations en fonction de l'AOD, de l'AE et du SZA (Figures 3.15a-i).

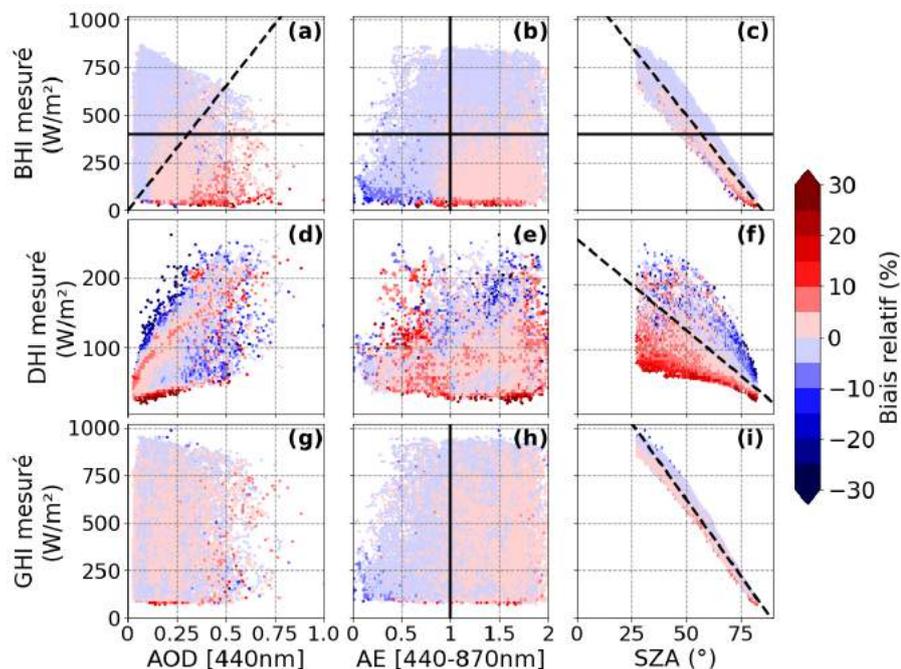


FIGURE 3.15 – Histogrammes bi-dimensionnels du BHI (a-c), du DHI (d-f) et du GHI (g-i) mesurés en fonction de l' $AOD_{440}$ , de l'AE et du SZA. Chaque point est coloré proportionnellement au biais relatif correspondant entre les simulations SOLARTDECO et les mesures d'ATOLL.

Nos résultats suggèrent que SOLARTDECO tend à sous-estimer le flux solaire direct incident pour des valeurs de flux mesuré supérieures à 400-500 W/m<sup>2</sup> (Figures 3.15a-c). Cette sous-estimation se produit notamment pour des valeurs de SZA inférieures à 55-60° (Figure 3.15f). Une sous-estimation est observée en fonction de l'AOD et de l'AE. Les Figures 3.15a et b montrent notamment que SOLARTDECO tend à sous-estimer le BHI pour des valeurs d'AOD inférieures à 0.1 et d'AE inférieures à 1, et à le sur-estimer à l'inverse pour des valeurs d'AOD et d'AE supérieures à 0.1 et 1, respectivement, en particulier pour des valeurs de BHI mesuré inférieures à 400-500 W/m<sup>2</sup>. Une des explications possibles de la sous-estimation pourrait être liée, notamment pour les aérosols grossiers (AE < 1), comme par exemple ceux de la classe "Maritime" (caractérisés également par de faibles AOD), à la contribution du circumsolaire, qui est mesurée par le pyréliomètre mais n'est pas simulée par SOLARTDECO. En effet, les particules de plus grande taille diffusent plus vers l'avant, contribuant ainsi davantage au rayonnement compris dans la zone du circumsolaire (BLANC et al., 2014). Les mesures tendent donc dans ce cas à être plus élevées que les simulations, qui ne prennent pas en compte cette contribution. Concernant les simulations du rayonnement diffus, il n'existe pas de tendance claire en fonction ni de l'AOD, ni de l'AE (Figures 3.15d-e). En revanche, il semblerait que SOLARTDECO sur-estime le DHI pour une certaine gamme de valeurs représentée Figure 3.15f sous la droite pointillée. Une tendance similaire étant également observée pour le BHI (Figure 3.15c), il est possible que la surestimation soit liée à des effets géométriques causés par la nature unidimensionnelle des simulations de SOLARTDECO, en particulier aux grands angles, qui présentent les valeurs de biais positifs les plus importantes pour les deux composantes. Cette surestimation des composantes directes et diffuses se traduit par une surestimation généralisée du flux global incident pour certaines valeurs d'angles solaires zénithaux (Figure 3.15i). La Figure 3.15h suggère également une influence de la taille des particules. SOLARTDECO tend notamment à surestimer le GHI pour les particules fines (AE > 1) et à le sous-estimer pour des particules plus grossières. Ces tendances sont néanmoins limitées, la plupart des comparaisons (94 %) présentant des biais relatifs inférieurs à 5 % en valeur absolue, en accord donc avec la valeur de RMSD relativement faible présentée dans les Figures 3.14a-c. Cela suggère des biais généralement opposés pour les simulations des composantes directes et diffuses, qui tendent à se compenser, permettant ainsi d'obtenir une estimation du GHI proche de la mesure.

Ainsi dans l'ensemble nous pouvons considérer que l'utilisation des modèles de propriétés optiques des aérosols permet de bien retranscrire les propriétés optiques des aérosols observés à Lille. C'est pourquoi dans la suite nous avons choisi d'utiliser les estimations des propriétés optiques, notamment de SSA,  $g$  et  $\omega$ , issues de SOLARTDECO afin de compléter l'analyse de la variabilité du rayonnement solaire présentée dans le Chapitre 4.

### 3.3 Les simulations du modèle climatique régional ALADIN-Climat

Cette section introduit le fonctionnement général du modèle climatique régional ALADIN-climat (Section 3.3.1). Ensuite, nous présentons dans la Section 3.3.2 les jeux de simulations climatiques utilisés dans cette thèse, qui proviennent d'une collaboration avec Pierre Nabat et Marc Mallet de l'équipe MOSCA (MOdélisation du Système Climatique régiOnal) du groupe de recherche GMGEC (Groupe de Météorologie de Grande Échelle et Climat) du CNRM (Météo-France). Ces jeux de simulations nous permettent d'étendre spatialement notre analyse de la variabilité du rayonnement solaire à Lille (Chapitre 4) basée sur les mesures ATOLL à la région des Hauts-de-France, sur la période passée (2000 - 2020) ainsi que pour différents scénarios futurs à l'horizon 2100 (Chapitre 5).

### 3.3.1 Présentation générale

#### 3.3.1.1 Configuration générale

Le modèle climatique régional "Aire Limitée Adaptation dynamique Développement InterNational" (ALADIN-CLIMAT), aussi connu sous le nom CNRM-ALADIN (BUBNOVÁ et al., 1995 ; DRUGÉ et al., 2021 ; NABAT et al., 2020 ; RADNÓTI et al., 1995) est une version à aire limitée du modèle climatique global ARPEGE-Climat de Météo-France (ROEHRIG et al., 2020). Cela signifie que contrairement à un modèle global (Global Climate Model, GCM), ALADIN-CLIMAT permet d'effectuer des simulations climatiques pour des domaines géographiques plus ciblés, tels que la région Euro-Méditerranée (Figure 3.16).

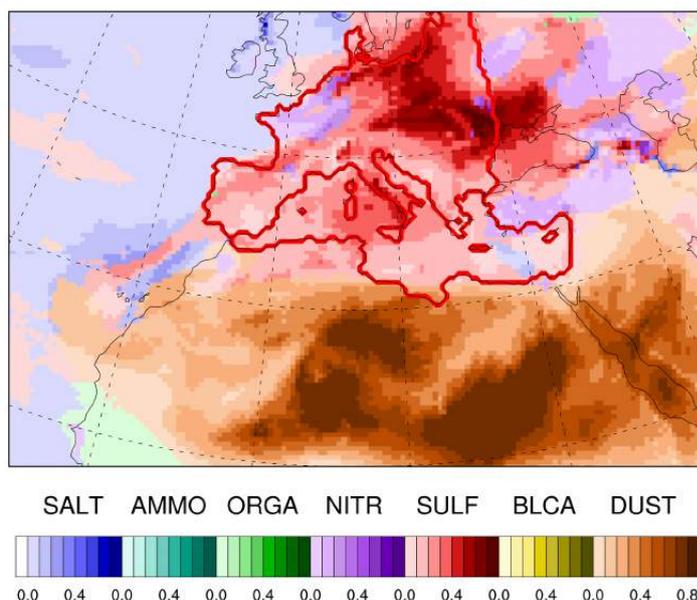


FIGURE 3.16 – Exemple de simulations d'ALADIN-climat sur la région Euro-Méditerranée. Carte de l'AOD des espèces d'aérosols dominantes (sel de mer, ammonium, carbone organique, nitrate, sulfate, carbone suie et poussières) en chaque point de la région euro-méditerranéenne (28 août 1974). Source : DRUGÉ et al., 2021

ALADIN-CLIMAT est un modèle climatique régional (Regional Climate Model, RCM) bi-spectral qui fournit des simulations régionales, en particulier sur la zone Euro-Méditerranée (DRUGÉ et al., 2021 ; NABAT et al., 2020), pour 91 niveaux verticaux avec des sorties disponibles aux fréquences horaires à mensuelles. Il est important de souligner que jusqu'à récemment les simulations d'ALADIN-CLIMAT sont réalisées pour une résolution spatiale de 50 km environ. Néanmoins, nous avons eu accès au cours de cette thèse à des simulations mieux résolues, avec une résolution horizontale plus fine de 12 km. ALADIN-CLIMAT permet de simuler, à partir de conditions aux limites (température de surface, pression, etc.) fixées par des modèles plus globaux (i.e. GCM et modèles de ré-analyses), la variabilité du contenu atmosphérique, du rayonnement solaire et thermique, et donc du climat, depuis le début de l'ère industrielle (situé autour de 1750) jusqu'à la fin du 21<sup>e</sup> siècle, selon différents scénarios d'évolution du climat.

Les simulations de transfert radiatif d'ALADIN-CLIMAT sont basées, pour le flux solaire, sur le schéma radiatif de Fouquart et Morcrette, qui s'appuie sur l'utilisation d'une k-distribution à 6 bandes de longueurs d'onde (FOUQUART et BONNEL, 1980 ; MORCRETTE et al., 2008), et pour le rayonnement thermique, sur le modèle de transfert radiatif rapide de MLAWER et al., 1997. La surface est représentée par la plateforme

de modélisation des surfaces continentales SURFEX (SURFace EXternalisée, MASSON et al., 2013), qui sépare notamment les surfaces terrestres naturelles, les zones lacustres et les zones maritimes dans le calcul des flux de surface. SURFEX fournit en particulier les flux ascendant, thermiques latents et sensibles, ainsi que d'albédo de surface nécessaires au schéma radiatif du modèle ALADIN-CLIMAT.

Concernant la représentation du contenu atmosphérique, les émissions d'aérosols et de gaz issus des émissions anthropiques et des feux de biomasse sont principalement définis à partir d'inventaires d'émissions, et de paramétrisations des processus physiques qui vont modifier leurs concentrations. Ces inventaires sont définis à la fois pour la période historique<sup>18</sup> (HOESLY et al., 2018; MARLE et al., 2017; MEINSHAUSEN et al., 2017) et les scénarios futurs (GIDDEN et al., 2019). Leur connaissance permet également de simuler la variabilité de la couverture nuageuse, par condensation de la vapeur d'eau sur les noyaux de condensation. Les concentrations en gaz précurseurs jouent également un rôle essentiel pour la simulation du contenu en aérosols secondaires. Ceux-ci sont simulés par le schéma d'aérosols TACTIC (Tropospheric Aerosols for Climate in CNRM-CM, DRUGÉ et al., 2019; MICHOU et al., 2015, 2020; NABAT et al., 2015b; WATSON et al., 2018) présenté dans les paragraphes suivants.

### 3.3.1.2 Le schéma d'aérosols TACTIC

Le schéma d'aérosols TACTIC (Tropospheric Aerosols for Climate In CNRM-CM) est originellement basé sur le module GEMS/MACC (MORCRETTE et al., 2009) du modèle de prévision de l'ECMWF (European Centre for Medium-Range Weather Forecasts). Il simule le cycle de vie (émission, transport, dépôt) des cinq espèces d'aérosols initialement incluses dans le modèle (carbone suie, matières organiques, poussières désertiques, sulfates, et sels marins) ainsi que celui du nitrate ( $NO_3$ ) et de l'ammonium ( $NH_4$ ) inclus récemment dans DRUGÉ et al., 2019. Les émissions primaires de sels marins et de poussières sont calculées en fonction des vents de surface et des caractéristiques du sol pour les particules de poussières, tandis que les émissions anthropiques et les émissions dues à la combustion de la biomasse sont basées sur des inventaires mensuels de gaz précurseurs.

Il est important de noter que dans la présente étude, le transport à longue distance des particules n'est pas inclus dans le forçage des conditions aux limites à partir des simulations du modèle global. Néanmoins, le domaine de simulations d'ALADIN-CLIMAT (Figure 3.16) est supposé être suffisamment grand pour inclure toutes les sources d'aérosols affectant la région euro-méditerranéenne, avec notamment l'inclusion des deux principales sources d'aérosols désertiques que représentent le Sahara et la péninsule arabique. Il est important de noter également que les aérosols organiques secondaires (SOA) sont pris en compte par la climatologie de DENTENER et al., 2006, mais leur formation n'est pas explicitement incluse dans le schéma d'aérosols TACTIC. De plus, l'un des précurseurs du nitrate d'ammonium, l'acide nitrique  $HNO_3$ , est implémenté dans le modèle sous la forme d'une climatologie mensuelle, constante entre les années, basée sur la ré-analyse CAMS. Néanmoins, un test de sensibilité réalisé par DRUGÉ et al., 2019 a mis en évidence que la concentration en nitrates est relativement peu impactée par l'utilisation d'une climatologie d'acide nitrique constante ou dépendante du temps. Après avoir été émises dans l'atmosphère, toutes les espèces d'aérosols sont ensuite transportées et soumises au dépôt sec et humide (dans et sous les nuages).

Enfin, le schéma d'aérosols TACTIC considère à la fois les effets radiatifs directs et semi-directs des aérosols ainsi qu'une partie du premier effet indirect des aérosols (albédo des nuages), qui n'est représenté que pour les sels marins, les sulfates et les aérosols organiques. En revanche, le deuxième effet indirect n'est pas inclus dans ce schéma d'aérosols. Les différentes propriétés optiques de chaque espèce d'aérosol, et notamment celles utilisées en entrée du schéma de transfert radiatif (le coefficient d'extinction, le paramètre d'asymétrie et l'albédo de diffusion simple), sont fixées pour chaque type d'aérosol en suivant NABAT et al., 2013 et DRUGÉ et al., 2019. Ces différentes propriétés optiques des aérosols sont pré-calculées à

18. Pour les simulations *HINDCAST*, les émissions utilisées sont basées sur les données CEDS v2021-04-21 définies par O'ROURKE et al., 2021. Elles ont également été modifiées selon la méthode de LAMBOLL et al., 2021 afin de prendre en compte la réduction des émissions liée au confinement à partir de 2020.

l'aide d'un code de Mie en utilisant l'hypothèse de sphéricité des aérosols (ACKERMAN et TOON, 1981) et dépendent de l'humidité relative, à l'exception des poussières minérales et des particules de carbone hydrophobes. Pour plus d'informations, notamment sur les propriétés optiques des nuages et des gaz, ainsi que sur la dynamique du modèle climatique ALADIN-CLIMAT, voir la publication de NABAT et al., 2020 et les références qui y figurent.

### 3.3.2 Les jeux de simulations utilisés

L'avantage d'un modèle régional comme ALADIN-CLIMAT est qu'il permet, à partir des simulations globales d'un modèle à plus grande échelle, d'obtenir des simulations à des résolutions spatiales et temporelles bien plus fines. Le domaine de simulation d'ALADIN-CLIMAT utilisé dans cette étude est représenté sur la Figure 3.16. Celui-ci est proche de celui utilisé dans les articles de [DRUGÉ et al., 2019, 2021 ; NABAT et al., 2015a ; NABAT et al., 2020 et inclut notamment le domaine officiel des simulations utilisé par l'initiative Med-CORDEX (RUTI et al., 2016) pour l'étude du climat en région méditerranéenne. Néanmoins, bien que les simulations soient effectuées sur l'ensemble de cette région, notamment afin d'inclure les deux principales sources d'aérosols désertiques que représentent le Sahara et la péninsule arabique, nous nous focalisons, grâce à la résolution spatiale relativement fine de 12 km d'ALADIN-CLIMAT, sur l'analyse des simulations sur une zone bien plus restreinte qui s'étend de Paris à Amsterdam et de Londres à Cologne. La zone d'étude étendue ainsi définie ( $0.5^{\circ}\text{E} \rightarrow 7^{\circ}\text{W}$  ;  $48.5^{\circ}\text{N} \rightarrow 52.5^{\circ}\text{N}$ ), que nous nommerons  $\text{HDF}_{\text{XL}}$ , est représentée Figure 3.17. Elle permet à la fois d'étudier la variabilité du rayonnement en surface sur l'ensemble de la région des Hauts-de-France mais aussi de procéder à une validation plus globale des simulations régionales d'ALADIN-CLIMAT (Section 5.1) puisqu'en plus d'inclure les mesures de la plateforme ATOLL, elle comprend également 5 sites de mesures du réseau AERONET (à savoir, Bruxelles, Cabauw, Dunkerque, Palaiseau et Paris) et 2 sites de mesures du réseau Baseline Surface Radiation Network (BSRN) (Cabauw et Palaiseau). Elle comprend également une grande partie du Bénélux et du Sud de l'Angleterre, deux régions caractérisées par une concentration importante d'activités anthropiques et qui contribuent de manière significative aux épisodes de pollution observés en région Hauts-de-France (POTIER et al., 2019).

Comme énoncé précédemment, les simulations du modèle climatique régional ALADIN-CLIMAT sont fixées aux limites par les simulations à l'échelle globale provenant de GCM ou de modèles de ré-analyse. Dans le cas de simulations pilotées par un modèle global de climat, on parle de simulations "climatiques". Celles-ci peuvent généralement s'étendre de 1750 à 2100, contrairement aux simulations gouvernées par des modèles de ré-analyse qui couvrent des périodes plus restreintes en lien avec la disponibilité de mesures à assimiler ( $\sim 1980$  - présent). Dans ce cas, on parle non pas de simulations climatiques mais plutôt de simulations de type "HINDCAST".

Dans cette étude nous avons eu recours aux deux configurations. Nous obtenons ainsi 4 jeux de simulations :

- un premier jeu *HINDCAST*, basés sur les simulations du modèle de ré-analyse ECMWF-ERA5 (ECMWF, 2016), utilisé notamment pour valider les simulations d'ALADIN-CLIMAT (Section 5.1), par comparaison avec les mesures disponibles sur la région  $\text{HDF}_{\text{XL}}$ , ainsi que pour l'étude de la variabilité régionale à l'époque actuelle (2010 - 2020) du contenu atmosphérique et du rayonnement en surface (Section 5.2),
- trois jeux de simulations "en mode climatique", *HIST*, *SSP119* et *SSP370*, pilotées par les simulations du GCM CNRM-ESM2-1 (SÉFÉRIAN et al., 2019), et qui représentent la variabilité du climat par rapport à la période pré-industrielle (avant 1750 environ) sur la période "historique" (2005 - 2014), mais également à moyen (2045-2054) et long (2091-2100) termes selon les scénarios futurs *SSP1-1.9* et *SSP3-7.0*. La comparaison des simulations *SSP119* et *SSP370* avec les simulations *HIST* permet notamment d'étudier la variabilité future, aux horizons 2050 et 2100, du rayonnement en surface et du contenu atmosphérique selon deux scénarios climatiques futurs très distincts. Les

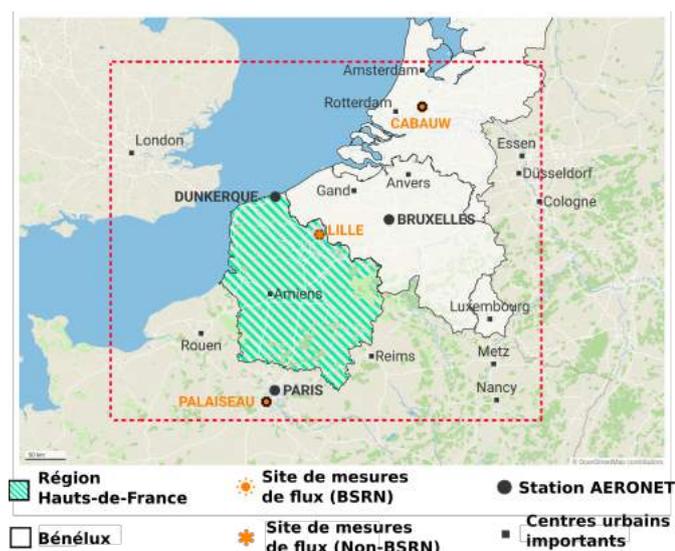


FIGURE 3.17 – Carte représentant la zone d'étude considérée pour cette thèse (pointillés rouges). La zone blanche représente la région du Bénélux tandis que les hachures vertes représentent la région des Hauts-de-France. Sont représentées également les stations équipées de photomètres du réseau AERONET (points noirs). Un symbole orange indique que des mesures d'irradiance coincidentes sont également disponibles sur cette station. Les grandes zones urbaines situées dans la zone d'étude sont également représentées par des carrés noirs.

scénarios SSP (Shared Socioeconomic Pathways, O'NEILL et al., 2017), ainsi que leurs implications pour la variabilité future de la ressource solaire en région  $HDF_{XL}$ , sont détaillés de manière plus exhaustive dans la Section 5.3.

Il est important de noter que malgré les périodes relativement courtes couvertes par les simulations *HIST*, *SSP119* et *SSP370*, chaque jeu de simulations est composé en réalité de 3 séries de données de 10 ans distincts qui permettent d'assurer la robustesse statistique des comparaisons effectuées dans la Section 5.3 (méthode des membres).

Il est important de noter également que pour les quatre jeux de simulations les émissions mensuelles d'ammoniac ( $NH_3$ ), gaz précurseur du nitrate ( $NO_3$ ) et de l'ammonium ( $NH_4$ ), ont été réduites d'un facteur de 25% tout au long de l'année. Cette réduction est liée à l'identification d'une tendance à la surestimation des concentrations en  $NO_3$  au printemps identifiée par comparaison des simulations avec les mesures disponibles sur la période 2010-2020 en région  $HDF_{XL}$ . Bien que la surestimation soit principalement observée au printemps, dans un souci de cohérence, la réduction a été appliquée aux émissions d'ammoniac tout au long de l'année. Ainsi, le facteur choisi constitue un compromis entre la réduction de la surestimation au printemps et l'importance de conserver des concentrations en nitrates satisfaisantes tout au long de l'année. Le choix de ce facteur de réduction est expliqué plus en détails dans la Section 5.1. Il est important de souligner que les incertitudes sur les émissions d'ammoniac, en particulier à l'échelle locale, restent relativement importantes (HOESLY et al., 2018). Il paraît donc raisonnable d'appliquer, spécifiquement pour cette thèse, un facteur de réduction de 25% aux émissions d'ammoniac.

# Contributions des partitions ciel clair/nuageux et du contenu en aérosols à la variabilité de l'irradiance solaire à Lille

Le Chapitre 4 est consacré à l'analyse des observations effectuées sur le site de Lille sur la période 2010-2022. L'objectif est de réaliser une climatologie de la ressource solaire à Lille sur la dernière décennie et d'étudier l'influence à la fois des nuages, des aérosols et des gaz sur la variabilité du rayonnement reçu en surface dans le nord de la France.

Cependant, pour analyser de manière approfondie la variabilité de l'irradiation solaire mesurée à la surface et en comprendre les causes sous-jacentes, il est essentiel d'évaluer dans un premier temps la variabilité des conditions d'ensoleillement. En effet, la présence de nuages, en particulier dans la direction du Soleil, conduit à des situations avec des niveaux et des caractéristiques d'irradiation solaire en surface très contrastés. De plus, le caractère aléatoire de l'occurrence des situations de ciel nuageux et de ciel dégagé d'une année à l'autre peut introduire des erreurs significatives dans l'analyse des tendances du rayonnement solaire reçu en surface, les variations des moyennes d'une année sur l'autre étant alors largement dues aux différences dans la sélection des angles zénithaux du soleil utilisés pour construire les moyennes annuelles (RUCKSTUHL et al., 2010). Par ailleurs, la contribution des nuages, surtout lorsqu'ils sont présents dans la direction du Soleil, est généralement prédominante et peut masquer l'impact des autres composantes atmosphériques.

Pour résoudre ces problèmes, nous utilisons une classification des conditions d'ensoleillement en différentes catégories, comme expliqué dans la Section 4.1. En outre, l'utilisation simultanée de la classification des aérosols, introduite dans la Section 3.2.1.2, permet d'examiner conjointement la variabilité du rayonnement solaire en surface, des conditions d'ensoleillement et du contenu en aérosols et en gaz (Section 4.2).

L'utilisation complémentaire de simulations de transfert radiatif de SOLARTDECO nous permet d'approfondir notre analyse en décomposant le rayonnement solaire incident selon les classifications de conditions d'ensoleillement et de contenu en aérosols. Ainsi, nous pouvons étudier à la fois l'influence de la variabilité des conditions d'ensoleillement et, grâce à une étude de sensibilité, de celles des autres paramètres (AOD, SZA, PWV, etc.) comme présenté dans la Section 4.3. Enfin, les simulations de SOLARTDECO permettent également d'étudier l'impact radiatif direct moyen des aérosols sur la période 2010-2022 pour différentes conditions d'ensoleillement (Section 4.4).

## 4.1 Mise au point d'une classification des conditions d'ensoleillement

Comme énoncé précédemment, les nuages représentent un modulateur important de la ressource solaire incidente en surface. Leur présence, notamment dans la direction entre le Soleil et la surface réceptrice, conduit à une variabilité importante du flux global reçu mais aussi de sa partition entre rayonnement direct et rayonnement diffus. Par exemple, les situations pour lesquelles le Soleil n'est pas masqué par un nuage sont caractérisées par des niveaux élevés d'irradiation solaire en surface avec une contribution prédominante de la composante directe. Par opposition, les situations marquées par la présence d'un nuage dans la direction du Soleil, sont caractérisées par un flux incident nettement inférieur, en lien avec une contribution du rayonnement direct fortement réduite, voire quasiment nulle. Dans ce cas, on peut généralement considérer que l'impact des nuages est majoritaire et que la contribution des autres composantes, notamment des aérosols, peut être négligée. Il existe toutefois quelques exceptions. Celles-ci concernent notamment les couvertures nuageuses caractérisées par une faible extension spatiale (e.g. nuages isolés) ou par une épaisseur optique et/ou géométrique faibles (e.g. cirrus fins). En situations de Soleil visible, l'impact des nuages étant bien moins important, la contribution des autres composantes ne peut pas être négligée. De plus, la quantité de rayonnement incident étant bien plus importante, ces situations sont beaucoup plus sensibles aux autres composantes atmosphériques, notamment l'impact radiatif des aérosols peut être dans ce cas particulièrement important (voir Section 4.4).

La Figure 4.1 représente la classification utilisée dans cette étude pour séparer les observations de la plateforme ATOLL en différentes catégories de couverture nuageuse et de rayonnement solaire incident. Un exemple de la variabilité mesurée du flux pour les différentes catégories est également illustrée sur la Figure 4.1. Cette classification se base sur la définition de 3 classes de conditions d'ensoleillement :

- d'une part, nous avons les situations "Cloudy-sun" (CLOS), caractérisées par la présence de nuages dans la direction du Soleil. Dans ce cas, le rayonnement solaire incident est majoritairement diffusé, la composante directe étant relativement faible,
- d'autre part, nous avons les observations "Clear-sun" (CSUN), qui correspondent aux situations pour lesquelles le Soleil est visible. Il est important de noter que dans ce cas, on peut distinguer les conditions de Soleil visible caractérisées par la présence de nuages résiduels dans le ciel, conditions "Clear-sun with clouds" (CSWC), des conditions de ciel totalement sans nuages, conditions "Clear-sky" (CSKY). Dans ces conditions, le rayonnement incident est plus important qu'en situations CLOS, néanmoins la contribution du rayonnement diffus surtout en conditions CSWC peut être également significative menant ainsi à des niveaux importants d'irradiation solaire (Figure 4.1).

Il est important de noter que lorsque l'on considère toutes les observations, que le soleil soit masqué ou non par un nuage, on parle généralement de situations "All-sky" (ASKY).

Dans cette étude, comme nous utilisons des données AERONET de niveau 1.5 ou plus, nous avons déjà accès à une information sur les conditions d'ensoleillement. En effet, comme décrit dans la Section 3.1.2, les observations photométriques du réseau AERONET sont automatiquement filtrées des nuages grâce à l'étude de la variabilité des triplets de mesures. En revanche, cette méthode détecte exclusivement la présence de nuages dans la direction du Soleil, ce qui signifie qu'elle ne distingue que les moments "clear-sun" des moments de "cloudy-sun". Il n'est alors pas possible de distinguer les situations "clear-sky" des situations "clear-sun with clouds". De plus, la résolution temporelle des mesures photométriques étant inférieure à celle des mesures d'irradiance, elle est moins pertinente pour l'étude climatologique envisagée. C'est pourquoi deux méthodes de filtrage des nuages, basées sur les mesures d'irradiance, disponibles à la résolution d'une minute, ont été sélectionnées pour cette étude, sur la base de l'analyse des performances de GUEYMARD et al., 2019. La méthode de BATLLES et al., 2000 est utilisée pour distinguer les moments "clear-sun" des situations "cloudy-sun", tandis que l'algorithme de GARCÍA et al., 2014 distingue les situations de ciel totalement clair (CSKY) des situations avec nuages.

Cette section décrit les deux méthodes utilisées dans cette étude et présente une évaluation de leurs performances par rapport aux évaluations manuelles de la couverture nuageuse pour les mois de janvier et

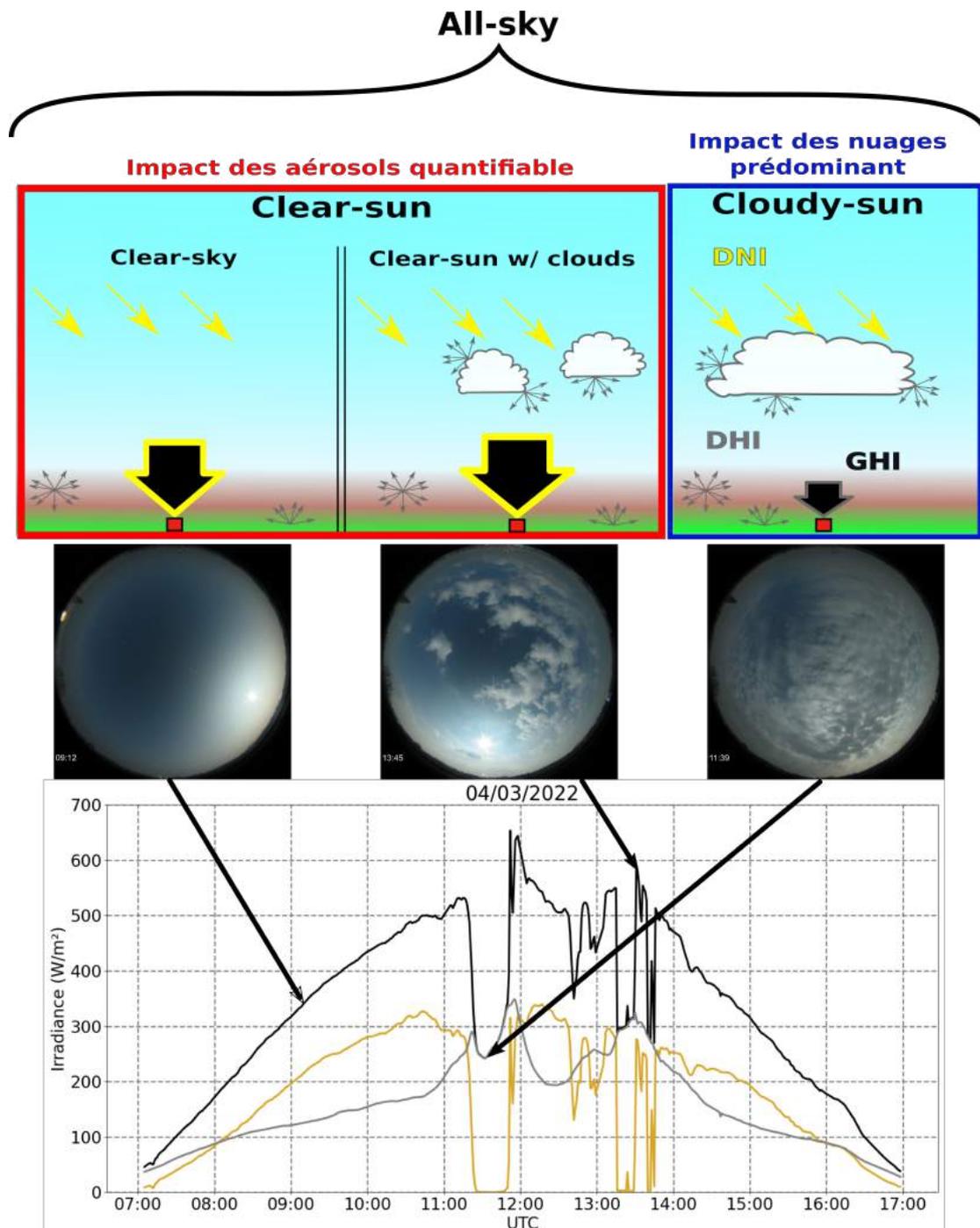


FIGURE 4.1 – Schéma de la classification des conditions d'ensoleillement utilisée dans cette étude, et illustration de la variabilité des flux mesurés pour la journée du 04 mars 2022, caractérisée par des situations à la fois "clear-sky", "clear-sun with clouds" et "cloudy-sun". Les flux global, direct et diffus sont représentés en noir, orange et gris, respectivement.

mai 2018 basées sur des images du ciel coïncidentes issues du sky imager de la plateforme ATOLL.

#### 4.1.1 Description des algorithmes de détection des nuages

**Détection des situations CSUN** La distinction entre les situations "clear-sun" et "cloudy-sun" est effectuée à la résolution d'une minute en appliquant la méthode de BATLLES et al., 2000. Il est important de noter que cette méthode est initialement destinée à la détection des conditions "clear-sky" à partir de données horaires de flux solaire en surface. Néanmoins, à la résolution d'une minute, l'étude de GUEYMARD et al., 2019 montre que la méthode de BATLLES et al. (2000) semble particulièrement adaptée pour l'identification de moments de Soleil visible ("clear-sun") avec des résultats parmi les méthodes les plus performantes. Il s'agit d'une méthode directe basée sur deux critères empiriques :

- D'une part, pour qu'un moment puisse être considéré comme clair, le "clearness index"  $K$  (Équation 4.1), ou indice de clarté, qui représente la transmittance de l'atmosphère, doit être supérieur à une valeur seuil  $K_{lim}$  (Équation 4.2) qui varie en fonction de l'angle d'élévation solaire ( $h = 90 - SZA$ ) tel que :

$$K = \frac{GHI}{\mu_0 I_0} \quad (4.1)$$

$$K > K_{lim} = -0.3262 - 0.0032h + 0.6843 \log_{10}(h) \quad (4.2)$$

où  $I_0$  correspond au flux intégré incident en haut de l'atmosphère, et donc  $\mu_0 I_0$  à sa projection sur un plan horizontal.

- D'autre part, la fraction de rayonnement diffus  $D_f$  doit, au contraire, être inférieure à une valeur considérée comme maximale  $D_{f,lim}$  pour une situation de ciel clair qui varie également en fonction de l'angle d'élévation solaire :

$$D_f = \frac{DHI}{GHI} \quad (4.3)$$

$$D_f < D_{f,lim} = 1.0827 - 0.3893 \log_{10}(h) \quad (4.4)$$

**Détection des situations CSKY** L'identification des moments de ciel totalement clair repose quant à elle sur l'algorithme de GARCÍA et al., 2014. Celui-ci est basé sur la méthode de LONG et ACKERMAN, 2000 qui consiste en une série de quatre tests appliqués à des mesures de GHI et DHI à haute fréquence (3 minutes ou moins). Les deux premiers tests éliminent les moments nuageux évidents caractérisés par des valeurs extrêmes de flux global normalisé,  $GHI_N$  (test 1) et d'irradiance diffuse mesurée,  $DHI_{obs}$  (test 2) grâce à la définition de valeurs seuils pour les deux quantités. Les troisième et quatrième tests sont plus élaborés et permettent de détecter des couvertures nuageuses plus subtiles grâce à l'analyse de la variabilité temporelle de l'irradiance globale mesurée,  $GHI_{obs}$  et du ratio de flux diffus ( $D_f$ ) normalisé,  $D_{f,N}$ , respectivement. Les quatre tests sont appliqués selon un processus itératif afin de fournir à chaque fois un nouvel ensemble de moments de ciel clair, qui sont ensuite utilisés pour calculer de nouveaux coefficients nécessaires à la normalisation du GHI et de  $D_f$  et à la détermination des seuils du premier test. Le processus d'itération continue jusqu'à ce que les coefficients convergent d'une itération à l'autre avec une tolérance de 5%. Cette méthode est donc très polyvalente et peut théoriquement être appliquée à n'importe quel site d'observation équipé de mesures de l'irradiance globale et diffuse.

**Premier test** Le premier test permet d'éliminer les cas nuageux évidents, avec un flux global trop faible (Soleil caché) ou un flux global trop fort (effets de sur-brillance très importants). Il repose sur la normalisation du flux global mesuré, à la résolution d'une minute, en fonction du cosinus de l'angle zénithal solaire  $\mu_0$  :

$$GHI_N = \frac{GHI_{obs}}{\mu_0^{b_{GHI}}} \quad (4.5)$$

avec  $b_{GHI}$  un coefficient arbitraire, initialement défini comme égal à 1,2, qui représente les variations du GHI en "clear-sky" en fonction de  $\mu_0$ . Pour qu'une observation puisse être considérée comme sans nuages, le flux ainsi défini doit être compris entre deux valeurs seuils  $GHI_{N,min}$  et  $GHI_{N,max}$  :

$$GHI_{N,min} \leq GHI_N \leq GHI_{N,max} \quad (4.6)$$

avec  $GHI_{N,min}$  qui varie en fonction de l'angle zénithal. Initialement, cette limite varie entre  $900 \text{ W.m}^{-2}$  pour les angles supérieurs à  $78,5^\circ$  et  $1000 \text{ W.m}^{-2}$  pour les angles inférieurs, tandis que  $GHI_{N,max}$ , initialement définie comme égale à  $1250 \text{ W.m}^{-2}$ , est indépendante de l'angle zénithal. Il est important de noter que les grandeurs utilisées dépendent du site considéré. Les valeurs initiales représentent simplement des suggestions de Long et Ackerman pour la première itération. De nouvelles valeurs spécifiques au site de mesure sont déterminées à chaque itération. Il est également important de noter que ce premier test a tendance à éliminer systématiquement les observations réalisées pour des angles supérieurs à  $80^\circ$  étant donné que le flux solaire total croît/décroît très vite en début et fin de journée. C'est pourquoi nous avons choisi de nous limiter dans cette étude à l'analyse des mesures comprises entre le lever du soleil + 30 minutes et le coucher du soleil - 30 minutes afin de garantir un fonctionnement optimal de l'algorithme.

**Deuxième test** Le deuxième test supprime une partie des cas restants après application du premier test, en comparant le flux diffus mesuré avec une estimation du flux diffus maximum attendu en situation de ciel clair. Le flux diffus mesuré,  $DHI_{obs}$ , doit ainsi être inférieur à une valeur limite,  $DHI_{lim}$ , définie comme :

$$DHI_{lim} = DHI_{max} \mu_0^{0,5} \quad (4.7)$$

où  $DHI_{max}$  correspond à la valeur maximale de flux diffus observée en ciel clair pour le site considéré. Pour ce paramètre, Long et Ackerman proposent initialement  $150 \text{ W.m}^{-2}$ , néanmoins, pour le site de Lille une valeur de  $293 \text{ W.m}^{-2}$ , déterminée manuellement, est utilisée dans cette étude. Cette valeur, nettement supérieure à celle recommandée par Long et Ackerman, correspond au rayonnement diffus maximum en situations "clear-sky", inversé à partir des mesures en utilisant l'Équation 4.7, pour l'observation du 17/10/2017 à 10h33, qui est caractérisée par le maximum d'AOD jamais enregistré à Lille de 2.27 à 550 nm.

**Troisième test** Le troisième test représenté par l'Équation 4.8 repose sur la comparaison des variations sur un intervalle de 21 minutes centré sur un instant  $t$ , du flux global horizontal mesuré au sol et d'une estimation du flux solaire global arrivant au sommet de l'atmosphère sur un plan horizontal  $GHI_{TOA} = 1365\mu_0$ . Il a pour but d'identifier les couvertures fractionnées que les tests précédents n'ont pas révélées. La limite inférieure permet d'éliminer les variations trop lentes du flux global, qui correspondent à des couvertures nuageuses stables tandis que la borne supérieure sert au contraire à éviter les couvertures trop variables.

$$\frac{\Delta GHI_{TOA}}{\Delta t} - R_t \frac{(\mu_0^{noon} + 0.1)}{\mu_0} \leq \frac{\Delta GHI_{obs}}{\Delta t} \leq \frac{\Delta GHI_{TOA}}{\Delta t} + C\mu_0 \quad (4.8)$$

où  $\Delta GHI_{TOA}$  représente les variations du flux solaire en haut de l'atmosphère sur l'intervalle considéré  $\Delta t$ ,  $R_t = 1$  correspond à la résolution temporelle des données (soit une minute dans notre cas),  $\mu_0^{noon}$  est le

cosinus de l'angle zénithal maximum de la journée considérée (midi solaire) et la constante  $C = 2W.m^{-2}$  représente le bruit autorisé par le système.

**Quatrième test** Le quatrième et dernier test étudie les variations de la fraction diffuse normalisée,  $D_{f, N}$ , définie comme :

$$D_{f, N} = \frac{D_{f, obs}}{b_{D_f} \mu_0} \quad (4.9)$$

avec  $b_{D_f} \neq b_{GHI}$  un facteur constant initialement défini comme étant égal à -0.8, qui représente les variations de  $D_f$  en "clear-sky" en fonction de  $\mu_0$ . Nous séparons les valeurs normalisées en intervalles mobiles de 11 minutes pour lesquels nous calculons l'écart-type moyen que nous comparons selon l'Équation 4.10.

$$\sigma_{11min} \leq \sigma_{ref} \quad (4.10)$$

où  $\sigma_{ref}$  est une constante qui caractérise le bruit maximum autorisé pour le ciel clair. La valeur recommandée par Long et Ackerman est de 0.0012. Néanmoins, comme discuté dans les prochains paragraphes, les modifications apportées, dans cette étude, à l'algorithme, laissent supposer d'une meilleure caractérisation de la variabilité du ratio de flux diffus en situation de ciel clair en fonction de l'épaisseur optique des aérosols qui nous permet de relâcher ce critère. Nous avons donc choisi d'appliquer une valeur de  $\sigma_{ref}$  égale à 0.003.

**Processus d'itération** À partir des valeurs recommandées par Long et Ackerman il est possible de déterminer une première série de moments de ciel clair. Ceux-ci sont ensuite isolés quotidiennement pour être traités indépendamment, et comme décrit dans la publication de référence, seules les journées avec plus de 120 points de ciel clair sont retenues<sup>1</sup>.

La formule de l'Équation 4.11 est ajustée ("fittée") aux courbes des mesures à la minute pour les journées retenues :

$$F = a_{F, jour} \mu_0^{b_{F, jour}} \quad (4.11)$$

où F correspond à la grandeur mesurée (GHI ou  $D_f$ ) que l'on étudie et a et b sont les coefficients correspondants, qui représentent respectivement les valeurs attendues en ciel clair pour un SZA de 0°, et la variabilité du GHI et de  $D_f$  avec  $\mu_0$  pour chaque journée. Le suffixe "jour" signifie que cette opération est réalisée de manière indépendante pour chaque journée à partir des valeurs de flux et d'angle zénithal solaire à la résolution d'une minute. Nous obtenons ainsi un certain nombre de coefficients  $a_{GHI}$ ,  $b_{GHI}$ ,  $a_{D_f}$  et  $b_{D_f}$  journaliers que nous moyennons pour obtenir une valeur fixe de chaque paramètre. Les valeurs moyennes ainsi définies sont ensuite utilisées dans les Équations 4.5 et 4.9 afin de normaliser les mesures de flux. De plus,  $a_{GHI}$  est utilisé pour définir les seuils de flux global normalisé du premier test avec :

$$GHI_{N, min} = a_{GHI} - 150 \quad (4.12)$$

$$GHI_{N, max} = a_{GHI} + 150 \quad (4.13)$$

Ainsi, une nouvelle itération, basée sur ces nouveaux paramètres, est effectuée afin de déterminer une nouvelle série de moments de ciel clair. Ce processus continue jusqu'à convergence des différents paramètres avec une tolérance de 5%.

1. Il est indiqué dans l'article de LONG et ACKERMAN, 2000 que le critère de 120 points de ciel clair est subjectif mais que des tests ont montrés que considérer entre 100 et 120 points de mesures de ciel clair par jour fournit de bons résultats.

On peut noter finalement, que pour la dernière itération les définitions de certains paramètres diffèrent de celles présentées précédemment. En particulier, la relation entre  $a_{GHI}$  et les seuils  $GHI_{N,min}$  et  $GHI_{N,max}$  est redéfinie comme  $GHI_{N,min}^{max} = a_{GHI} \pm 100$ .

**Modifications apportées par Garcia et al.** Dans leurs travaux, GARCÍA et al., 2014 ont montré que pour les conditions particulières de l'observatoire d'Izaña, un site aride de haute altitude situé dans les îles Canaries, les valeurs journalières des paramètres «a» et «b» de l'Équation 4.11 peuvent être exprimées comme des fonctions de l'AOD journalière coïncidente à 500 nm. Ils obtiennent notamment des expressions de  $a_{GHI}$  et  $b_{GHI}$  en fonction de l'AOD représentées par les Équations 4.14 et 4.15 avec des coefficients de corrélation respectifs de 0.32 et 0.72.

$$a_{GHI} = 1054AOD^{-0.03} \quad (4.14)$$

$$b_{GHI} = 0.41AOD + 1.09 \quad (4.15)$$

Il convient de souligner qu'en pratique, la nécessité de connaître l'épaisseur optique coïncidente réduit la polyvalence de l'algorithme. Cependant, dans notre étude, cette limitation ne s'applique pas car nous avons à notre disposition des mesures photométriques coïncidentes

**Modifications apportées dans cette étude** Afin de mieux représenter les conditions atmosphériques observées à Lille nous avons choisi, à la manière de GARCÍA et al., 2014, de définir les paramètres  $a_{GHI}$  et  $b_{GHI}$  en fonction de l'AOD mesurée à 500 nm. Néanmoins, les conditions observées à Lille étant très différentes de celles de l'observatoire d'Izaña, les relations entre l'AOD et les paramètres ont été adaptées afin de maximiser le coefficient de corrélation. Ainsi, la définition de  $a_{GHI}$  utilisée par GARCÍA et al., 2014 a été retenue (Équation 4.14), car fournissant un coefficient de corrélation maximum à Lille, tandis que pour le coefficient  $b_{GHI}$ , le maximum de corrélation est obtenu pour la paramétrisation suivante :

$$b_{GHI} = 0.17AOD + 1.21 \quad (4.16)$$

Il est important de noter que les coefficients de corrélations obtenus à Lille de 0.20 et 0.30, respectivement pour  $a_{GHI}$  et  $b_{GHI}$ , sont nettement inférieurs à ceux présentés dans GARCÍA et al., 2014 (0.32 et 0.72, respectivement). Cette différence entre les coefficients de corrélation obtenus à Lille et ceux présentés dans l'étude de GARCÍA et al., 2014 peut être attribuée en grande partie aux différences de variabilité du contenu en aérosols entre les deux sites. À l'observatoire d'Izaña, par exemple, l'AOD varie considérablement au cours de l'année, passant de conditions quasi-pristines en hiver (AOD  $\sim$  0.01-0.04), pour lesquelles l'impact des aérosols est pratiquement négligeable, à des charges en aérosols bien plus notables en été (AOD  $>$  0.1). En comparaison, à Lille, les variations saisonnières de l'AOD sont moins marquées, comme détaillé dans la Section 4.2, avec des valeurs généralement supérieures à 0.1 tout au long de l'année.

Il est important de souligner que dans la présente étude, la variabilité du coefficient  $b_{D_f}$  en fonction de l'AOD a également été étudiée en utilisant différentes paramétrisations. Un coefficient de corrélation maximum de 0.31 est obtenu pour une loi de puissance :

$$b_{D_f} = -0.54AOD^{-0.09} \quad (4.17)$$

Ce coefficient de corrélation étant proche de celui obtenu pour le coefficient  $b_{GHI}$ , nous avons modifié la méthode de GARCÍA et al., 2014 pour inclure la variabilité du coefficient  $b_{D_f}$  en fonction de l'AOD. Le Tableau 4.1 regroupe les paramètres  $a_{GHI}$ ,  $b_{GHI}$  et  $b_{D_f}$  initialement recommandés et l'amplitude observée par LONG et ACKERMAN, 2000 ainsi que les paramétrisations utilisées par GARCÍA et al., 2014 et dans la présente étude.

	$a_{GHI}$ (W/m <sup>2</sup> )	$b_{GHI}$	$b_{D_f}$
<b>LONG et ACKERMAN, 2000</b>			
Valeurs recommandées		1.20	-0.80
Amplitude observée	[1070;1163]	[1.184;1.297]	[-0.825;-0.700]
<b>GARCÍA et al., 2014</b>		$0.41 \times AOD + 1.09$	-0.62
<b>Présente étude</b>	$1054 \times AOD^{-0.03}$	$0.17 \times AOD + 1.21$	$-0.54 \times AOD^{-0.09}$

TABLEAU 4.1 – Comparaison des paramètres  $a_{GHI}$ ,  $b_{GHI}$  et  $b_{D_f}$  initialement recommandés par LONG et ACKERMAN, 2000 avec les paramétrisations utilisées dans GARCÍA et al., 2014 et dans notre étude. L'AOD représente l'épaisseur optique en aérosol mesurée à 500 nm.

La Figure 4.2a représente à la fois la densité de probabilité (Probability Density Function, PDF) de l'AOD à 440 nm en considérant toutes les mesures AERONET (ligne noire) et en ne considérant que les mesures coïncidentes avec des moments identifiés comme "clear-sky" par l'algorithme de LONG et ACKERMAN, 2000 (ligne rouge) et la version modifiée utilisée dans cette étude (ligne grise). Il convient de noter que les deux filtres donnent d'assez bons résultats puisqu'ils transcrivent tous deux une distribution log-normale de l'AOD avec un mode autour de 0.1, comme observé en considérant toutes les mesures AERONET. Néanmoins, on remarque que, contrairement à la méthode mise au point pour cette étude, le filtre de Long et Ackerman semble sous-estimer la proportion de valeurs d'AOD supérieures à 0,3. D'une part, cela signifie que l'algorithme de Long et Ackerman a tendance à mal interpréter les valeurs d'AOD élevées, les confondant avec des conditions nuageuses. D'autre part, cela montre aussi que de par sa paramétrisation dépendante de l'AOD, la méthode développée dans cette étude permet de mieux représenter la variabilité de l'épaisseur optique des aérosols observée à Lille. C'est pourquoi nous avons choisi de relâcher le critère de  $\sigma_{ref}$  du quatrième test.

**Clear-sun with clouds** Par souci de simplification, dans la suite de ce document, l'algorithme modifié d'identification du ciel clair basé sur les méthodes de GARCÍA et al., 2014 et LONG et ACKERMAN, 2000 sera plus simplement mentionnée comme "clear-sky", tandis que la méthode de BATLLES et al. (2000) sera dénommée "clear-sun". Par ailleurs, les situations qualifiées de "clear-sun" ne validant pas les critères de "clear-sky" seront appelées "clear-sun with clouds" car elles devraient correspondre à des moments (partiellement) nuageux caractérisés par une absence de nuages dans la direction du Soleil.

#### 4.1.2 Évaluation des performances

Afin d'évaluer les performances des méthodes de détection des nuages présentées précédemment, une comparaison a été effectuée avec des observations du sky imager d'ATOLL, depuis le sol, des conditions du ciel pour les mois de janvier et mai 2018. Les observations au sol sont basées sur les images, capturées à une résolution temporelle de 3 minutes, du sky-imager VIS-J1006 présenté dans la Section 3.1.3.1. Ces images ont été analysées manuellement pour déterminer, à la résolution de l'appareil, la présence de nuages dans le ciel et à proximité du Soleil. Dans ce dernier cas, l'évaluation des nuages au voisinage du Soleil a été volontairement stricte afin de tenir compte de l'angle de visée du pyréliomètre ( $5^\circ$ ), qui est plus grand que l'angle solide du Soleil ( $0.5^\circ$ ), et du déplacement potentiel des nuages à l'intérieur ou à l'extérieur du champ de vision du pyréliomètre causé par un éventuel délai entre les mesures d'irradiation des fluxmètres et les images du sky-imager.

Étant donné que les résultats des filtres et des estimations manuelles sont binaires, i.e. clairs ou nuageux, cela permet de définir une matrice de confusion comme suit :

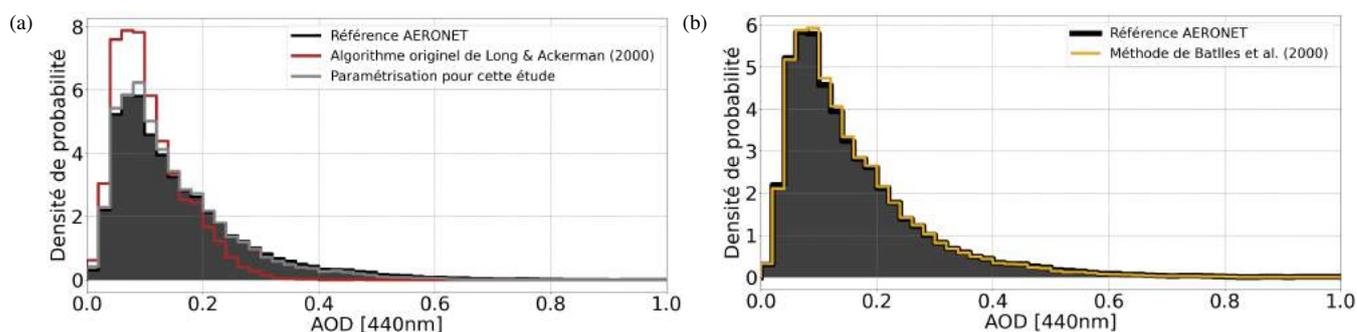


FIGURE 4.2 – Densités de probabilités pour l'AOD à 440 nm : (a) en considérant soit toutes les mesures AERONET (ligne noire) sur la période 2010-2022, soit seulement les observations coïncidentes avec des mesures d'irradiance identifiées par l'algorithme de LONG et ACKERMAN, 2000 comme "clear-sky" (ligne rouge), soit seulement pour les mesures identifiées comme "clear-sky" par l'algorithme de GARCÍA et al., 2014 adapté aux conditions de Lille (ligne grise). (b) en considérant toutes les mesures AERONET (ligne noire) ou seulement les observations identifiées comme "clear-sun" par la méthode de BATLLES et al., 2000.

- Vrai Positif (VP), le ciel (le Soleil) est dégagé pour les estimations manuelles et pour les estimations basées sur les filtres,
- Vrai Négatif (VN), le ciel (le Soleil) est correctement identifié comme nuageux,
- Faux Positif (FP), le ciel (le Soleil) est identifié comme dégagé par les filtres alors qu'il est évalué manuellement comme nuageux,
- Faux Négatif (FN), le ciel (le Soleil) est considéré à tort comme nuageux par l'algorithme.

		<b>VP</b>	<b>VN</b>	<b>FN</b>	<b>FP</b>	<b>Précision</b>	<b>Risque</b>
<b>Clear-sky</b>	Nb de points	1549	10186	328	340	82%	5%
	(% de points)	(12.5%)	(82.1%)	(2.6%)	(2.7%)		
<b>Clear-sun</b>	Nb de points	2702	8247	98	1356	67%	12%
	(% de points)	(21.8%)	(66.5%)	(0.8%)	(10.9%)		

TABEAU 4.2 – Matrice de confusion pour l'estimation des conditions d'ensoleillement basée sur la comparaison entre les estimations des filtres présentés dans la Section 4.1.1, et des images du sky-imager pour les mois de janvier et mai 2018 à Lille.

Les résultats de cette évaluation sont présentés dans le Tableau 4.2 pour les conditions "clear-sun" et "clear-sky". Concernant la détection du ciel clair, la méthode révisée de GARCÍA et al. (2014) donne des résultats satisfaisants avec un score FP très faible (2,7%) par rapport au score VP (12,5%). Cela se traduit notamment par une bonne précision globale de 82%, qui signifie que l'algorithme identifie correctement les conditions "clear-sky" dans 82% des cas. Le risque total est également assez faible puisque l'identification des conditions d'ensoleillement n'échoue que dans 5% des cas. Pour l'identification des conditions "clear-sun", les résultats sont également satisfaisants, bien que la méthode de BATLLES et al. (2000) soit moins efficace avec un score FP relativement élevé (10,9%) par rapport au score VP (21,8%). La précision est donc plus faible (67%) et le risque plus élevé (12%), ce qui pourrait conduire à une légère surestimation de la proportion de situations "clear-sun".

Les deux méthodes donnent d'assez bons résultats quelle que soit la charge d'aérosols. En effet, comme illustré par la Figure 4.2a, l'algorithme de détection du ciel clair utilisé dans cette étude retranscrit bien

la distribution log-normale de l'AOD avec un mode autour de 0.1 observé lorsque l'on considère toutes les mesures AERONET. Comme le montre la Figure 4.2b, qui compare les PDF de l'AOD à 440 nm obtenues en considérant toutes les mesures AERONET ou seulement celles coïncidentes avec des moments "clear-sun", c'est également le cas pour la méthode de BATLLES et al., 2000.

À noter que des comparaisons ont également été effectuées entre les observations du sky-imager susmentionnées, en janvier et mai 2018, et les estimations de l'algorithme initial de LONG et ACKERMAN (2000) pour l'identification des conditions de ciel clair. La précision globale de cette dernière est plus élevée (90%) en lien avec un score FP beaucoup plus faible (1.0%). Néanmoins, le score FN plus élevé (6.0%) suggère que cet algorithme est plus strict en termes de contenu d'aérosol que la méthode utilisée dans cette étude. Ceci est mis en évidence par la comparaison des PDF de l'AOD à 400nm (Figure 4.2a) puisque, comme énoncé précédemment, les valeurs d'AOD supérieures à 0.3 sont clairement sous-représentées pour les moments identifiés comme "clear-sky" par l'algorithme de LONG et ACKERMAN (2000).

## 4.2 Variabilité des flux solaires, conditions d'ensoleillement et aérosols de 2010 à 2022

Dans cette section, les résultats de l'analyse conjointe des mesures simultanées des aérosols et de l'irradiance solaire de surface sont présentés. Cette analyse se base en particulier sur les classifications des conditions d'ensoleillement et des propriétés optiques des aérosols, introduites dans les Sections 4.1 et 3.2.1.2 respectivement. Tout d'abord, dans la Section 4.2.1, la variabilité de la ressource solaire et des propriétés optiques des aérosols basée sur des mesures coïncidentes est examinée à l'échelle intra-annuelle. L'accent est ensuite mis sur la variabilité inter-annuelle au printemps et en été (Section 4.2.2).

### 4.2.1 Cycle saisonnier

Les Figures 4.3a-h présentent les variations mensuelles moyennes, entre le lever du soleil (+ 30 minutes) et le coucher du soleil (- 30 minutes), sur une période de 13 ans (2010-2022) de plusieurs quantités mesurées et dérivées à Lille : (Figure 4.3a) les conditions d'ensoleillement identifiées avec les filtres basées sur les mesures d'irradiance décrites dans la Section 4.1.1, (Figures 4.3b-d) les propriétés des aérosols déduites des mesures AERONET, et (Figures 4.3e-h) les irradiances mesurées pour les différentes conditions d'ensoleillement.

**Conditions d'ensoleillement** Les résultats de nos filtres nuageux confirment l'importante influence des nuages attendue à Lille observée par WARREN et al., 2007. En effet, on observe qu'en moyenne sur les 13 ans considérés, le Soleil est masqué par les nuages (situations "cloudy-sun") dans près de 67% des cas tandis qu'un ciel totalement clair n'est observé que seulement 11% du temps. Ainsi, les conditions intermédiaires de ciel nuageux avec Soleil visible (i.e. "clear-sun with clouds") ne représentent en moyenne que 22% des situations observées. Il convient de noter que les situations "cloudy-sun" comprennent également des situations caractérisées par des nuages fins ou couvrant partiellement le Soleil (bord de nuage) qui ont un impact plus limité sur le rayonnement solaire incident, avec des valeurs de DNI supérieures à 120 W/m<sup>2</sup> (critère d'ensoleillement défini par la WMO (WMO, 2003)), qui représentent, en moyenne sur la période 2010-2022, 9% des situations observées, soit 13% des situations CLOS.

Comme le montre également la Figure 4.3a, la proportion mensuelle de moments CLOS est, tout au long de l'année, strictement supérieure à 60%, tandis que les situations de ciel clair représentent systématiquement moins de 20% des observations mensuelles. Il convient néanmoins de noter qu'il existe une variabilité saisonnière importante, avec une fréquence maximale de situations de ciel clair (environ 17% en mars-avril) et un minimum de moments CLOS au printemps (60%). Au contraire, un minimum d'occurrence des situations "clear-sky" est observé en hiver, en particulier pour les mois de décembre et

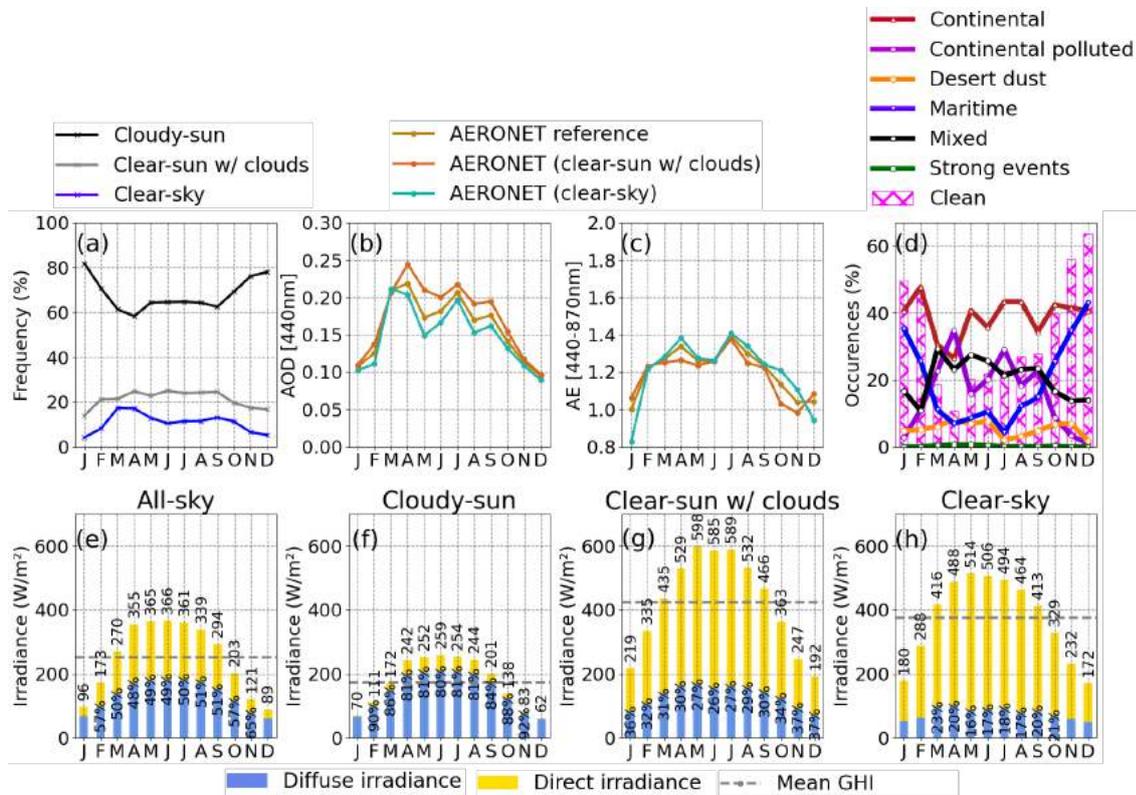


FIGURE 4.3 – Variations mensuelles sur la période 2010-2022 de plusieurs grandeurs mesurées et estimées. (a) Fréquences, en pourcentages, des moments "cloudy-sun" (ligne noire), "clear-sky with clouds" (ligne grise) et "clear-sky" (ligne bleue). (b) Valeurs mensuelles moyennes d' $AOD_{440}$  globales (ligne marron) et pour différentes conditions d'ensoleillement : "clear-sun with clouds" (ligne orange) et "clear-sky" (ligne verte). (c) Identique à (b) mais pour l'AE. (d) Proportions des différentes classes présentées dans le tableau 3.3 : Continental (ligne rouge), Continental polluted (ligne violette), Desert dust (ligne orange), Maritime (ligne bleue), Mixed (ligne noire) et Strong events (ligne verte). La proportion de situations "propres" ( $AOD_{440} \leq 0,1$ ) pour toutes les mesures AERONET est également représentée sous forme de colonnes roses. (e-h) Moyennes mensuelles de flux pour les différentes conditions d'ensoleillement : (e) "all-sky", (f) "cloudy-sun", (g) "clear-sun with clouds" et (h) "clear-sky". Seules les mesures effectuées entre le lever du soleil (+ 30 minutes) et le coucher du soleil (- 30 minutes) sont prises en compte. Le GHI est représenté sous forme de colonnes, la partie inférieure bleue correspond au DHI et la partie supérieure jaune au BHI. Les lignes pointillées grises représentent le GHI mensuel moyen sur la période 2010-2022. Il convient de noter que les pourcentages reflètent la fraction diffuse de l'énergie mensuelle globale, dont les valeurs sont indiquées au-dessus de chaque colonne.

janvier, avec fréquence moyenne de ciel clair de l'ordre de seulement 5% et un pic de situations "cloudy-sun" avoisinant les 80%. Malgré la variabilité saisonnière observée entre le printemps et l'hiver, il est à souligner qu'il existe un plateau relativement stable de proportions mensuelles qui s'étend d'environ mars à septembre, avec des fréquences minimales de situations CLOS de l'ordre de 65%, et au contraire un maximum d'observations CSKY et CSWC qui représentent respectivement plus de 11 et 24% des mesures mensuelles.

Comme introduit dans la Section 3.1.3.2, le LiDAR est un instrument de télédétection active qui permet entre autre la détection des nuages situés dans son champ de visée. Cela offre théoriquement une opportunité de compléter notre analyse de la variabilité des conditions nuageuses à Lille. Néanmoins, l'analyse de la variabilité saisonnière, sur la période 2010-2022, de la fraction nuageuse diurne<sup>2</sup>, basées sur les mesures des micro-lidars, fournit des résultats qui sont en contradiction avec ceux obtenus à partir des filtres nuageux. En particulier, on observe un maximum de fraction nuageuse estimée à partir des micro-lidars en été (49% en moyenne), et un minimum en hiver (44%). Cette différence entre les cycles saisonniers estimés à partir des mesures des lidars et des filtres nuageux peut principalement être expliquée par la nature ponctuelle des mesures du LiDAR. En effet, le LiDAR détecte la présence de nuages uniquement dans la direction du faisceau lumineux émis, ce qui est une zone très restreinte du ciel par rapport à la vue panoramique des fluxmètres utilisés pour les estimations des filtres nuageux. En particulier, dans le cas de couvertures nuageuses fractionnaires, comme des champs de Cumulus, ou de couvertures nuageuses partielles (nuages en bords de ciels, etc.) cela peut amener à une différence d'estimation de la présence de nuages entre le LiDAR et les filtres, d'autant plus que le LiDAR ne suit pas la course du Soleil. De plus, les LiDAR fournissant également une estimation de l'altitude de la base des nuages, une analyse de la variabilité de la fréquence d'occurrence des nuages bas (< 2km), moyens (2-5km) et hauts (>5km) suggère également une présence accrue de nuages de moyennes et hautes altitudes du printemps à l'automne, qui pourrait accentuer en partie les différences de cycles saisonniers. En effet, ceux-ci sont généralement plus fins (optiquement et géométriquement) que des nuages bas et peuvent donc être moins bien détectés par les filtres nuageux. Ainsi, en l'absence de données complémentaires, permettant de faire le lien entre les estimations des LiDAR et des filtres nuageux, l'analyse des estimations de la couverture nuageuse par les micro-lidars n'est pas approfondie dans cette étude.

**Contenu en aérosols** Les Figures 4.3b-d montrent qu'en plus d'être caractérisée par une influence minimale des nuages, la période de mars à septembre est également fortement influencée par les aérosols, avec des moyennes mensuelles d' $AOD_{440}$  supérieures à 0.15 (Figure 4.3b). Les coefficients d'Ångström associés étant relativement stables (autour de 1.2, Figure 4.3c) suggèrent une forte influence de la pollution anthropique, principalement due aux particules fines, qui atteint un maximum en avril (valeurs mensuelles moyennes de  $AOD_{440}$  supérieures à 0.2). En effet, de mars à septembre, la proportion moyenne de mesures d' $AOD$  présentant des valeurs inférieures à 0.1 est généralement faible (< 30%) et atteint même une valeur minimale de 11% en avril (Figure 4.3d). Ceci peut être relié au flux majoritairement de Nord-Est observé au printemps à Lille (Figure 4.4b), qui traduit une plus grande fréquence de conditions anticycloniques à cette saison. En outre, il est à souligner que le printemps est caractérisé par une reprise importante de l'activité agricole avec notamment l'épandage d'engrais dans les champs qui dégagent d'importantes quantités d'ammoniac dans l'atmosphère. Cela expliquerait le nombre globalement plus faible de moments nuageux et l'accumulation de particules anthropiques provenant de la région du Bénélux. L'accumulation de particules anthropiques est cohérente avec la forte influence de la classe d'aérosols "Continental Polluted" qui présente des moyennes mensuelles atteignant un maximum d'environ 35% en avril (Figure 4.3d). Ce maximum est également cohérent avec les concentrations en surface d'aérosols observées à Lille qui connaissent un maximum en mars-avril de l'ordre de  $25 \mu g.m^{-3}$  (Figure 4.5a).

2. Pourcentage de mesures LiDAR entre le lever (+30 minutes) et le coucher (-30 minutes) du Soleil pour lesquelles un ou plusieurs nuages sont identifiés.

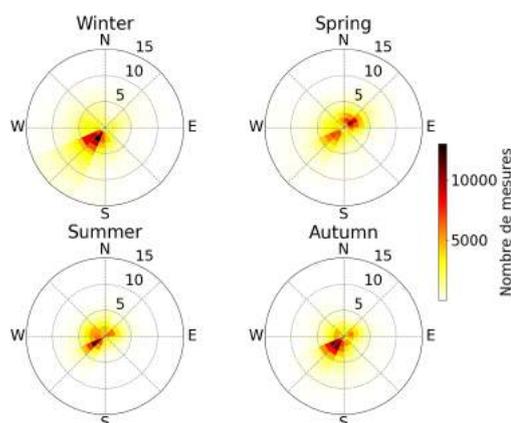


FIGURE 4.4 – Roses des vents saisonnières basées sur les mesures de la plateforme ATOLL sur la période 2010-2022. Il convient de noter que ces roses des vents correspondent à des conditions "clear-sun", car seules les observations coïncidentes avec les mesures AERONET sont prises en compte ici. La vitesse du vent, représentée par le rayon des roses, est en mètres par seconde.

Au contraire, en hiver, lorsque les conditions nuageuses sont plus importantes (Figure 4.3a), les valeurs mensuelles moyennes d'AOD restent généralement inférieures à 0.12 avec un minimum en décembre de 0.09 (Figure 4.3b). Cette chute hivernale de l'AOD est associée à une diminution de l'AE mensuel moyen (Figure 4.3c) traduit l'influence accrue de particules grossières. Les valeurs d'AOD et d'AE globalement plus faibles se traduisent par une influence plus importante de la classe "Maritime", avec une proportion mensuelle supérieure à 35% pour les mois d'hiver (Figure 4.3d). Ce résultat est cohérent avec les mesures de direction et de vitesse des vents en surface de la plateforme ATOLL qui indiquent une influence significative provenant du Sud-Ouest (Figure 4.4a), notamment de la région de la Manche. Il convient de noter néanmoins que la proportion de mesures d'AOD présentant des valeurs inférieures à 0.1 est globalement plus importante en hiver avec des valeurs mensuelles proches des 50% et allant même jusqu'à plus de 60% en décembre (Figure 4.3d). En parallèle, il est à souligner que bien que les épaisseurs optiques en aérosol soient faibles, l'hiver n'est pas pour autant la saison la moins polluée en surface (Figure 4.5a). En effet, les températures relativement basses engendrent une diminution de la hauteur de couche limite (Figure 4.5b). Ainsi, les particules sont concentrées au niveau du sol, ce qui a pour effet d'augmenter les concentrations en  $PM_{10}$  et  $PM_{2.5}$ . Il convient de signaler que les mesures de concentrations en surface de la station de Lille-Fives du réseau ATMO-HDF ne sont pas disponibles jusqu'en 2022 mais seulement sur la période 2010-2021. Néanmoins, l'absence de l'année 2022 devrait peu impacter notre analyse du cycle mensuel moyen de concentrations en surface en aérosol. À l'inverse, les mesures de concentrations en  $PM_1$  à Lille n'étant disponibles que depuis 2016, la variabilité saisonnière des  $PM_1$  n'est pas développée dans ce chapitre. Une étude du cycle saisonnier des concentrations en  $PM_1$  est néanmoins présentée dans le Chapitre 5. Celle-ci a notamment pour objectif de valider les simulations de la variabilité saisonnière du contenu en aérosols du modèle climatique ALADIN-CLIMAT. On peut toutefois mentionner qu'une analyse plus détaillée des concentrations en  $PM_1$  observées à Lille depuis 2016, réalisée dans le cadre d'une autre thèse menée à l'IMT Nord Europe en collaboration avec le LOA, est décrite dans VELAZQUEZ GARCIA, 2023.

**Flux solaire en surface** Les Figures 4.3e-h représentent le flux global incident en surface à Lille en moyennes mensuelles sur la période 2010-2022, ainsi que la partition entre flux direct et flux diffus, pour les différentes conditions d'ensoleillement. On observe globalement des valeurs moyennes de l'ordre de

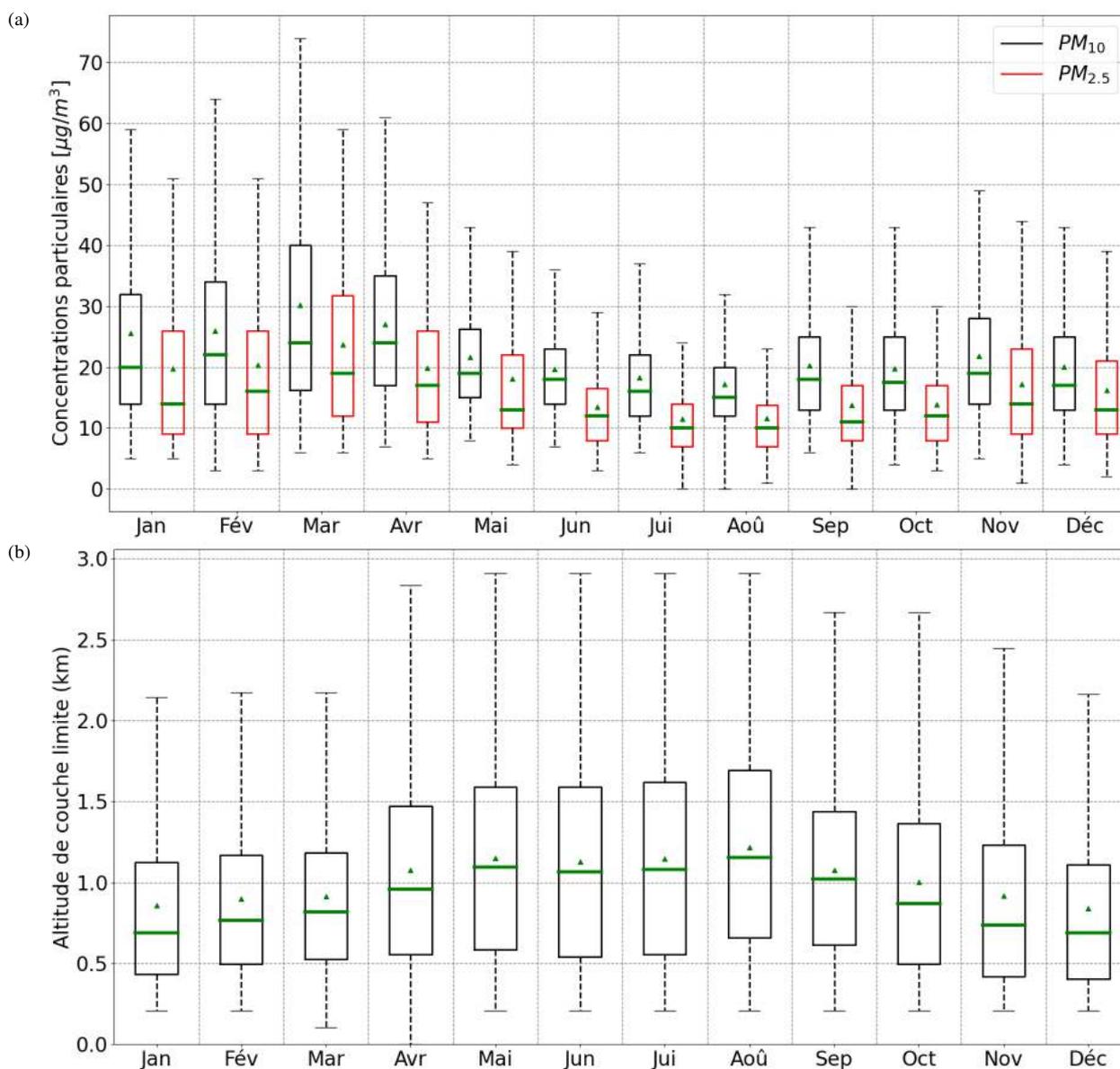


FIGURE 4.5 – Variations mensuelles moyennes (a) des concentrations en surface de  $PM_{10}$  (en noir) et  $PM_{2.5}$  (en rouge) mesurées par la station de Lille-Fives du réseau ATMO-HDF sur la période 2010-2021, et (b) de la hauteur de la couche limite (en km) estimée à partir des mesures LiDAR sur la période 2010-2022. Pour chaque figure, le trait coloré correspond à la valeur mensuelle médiane, tandis que le triangle représente la valeur moyenne. Les boîtes représentent les premiers et troisièmes quartiles (de hauteur IQR), et les moustaches, les valeurs maximales et minimales obtenues dans l'intervalle [médiane - 1.5IQR ; médiane + 1.5IQR].

253 (ASKY), 174 (conditions CLOS), 424 (conditions CSWC) et 375 (conditions CSKY) W/m<sup>2</sup>. En effet, le GHI est minimal en situations CLOS (174 W/m<sup>2</sup>), lorsque le Soleil est masqué par les nuages. Par comparaison, le flux mesuré en surface en situations est deux fois plus important en conditions "clear-sky" avec une valeur moyenne de l'ordre de 375 W/m<sup>2</sup>. Le maximum d'irradiance est observé pour les conditions CSWC, qui, du fait de l'effet des nuages sur la composante diffuse, présentent des valeurs mensuelles moyennes de l'ordre de 424 W/m<sup>2</sup>. Ainsi, en lien avec les fréquences des conditions d'ensoleillement (Figure 4.3a), le rayonnement global en moyenne à Lille en conditions "all-sky" avoisine 250 W/m<sup>2</sup>. Cette large gamme de valeurs met en évidence l'impact important de la présence et de la position des nuages, par rapport au Soleil, sur l'irradiance globale mesurée à la surface. Néanmoins, il est important de noter que le cycle saisonnier du flux mesuré (Figures 4.3e-h) est également largement influencé par la variabilité de l'angle zénithal solaire et de la masse d'air (Figures 4.6a-d), qui sont plus importants en hiver (minimum de GHI) et plus faibles en été (maximum de GHI).

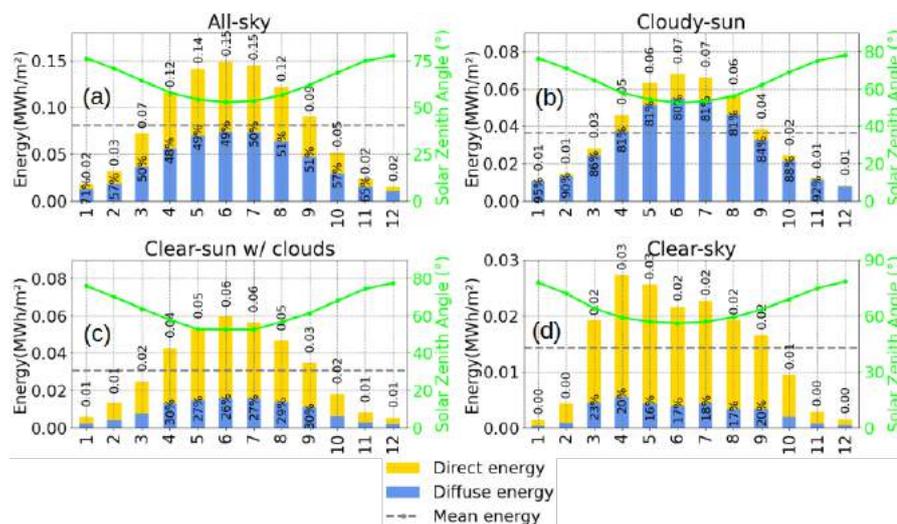


FIGURE 4.6 – Variations mensuelles sur la période 2010-2022 de l'angle zénithal solaire (ligne verte) et des énergies annuelles cumulées pour les différentes conditions d'ensoleillement : (a) "all-sky", (b) "cloudy-sun", (c) "clear-sun with clouds" et (d) "clear-sky". Seules les mesures effectuées entre le lever du soleil (+ 30 minutes) et le coucher du soleil (- 30 minutes) sont prises en compte. L'énergie globale est représentée sous forme de colonnes, la partie inférieure bleue correspondant à l'énergie diffuse et la partie supérieure jaune à l'énergie directe. Les lignes pointillées grises représentent l'énergie globale moyenne sur l'année. Il convient de noter que les pourcentages reflètent la fraction diffuse de l'énergie mensuelle globale, dont les valeurs sont indiquées au-dessus de chaque colonne.

Nos résultats soulignent également que, tout au long de l'année, malgré une épaisseur optique des aérosols plus importante, les moyennes mensuelles de flux global sont systématiquement plus élevées pour les conditions "clear-sun with clouds" (Figure 4.3g) que pour les situations "clear-sky" (Figure 4.3h), avec une différence maximale de 95 W/m<sup>2</sup> au mois de juillet. Cette différence semble principalement liée à la plus forte contribution de la composante diffuse en conditions CSWC (environ 30%) par rapport au CSKY (environ 20%). Cela suggère une contribution importante des nuages qui vont venir, par effets 3D, renforcer le rayonnement incident. Il convient de signaler également qu'en situations "clear-sun with clouds", le gain lié aux nuages engendre des valeurs de flux diffus de l'ordre de 170 W/m<sup>2</sup> en été, qui sont relativement comparables à celles observées en conditions "cloudy-sun" qui avoisinent 200 W/m<sup>2</sup> en moyenne à la même saison. En termes relatifs, la contribution du rayonnement diffus est néanmoins nettement plus faible en

conditions CSWC, avec une proportion moyenne de DHI de l'ordre de 30% en été contre 80% en situations "cloudy-sun". La présence d'un nuage dans la direction du Soleil diminue donc fortement le rayonnement direct incident sans augmenter réellement le rayonnement diffus<sup>3</sup>. Le rayonnement global incident en surface en conditions CLOS est ainsi largement plus faible que pour les situations "clear-sun with clouds".

Dans l'ensemble, notre analyse saisonnière suggère que la période de l'année couvrant le printemps et l'été est caractérisée par des quantités de rayonnement incident et d'énergie de surface relativement élevées en lien avec des angles zénithaux solaires plus petits et des journées plus longues. Ces saisons sont particulièrement intéressantes en termes d'exploitation de l'énergie solaire puisque la période de mars à septembre représente près de 80% de l'énergie totale accumulée sur une année ( $\sim 1$  MWh/m<sup>2</sup>, Figure 4.6a). De plus, comme ces deux saisons sont caractérisées par une influence globalement plus faible des nuages et par des niveaux relativement élevés d'AOD, elles présentent un grand intérêt pour l'étude de l'impact des aérosols sur la ressource solaire en surface et l'effet radiatif direct des aérosols. C'est pourquoi nous avons choisi de focaliser la suite de notre étude sur la variabilité de la ressource solaire au printemps et en été.

## 4.2.2 Évolution inter-annuelle au printemps et en été

Les Figures 4.7 et 4.8 représentent l'évolution annuelle diurne, à Lille au printemps et en été, respectivement, de 2010 à 2022, de la proportion des différentes conditions d'ensoleillement (4.7a et 4.8a), des propriétés des aérosols provenant des mesures AERONET (4.7b-d, 4.8b-d), et de l'irradiance solaire mesurée en surface pour les différentes conditions d'ensoleillement (4.7e-h, 4.8e-h).

**Conditions d'ensoleillement** La proportion annuelle moyenne de 2010 à 2022 des conditions de ciel clair représente au printemps 15% des observations, tandis qu'en été elle est nettement plus faible, ne correspondant qu'à 11% des situations. On observe également qu'en moyenne, le Soleil est obscurci par les nuages (conditions CLOS) 62 et 65% du temps au printemps et en été, respectivement. Pour les deux saisons, la variabilité annuelle présentée Figures 4.7a et 4.8a suggère une tendance à la baisse de la fréquence des conditions "cloudy-sun", plus prononcées en été ( $-0.9 \pm 0.4\%$  par an) qu'au printemps (voir Tableau 4.3). En été, notre analyse suggère également des tendances significatives à l'augmentation des fréquences de situations "clear-sun with clouds" ( $+0.5 \pm 0.2\%$  par an) et de "clear-sky" ( $+0.4 \pm 0.3\%$  par an). En été, comme indiqué dans le Tableau 4.3, les tests saisonniers de Mann-Kendall [KENDALL (1990) et MANN (1945)], avec un niveau de signification de 5%, ne valident que la diminution de la fréquence des situations CLOS et l'augmentation opposée des conditions CSWC.

Au printemps, les tendances des conditions d'ensoleillement, bien que cohérentes avec celles rapportées en été, ne sont pas statistiquement significatives (Tableau 4.3). Cela est probablement lié à la plus grande variabilité d'une année sur l'autre enregistrée pour cette saison. En effet, la proportion de moments de ciel clair au printemps oscille entre un minimum en 2013 (environ 8%) et un maximum en 2020 de 34%, qui peut être considéré comme une valeur extrêmement élevée à Lille. Par comparaison, la proportion annuelle moyenne de moments de ciel clair varie en été entre un minimum de 6% en 2021 et un maximum de 19% en 2018. Il convient de noter que le printemps 2020 présente la plus faible proportion de moments "cloudy-sun", avec une moyenne de l'ordre de 43%, contre 51% au minimum pour l'été 2022. Il est à souligner qu'une fraction nuageuse globalement très faible a également été observée à Cabauw au printemps 2020 (VAN HEERWAARDEN et al. (2021)). Cette dernière étude a notamment démontré que les conditions météorologiques singulières du printemps 2020, en particulier la faible fraction nuageuse observée, ont conduit à des records de flux ASKY mesurés à Cabauw, caractérisés par une contribution relativement faible du rayonnement diffus de 38% contre plus de 50% en moyenne. De manière similaire, on observe à Lille une moyenne d'irradiance globale en conditions "all-sky" pour le printemps 2020 de 389 W/m<sup>2</sup>, qui représente le maximum de GHI sur la période 2010-2022 au printemps (Figure 4.7e). En particulier, cette

3. Cela suggère une forte rétro-diffusion du rayonnement ce qui est en accord avec l'albédo moyen des nuages qui est de l'ordre de 0.5 (FRITZ, 1949).

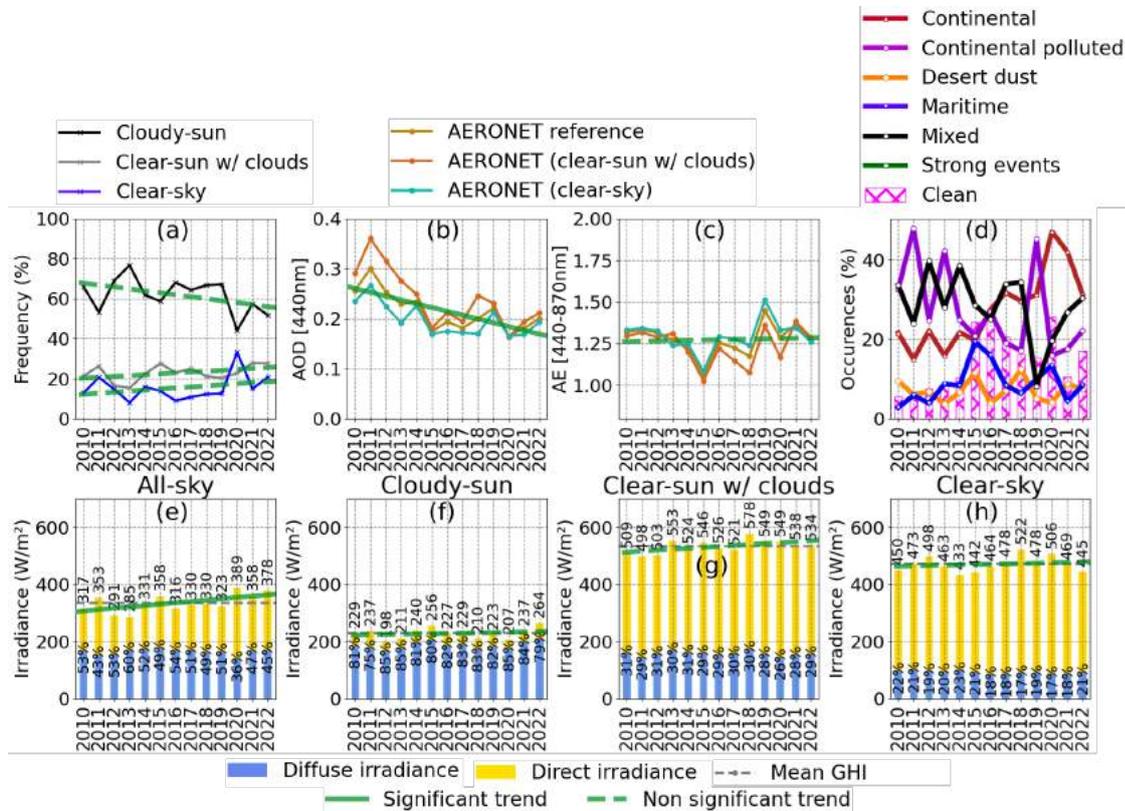


FIGURE 4.7 – Variations annuelles au printemps sur la période 2010-2022 de plusieurs grandeurs mesurées et estimées. À l’instar des Figures 4.3a-h, la figure (a) représente les fréquences, en pourcentages, des moments "cloudy-sun" (ligne noire), "clear-sky with clouds" (ligne grise) et "clear-sky" (ligne bleue). (b) Valeurs mensuelles moyennes d’ $AOD_{440}$  globales (ligne marron) et pour différentes conditions d’ensoleillement : "clear-sun with clouds" (ligne orange) et "clear-sky" (ligne verte). (c) Variabilité de l’AE. (d) Proportions des différentes classes présentées dans le tableau 3.3 : Continental (ligne rouge), Continental polluted (ligne violette), Desert dust (ligne orange), Maritime (ligne bleue), Mixed (ligne noire) et Strong events (ligne verte). La proportion de situations "propres" ( $AOD_{440} \leq 0,1$ ) pour toutes les mesures AERONET est également représentée sous forme de colonnes roses. (e-h) Moyennes annuelles de flux pour les différentes conditions d’ensoleillement : (e) "all-sky", (f) "cloudy-sun", (g) "clear-sun with clouds" et (h) "clear-sky". Seules les mesures effectuées entre le lever du soleil (+ 30 minutes) et le coucher du soleil (- 30 minutes) sont prises en compte. Le GHI est représenté sous forme de colonnes, la partie inférieure bleue correspond au DHI et la partie supérieure jaune au BHI. Les lignes pointillées grises représentent le GHI mensuel moyen sur la période 2010-2022. Il convient de noter que les pourcentages reflètent la fraction diffuse de l’énergie mensuelle globale, dont les valeurs sont indiquées au-dessus de chaque colonne. Les courbes vertes représentent les tendances observées pour les différents paramètres. Une ligne pointillée signifie que la tendance associée n’est pas validée par le test de Mann-Kendall à 5%. À l’inverse, les lignes en traits pleins correspondent aux tendances statistiquement significatives.

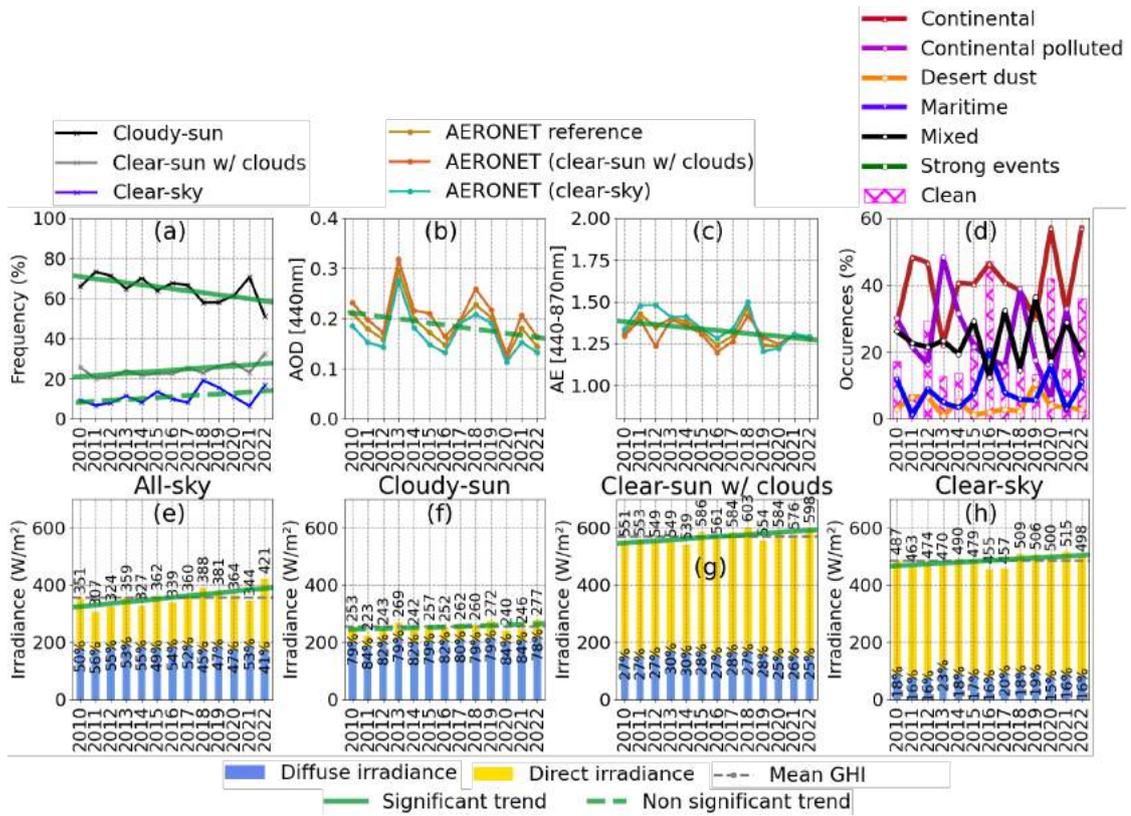


FIGURE 4.8 – Comme pour les Figures 4.7a-h mais pour les variations annuelles en été.

valeur remarquable est supérieure de  $55 \text{ W/m}^2$  (16%) à la moyenne observée sur la période 2010-2022 au printemps de  $334 \text{ W/m}^2$ . On remarque également la contribution relativement faible du DHI (36%), proche de celle mesurée à Cabauw, et qui est relativement plus faible que les moyennes généralement observées au printemps à Lille, qui oscillent entre 43 et 60% sur la période 2010-2022. Une analyse détaillée de la contribution de la variabilité du contenu en aérosol et des fréquences des conditions d'ensoleillement sur le maximum de rayonnement solaire du printemps 2020 est présentée dans la Section 4.3.3.

Proportion de	Moyenne sur 2010-2022 (%)	
	[tendance $\pm$ écart-type] (% par an)	
	<b>Printemps</b>	<b>Été</b>
<b>Cloudy-sun</b>	62%/[ $-0.983 \pm 0.598$ ]	65%/[ <b><math>-0.918 \pm 0.400</math></b> ]
<b>Clear-sun w/ clouds</b>	23%/[ $+0.418 \pm 0.258$ ]	24%/[ <b><math>+0.478 \pm 0.205</math></b> ]
<b>Clear-sky</b>	15%/[ $+0.560 \pm 0.485$ ]	11%/[ $+0.441 \pm 0.283$ ]

TABLEAU 4.3 – Tendances observées au printemps et en été pour les différentes conditions d'ensoleillement à Lille sur la période 2010-2022. Un test non-paramétrique de Mann-Kendall a été appliqué pour chaque saison sur la période 2010-2022. Les tendances statistiquement significatives selon un test de Mann-Kendall à 5% sont mises en évidence en gras.

**Contenu en aérosols** Les Figures 4.7b-d et 4.8b-d représentent les variations annuelles du contenu et des propriétés optiques des aérosols en moyenne annuelle sur la période 2010-2022 au printemps et en été, respectivement. Pour les deux saisons, de fortes fluctuations de l' $AOD_{440}$  sont observées (Figures 4.7b et 4.8b) lorsque l'on considère toutes les mesures AERONET (i.e. les mesures en conditions "clear-sun", courbe marron) ou seulement celles coïncidentes avec les observations "clear-sun with clouds" (en orange) et "clear-sky" (en vert).

Au printemps, que ce soit en "clear-sun", "clear-sun with clouds" ou "clear-sky", nos mesures montrent une tendance significative à la baisse de  $AOD_{440}$  sur la période 2010-2022 ( $-0.008 \pm 0.002$  par an) avec une valeur annuelle moyenne passant de 0.26 en 2010 à environ 0.20 en 2022. En revanche, la tendance négative observée en été ( $-0.004 \pm 0.003$  par an) semble être plus faible et statistiquement non significative (Tableau 4.4). Il est important de noter que la diminution de l' $AOD$  enregistrée à Lille est en accord avec l'analyse de NINGOMBAM et al., 2019 qui a mis en évidence une tendance généralisée à la baisse de l' $AOD$  depuis 1995 pour plusieurs stations AERONET localisées entre autres en Europe.

Concernant le coefficient d'Ångström annuel moyen, celui-ci semble être relativement stable pour les deux saisons (Figures 4.7c et 4.8c) avec des valeurs moyennes sur la période 2010-2022 de 1.27 et 1.33 respectivement au printemps et en été. Néanmoins, au printemps, la stabilité de l' $AE$  et la diminution de l' $AOD$  se traduit par des tendances compensatoires des occurrences des classes "Continental" ( $+1.9 \pm 0.4$  % par an) et "Continental Polluted" ( $-1.2 \pm 0.7$  % par an), tandis qu'en été, aucune tendance n'est statistiquement significative (Figures 4.7d et 4.8d, et Tableau 4.4).

En parallèle, on observe pour le site de Lille-Fives une diminution, comme pour l' $AOD$ , des concentrations en aérosols sur 24 h en conditions "all-sky" en surface sur la période 2010-2021 (Figures 4.9a-b et Tableau 4.4). Contrairement à l' $AOD$ , les tendances en  $PM_{10}$  et  $PM_{2.5}$  sont validées pour les deux saisons, avec encore une fois une magnitude bien plus importante au printemps ( $-1.6 \pm 0.3 \mu\text{g.m}^{-3}$  pour les  $PM_{2.5}$ ,  $-2.1 \pm 0.4 \mu\text{g.m}^{-3}$  pour les  $PM_{10}$ ) qu'en été ( $-0.5 \pm 0.3 \mu\text{g.m}^{-3}$  pour les  $PM_{2.5}$ ,  $-0.5 \pm 0.3 \mu\text{g.m}^{-3}$  pour les  $PM_{10}$ ). Il convient de mentionner que la cohérence entre les tendances d' $AOD$  et de concentrations en surface s'explique par une relative stabilité de la hauteur de la couche limite pour les deux saisons, qui semble assez constante sur la période 2010-2022 avec des valeurs de l'ordre de 1.0 et 1.2 km au printemps et en été, respectivement. De plus, la stabilité de la hauteur de couche limite et la diminution des concentrations en surface sur 24 h en conditions "all-sky" laisse supposer qu'il devrait exister une tendance globale à la baisse de l' $AOD$  au printemps et en été.

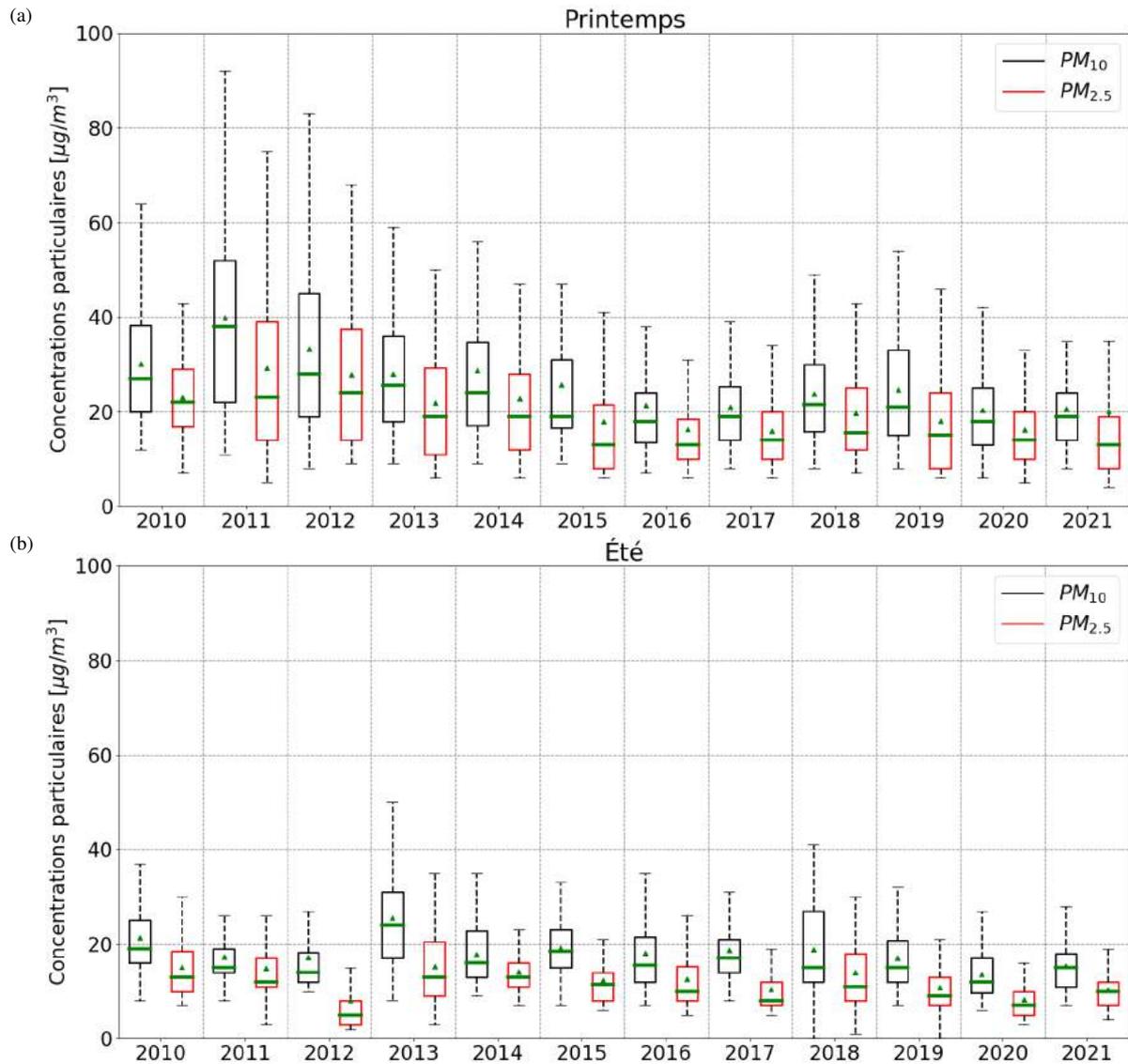


FIGURE 4.9 – Variations annuelles (a) au printemps et (b) en été des concentrations en surface de  $PM_{10}$  (en noir) et  $PM_{2.5}$  (en rouge) mesurées à Lille sur la période 2010-2021. Pour chaque figure le trait coloré représente la valeur médiane annuelle et le triangle la moyenne.

AOD [440 nm] (unité par an)	Tendance ± écart-type	
	Printemps	Été
<b>"Clear-sun"</b>	<b>(-0.008 ± 0.002)</b>	(-0.004 ± 0.003)
<b>Clear-sun with clouds</b>	<b>(-0.011 ± 0.003)</b>	(-0.004 ± 0.003)
<b>Clear-sky</b>	<b>(-0.006 ± 0.002)</b>	(-0.003 ± 0.003)
Fréquence d'occurrence (% par an)		
<b>Continental Clear-sun with clouds/Clear-sky</b>	<b>(+2.2 ± 0.6)/(+1.7 ± 0.5)</b>	(+1.2 ± 0.6)/(+0.4 ± 1.0)
<b>Continental polluted Clear-sun with clouds/Clear-sky</b>	<b>(-1.8 ± 0.7)/(-0.9 ± 0.8)</b>	(-1.0 ± 0.6)/(-1.5 ± 0.9)
Concentrations en surface ( $\mu\text{g}\cdot\text{m}^{-3}$ par an)		
<b>PM<sub>10</sub></b>	<b>(-2.1 ± 0.4)</b>	<b>(-0.5 ± 0.3)</b>
<b>PM<sub>2,5</sub></b>	<b>(-1.6 ± 0.3)</b>	<b>(-0.5 ± 0.3)</b>

TABLEAU 4.4 – Tendances observées au printemps et en été pour les propriétés optiques des aérosols à Lille sur la période 2010-2022. Les tendances pour les concentrations en surface (sur 24 h en conditions "all-sky") de PM<sub>10</sub> et PM<sub>2,5</sub> sont également représentées pour les deux saisons, néanmoins celles-ci sont calculées sur la période 2010-2021 et non pas 2010-2022. Comme pour le Tableau 4.3, les tendances validées par un test de Mann-Kendall à 5% sont mises en évidence en gras. Il convient de noter que les tendances pour le coefficient d'Ångström ont également été étudiées, néanmoins celles-ci n'étant pas significatives ni au printemps ni en été, elles ne sont pas représentées dans ce tableau.

**Flux solaire en surface** Les Figures 4.7e-h et 4.8e-h représentent les variations annuelles, pour les différentes conditions d'ensoleillement, du flux solaire (colonnes colorées) reçu en surface, et de la partition entre flux direct (composante jaune) et flux diffus (composante bleue) sur la période 2010-2022 au printemps et en été, respectivement.

Pour les situations "all-sky", de fortes fluctuations du flux global et de sa composante directe sont observées, tandis que la contribution du flux diffus reste relativement stable pour les deux saisons (Figures 4.7e et 4.8e). En été, les mesures montrent en particulier une différence de l'ordre de 115 W/m<sup>2</sup> entre le minimum de 2011 (307 W/m<sup>2</sup>) et le maximum de 2022 (421 W/m<sup>2</sup>). Au printemps, on observe une différence de l'ordre de 105 W/m<sup>2</sup> entre le minimum de 2013 et le maximum de 2020 abordé précédemment. Ces évolutions importantes, fortement liées à la variabilité des conditions météorologiques d'une année à l'autre suggèrent une tendance à l'augmentation du flux solaire ASKY reçu en surface au printemps et en été. L'application de tests de Mann-Kendall saisonniers valide cette hypothèse puisqu'on observe effectivement des tendances similaires pour les deux saisons à l'augmentation du flux global d'une magnitude de l'ordre de  $+4 \pm 2$  W/m<sup>2</sup>/an sur la période 2010-2022 (Tableau 4.5). Les tendances observées pour le rayonnement diffus étant relativement incertaines, la hausse du flux global semble être principalement liée à une augmentation du flux direct incident en surface qui montre des tendances significatives à la fois au printemps ( $4.4 \pm 2.3$  W/m<sup>2</sup>/an) et en été ( $4.7 \pm 1.9$  W/m<sup>2</sup>/an).

Les résultats de VAN HEERWAARDEN et al., 2021 pour le printemps 2020 ont montré l'influence importante des conditions d'ensoleillement sur la variabilité du flux solaire ASKY mesuré à Cabauw. Il est très probable que cette augmentation du flux solaire incident en surface à Lille soit liée en grande partie à la diminution des conditions "cloudy-sun" au profit des situations "clear-sun with clouds" et "clear-sky", qui présentent des valeurs de rayonnement plus importantes, notamment pour la composante directe du flux. En complément, il est essentiel de constater que nos résultats sont cohérents avec les conclusions d'autres études (BOERS et al., 2017; MATEOS et al., 2014; SANCHEZ-LORENZO et al., 2013), qui montrent des tendances à l'augmentation du flux en surface, à la fois en présence et en l'absence de nuages, pour

différents sites de mesures européens.

Il faut toutefois noter que les tendances à l'augmentation des flux de surface en conditions "all-sky" reportées dans la littérature, qui concernent le plus souvent des périodes soit plus longues (de plusieurs décennies) soit antérieures, sont moins fortes que celles mises en évidence à Lille sur les 13 dernières années. En plus des différences liées aux sites et aux périodes d'étude, un élément d'explication possible de ces écarts est la plage horaire utilisée pour notre analyse. En effet, comme mentionné dans la Section 4.1, notre analyse se base uniquement sur les mesures effectuées en journée, entre le lever du Soleil (+30 minutes) et le coucher du Soleil (-30 minutes). À l'inverse, les études de la littérature considèrent généralement une période de 24 h, ce qui inclut les mesures nocturnes. Celles-ci étant caractérisées par un rayonnement solaire incident nul ( $GHI=BHI=DHI=0 \text{ W/m}^2$ ), une moyenne sur 24 h est généralement plus faible. Pour mettre en perspective nos résultats, nous avons appliqué des tests de Mann-Kendall aux valeurs mesurées à Lille sur 24 h sur la période 2010-2022. Dans cette configuration, une tendance à l'augmentation du GHI ASKY est validée pour toutes les saisons (même l'hiver) avec des magnitudes maximales en été ( $2.8 \pm 1.1 \text{ W/m}^2/\text{an}$ ) et au printemps ( $2.3 \pm 1.0 \text{ W/m}^2/\text{an}$ ). Ainsi, en moyenne annuelle, une tendance d'environ  $1.5 \text{ W/m}^2/\text{an}$  est observée, ce qui est plus en ligne avec les tendances reportées dans la littérature.

À Lille, on observe également une tendance significative à l'augmentation du flux direct et du flux global pour les situations "clear-sun with clouds" et "clear-sky" en été (Tableau 4.5). Au printemps, les tendances sont moins nettes, mais on observe tout de même une augmentation significative de la composante directe du flux pour les situations CSWC de l'ordre de  $+3.7 \pm 1.1 \text{ W/m}^2/\text{an}$ . Nos résultats montrent également une tendance notable à la diminution du flux diffus en situations CSKY de l'ordre de  $-0.9 \pm 0.3 \text{ W/m}^2/\text{an}$ . L'augmentation du flux direct et la diminution du flux diffus au printemps pourrait être liée en partie aux tendances à la baisse observées pour l' $AOD_{440}$ . Dans le même ordre d'idées, il est à noter que ces tendances pourraient être également liées à l'évolution du contenu en vapeur d'eau, en ozone ou même tout simplement à l'angle zénithal solaire. Toutefois, une analyse de la variabilité inter-annuelle de ces différents paramètres atmosphériques (non montrée) ne révèle aucune tendance significative sur la période 2010-2022, en dehors de l'AOD, que ce soit en été ou au printemps.

Néanmoins, afin d'isoler la contribution des différents paramètres (occurrences des conditions d'ensoleillement, AOD, SZA, PWV, etc.) aux tendances observées pour les différentes situations, une analyse plus fine, basée sur la décomposition des flux en fonction des classifications introduites précédemment, a été réalisée à partir des mesures sol et des simulations de transfert radiatif de SOLARTDECO. Comme présenté dans la Section 4.3, cette méthodologie permet d'étudier les tendances observées sur la période 2010-2022 mais aussi la variabilité d'une année à l'autre. Il convient de signaler qu'elle pourrait également être appliquée à d'autres résolutions temporelles, notamment aux échelles mensuelles et intra-journalières.

	Tendances en GHI/BHI/DHI ( $\text{W/m}^2/\text{an}$ ) $\pm$ écart-type	
	Printemps	Été
All-sky	<b><math>(+3.95 \pm 1.90)</math></b> / <b><math>(+4.36 \pm 2.30)</math></b> / $(-0.41 \pm 0.77)$	<b><math>(+4.21 \pm 1.85)</math></b> / <b><math>(+4.66 \pm 1.89)</math></b> / $(-0.45 \pm 0.46)$
Cloudy-sun	$(+0.27 \pm 1.31)$ / $(-0.45 \pm 0.65)$ / <b><math>(+0.72 \pm 0.79)</math></b>	$(+0.63 \pm 1.16)$ / $(+0.09 \pm 0.61)$ / $(+0.54 \pm 0.59)$
Clear-sun with clouds	$(+3.34 \pm 1.43)$ / <b><math>(+3.70 \pm 1.07)</math></b> / $(-0.36 \pm 0.61)$	<b><math>(+3.73 \pm 1.19)</math></b> / <b><math>(+3.84 \pm 1.21)</math></b> / $(-0.11 \pm 0.55)$
Clear-sky	$(+1.35 \pm 1.99)$ / $(+2.27 \pm 2.08)$ / <b><math>(-0.92 \pm 0.29)</math></b>	<b><math>(+3.08 \pm 1.26)</math></b> / <b><math>(+3.08 \pm 1.33)</math></b> / $(+0.00 \pm 0.76)$

TABLEAU 4.5 – Tendances des flux en surface observés à Lille sur la période 2010-2022. Comme pour les Tableaux 4.3 et 4.4, les tendances validées par un test de Mann-Kendall à 5% sont mises en évidence en gras.

### 4.3 Analyse multivariée de la variabilité du flux solaire

Dans cette section, nous entreprenons une analyse multivariée de la variabilité de l'irradiance solaire en surface en fonction de la variabilité des fréquences des conditions d'ensoleillement et des différents paramètres d'entrée de SOLARTDECO (propriétés optiques des aérosols et de la surface, contenu en gaz, géométrie solaire), à la fois en conditions "all-sky", "clear-sun with clouds" et "clear-sky". Notre analyse concerne à la fois la variabilité inter-annuelle, en examinant les niveaux de flux solaire minimums et maximums, ainsi que les tendances observées sur la période 2010-2022. L'accent est mis sur les tendances spécifiques et les variations annuelles au printemps et en été, ces saisons étant les plus significatives en termes d'énergie solaire de surface et affichant des tendances robustes et de fortes variations de l'irradiance sur la période de 13 ans. Comme mentionné précédemment, notre démarche repose sur la décomposition des flux observés en fonction des classifications des conditions d'ensoleillement et du contenu en aérosols. La méthodologie employée pour la décomposition des flux observés est détaillée dans la Section 4.3.1. Nous appuyons également notre analyse sur des simulations de transfert radiatif effectuées avec SOLARTDECO. Ces simulations permettent notamment de calculer la sensibilité des flux à différents paramètres d'entrée de SOLARTDECO (AOD, SSA, PWV, SZA, etc.) pour des conditions de ciel clair. Cette approche nous permet à la fois d'identifier les principaux paramètres ayant une influence sur le rayonnement en conditions "clear-sky", et d'étudier leurs impacts sur la variabilité du rayonnement solaire sur la période 2010-2022. Le détail de l'analyse de sensibilité est présenté dans la Section 4.3.2. Enfin, les Sections 4.3.3 et 4.3.4 présentent les résultats de la décomposition.

#### 4.3.1 Méthodologie

**Conditions "all-sky" : décomposition en fonction des conditions d'ensoleillement** Afin d'isoler la contribution de la fréquence d'occurrence des conditions d'ensoleillement à la variabilité du rayonnement ASKY en surface, des effets des autres paramètres atmosphériques, nous effectuons une décomposition du flux solaire saisonnier en fonction des irradiances respectives des conditions CLOS, CSWC et CSKY, comme indiqué dans l'Équation 4.18 :

$$F_{ASKY} = \sum_k F_k \times freq_k = F_{CLOS} \times freq_{CLOS} + F_{CSWC} \times freq_{CSWC} + F_{CSKY} \times freq_{CSKY} \quad (4.18)$$

où  $F$  représente les irradiances moyennes saisonnières mesurées (GHI, BHI ou DHI) pour les différentes conditions d'ensoleillement et  $freq_k$  correspond à la fréquence moyenne de la «k-ième» condition d'ensoleillement (i.e. CLOS, CSWC, CSKY).

Ainsi, il est possible d'isoler la contribution de la fréquence des conditions d'ensoleillement à la fois sur la variabilité inter-annuelle et sur les tendances du flux en conditions "all-sky" (ASKY). En effet, cette décomposition permet d'analyser les différences observées entre l'année "y" et la moyenne globale sur la période 2010-2022 en utilisant l'équation 4.19 :

$$\Delta F_{ASKY, y} = \sum_k \Delta F_{k, y} \times freq_{k, y} + F_{k, y} \times \Delta freq_{k, y} \quad (4.19)$$

Dans ce cas,  $F_{k, y}$  et  $freq_{k, y}$  représentent les flux et fréquences saisonniers moyens pour l'année y, et les termes  $\Delta F_{k, y}$  et  $\Delta freq_{k, y}$  correspondent respectivement aux différences observées en irradiance et en fréquence des conditions atmosphériques entre les moyennes saisonnières de l'année "y" et de la période 2010-2022. Ainsi, les termes  $F_{k, y} \times \Delta freq_{k, y}$  représentent l'influence de la variabilité de la fréquence d'occurrence des conditions d'ensoleillement tandis que les termes  $\Delta F_{k, y} \times freq_{k, y}$  correspondent à la

variabilité du flux intrinsèque à chaque classe de conditions d'ensoleillement, qui dépend au contraire des autres paramètres atmosphériques tels que les propriétés des nuages et des aérosols ou encore les concentrations en gaz.

Dans le même ordre d'idées, on peut décomposer les tendances observées en conditions "all-sky" sur la période 2010-2022 à partir de l'Équation 4.20 :

$$\frac{dF_{ASKY}}{dt} = \sum_k \frac{dF_k}{dt} \times freq_k + F_k \times \frac{dfreq_k}{dt} \quad (4.20)$$

De la même manière,  $F$  correspond aux irradiances moyennes saisonnières mesurées et  $freq_k$  représente la fréquence moyenne saisonnière de la «k-ième» condition d'ensoleillement. Les termes  $\frac{dF}{dt}$  et  $\frac{dfreq}{dt}$  représentent respectivement les coefficients directeurs des tendances saisonnières observées pour les flux et les fréquences des différentes conditions d'ensoleillement. Ainsi, les termes  $F_k \times \frac{dfreq_k}{dt}$  et  $\frac{dF_k}{dt} \times freq_k$  représentent respectivement l'influence des tendances des fréquences d'occurrence des conditions d'ensoleillement et des tendances des autres paramètres atmosphériques.

Il est possible d'approfondir ce raisonnement en décomposant davantage les termes liés à la variabilité des paramètres atmosphériques pour les différentes conditions d'ensoleillement. Cependant, en l'absence d'observations précises des propriétés des nuages, il nous est difficile d'étudier en profondeur la variabilité du flux dans les cas de conditions "cloudy-sun". En revanche, cette démarche est envisageable pour les cas de ciel clair, aussi bien pour le flux global que pour ses composantes directe et diffuse. De plus, elle est également applicable au rayonnement direct en conditions "clear-sun with clouds", celui-ci n'étant pas influencé par les nuages. La décomposition des flux pour les conditions "clear-sun" (c'est-à-dire CSKY et CSWC) est détaillée dans le paragraphe suivant.

**Conditions "clear-sun" : décomposition en fonction des classes d'aérosols** En l'absence de nuages, le rayonnement incident est principalement impacté par le contenu atmosphérique en gaz et en aérosols. Même si les propriétés optiques des gaz sont généralement bien connues, la diversité des sources et des processus d'évolution des aérosols, qui engendre une grande hétérogénéité à la fois spatiale et temporelle des propriétés micro-physiques et optiques des aérosols, complique la définition des propriétés moyennes pour les aérosols. Il convient de noter également que les aérosols ont un impact sur leur environnement. Dans un contexte de ciel clair, cela se traduit notamment par des interactions avec les gaz environnants tels que la vapeur d'eau. En particulier, la présence de particules plus ou moins solubles dans l'eau va jouer sur la concentration en vapeur d'eau dans l'atmosphère. Les contenus en aérosols et en gaz étant en partie liés, notre analyse de l'impact de la variabilité du contenu et des propriétés de l'atmosphère se base sur une décomposition du flux incident en fonction des classes d'aérosols, définies dans la Section 3.2.1.2, selon l'Équation 4.21 :

$$F_{clear} = \sum_i F_i \times freq_i \quad (4.21)$$

où  $F_{clear}$  représente les irradiances moyennes saisonnières mesurées en conditions "clear-sky" ou "clear-sun with clouds", et les termes  $freq_i$  et  $F_i$  correspondent aux fréquences et flux moyens de la «i-ième» classe d'aérosols (i.e. "Continental", "Continental polluted", "Mixed", "Maritime", "Desert dust") pour les mêmes conditions (CSKY ou CSWC).

Ainsi, comme pour les nuages il est possible d'isoler la contribution de la fréquence d'occurrence des classes d'aérosols de celle des paramètres optiques, à la fois sur la variabilité inter-annuelle (Équation 4.22) et sur les tendances du flux (Équation 4.23).

$$\Delta F_{clear, y} = \sum_i \Delta F_{i, y} \times freq_{i, y} + F_{i, y} \times \Delta freq_{i, y} \quad (4.22)$$

$$\frac{dF_{clear}}{dt} = \sum_i \frac{dF_i}{dt} \times freq_i + F_i \times \frac{dfreq_i}{dt} \quad (4.23)$$

où  $\Delta F_{i, y}$  et  $\Delta freq_{i, y}$  représentent les différences observées en irradiance et en fréquence des classes entre les moyennes saisonnières de l'année "y" et de la période 2010-2022, et les termes  $\frac{dF_i}{dt}$  et  $\frac{dfreq_i}{dt}$  correspondent aux coefficients directeurs des tendances saisonnières observées pour les flux et les fréquences des différentes classes d'aérosols.

Comme pour la décomposition du flux ASKY, les premiers termes des Équations 4.22 et 4.23 représentent l'influence la variabilité du flux en fonction des paramètres atmosphériques (AOD, SSA, PWV, etc.), tandis que les second termes correspondent à l'impact de la variabilité des occurrences. En revanche dans cette configuration, les termes  $\Delta F_{i, y}$  et  $\frac{dF_i}{dt}$  représentent toujours l'impact cumulé de tous les paramètres atmosphériques. Afin d'isoler les impacts respectifs des différents paramètres il est alors nécessaire de les décomposer davantage selon les Équations 4.24 et 4.25.

$$\Delta F_{i, y} = \sum_x \left[ \frac{\partial F_{clear}}{\partial x} \right]_{i, y} \times \Delta x_{i, y} \quad (4.24)$$

$$\frac{dF_i}{dt} = \sum_x \left[ \frac{\partial F}{\partial x} \right]_i \times \frac{dx_i}{dt} \quad (4.25)$$

où  $\left[ \frac{\partial F}{\partial x} \right]$  correspond à la sensibilité saisonnière du flux incident aux différents paramètres "x" (AOD, SZA, SSA, etc.) et les termes  $\Delta x_{i, y}$  et  $\frac{dx_i}{dt}$  représentent les variations temporelles (pour une saison donnée) du paramètre considéré pour la "i-ème" classe.

Ils est important de noter que ces termes peuvent être obtenus de manière approximative à partir des observations. Un exemple de cette démarche est présenté dans la Section 4.4 pour laquelle nous calculons le Direct Radiative Effect Efficiency (DREE) des aérosols qui correspond en première approximation à la sensibilité du rayonnement à l'AOD. Cela requiert néanmoins que le flux varie de façon linéaire avec le paramètre considéré. Nous avons donc choisi d'utiliser les simulations de transfert radiatif de SOLARTDECO pour calculer les sensibilités des flux aux différents paramètres atmosphériques, comme décrit dans la Section suivante (Section 4.3.2). Il est important de noter que ce choix est conforté par les bonnes performances de SOLARTDECO présentées dans la Section 3.2.2. En effet, cela suggère que notre paramétrisation et les nouveaux modèles de propriétés optiques des aérosols représentent de manière réaliste les propriétés de l'atmosphère et leurs interactions avec le rayonnement incident. Il semble alors envisageable de réaliser une analyse de la sensibilité du rayonnement au contenu atmosphérique en situations de ciel clair.

### 4.3.2 Analyse de sensibilité des flux en "clear-sky"

La sensibilité du rayonnement en conditions de ciel clair, «F», à chaque paramètre d'entrée de SOLARTDECO, «x», est quantifiée par le calcul des dérivées partielles. Celles-ci sont obtenues en imposant une faible perturbation « $\delta x$ » à la valeur de x comme dans l'Équation suivante 4.26 :

$$\frac{\partial F}{\partial x} \approx \frac{\delta F}{\delta x} = \frac{F(x + \delta x, y_1, \dots, y_n) - F(x, y_1, \dots, y_n)}{\delta x} \quad (4.26)$$

où les termes  $y_1, \dots, y_n$  représentent les autres paramètres d'entrée, en plus de la variable d'intérêt "x", nécessaires aux calculs de transfert radiatif en ciel clair.

Comme dans THORSEN et al., 2020, la perturbation du paramètre "x" est définie comme une majoration de 1% par rapport à la valeur de référence (c'est-à-dire  $\delta x = 0.01x$ ). Il est important de noter que le choix d'une variation de 1% est quelque peu arbitraire, comme mentionné dans l'étude de THORSEN et al., 2020. La modification doit simplement être assez faible pour avoir un impact linéaire sur le flux, tout en étant suffisamment importante pour négliger le bruit associé aux erreurs numériques.

Le Tableau 4.6 représente les sensibilités du flux incident et de ses composantes directes et diffuses en conditions de ciel clair, aux différents paramètres d'entrée de SOLARTDECO caractéristiques du contenu en aérosols pour les différentes classes d'aérosols définies précédemment. Ces sensibilités sont définies pour un ensemble fixe de propriétés, basées sur les valeurs moyennes observées dans des conditions de ciel clair à Lille sur la période 2010-2022. Il est important de noter que la hauteur de la couche d'aérosols ( $H_{aer}$ ) peut être déterminée à partir des estimations du LIDAR, néanmoins nous utilisons ici une hauteur arbitraire de 2 km afin de juger de l'importance de ce paramètre. De plus, étant donné que le nombre d'inversions AERONET disponibles du SSA est relativement faible et donc moins représentatif, l'albédo moyen de diffusion simple est basé sur les propriétés optiques des aérosols calculées par SOLARTDECO (Équation 3.10) pour les simulations de ciel clair sur la période 2010-2022. Aussi, il est à souligner que les mesures photométriques directes ne permettent pas d'avoir accès directement à la fraction de particules fines (ff). La valeur moyenne utilisée ici provient donc des estimations AERONET sur la période 2010-2022 à Lille basées sur la méthode de O'NEILL et al., 2003.

Les sensibilités sont exprimées en  $W/m^2$  par unité des variables respectives. Par exemple, le Tableau 4.6 montre que pour une augmentation de 1 de l'AOD sous l'influence de la classe "Continental" en conditions de ciel clair, le flux correspondant est réduit d'environ  $170 W/m^2$ . Il est important de souligner néanmoins que la sensibilité à l'AOD des composantes directes et diffuses est plus prononcée avec des valeurs pour la classe "Continental" de l'ordre de  $-452 W/m^2$  et  $+287 W/m^2$ , respectivement. Ainsi, bien que l'impact des aérosols sur le rayonnement incident semble limité, celui-ci résulte d'une compensation importante entre une diminution du flux direct et une augmentation de la composante diffuse. On constate également que pour le GHI, des sensibilités similaires sont obtenus pour les autres classes avec des magnitudes variant entre  $-162 W/m^2$ /unité d'AOD pour la classe "Continental polluted" à environ  $-180 W/m^2$  pour la classe "Maritime". Néanmoins, il convient de noter que malgré des flux globaux similaires, les proportions de flux direct et de flux diffus sont relativement différentes selon la classe d'aérosols considérée. En effet, on peut distinguer les classes dominées par les particules fines ("Continental", "Continental polluted" et "Mixed") de celles majoritairement influencées par les grosses particules ("Maritime" et "Desert dust"), ces dernières classes présentant des sensibilités du BHI et du DHI à l'AOD plus élevées. Ce résultat semble indiquer que les classes dominées par les grosses particules ont tendance à réduire (augmenter) l'irradiance directe (diffuse) plus que celles caractérisées par de plus grandes fractions d'aérosols fins. Ce résultat est également illustré par les sensibilités à la fraction fine (ff) des flux directs et diffus. En effet, pour toutes les classes d'aérosols, une augmentation de la fraction fine induit une hausse du rayonnement direct et une diminution de la composante diffuse. Cela semble indiquer que les particules plus fines altèrent moins les composantes directes et diffuses du rayonnement que les particules plus grossières. Comme pour l'AOD, ce comportement dépend de la classe d'aérosols considérée, avec une magnitude plus importante pour les classes "Maritime" et "Desert dust". De la même manière, on observe pour les autres paramètres (SSA, RH,  $H_{aer}$ ) des sensibilités plus importantes du rayonnement incident pour les classes caractérisées par des particules plus grossières. Il convient toutefois de noter que les sensibilités du BHI calculées pour les classes caractérisées par des valeurs d'AE inférieures à 1 ("Maritime" et "Desert dust") et des valeurs

W/m <sup>2</sup> /unité	Continental			Continental Polluted			Mixed			Maritime			Desert dust		
	GHI	BHI	DHI	GHI	BHI	DHI	GHI	BHI	DHI	GHI	BHI	DHI	GHI	BHI	DHI
<b>AOD<sub>550</sub></b> (sans unité)	-170	-457	287	-162	-453	291	-166	-470	304	-180	-520	340	-174	-497	323
<b>SSA<sub>550</sub></b> (sans unité)	82.5	0	82.5	82.9	0	82.9	84.1	0	84.1	90.7	0	90.7	88.2	0	88.2
<b>ff</b> (sans unité)	1.0	10.8	-9.8	0.6	7.0	-6.4	1.8	16.5	-14.7	3.6	39.4	-35.9	2.5	31.2	-28.7
<b>H<sub>aer</sub></b> (km)	-0.047	0	-0.047	-0.050	0	-0.050	-0.053	0	-0.053	-0.055	0	-0.055	-0.057	0	-0.057
<b>RH</b> (%)	0.023	-0.003	0.026	0.051	-0.002	0.052	0.014	-0.047	0.060	0.080	0.127	-0.047	0.023	-0.439	0.462

TABLEAU 4.6 – Sensibilité des irradiances en surface à tous les paramètres d'entrée de SOLARTDECO relatifs aux aérosols, en W/m<sup>2</sup>/unité, pour des conditions de ciel clair. Des calculs ont été effectués pour les différentes classes d'aérosols en utilisant un ensemble fixe de paramètres basés sur les propriétés moyennes de l'atmosphère observées pour des conditions de ciel clair à Lille sur la période 2010-2022. La variable  $H_{aer}$  représente la hauteur de la couche d'aérosols en km, RH l'humidité relative en % et ff la fraction du mode fin d'aérosols.

d'AOD inférieures à 0.1 ("Maritime" et "Continental") sont susceptibles d'être légèrement surestimées, étant donné que les résultats de la Section 3.2.2 semblent indiquer que le rayonnement direct a tendance à être sous-estimé dans de tels cas.

Le Tableau 4.6 permet d'étudier la variabilité des sensibilités aux paramètres aérosols en fonction des différentes classes. Néanmoins, les unités des différentes variables considérées étant différentes, il ne semble pas judicieux de comparer directement les magnitudes des sensibilités aux différents paramètres. Pour comparer l'importance des différents paramètres, il est alors préférable de définir la sensibilité logarithme,  $\frac{\partial \ln(F)}{\partial \ln(x)}$ , comme dans l'Équation 4.27 :

$$\frac{\partial \ln(F)}{\partial \ln(x)} \approx \frac{\partial F/F}{\partial x/x} = \frac{\partial F}{\partial x} \times \frac{x}{F} \quad (4.27)$$

La variable ainsi définie, représente la fluctuation du rayonnement à une variation relative du paramètre d'entrée. Le Tableau 4.7a représente les sensibilités logarithmiques, en %, pour une variation de 1% du paramètre d'entrée, pour la classe "Continental", qui est la classe d'aérosols la plus fréquemment observée à Lille (voir Section 4.2.1). Comme précédemment, les sensibilités sont calculées pour un ensemble fixe de propriétés, basées sur les valeurs moyennes observées dans des conditions de ciel clair à Lille sur la période 2010-2022. Il est important de noter que pour l'albédo de surface  $\alpha$  et les concentrations en  $CO_2$  et  $O_2$ , qui ne sont pas mesurées par nos instruments, nous utilisons les valeurs d'entrée fixes de SOLARTDECO décrites dans la Section 3.2. On constate alors une certaine homogénéité des sensibilités qui varient, pour le GHI, entre  $10^{-4}$  et  $10^0$ . Le paramètre le plus important apparaît alors comme étant le SZA qui induit une diminution du GHI de -2.5% environ pour une variation de 1% ( $0.6^\circ$ ). Il est difficile néanmoins de juger de l'importance des différents paramètres étant donné que nos sensibilités sont basées sur une variabilité arbitraire de 1%.

	<b>GHI</b>	<b>BHI</b>	<b>DHI</b>
<b>SZA (°)</b>	-2.47e+00	-2.80e+00	-1.18e+00
<b>AOD<sub>550</sub></b>	-4.92e-02	-1.67e-01	4.08e-01
<b>SSA<sub>550</sub></b>	1.71e-01	0.00e+00	8.38e-01
<b>ff</b>	1.59e-03	2.18e-02	-7.69e-02
<b>H<sub>aer</sub> (km)</b>	-2.12e-04	0.00e+00	-1.04e-03
<b>RH (%)</b>	2.81e-03	-3.98e-04	1.53e-02
<b>PWV (cm)</b>	-5.68e-02	-6.68e-02	-1.78e-02
<b>O<sub>3</sub> (DU)</b>	-2.74e-02	-2.41e-02	-4.01e-02
<b>O<sub>2</sub> (ppmv)</b>	-7.55e-03	-8.03e-03	-5.69e-03
<b>CO<sub>2</sub> (ppmv)</b>	-2.64e-03	-3.25e-03	-2.55e-04
<b><math>\alpha</math></b>	1.30e-02	0.00e+00	6.34e-02

(a)

	<b>GHI</b>	<b>BHI</b>	<b>DHI</b>
<b>SZA (°)</b>	-58.6	-66.5	-28.0
<b>AOD<sub>550</sub></b>	-3.0	-10.3	25.1
<b>SSA<sub>550</sub></b>	0.6	0.0	2.7
<b>ff</b>	0.0	0.5	-1.9
<b>H<sub>aer</sub> (km)</b>	-0.0	0.0	-0.0
<b>RH (%)</b>	0.1	-0.0	0.5
<b>PWV (cm)</b>	-2.6	-3.0	-0.8
<b>O<sub>3</sub> (DU)</b>	-0.3	-0.2	-0.4

(b)

TABLEAU 4.7 – Sensibilités logarithmiques des irradiances globales (GHI), directes (BHI) et diffuses (DHI) à tous les paramètres d'entrée du contenu en aérosols de SOLARTDECO, en % pour (a) une variation de 1% et (b) pour une variation de l'ordre du coefficient de variation du paramètre d'entrée. Les sensibilités sont calculées pour des conditions de ciel clair caractérisées par la classe d'aérosol de type "Continental". La variable  $H_{aer}$  représente la hauteur de la couche d'aérosols en km, RH l'humidité relative en %, ff la fraction du mode fin d'aérosols,  $\alpha$  l'albédo de surface,  $O_2$ ,  $O_3$  et  $CO_2$  les concentrations respectives des gaz.

Pour juger de l'importance de l'impact des différents paramètres pour une variabilité représentative des

conditions rencontrées sur le site de Lille, nous étudions la sensibilité logarithmique du rayonnement pour une variation de l'ordre du coefficient de variation des paramètres. Celui-ci est défini comme le rapport entre l'écart-type et la moyenne des observations, et représente la variabilité moyenne des conditions à Lille.

Le Tableau 4.7b regroupe les sensibilités aux différents paramètres relativement au coefficient de variation. Dans l'ensemble, les paramètres ayant l'impact radiatif le plus significatif à Lille sont donc, par ordre décroissant, l'angle solaire zénithal, l'épaisseur optique des aérosols et le contenu en vapeur d'eau précipitable. Il est néanmoins important de noter que les sensibilités à l'albédo de surface et aux concentrations en oxygène et dioxyde de carbone ne sont pas représentées. En effet, la concentration atmosphérique en oxygène étant constante, la sensibilité du rayonnement à l' $O_2$  est nulle. De même, en l'absence d'observations de l'albédo de surface ou de la concentration en  $CO_2$ , nous ne pouvons pas définir un écart-type propre au site de Lille. Néanmoins, les mesures effectuées à Mauna Loa de la concentration en  $CO_2$  (<https://gm1.noaa.gov/ccgg/trends/>) montrent que celle-ci varie de au maximum 5 à 10 ppmv sur une année et qu'elle est passée d'environ 320 ppmv en 1960 à 420 ppmv en 2022. D'après le Tableau 4.7a, une augmentation de 100 ppmv (i.e. 25%) de la concentration en  $CO_2$  engendrerait une diminution du GHI de l'ordre de seulement 0.7 W/m<sup>2</sup>. L'influence de la concentration en  $CO_2$  est donc relativement faible. Concernant l'albédo de surface, les résultats de BOISIER et al., 2013, basés sur les estimations satellites MODIS de l'albédo de surface, montrent que celui-ci varie, dans le Nord de la France, entre 0.13 en Janvier et 0.2 en Juillet, c'est-à-dire d'environ 0.07 au maximum. D'après le Tableau 4.7a, la sensibilité du rayonnement à une telle variation est de l'ordre de 0.6 W/m<sup>2</sup>. À titre de comparaison, l'angle solaire zénithal a un impact relativement important sur le GHI avec une réduction de l'ordre de -60% (Tableau 4.7b). La sensibilité du rayonnement au SZA est même 20 fois supérieure à celle estimée à l'épaisseur optique en aérosol et au contenu en vapeur d'eau précipitable, qui diminuent le rayonnement global d'environ -3%. Néanmoins si on considère plutôt les composantes directes et diffuses du rayonnement, l'impact de l'AOD semble bien plus important avec une diminution du BHI d'environ 10% en moyenne et une augmentation du DHI de 25%.

Finalement, il est important de souligner que les sensibilités présentées ici ne sont utilisées que pour illustrer notre propos. Pour l'analyse de la variabilité inter-annuelle et des tendances (Sections 4.3.3 et 4.3.4), des sensibilités spécifiques ont été calculées. Celle-ci varient en fonction de la saison et de l'année, ainsi qu'en fonction de la classe d'aérosols considérée.

### 4.3.3 Analyse de la variabilité inter-annuelle : Exemple du printemps 2020

L'approche présentée Section 4.3.1 peut s'appliquer à l'interprétation de la variabilité du rayonnement solaire mesuré en surface pour toutes les saisons et pour toutes les années de mesures. À titre d'exemple nous présentons ici les résultats de la décomposition appliquée au printemps 2020. Ce choix est motivé par le record de flux ASKY observé cette année-là, avec une valeur moyenne de 389 W/m<sup>2</sup>, supérieure de 55 W/m<sup>2</sup> (i.e. 16%) à la moyenne observée au printemps sur la période 2010-2022 (334 W/m<sup>2</sup>). De plus, un record de flux mesuré en surface a également été observé à Cabauw (Pays-Bas), un site situé à environ 250 km de Lille (VAN HEERWAARDEN et al., 2021). Cela suggère que le printemps 2020 devrait être caractérisé pour une grande partie de la région HDF<sub>XL</sub> (Figure 3.17) par un record d'irradiance en surface. En lien avec les conditions sanitaires particulières liées au COVID-19 et à la période de confinement associée, le printemps 2020 a également fait l'objet de nombreuses études de la pollution anthropique et la qualité de l'air en France et dans le Monde (CUESTA et al., 2022; FU et al., 2020; ORDÓÑEZ et al., 2020; PETIT et al., 2021; PUTAUD et al., 2023; REIFENBERG et al., 2022; VELDERS et al., 2021; VOIGT et al., 2022), ainsi que de l'effet d'une réduction des émissions anthropiques sur le rayonnement solaire incident (REIFENBERG et al., 2022; SHUVALOVA et al., 2022; VAN HEERWAARDEN et al., 2021).

Les Figures 4.10a et 4.10b illustrent les résultats de la décomposition du rayonnement pour le printemps 2020 à Lille, conformément à la méthodologie exposée dans la Section 4.3.1. Dans la Figure 4.10a, la

décomposition concerne les situations "all-sky" et englobe le flux global mesuré en surface ainsi que ses composantes directes et diffuses, en utilisant l'Équation 4.19. Les résultats de la décomposition complémentaire des composantes  $\Delta F$  pour le BHI en situations "clear-sun with clouds" et "clear-sky", selon les Équations 4.22 et 4.24, sont exposés dans la Figure 4.10b.

**Décomposition du rayonnement "all-sky"** Dans l'ensemble, la décomposition du rayonnement "all-sky" en fonction des différentes catégories d'ensoleillement, "cloudy-sun", "clear-sun with clouds", et "clear-sky", illustrée Figure 4.10a permet de reproduire de manière satisfaisante les écarts mesurés pour le flux solaire global et de ses composantes directes et diffuses entre les valeurs du printemps 2020 et les moyennes sur la période 2010-2022. Pour cette année particulière, notre approche estime une augmentation du flux global de  $+65 \text{ W/m}^2$  (pour une hausse mesurée de  $+55 \text{ W/m}^2$ ) et du flux direct de  $+89 \text{ W/m}^2$  (à comparer à  $+81 \text{ W/m}^2$  mesuré), ainsi qu'une diminution du flux diffus de  $-25 \text{ W/m}^2$  similaire à la valeur mesurée. Notre analyse estime que 89% de l'augmentation calculée du flux global (soit  $+58 \text{ W/m}^2$ ) est liée à une modification des fréquences d'occurrence des conditions d'ensoleillement. Comme illustré Figure 4.7a (voir section 4.2.2), le printemps 2020 est caractérisé à Lille par une fréquence exceptionnellement faible de conditions "Cloudy-Sun" (44% contre 60% en moyenne au printemps). En contrepartie, les conditions "Clear-Sky" ont été plus de 2 fois plus fréquentes, représentant 34% des situations au printemps 2020 contre une moyenne de 15% au printemps sur la période 2010-2022. Rappelons que les conditions de ciel clair sont caractérisées par une composante directe plus importante mais une fraction diffuse plus faible que les conditions "cloudy-sun". Ainsi, la modification des fréquences d'occurrence des conditions d'ensoleillement observée au printemps 2020 contribue fortement à une augmentation du direct (BHI) et à une diminution du diffus (DHI), avec des valeurs respectives de  $+74 \text{ W/m}^2$  (83%) et  $-16 \text{ W/m}^2$  (64%) (Figure 4.10a). Notre approche estime que seulement 11% de l'augmentation du flux global calculée au printemps 2020 (soit  $+7 \text{ W/m}^2$ ) est liée aux modifications des GHI associés aux différentes conditions d'ensoleillement. En particulier, cette augmentation du GHI ASKY est le résultat d'une compensation entre une diminution du GHI en conditions "cloudy-sun" ( $-8 \text{ W/m}^2$ ), et d'une augmentation du flux global en conditions "clear-sun with clouds" ( $+4 \text{ W/m}^2$ ) et "clear-sky" ( $+11 \text{ W/m}^2$ ). La Figure 4.10a montre par ailleurs que l'augmentation du GHI en conditions "clear-sky" et "clear-sun with clouds" est attribuable à une compensation partielle entre une augmentation du BHI et une diminution du DHI. De plus, concernant l'augmentation du BHI ASKY au printemps 2020, notre approche permet d'estimer une contribution certes secondaire mais non négligeable, liée à la variabilité du flux direct en conditions CSWC et CSKY, avec des contributions respectives de l'ordre de  $+7 \text{ W/m}^2$  et  $+13 \text{ W/m}^2$ , respectivement. Une analyse de la décomposition de ces contributions, en fonction des changements de fréquences de classes d'aérosols ( $f_{req_{aer}}$ ), des modifications d'AOD, ainsi que de contenu en vapeur d'eau (PWV) et d'angle solaire zénithal (SZA) est présentée dans le paragraphe suivant.

**Décomposition du BHI en conditions "clear-sun"** Les résultats de la décomposition du BHI en conditions "clear-sun with clouds" et "clear-sky" en fonction des classes d'aérosols et des différents paramètres atmosphériques sont illustrés par la Figure 4.10b. Ces résultats suggèrent que l'augmentation du flux direct en conditions "clear-sun" (i.e. CSWC et CSKY) est principalement liée à une diminution de l'angle solaire zénithal associé. Cette diminution engendre une hausse du BHI ASKY d'environ  $+6 \text{ W/m}^2$  et  $+8 \text{ W/m}^2$  pour les conditions CSWC et CSKY, respectivement. Il est important de noter que cette variation de l'angle zénithal moyen pour les situations "clear-sun" pourrait expliquer en partie la diminution, à la fois du flux direct et du flux diffus, observée pour les situations "cloudy-sun". En effet, une baisse du SZA pour les situations "clear-sun" (CSUN) implique une hausse de l'angle solaire zénithal pour les situations opposées (CLOS), entraînant ainsi potentiellement des valeurs de flux plus faibles pour le printemps 2020 par rapport à la moyenne observée au printemps sur la période 2010-2022. En ce qui concerne les situations "clear-sun with clouds", la décomposition révèle également un impact significatif de l'AOD, avec une contribution d'environ  $+2.5 \text{ W/m}^2$  à l'augmentation du flux direct. Cette contribution positive est principalement liée

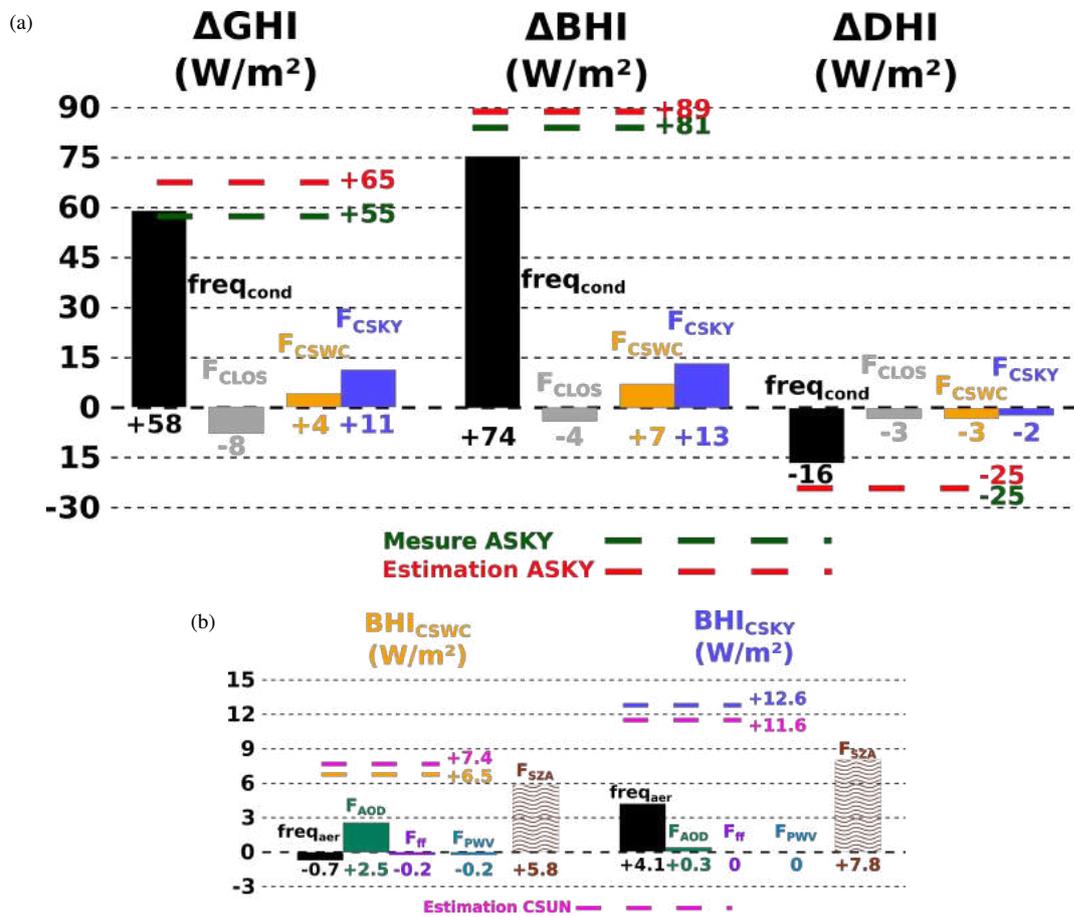


FIGURE 4.10 – Illustration pour le printemps 2020 de la décomposition (a) des flux (GHI, BHI et DHI) en conditions "all-sky" et (b) du BHI en situations "clear-sun with clouds" et "clear-sky". Pour la figure (a), les lignes pointillées vertes représentent l'écart à la moyenne 2010-2022 pour les observations du printemps 2020. Les lignes pointillées rouges correspondent à l'écart dérivé de la décomposition en fonction des conditions d'ensoleillement. La décomposition est représentée par les colonnes colorées noires, grises, oranges et bleues qui correspondent respectivement aux contributions de la variabilité de la fréquence d'occurrences des conditions d'éclairage ( $freq_{cond}$ ) et de la variabilité intrinsèque du flux en situations "cloudy-sun" ( $F_{CLOS}$ ), "clear-sun with clouds" ( $F_{CSWC}$ ) et "clear-sky" ( $F_{CSKY}$ ). Pour la figure (b), les lignes pointillées oranges et bleues représentent les termes  $F_{CSWC}$  et  $F_{CSKY}$  de la figure (a). Les lignes pointillées roses représentent les valeurs estimées à partir de la décomposition du BHI en conditions CSWC et CSKY en fonction des classes d'aérosols. Les colonnes noires, vertes, violettes, bleues, et marrons correspondent aux contributions de la variabilité de la fréquence d'occurrence des classes d'aérosols ( $freq_{aer}$ ) et des différents paramètres considérés (AOD, ff, PWV et SZA).

à la valeur d'AOD plus faible observée au printemps 2020 (0.16), comparée à la moyenne 2010-2022 de 0.22 en conditions CSWC. Il convient de noter que les épaisseurs optiques des aérosols observées en situations "clear-sun with clouds" sont en moyenne supérieures à celle des situations "clear-sky" (Figure 4.7b). La valeur d'AOD moyenne observée en conditions CSKY au printemps 2020 (0.17) reste donc très similaire à celle de la période 2010-2022 (0.19). Ainsi, la contribution de la variabilité de l'AOD pour les situations "clear-sky" est nettement plus faible (+0.3 W/m<sup>2</sup>). Néanmoins, la Figure 4.10b montre que la modification des fréquences de classes d'aérosols ( $freq_{aer}$ ) au printemps 2020, caractérisée notamment par une diminution importante de la fréquence d'occurrence de la classe "Continental Polluted" au profit de la classe "Continental" (voir Figure 4.7d) se traduit en conditions "clear-sky" par une augmentation additionnelle du BHI ASKY de l'ordre de +4 W/m<sup>2</sup>. Il convient de souligner que contrairement aux contributions calculées pour l'AOD, la modification des fréquences de classes d'aérosols au printemps 2020 se traduit en conditions "clear-sun with clouds" par une contribution nettement plus faible (-0.7 W/m<sup>2</sup>) et de signe opposé à celle estimée en conditions CSKY.

En résumé, la décomposition du rayonnement "all-sky" en fonction des différentes catégories d'ensoleillement permet d'estimer que l'augmentation du GHI observée au printemps 2020 à Lille est majoritairement (environ 89%) liée à des conditions d'ensoleillement très particulières, caractérisées par une fréquence nettement plus importante (faible) de conditions CSKY (CLOS) cette année-là. En complément, la décomposition additionnelle de la variabilité du BHI en conditions "clear-sun" en fonction des classes d'aérosols et des différents paramètres atmosphériques suggère un rôle relativement secondaire, mais néanmoins significatif, d'une diminution de l'angle solaire zénithal en conditions CSUN<sup>4</sup> et de l'influence des aérosols, avec des contributions respectives de +13.6 W/m<sup>2</sup> et +6 W/m<sup>2</sup>. Dans l'ensemble, ces estimations sont en accord avec les résultats de l'étude menée par VAN HEERWAARDEN et al., 2021, qui suggère que le record d'irradiance observé au printemps 2020 à Cabauw est principalement attribuable (à hauteur de 89%) à la fraction nuageuse exceptionnellement basse cette année-là. Dans leur étude, les contributions de l'AOD et du contenu en vapeur d'eau sont également relativement modestes, à hauteur de 6% et 5% respectivement. À Lille, l'impact de la vapeur d'eau est également limité avec une contribution estimée de l'ordre de -0.2 W/m<sup>2</sup> à l'augmentation du flux direct ASKY. Il est toutefois important de souligner que la vapeur d'eau, tout comme les autres paramètres étudiés ici, joue également un rôle en conditions "cloudy-sun". Puisque ces situations n'ont pas été évaluées dans la présente étude, il est possible que les résultats présentés ici sous-estiment (ou sur-estiment) l'impact des différents paramètres dans leur ensemble. Néanmoins, notre analyse montre que l'influence des nuages sur les flux mesurés à Lille au printemps 2020 est prépondérante en situations "all-sky", du fait de l'augmentation de la fréquence des conditions de ciel clair et de la diminution de celles de "cloudy-sun". On peut donc supposer que la contribution des autres paramètres, en dehors de l'angle solaire zénithal, est masquée par celle des nuages et restent donc relativement faible. Pour finir, il est important de noter que l'analyse de la variabilité du rayonnement appliquée à d'autres années au printemps et en été met également en évidence le rôle majeur de la variabilité des fréquences des conditions d'ensoleillements. Celle-ci contribue par exemple à hauteur de 69% et 84% à la variabilité du GHI ASKY pour l'été 2022 (maximum de 421 W/m<sup>2</sup>) et le printemps 2013 (minimum de 285 W/m<sup>2</sup>), respectivement. En effet, en été 2022 les conditions "cloudy-sun" sont moins fréquentes alors que la fréquence de situations "clear-sun" est supérieure à la normale (Figure 4.8a). À l'inverse, au printemps 2013, nos estimations montrent que les conditions CSUN sont moins fréquentes alors qu'un pic d'occurrence de situations CLOS est observé à Lille (plus de 75% des situations, voir Figure 4.7a). La variabilité du SZA associée aux variations des conditions d'ensoleillement joue également un rôle clé dans la variabilité des flux. L'impact à la fois direct et indirect (occurrence des classes) de la variabilité de l'AOD reste relativement limité, tout comme l'influence de la vapeur d'eau. Ces résultats sont cohérents avec

4. Il convient de souligner que la variation du SZA est liée de manière indirecte à la modification des fréquences d'occurrences des différentes conditions d'ensoleillement, ce qui accentue l'importante contribution des conditions d'ensoleillement, et donc de la fraction nuageuse.

l'ordre d'importance des paramètres déterminé par l'analyse de sensibilité préalablement réalisée (Section 4.3.2). Dans cette analyse de sensibilité, l'influence de l'albédo de diffusion simple et de la fraction du mode fin des aérosols a été déterminée comme relativement faible, en lien avec une variabilité temporelle limitée, ce qui est corroboré par les conclusions de cette étude.

#### 4.3.4 Analyse des tendances au printemps et en été sur la période 2010-2022

Comme présenté dans la Section 4.3.1, notre approche de décomposition du flux en fonction des catégories de conditions d'ensoleillement et des classes d'aérosols permet d'étudier pour chaque saison à la fois la variabilité annuelle et les tendances observées du flux solaire incident. Nous présentons dans cette section l'analyse des tendances au printemps et en été, basée sur les Équations 4.20, 4.23 et 4.25.

**Contribution de la variabilité des fréquences d'occurrences des conditions d'ensoleillement** Les Figures 4.11a et 4.11b illustrent les résultats de la décomposition du rayonnement "all-sky" incident à Lille et de ses composantes directes et diffuses au printemps et en été, respectivement. Comme énoncé dans la Section 4.2.2, des tendances positives significatives sont observées au printemps et en été avec des magnitudes respectives de  $+4.0 \pm 1.9$  W/m<sup>2</sup>/an et  $+4.2 \pm 1.9$  W/m<sup>2</sup>/an (Tableau 4.5) qui résultent d'une compensation partielle entre une hausse du rayonnement direct et une diminution de la composante diffuse. Les tendances observées pour le rayonnement diffus sont relativement faibles et présentent des écart-types importants ( $-0.4 \pm 0.8$  W/m<sup>2</sup>/an au printemps,  $-0.5 \pm 0.5$  W/m<sup>2</sup>/an en été), elles ne sont donc pas validées par un test de Mann-Kendall. À l'inverse, des tendances positives particulièrement importantes sont observées pour le rayonnement direct avec des magnitudes de  $+4.4 \pm 2.3$  W/m<sup>2</sup>/an et  $+4.7 \pm 1.9$  W/m<sup>2</sup>/an au printemps et en été respectivement. Ainsi, les hausses du flux global semblent être principalement liées à des augmentations du flux direct incident en surface.

La décomposition des tendances observées pour le GHI et le BHI montre des résultats assez similaires pour les deux composantes à la fois au printemps et en été. Cette approche met en évidence que les tendances à la hausse des irradiances mesurées sont en grande partie liées aux tendances des fréquences des différents états du ciel, avec des contributions au printemps d'environ  $+2.7$  (71%) et  $+3.3$  W/m<sup>2</sup>/an (79%), respectivement pour le GHI et le BHI, et de  $+2.6$  (62%) et  $+3.4$  W/m<sup>2</sup>/an (74%) en été. Ces résultats sont cohérents avec les tendances négatives des fréquences de situations "cloudy-sun" observées pour les deux saisons, au profit des situations "clear-sun with clouds" et "clear-sky", qui présentent une composante directe bien plus importante. Les contributions restantes proviennent des tendances des flux observées pour les différentes conditions d'ensoleillement. Il convient de noter en particulier les contributions significatives des variations du GHI et du BHI en conditions CSWC (environ  $+0.8$ - $0.9$  W/m<sup>2</sup>/an), qui sont en accord avec les tendances positives significatives observées pour ces situations (Tableau 4.5) et les fréquences saisonnières relativement importantes associées (25% au printemps, 22% en été).

**Contribution des autres paramètres atmosphériques** Notre analyse des tendances en conditions "clear-sun with clouds" et "clear-sky" repose sur une décomposition du rayonnement incident en fonction des classes d'aérosols, comme indiqué dans les Équations 4.23 et 4.25. Les résultats de cette décomposition sont représentés par les Figures 4.12a et 4.12b. L'accent est mis sur la composante directe du rayonnement qui n'est pas impacté par la présence de nuages et qui présente les tendances observées les plus significatives. Comme énoncé dans le paragraphe précédent, des tendances significatives sont observées pour le flux direct en conditions CSWC au printemps ( $+3.7 \pm 1.7$  W/m<sup>2</sup>/an) et en été ( $+3.8 \pm 1.2$  W/m<sup>2</sup>/an). En conditions de ciel clair, une tendance positive de l'ordre de  $+3.1 \pm 1.3$  W/m<sup>2</sup>/an est validée en été tandis qu'une tendance non-significative est observée au printemps ( $2.3 \pm 2.1$  W/m<sup>2</sup>/an).

Les résultats regroupés dans les Figures 4.12a et 4.12b représentent les contributions aux tendances du flux "all-sky" de la variabilité des fréquences des différentes classes d'aérosols (colonnes noires) ainsi que celles des différents paramètres atmosphériques (i.e. AOD, SZA, PWV, etc.). À l'exception de la tendance

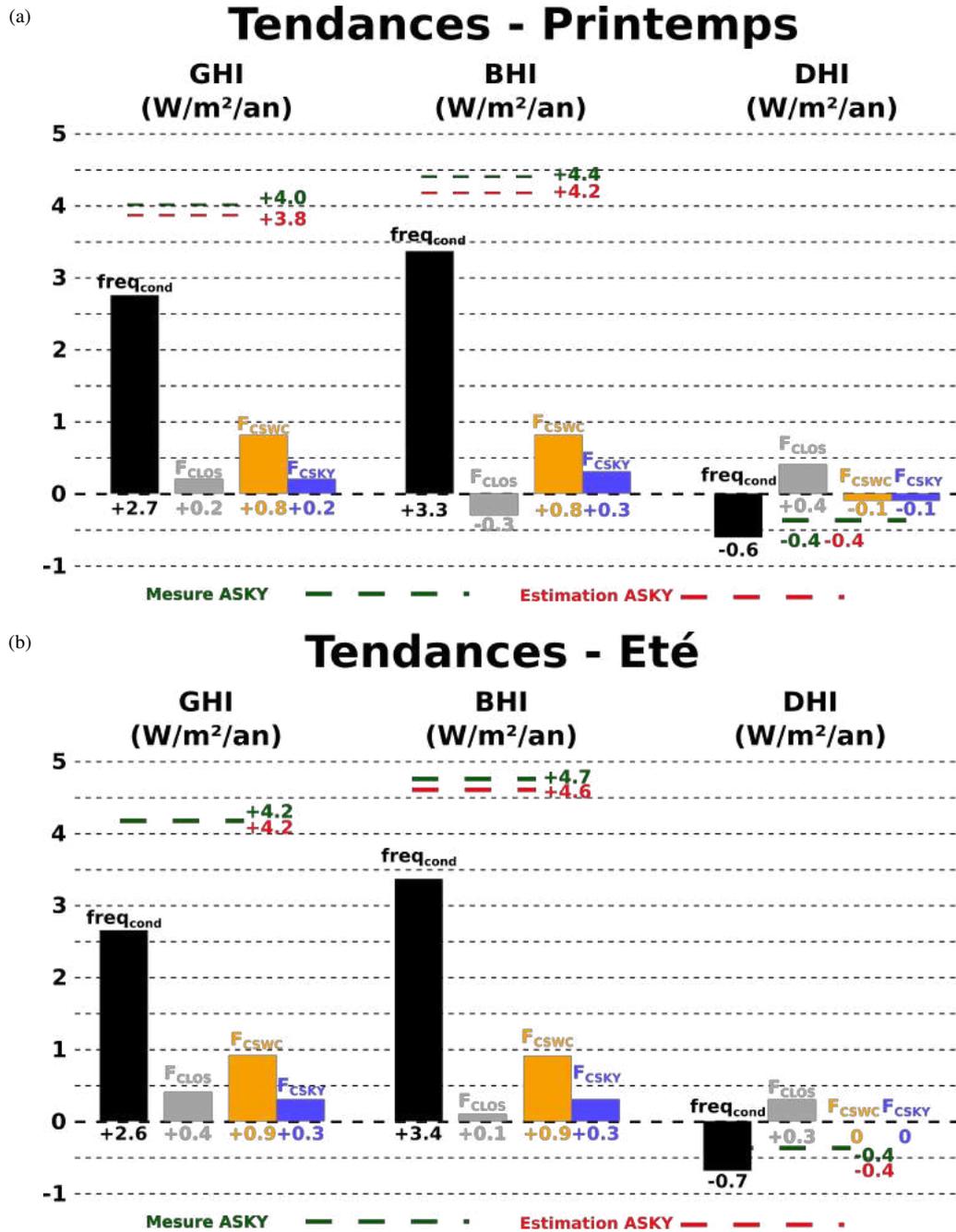


FIGURE 4.11 – Illustration de la décomposition des tendances observées des flux en conditions "all-sky" (a) au printemps et (b) en été. Les lignes pointillées représentent les tendances observées (en vert) et les tendances issues de la décomposition en fonction des conditions d'ensoleillement (en rouge). Comme pour la Figure 4.10a, les colonnes colorées correspondent aux contributions de la variabilité de la fréquence des conditions d'ensoleillement ( $freq_{cond}$ ) et de la variabilité intrinsèque du flux en situations CLOS ( $F_{CLOS}$ ), CSWC ( $F_{CSWC}$ ) et CSKY ( $F_{CSKY}$ ).

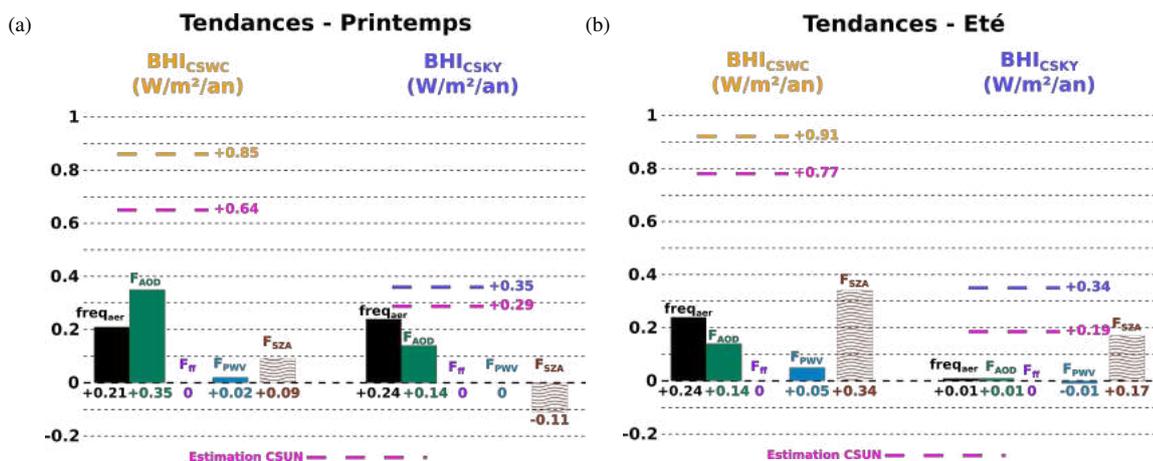


FIGURE 4.12 – Illustration de la décomposition des tendances observées en conditions "clear-sun with clouds" et "clear-sky" pour le BHI (a) au printemps et (b) en été. Les lignes pointillées oranges et bleues représentent les contributions de la variabilité du BHI en conditions CSWC et CSKY (colonnes de la même couleur sur les graphiques centraux des Figures 4.11a et 4.11b), respectivement, à la tendance du flux direct mesurée en conditions "all-sky". Les lignes pointillées roses correspondent à l'inverse aux tendances estimées à partir de la décomposition en fonction des classes d'aérosols. Comme pour la Figure 4.10b, les colonnes colorées correspondent aux contributions de la variabilité de la fréquence d'occurrence des classes d'aérosols ( $freq_{aer}$ ) et des différents paramètres considérés (AOD, ff, PWV et SZA).

simulée pour les conditions "clear-sky" en été, les tendances totales obtenues à partir de la décomposition donnent généralement des résultats similaires aux tendances observées, avec des magnitudes comprises dans l'incertitude des observations ( $\pm\sigma$ ). Malgré l'écart entre les tendances simulées et observées en conditions CSKY en été, nous avons choisi de représenter les résultats de la décomposition dans la Figure 4.12b, la valeur simulée (+1.7 W/m<sup>2</sup>/an) étant proche de l'intervalle des observations [1.8 W/m<sup>2</sup>/an ; 4.4 W/m<sup>2</sup>/an]. Par ailleurs, il convient de noter qu'un tel écart peut s'expliquer par l'absence de tendances significatives observées pour les différents paramètres considérés dans la décomposition.

Au printemps, l'augmentation du flux direct en situations "clear-sun with clouds" et "clear-sky" semble être majoritairement déterminée par la variabilité du contenu en aérosols avec à la fois une contribution directe importante de la variabilité de l'AOD (+0.35 W/m<sup>2</sup>/an en CSWC, +0.14 W/m<sup>2</sup>/an en CSKY) et une contribution significative des changements de la fréquence des classes (+0.21 W/m<sup>2</sup>/an en CSWC, +0.24 W/m<sup>2</sup>/an en CSKY). Ainsi, la contribution totale du contenu en aérosols à la variabilité du rayonnement direct en conditions "all-sky" au printemps est de l'ordre de +0.94 W/m<sup>2</sup> (+22%), avec des contributions de +0.56 W/m<sup>2</sup>/an et +0.38 W/m<sup>2</sup>/an pour la variabilité de l'AOD en situations "clear-sun with clouds" et "clear-sky", respectivement.

Ces résultats sont en accord avec les tendances significatives observées à la fois pour l'AOD et pour la fréquence des classes d'aérosols au printemps (Tableau 4.4) qui montrent une tendance à la baisse de l'AOD et à la diminution des occurrences de la classe "Continental polluted". Il est important de noter que la variabilité du contenu en aérosols semble également être à l'origine de la diminution du rayonnement diffus en situations "clear-sky" (Tableau 4.5) avec une contribution de l'ordre de 91% (non montré). Il convient de souligner également que la baisse de l'AOD est plus importante en situations "clear-sun with clouds" qu'en conditions "clear-sky". Cela justifie donc la contribution plus importante de ce paramètre observée en conditions CSWC. En complément de l'effet des aérosols, on observe une contribution non négligeable de l'angle solaire zénithal à l'augmentation du BHI à la fois en conditions "clear-sun with

clouds" et "clear-sky". Dans le premier cas, une tendance négative est observée pour le SZA ( $-0.03 \pm 0.09$  degrés/an). Ainsi, les angles plus faibles engendrant un rayonnement plus important, la contribution du SZA ( $+0.09 \text{ W/m}^2/\text{an}$ , i.e. +14%) vient s'ajouter à celle du contenu en aérosols. À l'inverse, en situations "clear-sky", une tendance positive est observée pour le SZA ( $+0.04 \pm 0.14$  degrés/an) impliquant ainsi une contribution négative de l'ordre de  $-0.11 \text{ W/m}^2/\text{an}$  (-38%) qui limite la tendance liée au contenu en aérosols.

En été, en lien avec des tendances négatives plus prononcées ( $-0.1 \pm 0.1$  degrés/an), la contribution du SZA est nettement plus importante avec des magnitudes de l'ordre de  $+0.34$  et  $+0.17 \text{ W/m}^2/\text{an}$  en conditions CSWC et CSKY, respectivement. Ainsi, la variabilité (non-significative) du SZA représente près de 11% de la variabilité totale du rayonnement direct "all-sky" en été. Ainsi, la contribution de la variabilité du SZA en été est, à l'inverse du printemps, du même ordre que celle de la variabilité du contenu en aérosols, qui contribue à hauteur de 9% environ ( $+0.4 \text{ W/m}^2/\text{an}$ ) à la variabilité du BHI ASKY en été.

Pour finir, il convient de souligner que la contribution des autres paramètres atmosphériques reste relativement limitée même pour le contenu en vapeur d'eau dont la contribution est maximale pour les deux saisons en conditions "clear-sun with clouds" avec des magnitudes de l'ordre de  $+0.02$  et  $+0.05 \text{ W/m}^2/\text{an}$  respectivement au printemps et en été.

## 4.4 Effets radiatifs directs en surface des aérosols à Lille

Dans cette section, nous poursuivons notre étude de l'impact radiatif des composants atmosphériques, initiée dans la section précédente. L'objectif est d'analyser l'impact radiatif direct des aérosols en surface à Lille sur la période 2010-2022, en utilisant à la fois les mesures de la station ATOLL et des simulations de transfert radiatif de SOLARTDECO avec et sans aérosols (conditions quasi "pristines"). Il convient de mentionner qu'il existe dans la littérature de nombreuses études de l'impact radiatif direct des aérosols (en surface mais également en haut de l'atmosphère), à la fois globale (BELLOUIN et al., 2013; GARCÍA et al., 2012; KINNE, 2019; THORSEN et al., 2020; YU et al., 2006; ZHOU et al., 2005) et régionales (BARTÓK, 2017; NABAT et al., 2014; NEHER et al., 2019; PAPANIMAS et al., 2012; WITTHUHN et al., 2021). Il est important de souligner néanmoins que la plupart de ces études se concentrent sur l'étude de l'impact des aérosols sur le bilan radiatif de la Terre. Ainsi, elles s'intéressent généralement à l'impact radiatif net des aérosols, c'est-à-dire la différence entre le rayonnement net (la différence entre le rayonnement incident et le rayonnement sortant) en présence et en l'absence d'aérosols. Dans cette thèse, nous avons choisi une approche différente basée sur l'étude de l'impact radiatif direct (non net) des aérosols sur le rayonnement incident à la surface, qui permet notamment d'évaluer de manière plus directe l'impact direct des aérosols sur le rendement des applications solaires (photovoltaïques, à concentration, etc.). De plus, contrairement à de nombreuses études de la littérature qui évaluent principalement l'impact radiatif des aérosols sur le rayonnement total, nous analysons également leur impact sur les composantes directes et diffuses du flux.

Pour cette étude, l'accent est mis dans un premier temps sur les situations "clear-sky" (Section 4.4.1). Une introduction de l'impact radiatif pour trois cas d'études est présentée dans la Section 4.4.1.1, tandis qu'une étude plus approfondie de l'impact radiatif direct des aérosols en moyenne sur la période 2010-2022 en situations "clear-sky", est menée dans la Section 4.4.1.2. Une étude de l'impact radiatif direct des aérosols sur la même période est également initiée en conditions "clear-sun with clouds" dans la Section 4.4.2. Les valeurs ainsi obtenues permettent notamment de compléter notre estimation de l'impact radiatif en situations "clear-sky" afin d'estimer l'impact radiatif moyen des aérosols en conditions "all-sky" sur la période 2010-2022 (Section 4.4.3).

## 4.4.1 Conditions clear-sky

### 4.4.1.1 Quelques cas d'études

Dans cette section, l'étude de l'impact radiatif direct des aérosols en conditions "clear-sky" est initiée par l'analyse de l'irradiance solaire et des mesures d'aérosols pour trois cas études. Ces cas permettent de présenter à la fois quelques événements typiques de pollution observés à Lille et des cas plus particuliers. Des simulations de transfert radiatif sans aérosols sont également utilisées afin d'isoler l'effet radiatif direct des aérosols. Seules des journées avec une proportion élevée de moments de ciel clair sont retenues. Les périodes de ciel clair ont d'abord été déterminées grâce à la disponibilité des mesures AERONET<sup>5</sup>, puis vérifiées par une analyse visuelle manuelle des images du sky imager. Chaque cas d'étude regroupe plusieurs journées caractérisées par des quantités assez proches de vapeur d'eau mais un contenu en aérosols variable. Les propriétés atmosphériques moyennes des différentes journées ainsi sélectionnées sont résumées dans le Tableau 4.8, les valeurs d'AOD et d'AE associées sont également représentées Figure 4.13.

	Date	$AOD_{440}$	AE	$SSA_{440}$	PWV (cm)	Principale classe d'aérosols	Score de Vrai Positif du filtre
Cas 1	09/03/2014	0.13	1.31	0.97	0.62	Mixed	0.97
	10/03/2014	0.16	1.46	0.93	0.75	Continental	0.86
	12/03/2014	0.31	1.28	0.96	0.70	Mixed	0.73
	13/03/2014	0.45	1.41	0.93	0.83	Continental poll.	0.77
	14/03/2014	0.63	1.38	0.95	0.75	Continental poll.	0.68
Cas 2(a)	17/09/2020	0.23	0.73	0.96	0.87	Desert dust	95
	23/02/2019	0.08	1.51	0.94	0.95	Continental	99
Cas 2(b)	01/04/2021	0.94	0.26	0.93	1.86	Desert dust	0
	28/06/2019	0.16	0.62	0.94	1.79	Desert dust	89
Cas 3	25/02/2019	0.06	1.35	0.91	0.96	Continental	0.99
	28/05/2020	0.07	0.74	0.96	0.98	Maritime	0.84

TABLEAU 4.8 – Résumé des valeurs moyennes journalières de plusieurs paramètres pour les jours considérés dans les études de cas. La principale classe d'aérosols définie dans le Tableau 3.3 est également représentée pour chaque jour. En outre, la présence de nuages ayant été estimée manuellement, les performances de la méthode de détection des ciels clairs ont été étudiées. Pour chaque journée, le pourcentage de mesures d'irradiance correctement identifiées comme claires est également représenté dans ce tableau.

**Cas 1 : Évènement de pollution persistante typique au printemps** Ce premier cas d'étude permet d'évaluer l'impact radiatif direct des aérosols lors d'un épisode de pollution printanier typique. L'accumulation de particules fines est la conséquence d'une situation anticyclonique couvrant six jours consécutifs du 9 au 14 mars 2014. Cet épisode constitue un évènement de pollution à grande échelle qui a touché une grande partie de la France et des régions avoisinantes. Il a notamment été étudié en surface en région parisienne (DUPONT et al., 2016) et sur différents sites français (FAVEZ et al., 2021). À Lille, notre analyse montre que ces journées sont caractérisées par des conditions persistantes de ciel clair, à l'exception du 11/03/2014, qui a été identifié comme complètement nuageux, et du 14/03/2014, qui ne peut-être considéré

5. Un grand nombre de mesures AERONET au cours d'une journée implique l'absence de nuages dans la direction du Soleil pour une période de temps étendue. Ainsi, il est probable que le ciel soit relativement dégagé.

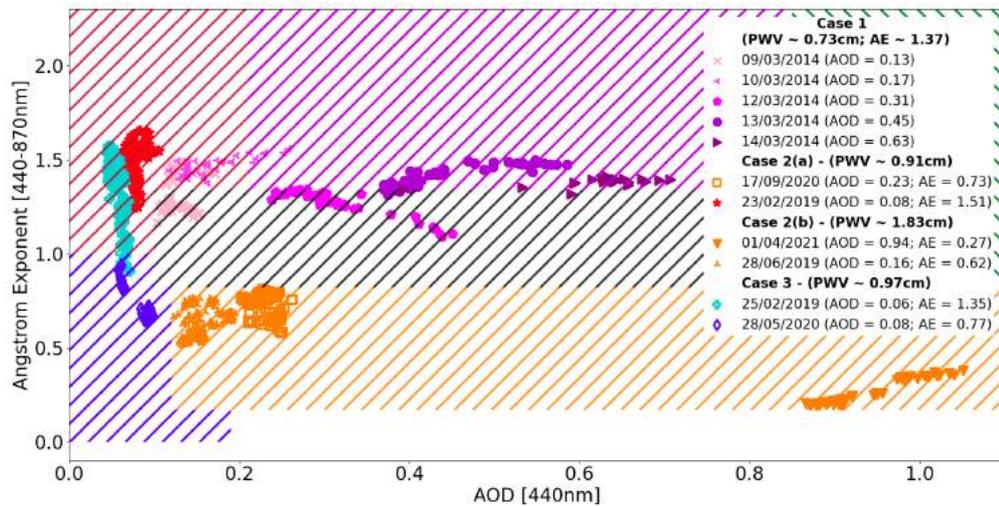


FIGURE 4.13 – Nuages de points de l' $AOD_{440}$  en fonction de l'AE pour les mesures AERONET de niveau 2.0 pour les jours considérés dans les différents cas d'étude. Comme pour la Figure 3.13, les cases colorées représentent les seuils des différentes classes d'aérosols définies dans le Tableau 3.3.

comme clair qu'entre 10 et 15 heures UTC. Le contenu en vapeur d'eau et les valeurs de coefficients d'Ångström sont relativement similaires pour les cinq journées considérées, avec des valeurs moyennes journalières allant de 0.62 à 0.83 cm pour la vapeur d'eau et de 1.28 à 1.46 pour l'AE (Tableau 4.8). Ce cas d'étude montre donc principalement l'évolution de l'impact radiatif direct des aérosols fins lié à une variation quasi-monotone de l'AOD qui varie entre un minimum de 0.1 le premier jour à un maximum de plus de 0.6 le dernier jour (Figure 4.13).

Une évaluation manuelle de la couverture nuageuse a été réalisée à partir des images du sky imager afin d'identifier avec certitude les périodes claires. Cela permet également d'évaluer individuellement pour chaque journée les performances du filtre de de détection du ciel clair présenté dans la Section 4.1, et d'étudier la robustesse de l'algorithme pour des contenus en aérosols variables. Les scores de "Vrai Positif" (i.e. cas clairs correctement identifiés), obtenus pour les différentes journées, sont représentés dans le Tableau 4.8. Le premier jour, les performances du filtres sont satisfaisantes avec un score de 97%. Néanmoins, à mesure que l'AOD augmente, les performances de l'algorithme tendent à se détériorer graduellement pour atteindre 68% le dernier jour. Cela suggère que l'algorithme tend à confondre les moments de ciel clair caractérisés par des valeurs d'AOD élevées avec des moments nuageux. Ce résultat est cohérent avec les conclusions de l'étude de LIU et al., 2021, qui a évalué les performances de plusieurs méthodes de détection des ciels clairs sous différentes charges d'aérosols, montrant ainsi une diminution des performances des filtres pour des charges en aérosols importantes.

Les Figures 4.14a-d-g représentent l'évolution des observations de GHI (Fig. 4.14a), BHI (Fig. 4.14d) et DHI (Fig. 4.14g) en fonction de l'angle solaire zénithal pour tous les points de mesure de flux en conditions de ciel clair coïncidents avec des observations AERONET. Les données associées aux différentes journées sont représentées à l'aide de couleurs et marqueurs différents (09/03 : × ; 10/03 : < ; 12/03 : ◆ ; 13/03 : ● ; 14/03 : ►). Les valeurs négatives (positives) de SZA correspondent aux mesures réalisées avant (après) le midi solaire.

Ce premier cas d'étude illustre certains résultats mis en avant par l'analyse de sensibilité (Section 4.3.2). D'une part, on observe une forte dépendance du rayonnement à l'angle solaire zénithal, qui apparaît comme le facteur le plus déterminant de la variabilité intra-journalière du flux. D'autre part, l'impact des particules fines communément observées à Lille semble être relativement limité pour le GHI, même lorsque la charge

en aérosols est exceptionnellement élevée. En effet pour toutes les journées considérées on observe un maximum de GHI relativement stable avec des valeurs variant entre 570 et 600 W/m<sup>2</sup>. Ceci est le résultat d'une compensation importante entre une diminution du rayonnement direct, de l'ordre de 150 W/m<sup>2</sup> au maximum, et une augmentation du rayonnement diffus, d'environ 120 W/m<sup>2</sup>, avec un rapport flux diffus sur flux global, qui est plus que doublé (15% le 09/03 contre 37% le 14/03). Cette compensation est due aux fortes (faibles) propriétés de diffusion (d'absorption) des aérosols observés à Lille. Cette hypothèse est étayée par la moyenne quotidienne assez élevée de  $SSA_{440}$  extraite des inversions AERONET (niveau 1.5), qui est supérieure à 0,93 pour ces journées (Tableau 4.8).

**Cas 2 : Intrusion de poussières désertiques** À Lille, les épisodes d'intrusion de poussières désertiques sont rares (moins de 5% des cas) et souvent ponctuels. Néanmoins, de tels événements peuvent avoir un impact radiatif important en lien avec des concentrations de particules qui peuvent atteindre des valeurs extrêmement élevées. Par exemple l'événement du 17/10/2017, qui a été caractérisé comme un mélange externe de poussières désertiques du Sahara et de particules de feux de biomasse provenant d'incendies au Portugal et en Espagne (HU, 2018), présente les valeurs d'AOD les plus élevées jamais enregistrées à Lille avec une valeur maximale d' $AOD_{440}$  de 2.89. Néanmoins la présence de nuages rend difficile l'analyse de cet événement dans la présente étude.

Nous présentons à la place une comparaison entre des conditions typiques caractérisées par de faibles concentrations d'aérosols continentaux (23/02/2019 : ★) et un événement modéré d'intrusion de poussières (17/09/2020 : □) avec des teneurs en vapeur d'eau similaires (~0.91 cm) (cas 2(a), Figures 4.14b-e-h). Comme dans le cas d'étude numéro 1, on observe une faible variabilité de la quantité totale de rayonnement incident (Figure 4.14b), avec une réduction maximale (i.e. au plus petit angle solaire commun) du GHI de l'ordre de -30 W/m<sup>2</sup> (-6%), qui provient d'une compensation entre une diminution du flux direct (Figure 4.14e) d'environ -100 W/m<sup>2</sup> (-23%), et une augmentation du flux diffus (Figure 4.14h) de l'ordre de +80 W/m<sup>2</sup> (+130%)<sup>6</sup>.

Une deuxième comparaison, le cas 2(b), illustré également sur les Figures 4.14b-e-h, concerne un autre événement modéré d'intrusion de poussières désertiques (28/06/2019 : ▲) et un épisode extrême de transport de poussières le 01/04/2021 (♥), avec des contenus en vapeur d'eau similaires entre eux mais supérieurs au cas 2(a) (~1.83 cm). Dans ce cas, la différence dans l'AOD des deux jours est telle (+0.78) qu'une nette diminution est observée pour le GHI (environ -75 W/m<sup>2</sup> au plus faible angle solaire commun, soit -11%) en lien avec une baisse de près de -345 W/m<sup>2</sup> (-60%) du BHI partiellement compensée par une augmentation du DHI d'environ +270 W/m<sup>2</sup> (+225%). Cela engendre par ailleurs une augmentation de la proportion de flux diffus qui est presque quadruplée, passant d'environ 17% le 28/06/2019 à près de 63% le 01/04/2021.

En complément, la comparaison des deux événements de poussières modérées du 28/06/2019 et du 17/09/2020 met en valeur une compensation entre une diminution de l'AOD (-0.07) et une augmentation de la quantité totale de vapeur d'eau (+0.92 cm, soit un facteur 2). La Figure 4.14e montre que la diminution de l'extinction due à une valeur d'AOD plus faible est presque parfaitement compensée par l'augmentation de l'absorption de la vapeur d'eau, ce qui se traduit par des valeurs de BHI très similaires tout au long de la journée. D'autre part, les effets combinés de la diminution de l'AOD et de l'augmentation de la PWV conduisent à des irradiances diffuses globalement plus faibles (~-20 W/m<sup>2</sup>) le 28/06/2019, comme le montre la Figure 4.14h. Par conséquent, des valeurs de GHI légèrement inférieures sont observées dans la Figure 4.14b pour le 28/06/2019. Ce résultat suggère, en accord avec l'analyse de sensibilité, que l'effet radiatif de la vapeur d'eau est relativement limité par rapport à celui du SZA et de l'AOD. Ainsi la différence de contenu en vapeur d'eau entre la référence propre (23/02/2019) et l'événement extrême de poussières (01/04/2021) devrait avoir un impact radiatif relativement faible par rapport à l'impact de l'augmentation significative de l'AOD. Néanmoins celui-ci ne peut pas être négligé, en particulier pour la

6. Dans ce cas, la proportion de flux diffus est également doublée, avec une valeur de 13% le 17/09/2020 contre 30% le 23/02/2019.

composante diffuse.

Les performances du filtre de détection du ciel clair ont également été évaluées pour le cas d'étude numéro 2 (Tableau 4.8). Comme observé dans le premier cas d'étude, l'algorithme donne des résultats satisfaisants pour les jours caractérisés par des valeurs relativement faibles ou modérées d'AOD. En revanche, ses performances sont nettement diminuées lorsque la concentration en aérosols est élevée. Ainsi, dans le cas de l'évènement extrême du 04/01/2021, caractérisé par une valeur d'AOD moyenne de 0.94, aucun moment de ciel clair n'est identifié par l'algorithme.

**Cas 3 : Effet de la taille des particules pour des charges en aérosols faibles** Dans une troisième étude de cas, la différence d'effet radiatif entre les particules fines et grossières est étudiée pour deux journées caractérisées par des valeurs d'AOD faibles ( $\sim 0.07$ ) et un contenu en vapeur d'eau similaire ( $\sim 0.97$  cm). Une comparaison est faite entre les mesures du 25/02/2019 (+), une journée propre (AOD $\sim 0.06$ ) caractérisée par des aérosols continentaux (AE $\sim 1.35$ ), et le 28/05/2020 (◇), une autre journée propre (AOD $\sim 0.07$ ) dominée par des particules maritimes (AE $\sim 0.74$ ).

Bien que les valeurs d'AOD et de PWV soient similaires, les irradiances mesurées sont différentes entre les deux journées, comme le montrent les Figures 4.14c-f-i. On remarque en particulier une différence importante pour les composantes directes et diffuses qui sont respectivement plus faibles et plus élevées pour le 28/05/2020. Des différences maximales de  $-45 \text{ W/m}^2$  ( $\sim 10\%$ ),  $+19 \text{ W/m}^2$  ( $\sim 30\%$ ) et donc  $-26 \text{ W/m}^2$  ( $\sim 5\%$ ) sont observées pour le BHI, DHI et GHI, respectivement.

En accord avec les résultats de l'analyse de sensibilité (Section 4.3.2), ces différences suggèrent que les particules plus grossières ont tendance à avoir des propriétés d'extinction plus fortes sur l'ensemble du spectre solaire (causées par un coefficient d'Ångström plus faible), ce qui expliquerait les valeurs plus faibles de BHI et plus élevées de DHI le 28/05/2020. Il convient de noter que les différences de DHI peuvent être également liées aux variations différences d'albédo de diffusion simple. D'après le Tableau 4.8, le  $SSA_{440}$  est plus faible le 25/02/2019 ( $\sim 0.91$ ) que le 28/05/2020 ( $\sim 0.96$ ). Ainsi, les propriétés d'absorption plus importantes observées le 25/02/2019 peuvent expliquer les valeurs de rayonnement diffus plus faibles.

**Estimation de l'effet radiatif direct des aérosols pour ces cas d'étude** Dans cette section nous isolons l'effet radiatif direct des aérosols en calculant le Direct Radiative Effect (DRE) des aérosols qui est défini (voir Équation 4.28) comme la différence entre les flux mesurés en conditions de ciel clair,  $F_{mes}$ , et des flux simulés en conditions quasi pristines,  $F_{pristine}$ , en d'autres termes, des simulations réalisées pour un contenu en gaz réaliste reposant sur les données AERONET mais pour une épaisseur optique des aérosols nulle (AOD=0). Ici, pour limiter l'influence de la variabilité de l'angle solaire zénithal, seules les valeurs relatives de DRE sont analysées dans cette étude.

$$DRE_{aer, CSKY} = \frac{F_{mes} - F_{pristine}}{F_{pristine}} \quad (4.28)$$

où  $F_{pristine}$  et  $F_{mes}$  correspondent respectivement aux simulations pristines de SOLARTDECO et aux mesures ATOLL des flux (GHI, BHI ou DHI) dans des conditions de ciel clair.

Les résultats des trois cas d'études sont présentés sur les Figures 4.15a-c. Comme on pouvait s'y attendre, les aérosols réduisent la quantité globale de rayonnement solaire incidente en surface puisqu'ils réduisent la composante directe davantage qu'ils n'augmentent le flux diffus (DHI), ce qui se traduit par des valeurs GHI plus faibles. Leur effet radiatif augmente avec leur charge (AOD) et varie en fonction de leurs propriétés micro-physiques inhérentes. Par exemple, pour l'évènement extrême d'intrusion de poussières désertiques d'avril 2021 (cas 2(b)), le DRE des aérosols sur la composante directe (resp. diffuse) du flux est au SZA le plus petit d'environ  $-65\%$  (resp.  $+600\%$ ), conduisant à une réduction de la composante

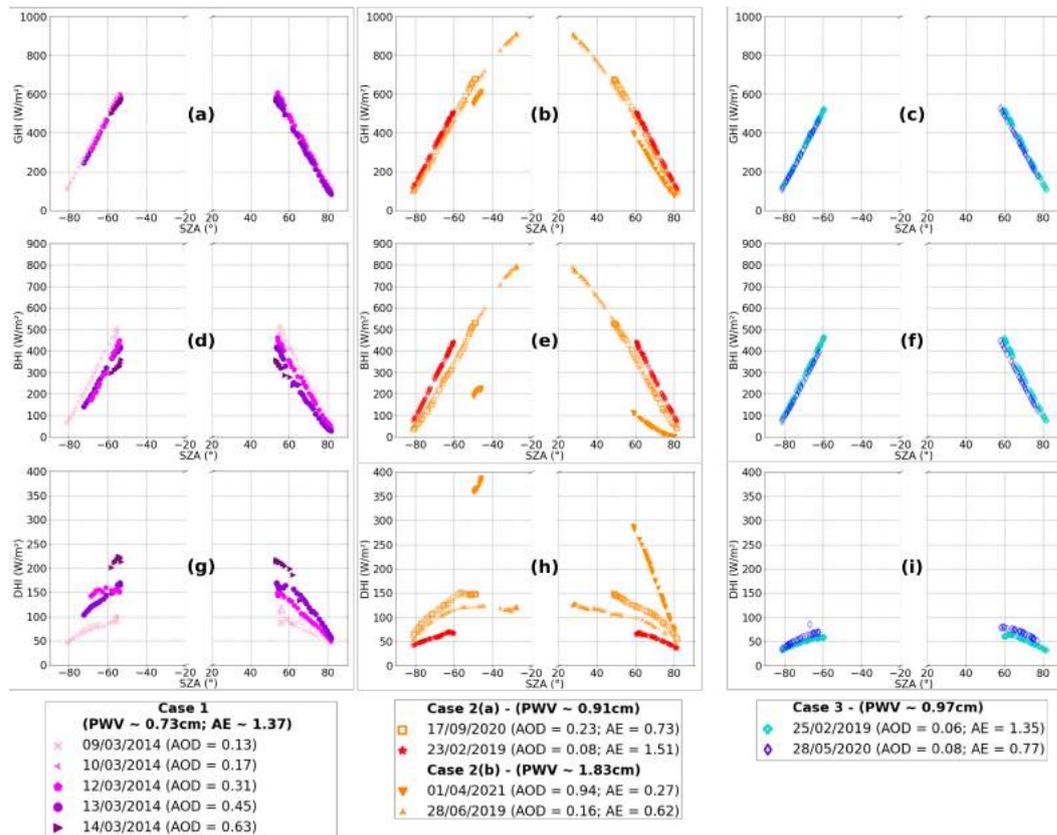


FIGURE 4.14 – Évolution des flux mesurés en fonction de l'angle solaire zénithal pour les différents cas d'étude. Les figures (a-d-g) correspondent au premier cas d'étude, (b-e-h) au deuxième et (c-f-i) au troisième. La première ligne représente les valeurs de GHI, la deuxième ligne les valeurs de BHI et la troisième ligne les valeurs de DHI. Il convient de noter que seules les mesures identifiées manuellement comme ciel clair et coïncidentes avec les données AERONET de niveau 2.0 sont représentées dans ces figures. Les valeurs négatives (positives) de SZA correspondent aux mesures effectuées avant (après) le midi solaire associé à chaque journée.

globale de plus de -15%. Les DRE sont ainsi plus élevés en valeur absolue lorsque l'AOD est plus élevée. De plus, le DRE varie également avec le SZA, les composantes globales et directes étant plus atténuées aux grands angles, tandis que l'augmentation du rayonnement diffusé, moins sensible au SZA, est au contraire maximum aux alentours du midi solaire. En outre, l'impact des aérosols étant isolé de celui de la vapeur d'eau, nos résultats montrent que l'effet radiatif des aérosols pour l'intrusion modérée de poussières désertiques du 17/09/2020 est supérieur à celui du 28/06/2019, en lien avec une charge en aérosols plus élevée.

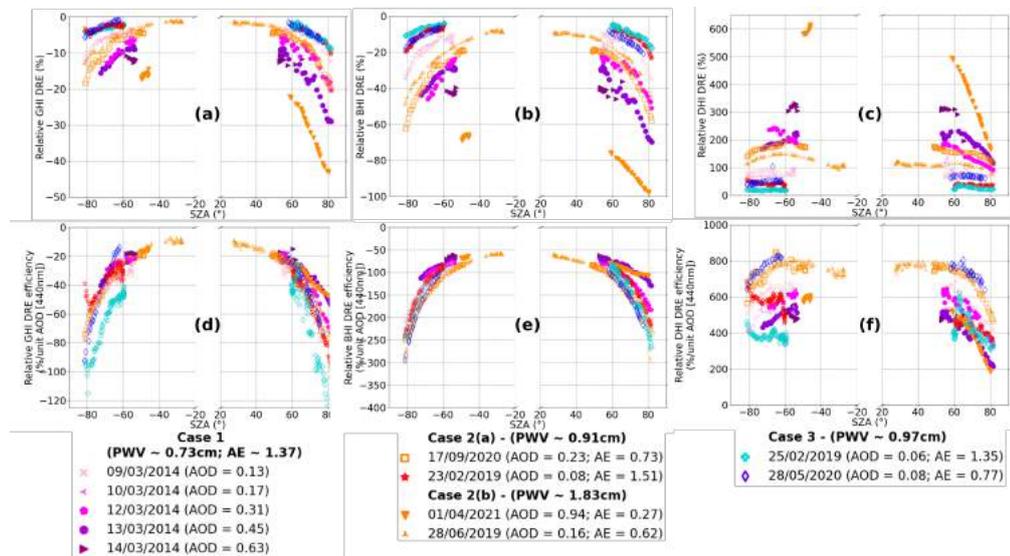


FIGURE 4.15 – Évolution des DRE et DREE des aérosols en fonction de l'angle solaire zénithal pour les différents cas d'étude. Les figures (a-c) correspondent au DRE, (d-f) au DREE. La première colonne représente les valeurs de GHI, la deuxième le BHI et la troisième le DHI. Il convient de noter que seules les mesures identifiées manuellement comme ciel clair et coincidentes avec les données AERONET de niveau 2.0 sont représentées dans ces figures. Les valeurs négatives (positives) de SZA correspondent aux mesures effectuées avant (après) le midi solaire associé à chaque journée.

Le DRE des aérosols est approximativement linéaire en fonction de l'AOD (SATHEESH et RAMANATHAN, 2000). Ainsi, en définissant le DREE des aérosols (Équation 4.29) il est possible d'analyser dans des conditions réelles la sensibilité du rayonnement à la charge en aérosols (AOD) pour les différents cas d'études.

$$DREE_{aer, CSKY} = \frac{DRE}{AOD_{440}} \quad (4.29)$$

Les Figures 4.15d-f représentent le DREE des aérosols pour les différents cas d'étude. Comme illustré dans l'analyse de sensibilité (Section 4.3.2), la sensibilité du GHI à l'AOD est dans l'ensemble assez similaire pour les différents cas d'études. Il convient néanmoins de souligner que les valeurs de DREE pour le cas du 25/02/2019 (cas 3) sont notablement plus importantes. Cela peut être lié aux propriétés d'absorption plus élevées (i.e. SSA plus faibles, voir Tableau 4.8) observées pour cette journée, qui se traduisent par une efficacité à la diffusion plus faible (Figure 4.15f) en particulier le matin. On observe, comme dans la Section 4.3.2, une certaine dichotomie entre les événements marqués par la présence d'aérosols plutôt grossiers ou fins. En effet, comme on peut le voir notamment sur la Figure 4.15f, le DREE

des aérosols sur la composante diffuse est plus important pour les journées caractérisées par des valeurs d'AE plus faibles. Néanmoins, cela dépend dans une certaine mesure de la charge en aérosols, puisque dans le cas de l'intrusion extrême de poussières désertiques du 01/04/2019, on remarque des valeurs de DREE pour le BHI et le DHI similaires aux événements caractérisés par des particules fines, malgré un coefficient d'Ångström moyen de l'ordre de 0.27. Cela suggère que pour des valeurs d'AOD trop élevées, le DRE ne peut plus être considéré comme linéaire.

#### 4.4.1.2 Analyse globale sur la période 2010-2022

Dans cette section nous analysons l'effet radiatif direct en surface moyen des aérosols à Lille sur l'ensemble de la période 2010 - 2022 en conditions "clear-sky". Des moyennes sont également calculées pour les différentes saisons, classes d'aérosols, et en distinguant les situations propres ( $AOD_{440} \leq 0.1$ ) et polluées ( $AOD_{440} > 0.1$ ).

<b>DRE moyens des aérosols en surface en conditions "clear-sky" à Lille (2010- 2022) (W/m<sup>2</sup>) [%] et DREE associées &lt;W/m<sup>2</sup>/unité d'AOD<sub>440</sub>&gt;</b>			
	<b>GHI</b>	<b>BHI</b>	<b>DHI</b>
<b>Total</b>	(-19.7) [-5.5] <-125>	(-61.4) [-17.5] <-379>	(41.7) [91.7] <254>
<b>Hiver</b>	(-15.6) [-6.4] <-158>	(-37.9) [-18.3] <-386>	(22.3) [59.8] <227>
<b>Printemps</b>	(-21.4) [-5.9] <-116>	(-68.3) [-19.1] <-377>	(46.8) [101.7] <261>
<b>Été</b>	(-18.8) [-4.8] <-120>	(-62.7) [-16.4] <-376>	(43.9) [93.5] <256>
<b>Automne</b>	(-19.2) [-5.5] <-139>	(-53.7) [-15.9] <-385>	(34.5) [80.2] <245>
<b>Continental</b>	(-15.0) [-4.0] <-129>	(-43.2) [-11.7] <-362>	(28.2) [61.5] <233>
<b>Continental polluted</b>	(-31.6) [-8.7] <-105>	(-98.6) [-27.5] <-326>	(67.0) [144.4] <221>
<b>Mixed</b>	(-22.3) [-6.2] <-120>	(-73.8) [-21.2] <-396>	(51.5) [112.6] <276>
<b>Maritime</b>	(-11.5) [-4.2] <-152>	(-36.2) [-14.7] <-463>	(24.7) [61.3] <311>
<b>Desert dust</b>	(-25.4) [-6.2] <-126>	(-92.1) [-21.2] <-456>	(66.7) [149.3] <330>
<b>Propre</b>	(-10.5) [-2.9] <-144>	(-30.1) [-9.2] <-403>	(19.6) [45.8] <259>
<b>Pollué</b>	(-23.2) [-6.4] <-118>	(-73.5) [-20.7] <-369>	(50.2) [109.5] <252>

TABLEAU 4.9 – DRE (absolus) et [relatifs] moyens des aérosols et DREE absolus associés à Lille sur la période 2010 - 2022 pour les mesures AERONET coïncidentes avec des mesures de flux en conditions de ciel clair. Les valeurs instantanées ont été calculées en utilisant les mesures d'irradiance de la plateforme ATOLL et les simulations SOLARTDECO pour toutes les composantes du flux solaire. Les valeurs "totales" correspondent aux moyennes globales de DRE et DREE pour toutes les mesures coïncidentes en conditions de ciel clair effectuées sur la période 2010 - 2022. Des moyennes similaires ont été établies pour chaque saison ainsi que pour les différentes classes d'aérosols et pour les conditions propres ( $AOD_{440} \leq 0.1$ ) et polluées.

Le Tableau 4.9 fournit les DRE absolus et relatifs moyens ainsi que les valeurs de DREE correspondantes pour les trois composantes du flux solaire en conditions de ciel clair. Comme on pouvait s'y attendre, nos résultats montrent que l'impact radiatif moyen des aérosols sur le GHI mesuré à Lille est relativement faible. Il est en revanche plus prononcé et de signes opposés pour les composantes directes et diffuses. En effet, les valeurs de DREE indiquent que le BHI et le DHI sont respectivement trois fois et deux fois plus sensibles à l'AOD que le GHI (-379 et +254 contre -125 W/m<sup>2</sup>/unité d'AOD [440 nm]). Ainsi, en moyenne sur l'ensemble de la période les aérosols à Lille réduisent le GHI incident, par rapport aux conditions quasi-pristines en ciel clair, d'environ -20 W/m<sup>2</sup> (-6%) avec une perte d'environ -61 W/m<sup>2</sup> (-18%) d'irradiance directe, qui n'est que partiellement compensée par une augmentation d'environ +42

$\text{W/m}^2$  (+92%) du rayonnement diffus. Ceci conduit à une modification importante de la contribution du DHI avec une augmentation d'un facteur deux (+105%) du rapport DHI/GHI moyen, qui est de 12% en conditions quasi-pristines, pour atteindre une moyenne de 24% en moyenne en présence d'aérosols.

La distinction saisonnière montre un minimum absolu de DRE en surface en hiver (-16/-38/+22  $\text{W/m}^2$ ) pour toutes les composantes de l'irradiance solaire (GHI/BHI/DHI). Ce résultat est cohérent avec les valeurs plus faibles de rayonnement solaire incident (Figure 4.3e) et de l'AOD (Figure 4.3f) observées pour cette saison. Le maximum de DRE absolu pour toutes les composantes de l'irradiation (GHI/BHI/DHI) est observé au printemps (-21/-68/+47  $\text{W/m}^2$ ) plutôt qu'en été (-19/-63/+44  $\text{W/m}^2$ ), malgré des valeurs estivales d'irradiance potentiellement plus élevée en raison d'angles solaires zénithaux globalement plus faibles entre juin et août (Figure 4.6d). Cela peut être expliqué par les valeurs d'AOD globalement plus élevées au printemps qu'en été.

Une telle dépendance du DRE à la charge en aérosols est également illustrée par les différences de DRE entre les différentes classes d'aérosols. En effet, en conditions de ciel clair, les classes associées aux plus faibles moyennes d' $AOD_{440}$ , i.e. "Maritime" (0.07) et "Continental" (0.12), ont tendance à avoir des effets radiatifs plus faibles sur toutes les composantes du flux observé en surface. D'après le Tableau 4.9, les classes "Maritime" et "Continental" présentent des valeurs DRE (GHI/BHI/DHI) respectives de -12/-36/+25  $\text{W/m}^2$  et -15/-43/+28  $\text{W/m}^2$ . Cela se retrouve également dans les valeurs de DRE globalement plus faibles estimées pour les situations "propres" ( $AOD_{440} < 0.1$ ) qui modifie le GHI/BHI/DHI de l'ordre de -11/-30/+20  $\text{W/m}^2$  en moyenne. En comparaison, les situations "polluées" se caractérisent par un impact radiatif relativement important, avec un impact deux fois plus important sur le GHI, le BHI et le DHI (-23, -74 et +50  $\text{W/m}^2$ , respectivement). Les classes "Continental polluted", "Desert dust" et "Mixed", caractérisées par des valeurs d'AOD moyennes respectives de 0.32, 0.18 et 0.20, correspondent également à des valeurs DRE plus importantes avec des moyennes de l'ordre de -32/-99/+67, -25/-92/+67 et -22/-74/+52  $\text{W/m}^2$ , respectivement. Nos résultats montrent également que malgré des valeurs d'AOD relativement similaires et des valeurs similaires de DRE et DREE pour le GHI, les classes "Desert dust" et "Mixed" ont des valeurs de DREE sur le BHI et le DHI significativement différentes. Ce résultat peut être lié aux différences de taille des particules, la classe "Mixed" ayant une teneur plus élevée en aérosols fins, ce qui se traduit par un coefficient d'Ångström moyen plus élevé (1.13) que pour la classe "Desert dust" (0.66). En effet, un coefficient d'Ångström plus important implique des propriétés d'extinction plus importantes sur une plus grande partie du spectre solaire, qui pourrait expliquer la diminution plus significative du BHI et la plus grande proportion de flux diffus. La classe "Maritime" présente également des valeurs de DREE supérieures aux autres classes d'aérosols qui pourraient être liées de la même manière à un effet spectral plus important, conséquence d'un coefficient d'Ångström plus faible. Ces résultats sont en accord avec les conclusions des cas d'études (Section 4.4.1.1) et de l'analyse de sensibilité (Section 4.3.2). Il est néanmoins important de souligner que l'impact radiatif des classes "Maritime" et "Desert dust" reste relativement limité à l'échelle de l'année, puisque les deux classes ne représentent respectivement que 14% et 5% des situations observées. De plus, bien que la classe "Maritime" présente des valeurs de DREE plus élevées, en lien avec des particules plus grossières, les valeurs de DRE associées restent relativement faibles du fait d'épaisseurs optiques en aérosol relativement faibles. L'impact radiatif des aérosols en conditions "clear-sky" est donc plutôt dominé par les classes "Continental", "Continental polluted" et "Mixed", qui représentent respectivement 38%, 20% et 22% des situations à Lille, et présentent des valeurs de DRE relativement importantes, notamment pour la classe "Continental polluted" qui réduit en moyenne le GHI et le BHI de -32 et -99  $\text{W/m}^2$ , soit près de -9% et -28% respectivement pour les deux composantes.

#### 4.4.2 Conditions clear-sun with clouds

En conditions "clear-sky", le DRE des aérosols peut être déterminé pour toutes les composantes du flux comme dans l'Équation 4.28, en soustrayant aux flux mesurés des simulations de transfert radiatif en conditions quasi-pristines. Pour les situations "clear-sun with clouds", cette approche ne peut être employé

que pour caractériser l'effet des aérosols sur la composante directe du rayonnement, qui n'est pas impactée par la présence de nuages. Néanmoins, les résultats de la Section 3.2.2 suggèrent que les simulations de transfert radiatif de SOLARTDECO semblent représenter de manière satisfaisante les propriétés optiques des aérosols. Ainsi, en utilisant les mesures photométriques directes disponibles en situations "clear-sun with clouds", il nous est possible d'estimer le DRE (et DREE) des aérosols pour toutes les composantes du flux en conditions CSWC, en faisant la différence entre des simulations basées sur les mesures AERONET directes d'AOD et de PWV correspondantes,  $F_{aer}$ , et des simulations sans aérosols (quasi-pristines) basées uniquement sur les mesures de contenu en vapeur d'eau comme dans l'Équation 4.30.

$$DRE_{aer, CSWC} = \frac{F_{aer} - F_{pristine}}{F_{pristine}} \quad (4.30)$$

Une comparaison entre les estimations du DRE des aérosols sur le BHI basées sur les mesures de flux direct ou exclusivement sur des simulations SOLARTDECO a été menée, et que des résultats similaires ont été obtenus pour les deux approches.

Le Tableau 4.10 fournit les DRE moyens absolus et relatifs des aérosols sur la période 2010-2022 en conditions CSWC. Une comparaison avec les valeurs présentées dans le Tableau 4.9 révèle que le DRE moyen des aérosols en situations "clear-sun with clouds" (-21 W/m<sup>2</sup>, i.e. -6.0%) est très proche, bien que légèrement plus élevé, de celui estimé en conditions "clear-sky". Les effets sont également un peu plus élevés sur les composantes directes et diffuses avec des DRE moyens de -72 W/m<sup>2</sup> (-20%) et +50 W/m<sup>2</sup> (+108%), respectivement. Ces valeurs légèrement plus élevées de DRE pourraient être directement liées aux valeurs d' $AOD_{440}$  légèrement plus élevées observées en conditions CSWC (0.19) par rapport aux conditions CSKY (0.17). Néanmoins, des valeurs de DREE des aérosols pour le BHI et le DHI en conditions CSWC plus importantes d'environ 30 W/m<sup>2</sup>/unité d' $AOD_{440}$  comparé aux conditions de ciel clair, suggèrent qu'un autre mécanisme est en jeu. Une analyse de la différence entre les conditions CSWC et CSKY montre que ces écarts de DREE pourraient principalement provenir de différences géométriques. En effet, si l'on considère uniquement les observations coïncidentes avec les mesures AERONET, on observe que le SZA moyen en conditions CSWC (60°) est inférieur d'environ 2° par rapport aux conditions CSKY (62°). Cette différence de SZA se traduisant par des valeurs de rayonnement plus élevées, cela pourrait accroître la sensibilité des rayonnements directs et diffus au contenu en aérosols.

Une analyse saisonnière et par classes d'aérosols du DRE révèle des différences similaires entre les conditions de ciel clair et "clear-sun with clouds", avec des valeurs de DRE des aérosols sur la composante globale relativement comparables, et des valeurs de DRE, sur les composantes directes et diffuses, plus importantes en conditions CSWC qu'en CSKY. Les différences les plus notables des DRE BHI et DHI sont observées pour les classes "Maritime", "Desert dust" et "Continental polluted" avec notamment des valeurs de DRE (BHI/DHI) respectives de l'ordre de -48/+32, -103/+74 et -112/+80 W/m<sup>2</sup> respectivement en conditions "clear-sun with clouds" (Tableau 4.10), contre -36/+25, -92/+67 et -99/+67 W/m<sup>2</sup> en ciel clair (Tableau 4.9). Cela se traduit notamment par des valeurs plus importantes de DRE pour les situations à la fois propres et polluées qui réduisent le BHI d'environ -37 et -84 W/m<sup>2</sup> en conditions CSWC (contre -30 et -74 W/m<sup>2</sup> en CSKY) et augmente le rayonnement diffus de +24 et +60 W/m<sup>2</sup> (contre +20 et +50). Ainsi on observe plus globalement des valeurs des DRE moyens sur les composantes directes et diffuses plus élevées pour les différentes saisons avec notamment des différences de +15 W/m<sup>2</sup> pour le BHI (+13 W/m<sup>2</sup> pour le DHI) au printemps et en été, et de +8 W/m<sup>2</sup> (+7 W/m<sup>2</sup>) en hiver et automne.

En complément, l'évaluation des situations CSWC permet d'analyser les événements caractérisés par de fortes valeurs d'AOD qui ont pu être mal identifiés par l'algorithme de détection du ciel clair, qui tend à les classer par erreur comme des situations nuageuses. En particulier, dans ces conditions, nous sommes en mesure d'étudier l'effet radiatif direct de la classe "Strong events", qui se caractérise par d'importantes charges d'aérosols avec une valeur moyenne d' $AOD_{440}$  de 1.0. Pour ces événements l'effet radiatif des

<b>DRE moyens des aérosols en surface en conditions CSWC à Lille (2010-2022) (W/m<sup>2</sup>) [%]</b>			
	<b>GHI</b>	<b>BHI</b>	<b>DHI</b>
<b>Total</b>	(-21.2) [-6.0]	(-71.6) [-20.0]	(50.4) [108.1]
<b>Hiver</b>	(-17.2) [-6.5]	(-45.4) [-19.3]	(28.1) [71.7]
<b>Printemps</b>	(-24.2) [-6.2]	(-84.1) [-21.4]	(59.8) [125.4]
<b>Été</b>	(-20.6) [-5.1]	(-76.9) [-18.4]	(56.3) [115.0]
<b>Automne</b>	(-20.3) [-6.6]	(-62.2) [-21.2]	(41.9) [96.0]
<b>Continental</b>	(-14.5) [-4.1]	(-45.4) [-12.9]	(30.9) [66.7]
<b>Continental polluted</b>	(-31.3) [-8.0]	(-111.6) [-27.6]	(80.3) [165.8]
<b>Mixed</b>	(-22.1) [-6.3]	(-78.4) [-21.9]	(56.3) [120.6]
<b>Maritime</b>	(-16.5) [-5.5]	(-48.2) [-17.2]	(31.7) [74.5]
<b>Desert dust</b>	(-28.8) [-8.5]	(-103.1) [-30.6]	(74.3) [163.2]
<b>Strong events</b>	(-70.2) [-12.8]	(-260.3) [-50.5]	(190.2) [381.1]
<b>Propre</b>	(-12.3) [-4.0]	(-36.7) [-12.4]	(24.4) [56.2]
<b>Pollué</b>	(-24.3) [-6.7]	(-83.8) [-22.7]	(59.5) [126.3]

TABLEAU 4.10 – Identique au Tableau 4.9 mais pour les conditions "clear-sun with clouds". En raison de la présence de nuages dans le ciel, les valeurs instantanées ne sont pas basées sur les mesures de flux de la plateforme ATOLL, mais ont été calculées à l'aide de simulations SOLARTDECO avec et sans aérosols.

aérosols est très important, avec une réduction moyenne du BHI de plus de 50% (-260 W/m<sup>2</sup>) par rapport aux conditions quasi-pristines, et une augmentation significative de 381% (+190 W/m<sup>2</sup>) du DHI. Cela conduit à une réduction significative de l'irradiance solaire incidente en surface, avec un DRE moyen d'environ -70 W/m<sup>2</sup> (-13%) pour le GHI. Cette classe représente donc des valeurs maximales d'impact radiatif direct des aérosols observée à Lille. Leur impact reste néanmoins relativement limité dans le temps. En effet, ces situations étant généralement liées à des événements très particuliers de transport longue distance de poussières désertiques ou d'aérosols de feux de biomasse<sup>7</sup>, elles restent donc majoritairement ponctuelles et ne représentent que 0.3% des situations observées à Lille.

Enfin, l'utilisation de simulations SOLARTDECO avec aérosols permet également de quantifier l'effet radiatif additionnel direct des nuages en conditions CSWC,  $DRE_{clouds}$ , qui est défini comme la différence entre les mesures de flux de la plateforme ATOLL et les simulations avec aérosols (Équation 4.31) :

$$DRE_{clouds, CSWC} = F_{meas} - F_{aer} \quad (4.31)$$

Il convient de noter que cette approche dissocie l'effet radiatif des aérosols et des nuages, mais néglige implicitement l'interaction radiative entre les nuages et les aérosols. En particulier, les effets d'ombrage et d'éclairage des nuages sur les aérosols sont négligés.

Les valeurs de DRE, des aérosols et des nuages en conditions "clear-sun with clouds", ainsi calculées sont résumées dans les Figures 4.16a-c. Les valeurs moyennes globales sur la période 2010-2022, les valeurs saisonnières, par classes d'aérosols et pour les situations "propres" ( $AOD_{440nm} < 0.1$ ) et "polluées", sont représentées pour le (a) GHI, (b) BHI et (c) DHI. Les barres bleues représentent le DRE des aérosols (comme dans le Tableau 4.10) et les grises le DRE des nuages. Le cumul des deux est représenté par des barres oranges. Comme on pouvait s'y attendre, en conditions CSWC les nuages présents dans le ciel n'agissent (augmentation) que sur la composante diffuse du rayonnement incident, contrairement aux

7. C'est le cas pour l'épisode du 17/10/2017 (HU, 2018) qui a présenté des valeurs d'AOD record à Lille avec une moyenne sur la journée supérieure à 2.

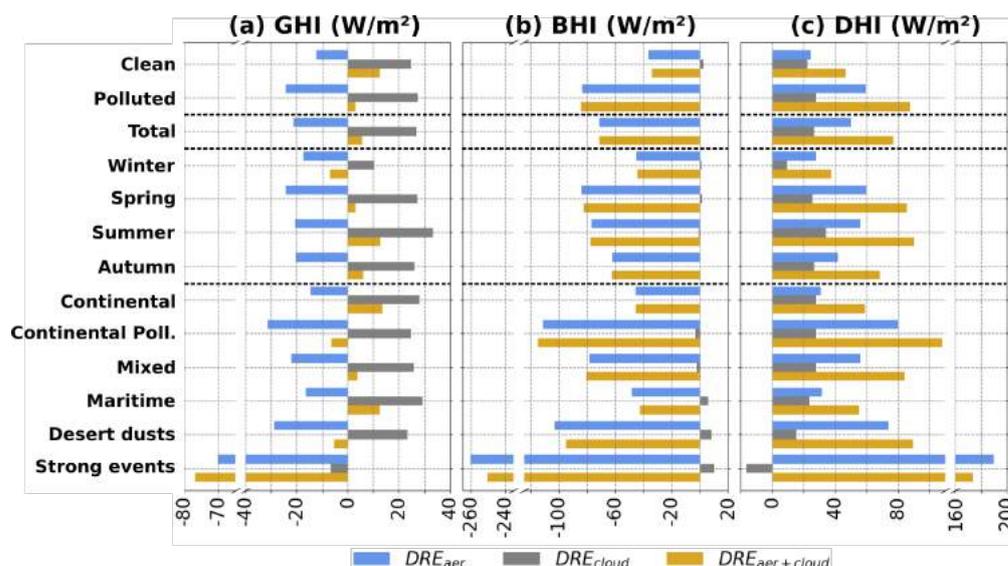


FIGURE 4.16 – Variabilité du DRE moyen des aérosols (bleu), des nuages (gris), et des aérosols et des nuages (orange) en conditions CSWC sur (a) l'irradiance globale, (b) l'irradiance directe et (c) l'irradiance diffuse sur la période 2010-2022 pour les mesures AERONET coïncidentes uniquement. Les valeurs instantanées ont été calculées en utilisant les mesures d'irradiance ATOLL et les simulations SOLARTDECO avec et sans aérosols. Comme dans le Tableau 4.9, les moyennes "totales" correspondent à la moyenne globale de DRE sur la période 2010 - 2022.

aérosols qui influencent à la fois le flux direct (atténuation) et le rayonnement diffus (augmentation). Ainsi, si l'on considère le flux global en conditions "clear-sun with clouds", les nuages vont augmenter le GHI, compensant partiellement (ou totalement) la diminution du flux global liée aux aérosols. Notre analyse révèle qu'en moyenne pour les situations "propres", en conditions CSWC, les nuages contribuent à une augmentation du DHI de l'ordre de  $+22 \text{ W/m}^2$  (Figure 4.16c), comparable à la contribution des aérosols ( $+24 \text{ W/m}^2$ ). Dans ces conditions, la diminution du BHI liée aux aérosols ( $-37 \text{ W/m}^2$ , Figure 4.16b) est totalement compensée, voire sur-compensée. L'impact radiatif cumulé des aérosols et des nuages sur le GHI est ainsi positif, avec une augmentation moyenne du GHI de l'ordre de  $13 \text{ W/m}^2$  (Figure 4.16a) par rapport aux conditions quasi-pristines (sans aérosols et sans nuages). Pour des situations plus polluées, avec des valeurs d'AOD supérieures à 0.1, l'impact des aérosols est bien plus important, avec une atténuation du BHI de  $-84 \text{ W/m}^2$  et une hausse du DHI d'environ  $60 \text{ W/m}^2$ . Ainsi, la contribution des nuages, d'environ  $+28 \text{ W/m}^2$  de DHI, est bien moins significative en comparaison. L'effet cumulé des nuages et des aérosols est alors plus limité qu'en conditions plus propres, l'atténuation du BHI par les aérosols est néanmoins compensée par l'effet des nuages, avec un DRE total (nuages et aérosols) de l'ordre de  $+3 \text{ W/m}^2$ .

Les situations polluées étant majoritaires à Lille (73%, Tableau 3.3), le GHI observé en situations CSWC est en moyenne, sur la période 2010-2022, semblable à celui simulé en conditions quasi-pristines, avec un effet cumulé des nuages et des aérosols de l'ordre de  $+6 \text{ W/m}^2$  (Figure 4.16a). Les proportions de flux direct et flux diffus sont néanmoins très différentes, avec une diminution moyenne de l'ordre de 20% du BHI et une augmentation de 164% du DHI. Nos résultats indiquent également que la surcompensation liée aux nuages est maximale en valeurs absolues (resp. relatives) en été (resp. automne) avec  $+12.7 \text{ W/m}^2$  (resp.  $+0.9\%$ ). Au printemps, la compensation est plus faible, en lien avec les valeurs d'AOD, et donc de DRE des aérosols, plus importantes, mais reste tout de même positive ( $+3 \text{ W/m}^2$ ). De plus, malgré un impact radiatif des aérosols plus faible en hiver (Tableau 4.10), l'effet des nuages en hiver est si limité ( $+10$

$\text{W/m}^2$ , soit 3 fois moins que l'effet des aérosols, Figure 4.16c), que l'atténuation du rayonnement direct par les aérosols n'est pas totalement compensée, avec en moyenne des valeurs de GHI inférieures aux conditions quasi-pristines d'environ  $-7 \text{ W/m}^2$  (Figure 4.16a). Des résultats comparables sont observés pour les classes "Continental polluted", "Desert dust" et "Strong events", caractérisées par les niveaux d'AOD les plus élevés, avec une diminution du GHI, par rapport aux conditions pristines, de l'ordre de  $-6$ ,  $-5$  et  $-77 \text{ W/m}^2$ , respectivement. Il convient de noter que le DRE des nuages étant calculé à partir de simulations "clear-sky" de SOLARTDECO, il existe des différences entre les simulations et les mesures qui peuvent donner lieu à certaines incohérences. En particulier, cela se traduit dans certaines situations, notamment celles caractérisées par la classe "Strong events", par un impact positif (négatif) non négligeable des nuages sur la composante directe (diffuse) du rayonnement incident, qui n'est pas physique (Figures 4.16b-c).

En résumé, ces résultats soulignent l'importance des effets de bords des nuages, ou effets de renforcement des nuages, dus aux processus de transfert radiatif en trois dimensions, qui permettent dans certaines conditions d'observer des valeurs de rayonnement incident comparables à des conditions quasi-pristines. De plus, il est important de mentionner que ces événements sont quantitativement importants puisque les situations CSWC sont deux fois plus fréquentes que les conditions de ciel clair. Ainsi, nos résultats suggèrent qu'en moyenne sur la période 2010-2022, le rayonnement global incident en surface est, dans 22% des cas, proche, voire supérieur, aux valeurs attendues pour des conditions impactées uniquement par les gaz atmosphériques.

### 4.4.3 Conditions all-sky

L'évaluation de l'effet radiatif direct des aérosols en conditions de "clear-sky" et "clear-sun with clouds" permet d'estimer l'effet radiatif direct moyen des aérosols en conditions "all-sky" en décomposant le DRE ASKY en termes de contributions en conditions CLOS, CSWC et CSKY comme dans l'Équation 4.32 :

$$DRE_{aer, ASKY} = \sum_k DRE_{aer, k} \times freq_k \quad (4.32)$$

où les termes  $DRE_{aer, k}$  correspondent aux DRE des aérosols sur le flux (GHI, BHI ou DHI) pour les différentes conditions d'ensoleillement, et les termes  $freq_k$  représentent les fréquences respectives de ces derniers. Il est important de souligner que nous faisons l'hypothèse que le DRE des aérosols est négligeable en conditions CLOS ( $DRE_{aer, CLOS} = 0$ ). Notre estimation du DRE ASKY des aérosols peut donc être légèrement sous-évaluée. Néanmoins, l'estimation du DRE des aérosols en conditions CLOS nécessiterait de démêler les effets des aérosols et des nuages. Une telle approche impliquerait donc la conception d'un outil de transfert radiatif particulier et dédié.

Le Tableau 4.11 représente les moyennes absolues et relatives du DRE des aérosols sur la période 2010-2022 en conditions "all-sky". On remarque qu'en moyenne sur la période, les aérosols observés à Lille réduisent le GHI incident d'environ  $-6.8 \text{ W/m}^2$  ( $-1.5\%$ ) par rapport aux conditions quasi-pristines. Cette réduction relève d'une compensation partielle entre une diminution d'environ  $-22.5 \text{ W/m}^2$  ( $-5.3\%$ ) du BHI et une augmentation d'environ  $+15.7 \text{ W/m}^2$  ( $+35.4\%$ ) du DHI.

La variabilité saisonnière du DRE des aérosols en conditions "all-sky" est similaire à celle observée pour les conditions CSKY et CSWC. Le maximum de DRE est observé au printemps ( $-8.8 \text{ W/m}^2$ , soit  $-1.8\%$ ) avec un impact relativement important sur les flux directs ( $-29.7 \text{ W/m}^2$ , soit  $-6.5\%$ ) et diffus ( $+20.9 \text{ W/m}^2$ , soit  $+45.8\%$ ). Au contraire, le minimum de DRE des aérosols se produit en hiver, avec des effets absolus sur les composantes directes et diffuses inférieures à  $10 \text{ W/m}^2$  ( $-9.9 \text{ W/m}^2$  et  $+6.1 \text{ W/m}^2$  respectivement). L'impact sur l'irradiance globale pour cette saison est donc limité, avec une réduction moyenne d'environ  $-3.8 \text{ W/m}^2$  ( $-1.3\%$ ).

<b>DRE moyen des aérosols en conditions "all-sky" à Lille (2010- 2022)</b>			
<b>(W/m<sup>2</sup>) [%]</b>			
	<b>GHI</b>	<b>BHI</b>	<b>DHI</b>
<b>Total</b>	(-6.8) [-1.5]	(-22.5) [-5.3]	(15.7) [35.4]
<b>Hiver</b>	(-3.8) [-1.3]	(-9.9) [-3.9]	(6.1) [15.8]
<b>Printemps</b>	(-8.8) [-1.8]	(-29.7) [-6.5]	(20.9) [45.9]
<b>Été</b>	(-7.0) [-1.3]	(-25.4) [-5.2]	(18.4) [39.7]
<b>Automne</b>	(-6.1) [-1.6]	(-18.1) [-5.4]	(12.0) [28.7]

TABLEAU 4.11 – DRE moyens (absolus) et [relatifs] des aérosols en conditions "all-sky" à Lille sur la période 2010 - 2022. Ces valeurs ont été obtenues par décomposition du DRE ASKY des aérosols en fonction des différentes conditions d'ensoleillement, comme indiqué dans l'équation 4.32. Il convient de noter que le DRE des aérosols en conditions "cloudy-sun" est négligé en raison de l'effet occultant des nuages. La moyenne "totale" correspond à la moyenne globale sur la période 2010 - 2022 et des moyennes spécifiques aux différentes saisons sont également représentées.

## 4.5 Conclusions

Nous avons utilisé des mesures coïncidentes des propriétés optiques des aérosols et de l'irradiance réalisées dans le cadre des observations de la plateforme ATOLL à Lille, ainsi que des simulations de transfert radiatif de SOLARTDECO, afin d'analyser l'influence de la variabilité des conditions de ciel nuageux et clairs, ainsi que du contenu en aérosols et en vapeur d'eau, sur la variabilité de l'irradiance solaire incidente en surface dans le nord de la France sur la période 2010-2022. Notre analyse repose notamment sur l'utilisation d'une classification des conditions d'ensoleillement qui permet de dissocier les moments de ciel clair et de ciel nuageux, à une résolution de 1 minute. Cette classification se base sur l'utilisation de deux filtres nuageux basés sur les mesures de flux. Le premier filtre, qui sert à identifier les moments "clear-sky" (CSKY, i.e. ciel complètement clair), consiste en une version adaptée spécifiquement aux conditions observées à Lille de l'algorithme de détection décrit par GARCÍA et al., 2014. Le deuxième filtre, tiré des travaux de BATLLES et al., 2000, permet de compléter notre analyse des conditions d'ensoleillement en distinguant davantage les conditions de ciel nuageux entre les situations "clear-sun with clouds" (CSWC, i.e. le Soleil est visible mais des nuages sont présents dans le ciel) et les conditions de "cloudy-sun" (CLOS, i.e. le Soleil est masqué par les nuages). Une évaluation pour les mois de janvier et mai 2018, basée sur une comparaison avec les observations coïncidentes du sky imager d'ATOLL, montre que dans l'ensemble les performances des deux algorithmes sont satisfaisantes, avec des scores de précision de 82% et 67%, respectivement. La plus faible précision de la méthode de BATLLES et al., 2000, que nous utilisons pour identifier les situations "clear-sun" (CSUN, i.e. CSKY et CSWC), s'explique par un pourcentage élevé de "Faux positifs" (11%) qui suggère que ce filtre est peut-être trop permissif et pourrait donc surestimer légèrement la proportion de situations "clear-sun".

Cette classification des conditions d'ensoleillement permet de confirmer que Lille connaît des proportions élevées de conditions nuageuses. En effet, les conditions CLOS et CSWC représentent respectivement environ 67 et 22% des observations à la résolution d'une minute, tandis que les moments de ciel clair (CSKY) représentent en moyenne seulement 11% des mesures sur l'ensemble de la période 2010-2022. La fréquence minimum de conditions "clear-sky" est observée en hiver (5%), tandis que le maximum est atteint au printemps (16%), avec un plateau de mars à septembre, caractérisé par des fréquences mensuelles moyennes de CSKY supérieures à 11%. Ainsi, du point de vue de la ressource solaire, la période de mars à septembre est intéressante, puisque caractérisée à la fois par des conditions relativement ensoleillées, par des valeurs plus faibles de l'angle zénithal du soleil (SZA) et par des journées plus longues. Cela se

traduit en particulier par une quantité de rayonnement incident (GHI) relativement élevée (supérieure à  $270 \text{ W/m}^2$  en moyennes mensuelles) et donc une contribution importante à l'énergie annuelle moyenne (80%). En revanche, une analyse parallèle des mesures photométriques coïncidentes de la plateforme ATOLL révèle qu'à cette période, qui correspond globalement au printemps et à l'été, le site de Lille est également caractérisé par des niveaux relativement importants d'aérosols, en lien majoritairement avec les activités anthropiques. On observe en particulier un maximum de pollution particulaire au printemps, avec notamment en avril seulement 11% des observations présentant des valeurs d' $AOD_{440}$  inférieures à 0.1 et une valeur moyenne d'AOD de l'ordre de 0.22.

En outre, l'application sur la période 2010-2022 de tests de Mann-Kendall saisonniers avec un seuil de signification de 5% révèle que le printemps et l'été sont caractérisés par des tendances relativement significatives des fréquences des conditions d'ensoleillement et d'AOD, mais également de flux incident en surface. Notre analyse révèle notamment une tendance à la diminution de la proportion moyenne de moments "cloudy-sun", de l'ordre de -1% par an pour les deux saisons, au profit d'une fréquence accrue de conditions "clear-sun with clouds" et "clear-sky", qui augmentent toutes deux d'environ +0.5% par an. L'étude des mesures photométriques coïncidentes montre également une diminution sur la période 2010-2022 de l'AOD pour les deux saisons, qui atteint en particulier au printemps une magnitude de l'ordre de -0.008 par an. Enfin, une analyse des mesures de rayonnement incident entre le [lever du Soleil + 30 minutes] et le [coucher du Soleil - 30 minutes] indique une tendance coïncidente à l'augmentation du GHI "all-sky" (ASKY) de l'ordre de  $+4 \pm 2 \text{ W/m}^2$  par an pour les deux saisons. Cette hausse importante du rayonnement global est principalement due à une augmentation considérable du flux direct incident en surface (BHI), qui présente des tendances significatives au printemps et en été d'environ  $+4.4 \pm 2.3$  et  $+4.7 \pm 1.9 \text{ W/m}^2/\text{an}$ , respectivement.

Une décomposition du BHI en fonction des conditions d'ensoleillement révèle que la variabilité de la fréquence des conditions d'ensoleillement contribue de manière significative à l'augmentation observée du BHI "all-sky" (ASKY) au printemps et en été, avec une contribution saisonnière de de +79% et +74%, respectivement. Notre analyse révèle également une contribution importante (+19% au printemps, +20% en été) de la variabilité intrinsèque du BHI en conditions "clear-sun with clouds", ainsi qu'une contribution plus faible de la variabilité du BHI en conditions "clear-sky" (environ +7% pour les deux saisons). Une analyse plus poussée de ces contributions, basée sur la décomposition du BHI en conditions CSWC en fonction du contenu en aérosol et de différents paramètres atmosphériques (AOD, PWV, ff) et géométriques (SZA), indique qu'au printemps, l'augmentation du rayonnement direct en conditions "clear-sun with clouds" est principalement liée à la variabilité du contenu en aérosols (+88%), avec notamment une baisse de l'AOD (-0.011 par an). Cette contribution est accentuée par une diminution additionnelle du SZA en conditions CSWC, qui contribue à l'augmentation du BHI à hauteur de +14% à l'augmentation printanière du BHI CSWC. Une approche similaire pour les conditions "clear-sky" montre que l'augmentation printanière du BHI CSKY résulte d'une compensation entre une contribution positive (+131%) de la variabilité du contenu en aérosols, et une contribution négative (-38%) de la variabilité du SZA. Au total, la variabilité du contenu en aérosols en situations "clear-sun" contribue à hauteur de +22% à l'augmentation printanière du BHI ASKY contre +0.01% pour le SZA. En été, notre analyse révèle des contributions comparables de la variabilité de l'angle solaire zénithal (+44%) et du contenu en aérosols (+49%) à l'augmentation du BHI CSWC, ainsi qu'une contribution positive additionnelle (+6%) liée à une légère diminution du contenu en vapeur d'eau. L'augmentation estivale du BHI en conditions "clear-sky" est quant à elle majoritairement liée à la variabilité du SZA (+89%), en raison d'une variabilité plus faible du contenu en aérosols. Ainsi, la contribution de la variabilité du contenu en aérosols à l'augmentation du BHI ASKY est relativement plus faible (+9%), tandis la contribution de la variabilité du SZA est au contraire bien plus importante (+11%).

Une approche similaire a été employée pour analyser la variabilité inter-annuelle du rayonnement incident, notamment pour le printemps 2020, qui présente des valeurs record à la fois de fréquence de ciel clair (34% contre 15% en moyenne au printemps) et de rayonnement ( $389 \text{ W/m}^2$  contre  $334 \text{ W/m}^2$  en moyenne). Notre analyse indique que près de 89% de l'augmentation record de l'irradiance solaire à

Lille au printemps 2020 est attribuable aux conditions d'ensoleillement exceptionnelles. Cette conclusion est cohérente avec les résultats d'une étude menée à Cabauw par VAN HEERWAARDEN et al., 2021, qui a également identifié un pic d'irradiance au printemps 2020 principalement dû à une fraction nuageuse plus faible. Une analyse de la variabilité inter-annuelle pour d'autres années au printemps et en été souligne davantage l'importance de la variation de la fréquence des conditions d'ensoleillement. Cette analyse indique par ailleurs que la variabilité du SZA associée aux variations des conditions d'ensoleillement joue également un rôle clé dans la variabilité inter-annuelle du flux solaire incident. Nos résultats révèlent également une influence non négligeable, mais plus secondaire, du contenu en gaz et en aérosols, notamment de l'épaisseur optique des aérosols (AOD) et de la quantité totale de vapeur d'eau précipitable (PWV). Ces conclusions sont en accord avec les résultats d'études de cas et d'une analyse de sensibilité menées en conditions "clear-sky" dans ce chapitre, qui montrent notamment qu'en l'absence de nuages le SZA est le facteur le plus influent sur le GHI, suivi par l'AOD et la PWV. Cependant, il convient de noter que nos résultats indiquent que l'impact relativement limité de l'AOD sur le flux global incident en surface est le résultat d'une compensation importante entre une diminution de la composante directe et une augmentation du flux diffus, qui est particulièrement prononcée pour les aérosols plus grossiers. L'étude de l'intrusion de poussières désertiques du 01/04/2021, caractérisée par une AOD journalière moyenne de l'ordre de 0.94, montre notamment que dans certaines conditions l'impact des aérosols sur la ressource solaire peut être particulièrement important avec une réduction de l'ordre de 70% du BHI et une augmentation du DHI de plus de 600% autour du midi solaire. Cette compensation résulte ainsi en une diminution du GHI relativement faible (15%) comparé à des conditions quasi-pristines (sans aérosols). Néanmoins, dans ces conditions, la partition entre flux direct et flux diffus est alors très différente avec notamment une contribution du rayonnement diffus d'environ 63% au lieu de 8% en conditions quasi-pristines. De telles situations sont néanmoins relativement rares (<1%), l'impact radiatif direct des aérosols (GHI/BHI/DHI) sur la période 2010-2022 étant plutôt en moyenne de l'ordre de  $-20/-61/+42 \text{ W/m}^2$  ( $-6/-18/+92\%$ ) en conditions CSKY, avec notamment une multiplication par deux de la fraction diffuse, qui passe de 12% en moyenne en conditions quasi-pristines à environ 24% en présence d'aérosols. Une analyse parallèle montre que l'impact radiatif direct des aérosols (DRE) sur le GHI est assez similaire en conditions "clear-sun with clouds" ( $-24 \text{ W/m}^2$ ) mais qu'en revanche le DRE des aérosols est plus élevé pour les composantes directes ( $-72 \text{ W/m}^2$ ) et diffuses ( $+50 \text{ W/m}^2$ ). Enfin, en négligeant l'effet des aérosols en conditions "cloudy-sun", nous avons estimé l'impact radiatif direct des aérosols dans des conditions "all-sky" à environ  $-7 \text{ W/m}^2$  ( $-1.5\%$ ),  $-23 \text{ W/m}^2$  ( $-5\%$ ) et  $+16 \text{ W/m}^2$  ( $+35.4\%$ ), pour l'irradiance globale, directe et diffuse, respectivement. Il convient de noter qu'en conditions CSWC, qui représentent tout de même 22% des situations, notre analyse révèle que les nuages, qui n'affectent pas le rayonnement direct, augmentent le rayonnement diffus et donc l'irradiation globale d'environ  $+27 \text{ W/m}^2$  (6%) en moyenne. Cette augmentation de l'irradiance compense, voire sur-compense, l'impact global des aérosols, ce qui conduit à des valeurs de GHI comparables à des conditions sans aérosols, ni nuages, malgré une partition entre flux direct et flux diffus assez différente.



## Variabilité spatiale et évolution future de l'irradiance solaire simulée par ALADIN-climat sur la région HDF<sub>XL</sub>

L'objectif de ce chapitre est d'étendre spatialement et temporellement la climatologie de la ressource solaire, des aérosols et des conditions d'ensoleillement présentée au Chapitre 4 à partir des mesures effectuées sur le site de Lille. Nous utilisons pour cela les 4 jeux de simulations du modèle climatique régional ALADIN-CLIMAT présentés dans la Section 3.3, qui nous permettent d'étendre notre analyse spatialement, à toute la région HDF<sub>XL</sub>, et temporellement, sur la période historique (2000-2020), mais également aux horizons 2050 et 2100 pour différents scénarios climatiques futurs, avec une résolution spatiale de 12 km pour un pas de temps d'1 h.

Un premier jeu de simulations en mode *HINDCAST*, piloté aux limites par les simulations du modèle de ré-analyse ERA-5, est tout d'abord analysé. Une évaluation des performances des simulations d'ALADIN-CLIMAT pour la région étendue des Hauts-de-France (HDF<sub>XL</sub>, Figure 3.17) est présentée dans la Section 5.1. Celle-ci se base sur la comparaison des simulations avec les observations coïncidentes de la plateforme ATOLL et les mesures photométriques de 5 sites AERONET (à savoir, Bruxelles, Cabauw, Dunkerque, Palaiseau et Paris) et les mesures de flux de 2 sites BSRN (Cabauw et Palaiseau) sur la période 2010-2020. Il convient de noter qu'une évaluation préliminaire des simulations *HINDCAST* a révélé que le modèle dans sa configuration initiale a tendance à sur-estimer, notamment au printemps, les concentrations en aérosols de nitrates ( $NO_3$ ), comme détaillé dans la Section 5.1. Ainsi, les résultats présentés dans ce chapitre reposent sur l'évaluation de simulations pour lesquelles un facteur correctif de 25% a été appliqué sur les émissions d'ammoniac ( $NH_3$ ), gaz précurseur des aérosols de nitrates, afin de limiter la sur-estimation des concentrations en  $NO_3$ . Suite à l'évaluation des simulations *HINDCAST*, nous analysons, dans les Sections 5.2 et 5.3, la variabilité régionale passée, et future, du flux solaire en surface et des conditions atmosphériques associées en région HDF<sub>XL</sub>. La Section 5.2 présente une étude de la variabilité régionale sur la période 2000 - 2020 pour les simulations *HINDCAST* qui nous permettent d'étendre l'analyse effectuée à Lille à partir des mesures et présentée au Chapitre 4 pour des conditions météorologiques proches des observations. Pour finir, la Section 5.3 détaille l'analyse des trois jeux de simulations "en mode climatique" *HIST*, *SSP119* et *SSP370*, pilotés par les simulations du modèle climatique global CNRM-ESM2-1. Chaque jeu de simulations représente la variabilité attendue du flux solaire incident et du contenu atmosphérique pour différentes périodes relativement à la période pré-industrielle (avant 1750 environ). Les simulations *HIST* correspondent à la période historique (2005 - 2014), tandis que les jeux

*SSP119* et *SSP370* représentent l'évolution future du climat à moyen (2045-2054) et long (2091-2100) termes selon les scénarios futurs *SSP1-1.9* et *SSP3-7.0*. La comparaison de ces trois jeux de simulations permet ainsi d'étudier l'évolution future du rayonnement solaire incident et des paramètres atmosphériques pour la région HDF<sub>XL</sub> aux horizons 2050 et 2100.

## 5.1 Validation régionale des simulations *HINDCAST* d'ALADIN-CLIMAT à l'aide de mesures sol

Dans cette section, les simulations en mode *HINDCAST* d'ALADIN-CLIMAT sont évaluées par comparaison avec les mesures photométriques d'aérosols, ainsi que celles de flux solaire de différents sites répartis en région HDF<sub>XL</sub>.

Tout d'abord, dans la Section 5.1.1, nous présentons une comparaison des cycles saisonniers moyens entre les simulations d'ALADIN-CLIMAT et les observations. Comme dans le Chapitre 4, l'accent est mis sur la variabilité du contenu atmosphérique et du rayonnement incident en journée, du lever au coucher du Soleil. Ensuite, dans la Section 5.1.2, nous procédons à une évaluation des simulations à la résolution horaire pour les heures coïncidentes entre les mesures et les observations, afin d'évaluer les performances globales du modèle climatique ALADIN-CLIMAT.

### 5.1.1 Cycle saisonnier moyen

Dans cette section, nous présentons une comparaison des cycles saisonniers moyens observés et simulés pour les différents sites de mesures de flux et d'aérosols répartis en région HDF<sub>XL</sub>. Nous étudions en particulier la variabilité mensuelle moyenne de la fréquence des conditions "clear-sky", du contenu en aérosols et du rayonnement solaire incident en surface. Concernant la fréquence, il convient de souligner que la méthode utilisée dans le Chapitre 4 pour identifier les situations "clear-sky" est adaptée spécifiquement aux conditions observées à Lille. C'est pourquoi, nous avons choisi de ne pas l'appliquer aux observations de Cabauw et Palaiseau, et donc de privilégier à la place dans cette section l'utilisation de la méthode initiale de LONG et ACKERMAN, 2000, qui est plus générale. Par ailleurs, il est important de noter que les mesures AERONET ne sont réalisées que lorsqu'il n'y a pas de nuages dans la direction du Soleil (conditions "clear-sun"). Le modèle ne fournissant pas d'informations sur la position des nuages relativement au Soleil, le cycle saisonnier moyen pour les simulations ALADIN-CLIMAT correspond plutôt aux conditions "all-sky". Cela pourrait donc mener à des différences lors de la comparaison des cycles saisonniers mesurés et simulés. Pour limiter les différences nous comparons donc la variabilité des propriétés optiques des aérosols (notamment d'AOD et d'AE) pour les heures coïncidentes entre les mesures AERONET et les simulations d'ALADIN-CLIMAT. Enfin, il convient de souligner que les comparaisons des cycles mensuels du flux incident en surface sont menées en considérant toutes les heures de mesures et toutes les simulations horaires en conditions à la fois "all-sky" et "clear-sky", les situations de ciel clair étant estimées de manière indépendante pour les mesures (méthode de LONG et ACKERMAN, 2000 initiale) et les simulations (filtre de fraction nuageuse détaillé dans le prochain paragraphe).

**Conditions d'ensoleillement** La Figure 5.1 représente la variabilité des fréquences mensuelles moyennes d'occurrence des situations "clear-sky" (en %) sur la période 2010-2020 pour les trois sites de mesure de flux situés en région HDF<sub>XL</sub> : Cabauw, Lille et Palaiseau. Les courbes noires représentent les moyennes mensuelles des estimations basées sur l'application de la méthode initiale de LONG et ACKERMAN, 2000 aux mesures de flux à la résolution d'1-min effectuées sur ces différents sites. À Lille, les moyennes mensuelles basées sur les estimations de la méthode modifiée de GARCÍA et al., 2014 décrite Section 4.1 sont également représentées (courbe bleue) pour référence. Les courbes vertes correspondent aux estimations basées sur les simulations horaires du modèle climatique régional ALADIN-CLIMAT. Ces

dernières reposent sur la définition d'un critère de fraction nuageuse (i.e. fraction du ciel couverte par les nuages, CLT). Nous considérons qu'une simulation correspond à des conditions "clear-sky" si moins de 3.5% du ciel est couvert par un nuage ( $CLT \leq 3.5\%$ ). Par souci de simplification, cette méthode sera plus simplement mentionnée comme "filtre clt" dans la suite du document. Il convient de souligner que ce critère n'est pas totalement arbitraire. En effet, celui-ci correspond à la valeur moyenne de CLT obtenue en considérant exclusivement les simulations coïncidentes avec des heures dont toutes les mesures sont identifiées comme "clear-sky" par l'algorithme de LONG et ACKERMAN, 2000 appliqué à Cabauw, Lille et Palaiseau.

Il est important de noter qu'une analyse des mesures montre que la fréquence mensuelle d'heures totalement claires est plus faible (facteur 2 ou 3) que la fréquence à la résolution d'une minute des conditions "clear-sky" présentée ici. Une explication possible est qu'il est rare d'observer des conditions atmosphériques stables sur une si longue période de temps, les périodes de ciel clair sont donc majoritairement sub-horaires. Ainsi, il est possible que l'analyse des simulations horaires d'ALADIN-CLIMAT ait tendance à sous-estimer la fréquence des situations de ciel clair comparé aux estimations basées sur les mesures mieux résolues temporellement. D'autre part, comme cela a été observé à Lille (Section 4.1), le filtre initial de LONG et ACKERMAN, 2000 est assez strict puisqu'il tend à identifier les instants clairs caractérisés par des valeurs d'AOD importantes comme des moments nuageux.

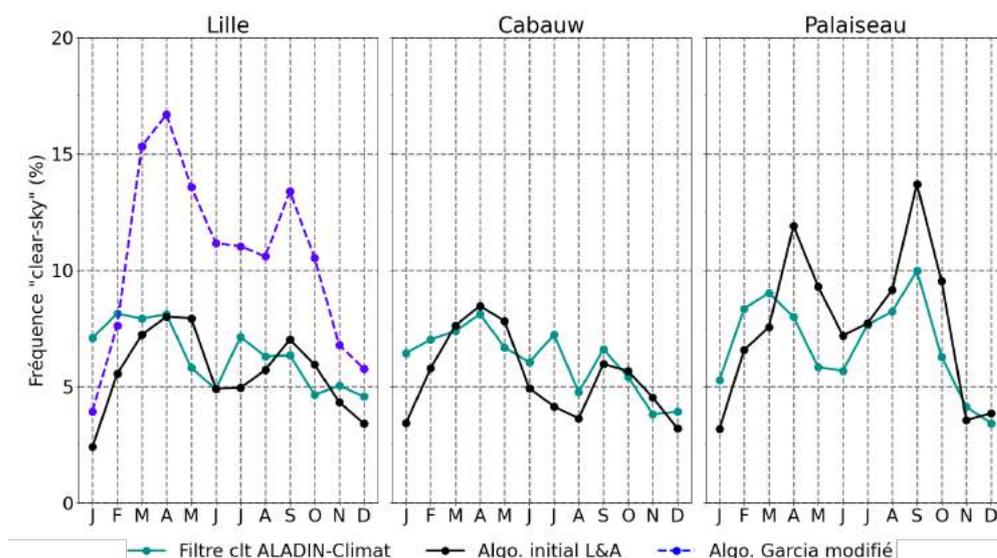


FIGURE 5.1 – Comparaison des fréquences mensuelles moyennes d'occurrences des situations "clear-sky" (%) sur la période 2010-2020 pour les trois sites de mesures de flux situés en région HDF<sub>XL</sub> (Lille, Cabauw et Palaiseau). Les courbes noires représentent les moyennes mensuelles des estimations basées sur l'application de la méthode initiale de LONG et ACKERMAN, 2000 aux mesures de flux à la résolution d'1-min effectuées sur ces différents sites. Les courbes vertes illustrent les moyennes mensuelles pour les estimations basées sur les simulations horaires du modèle climatique régional ALADIN-CLIMAT. Ces dernières s'appuient sur la définition d'un critère de couverture nuageuse. En effet, nous considérons qu'une simulation correspond à des conditions "clear-sky" si la couverture nuageuse associée est inférieure à 3.5%. À Lille, la courbe bleue supplémentaire représente les moyennes mensuelles basées sur l'algorithme de GARCÍA et al., 2014 adapté aux conditions de Lille (voir Section 4.1).

La Figure 5.1 montre qu'à Lille, la version initiale de l'algorithme de LONG et ACKERMAN, 2000 a tendance à sous-estimer la fréquence mensuelle de conditions de ciel clair comparé à la méthode de GARCÍA

et al., 2014 modifiée, qui a été ajustée pour permettre l'analyse de situations CSKY pour des contenus en aérosols plus importants, au risque d'inclure également des situations partiellement nuageuses. Comme décrit Section 4.2.1, on observe, d'après la version modifiée de l'algorithme de GARCÍA et al., 2014, une fréquence maximale de conditions de ciel clair au printemps, et plus particulièrement en avril (16%), un minimum en hiver (5%) et un second pic d'occurrences en septembre (14%). Cette variabilité mensuelle est également visible pour les estimations du filtre initial de LONG et ACKERMAN, 2000. Néanmoins, les magnitudes sont globalement plus faibles, avec un maximum printanier de l'ordre de 8%, un minimum hivernal de 3% et un second pic d'occurrences de l'ordre de 7% en septembre (Figure 5.1). Ces résultats illustrent la forte sensibilité des filtres aux seuils définis pour les différents tests de la méthode de LONG et ACKERMAN, 2000, et montrent que le choix de la méthode utilisée est crucial puisque des écarts importants peuvent émerger entre une méthode plus fiable mais stricte (version initiale de LONG et ACKERMAN, 2000) et une version plus souple (version modifiée de l'algorithme de GARCÍA et al., 2014). On peut noter que les estimations de la méthode initiale de LONG et ACKERMAN, 2000 montrent des résultats similaires à Lille et à Cabauw, mais qu'en revanche, des fréquences globalement plus importantes de ciels clairs sont obtenues à Palaiseau, avec notamment une fréquence maximum en septembre (14%), et un pic secondaire mais significatif en avril (11%).

Dans l'ensemble, la Figure 5.1 suggère que les simulations d'ALADIN-CLIMAT reproduisent de manière satisfaisante le cycle mensuel moyen des conditions d'ensoleillement estimé pour les trois sites de mesures de flux. À Lille et à Cabauw, le modèle retranscrit un maximum printanier de la fréquence de ciel clair (8%), ainsi qu'un second pic moins important en septembre (7%). À Palaiseau, le maximum de septembre est bien retranscrit dans les simulations malgré une légère sous-estimation de l'ordre de -4%. À l'inverse, ALADIN-CLIMAT sur-estime, pour les trois sites, la fréquence des conditions "clear-sky" en janvier et février. L'angle zénithal moyen étant généralement plus important, une explication possible de cette sur-estimation pourrait être liée aux performances de la méthode initiale de LONG et ACKERMAN, 2000, qui tend à mal-identifier les situations de ciel clair aux grands angles zénithaux (LONG et ACKERMAN, 2000). Enfin, il convient de souligner qu'à Lille et Cabauw, le modèle simule un pic de la fréquence de ciel clair en juillet de l'ordre de 7%, là où les observations affichent un minimum local d'occurrences des situations "clear-sky" de 5%. Néanmoins, ce creux estival étant observé pour tous les sites de mesures, mais également simulé à Palaiseau, cela suggère que diminution estivale de la fréquence des conditions CSKY est bien simulée dans le modèle et qu'il s'agit principalement d'une différence locale. Une comparaison, avec par exemple des estimations satellitaires de la fraction nuageuse, permettrait d'évaluer de manière plus globale ces différences mensuelles moyennes.

**Contenu en aérosols** La Figure 5.2 représente la variabilité mensuelle de l' $AOD_{550}$  pour les différents sites de mesures AERONET présents en région HDF<sub>XL</sub> (i.e Bruxelles, Cabauw, Dunkerque, Lille, Palaiseau, Paris). La variabilité des mesures coïncidentes est présentée sous la forme des boîtes noires dont les bornes correspondent au premier et au troisième quartiles (i.e. 25 et 75%), respectivement. Les moyennes mensuelles sont également représentées par des traits noirs à l'intérieur des boîtes. Les zones colorées correspondent aux simulations individuelles d'AOD d'ALADIN-CLIMAT pour les 7 types d'aérosols pris en compte dans les simulations d'ALADIN-CLIMAT. Le cumul des 7 valeurs correspond à la moyenne mensuelle d'AOD simulée par ALADIN-CLIMAT. Il convient de noter que seules les simulations coïncidentes avec des moyennes horaires mesurées sont considérées<sup>1</sup>.

On constate pour tous les sites de mesures une variabilité saisonnière assez proche de celle observée à Lille (Section 4.2). Le maximum d'AOD se produit au printemps (mars-avril), avec une valeur moyenne de l'ordre de 0.2, tandis que le minimum est plutôt observé en hiver (~ 0.1). La Figure 5.2 suggère que cette variabilité mensuelle est bien représentée par les simulations ALADIN-CLIMAT pour tous les sites. Il convient de noter toutefois qu'on observe un second pic d'AOD en été à Cabauw, notamment en août, qui

1. La variabilité présentée ici correspond donc aux conditions "clear-sun with clouds" en journée.

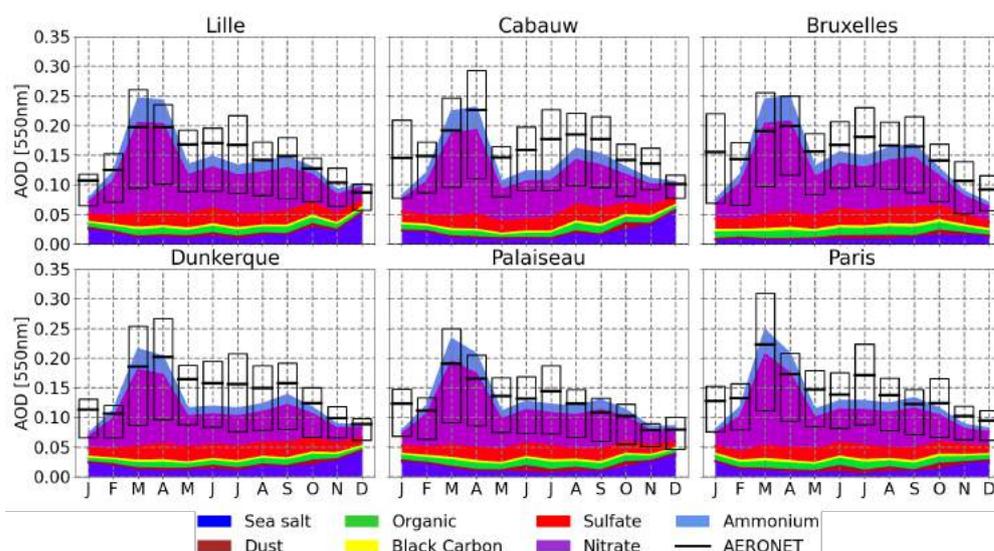


FIGURE 5.2 – Comparaison sur la période 2010-2020 des AOD mensuelles moyennes à 550 nm simulées par ALADIN-CLIMAT (zones colorées) aux mesures AERONET coïncidentes (boîtes noires) pour les 6 sites de mesures photométriques situés en région HDF<sub>XL</sub>. Les bornes des boîtes correspondent aux premiers et troisièmes quartiles (i.e. 25 et 75%), respectivement, et les traits noirs à l'intérieur représentent les moyennes mensuelles associées.

n'était pas observé à Lille. Dans le même ordre d'idée, les sites de Bruxelles, Palaiseau et Paris semblent être également caractérisés par un pic d'AOD estival. Celui-ci est néanmoins plus limité, puisqu'essentiellement confiné au mois de Juillet. En outre, contrairement au pic observé à Cabauw, le rebond de juillet des 3 sites ne semble pas être représenté dans les simulations d'ALADIN-CLIMAT. On peut alors supposer que ce phénomène est lié à un processus local, affectant le voisinage des grandes métropoles européennes, qui n'est pas pris en compte dans les simulations d'ALADIN-CLIMAT. De la même manière, les simulations suggèrent que le maximum printanier d'AOD est majoritairement lié à une augmentation importante des concentrations en aérosols de nitrate d'ammonium. Ce résultat est cohérent avec le regain de l'activité agricole à cette saison (KNODEN et al., 2015). Il est important de signaler néanmoins que ce maximum semble être légèrement surestimé par les simulations d'ALADIN-CLIMAT, d'environ 0.03-0.05, pour tous les sites considérés. À l'inverse, les simulations tendent à sous-estimer l'AOD en été pour tous les sites, en particulier à Cabauw et Dunkerque. Ces résultats viennent appuyer ceux de DRUGÉ et al., 2019, qui montraient déjà une surestimation printanière et une sous-estimation estivale de l'AOD à Cabauw.

Une étude plus approfondie a été menée sur la base des mesures de  $PM_1$  disponibles à Lille. Une comparaison des concentrations en surface des différents types d'aérosols mesurées par l'ACSM et l'aéthalomètre de la plateforme ATOLL avec les simulations d'ALADIN-CLIMAT est présentée Figure 5.3. Les résultats montrent que, dans l'ensemble, la variabilité mensuelle de la concentration totale de  $PM_1$  est bien représentée par le modèle, bien qu'il y ait une sous-estimation importante des concentrations en surface pour toutes les saisons, avec une différence maximale en automne et en hiver d'environ -6 à -10  $\mu g/m^3$ . La sous-estimation printanière est réduite en lien avec une surestimation relativement importante des concentrations de nitrate, en particulier en mars et en avril (environ +2 à +3  $\mu g/m^3$ ). Il est important de souligner que cette surestimation des concentrations en  $NO_3$  et  $NH_4$  subsiste malgré l'application d'un facteur correctif de 0.75 aux émissions d'ammoniac ( $NH_3$ ), un gaz précurseur des aérosols susnommés. L'application de cette réduction des émissions d'ammoniac a fait l'objet d'une étude approfondie (voir

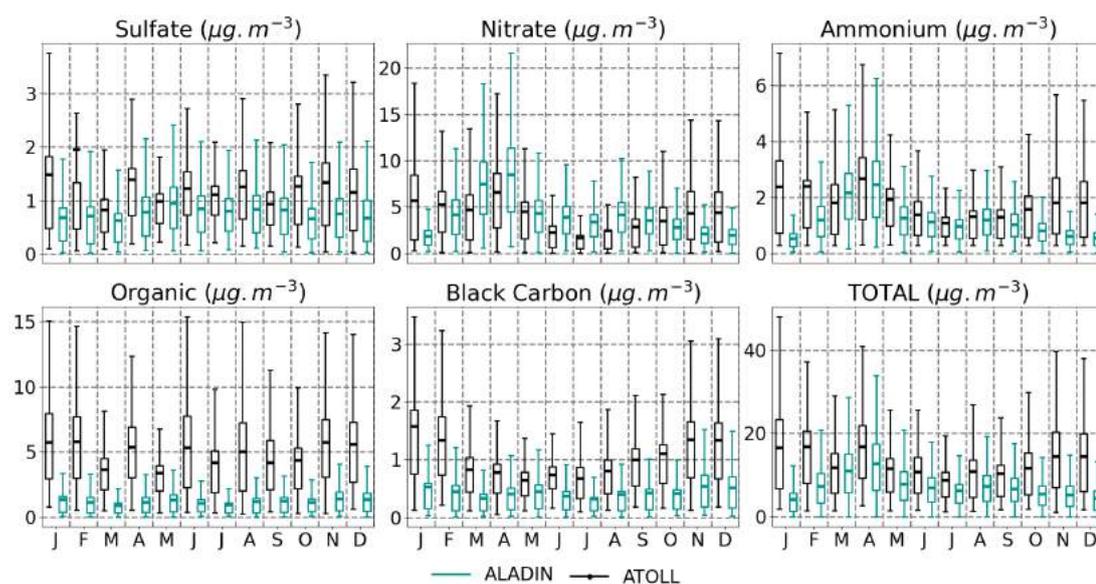


FIGURE 5.3 – Comparaison à Lille sur la période 2016-2020 des concentrations mensuelles moyennes en surface de  $PM_1$  (en  $\mu g/m^3$ ) simulées (en vert) et mesurées (en noir) pour 5 types d'aérosols : (a)  $SO_4$ , (b)  $NO_3$ , (c)  $NH_4$ , (d) aérosols organiques et (e) carbone suie. Le panneau (e) représente les concentrations mensuelles totales en  $PM_1$ . Les boîtes représentent les premiers et troisièmes quartiles (de hauteur IQR), tandis que le trait coloré qu'elles contiennent correspond à la valeur moyenne. Enfin, les moustaches représentent les valeurs maximales et minimales obtenues dans l'intervalle [médiante - 1.5IQR ; médiante + 1.5IQR].

légende de la Figure B.1), qui a notamment montré qu'une réduction de l'ordre de 50% des émissions de  $NH_3$  permet d'obtenir un biais minimum au printemps entre les simulations et les mesures d'AOD à Lille. Néanmoins, une correction d'un facteur 0.5 n'a pas été retenue pour cette analyse, étant donné que son application à toute l'année engendre une trop forte sous-estimation de l'AOD en été, et qu'il semble délicat de n'ajuster les émissions qu'au printemps. Il est intéressant de noter également que la surestimation des concentrations de  $NO_3$  et de  $NH_4$  compense une sous-estimation systématique des concentrations d'aérosols organiques, qui est observée tout au long de l'année avec une ampleur variant entre 2 et  $5 \mu g/m^3$ . Elle compense également une sous-estimation des concentrations de carbone suie simulées par ALADIN-CLIMAT qui, comme pour les aérosols organiques, est particulièrement importante en hiver ( $\sim 0.5 \mu g/m^3$ , c.-à-d.  $\times 2$ ). On peut noter qu'en moyenne sur l'ensemble de la période considérée la contribution des aérosols de nitrates aux concentrations en  $PM_{10}$  est de l'ordre de 51% dans les simulations ALADIN-CLIMAT contre 31% pour les mesures. À l'inverse, la part liée aux aérosols organiques est de 18% et 40% pour les simulations et les mesures, respectivement. Dans leur étude, DRUGÉ et al., 2019, suggèrent que la sous-estimation de l'AOD en été pourrait être liée à l'absence de prise en compte des aérosols organiques secondaires d'origine anthropique dans les simulations ALADIN-CLIMAT. Ainsi, nos résultats semblent corroborer cette analyse.

**Flux solaires en surface** Les Figures 5.4a-b représentent la variabilité mensuelle moyenne sur la période 2010-2020 des flux mesurés (lignes colorées) et simulés par ALADIN-CLIMAT (colonnes) pour les trois sites de mesures de flux de la région d'étude. La Figure (a) correspond aux conditions "all-sky", tandis que la Figure (b) représentent les flux en situations "clear-sky" identifiées soit à partir de la méthode de LONG et ACKERMAN, 2000, pour les mesures, soit à partir du filtre de CLT, pour les simulations.

Comme détaillé à Lille dans la Section 4.2, on observe pour tous les sites un maximum de flux en conditions "all-sky" en été autour de  $350 \text{ W/m}^2$  et un minimum en hiver d'environ  $100 \text{ W/m}^2$ , en lien notamment avec la saisonnalité de la géométrie solaire. Cette variabilité du flux ASKY est bien simulée par le modèle avec toujours un maximum d'irradiance autour de juin-août et un minimum autour du mois de décembre. On observe néanmoins une tendance à la surestimation du flux diffus et à la sous-estimation du rayonnement direct, notamment au printemps, saison à laquelle la surestimation des moyennes mensuelles de DHI peut atteindre  $+20$  à  $+30 \text{ W/m}^2$ . La sur-estimation de l'AOD observée dans la Figure 5.2 peut expliquer en partie cette sur-estimation du flux diffus, néanmoins l'influence des nuages étant particulièrement importante en conditions "all-sky", il est fort probable que le modèle sur-estime également la fraction nuageuse. En effet, une sur-estimation de la CLT engendrerait une quantité de rayonnement direct plus faible au profit d'une proportion de flux diffus plus importante. En l'absence de mesures coïncidentes de la fraction nuageuse, il reste toutefois délicat de valider cette hypothèse. Néanmoins, la sous-estimation à Lille de la fréquence de ciel clair par les simulations<sup>2</sup> comparé aux estimations du filtre modifié de GARCÍA et al., 2014 (Figure 5.1) suggère qu'une sous-estimation de la CLT moyenne est probable. De plus, les simulations de transfert radiatif d'ALADIN-CLIMAT étant 1-D, elles ne permettent pas de simuler l'influence 3-D des nuages et donc leur contribution particulière en situations "clear-sun with clouds"<sup>3</sup>. Cela induirait en particulier une sous-estimation du flux direct et une surestimation du rayonnement diffus, sans pour autant influencer la fraction nuageuse moyenne.

Concernant les simulations en conditions "clear-sky", la Figure 5.4b montre que le modèle semble également bien retranscrire la variabilité mensuelle du flux global et de ses composantes directes et diffuses, avec un maximum autour de mai-juin de l'ordre de  $500\text{-}550 \text{ W/m}^2$  pour tous les sites (Figure 5.4b). À Lille et Cabauw, on observe néanmoins une tendance à la sous-estimation du GHI au printemps de l'ordre de  $-20$  à  $-40 \text{ W/m}^2$ . La surestimation coïncidente de la composante diffuse à Lille suggère une influence majoritaire de l'AOD (Figure 5.2) qui est surestimée au printemps à Lille mais pas à Cabauw. Une comparaison des angles solaires zénithaux correspondants pour les trois sites de mesures suggère que cette sous-estimation

2. Qui montrent une variabilité mensuelle similaire aux estimations de l'algorithme initial de LONG et ACKERMAN, 2000.

3. Qui représentent tout de même plus de 20% des situations observées au printemps à Lille.

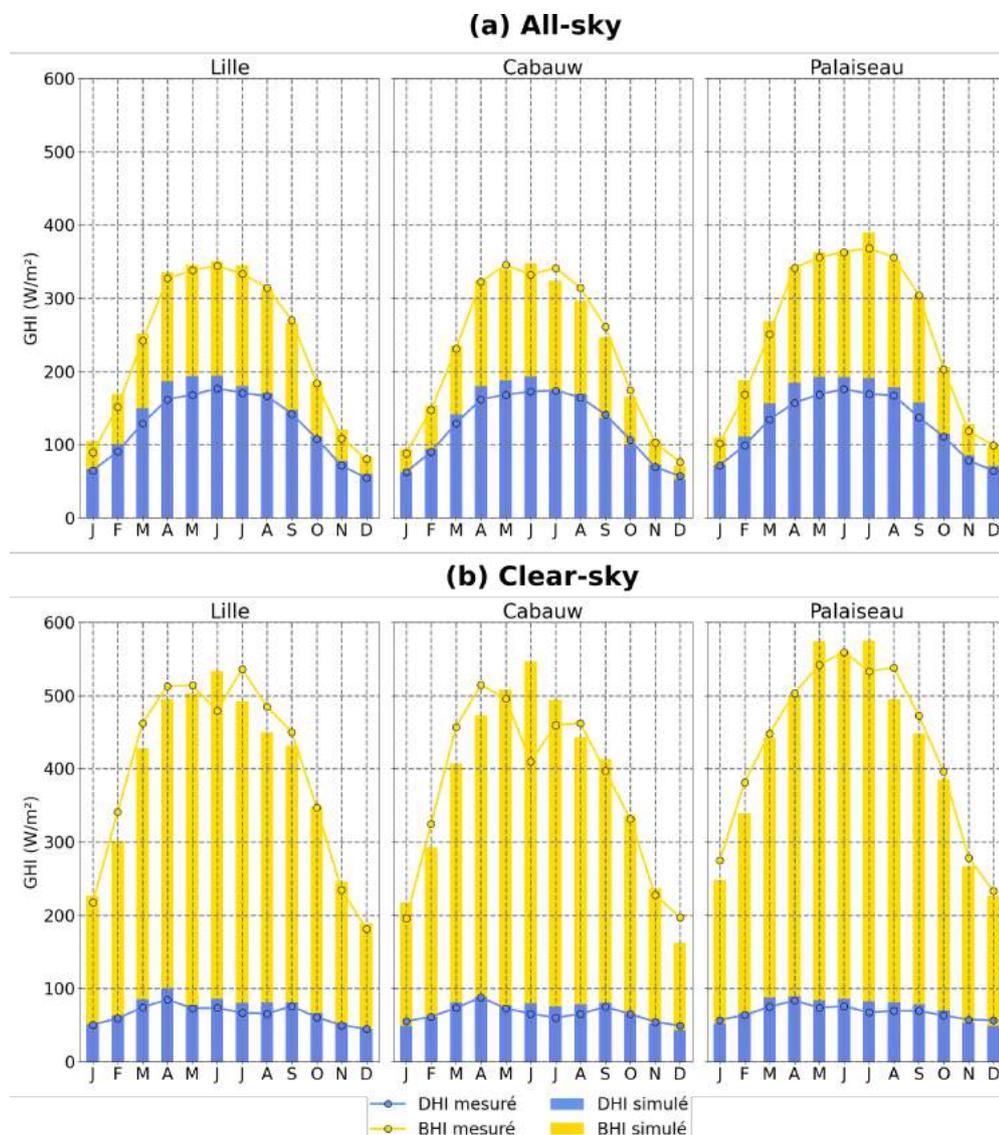


FIGURE 5.4 – Comparaison de la variabilité mensuelle moyenne en conditions (a) "all-sky" et (b) "clear-sky" des flux mesurés (lignes) et simulés par ALADIN-CLIMAT (colonnes) sur la période 2010-2020 pour les trois sites de mesures de flux localisés en région HDF<sub>XL</sub>. Le flux global est représenté par la hauteur totale de chaque point ou colonne. La contribution du flux diffus est représentée en bleu et celle du rayonnement direct en jaune.

du GHI par les simulations à Cabauw est principalement liée à une sur-estimation du SZA pour les mois de février à avril (Figure B.2). À l'inverse, les simulations du modèle semblent sur-estimer les trois composantes (GHI, BHI, DHI) du flux en été pour les trois sites de mesures. Une explication possible de la sur-estimation du GHI et du BHI pourrait être la sous-estimation estivale de l'AOD décrite dans le paragraphe précédent (Figure 5.2). Néanmoins, la sur-estimation du DHI suggère que la sur-estimation des trois composantes est plutôt liée à la sous-estimation du SZA visible sur la Figure B.2, notamment à Lille et Cabauw. Il convient de souligner que ces écarts de SZA au printemps et en été sont liés aux différences entre les fréquences mensuelles de ciel clair estimées à partir des simulations et des mesures (Figure 5.1), mais également à des différences d'occurrences au cours de la journée ou du mois. Une comparaison des heures moyennes pour les simulations et mesures en conditions "clear-sky" indique notamment qu'en été, l'heure moyenne des simulations de ciel clair est plus proche du midi solaire que pour les mesures, avec une différence moyenne de l'ordre d'une heure pour les trois sites (non montré).

Enfin, l'Annexe B, regroupe également les résultats des comparaisons des cycles mensuels d'autres paramètres (coefficient d'Ångström, contenu en vapeur d'eau et concentration en ozone) mesurés aux différents sites AERONET (Figures B.3 à B.4), ainsi que des comparaisons des variables météorologiques mesurées à Lille (Figures B.6b à B.6c). Dans l'ensemble, les simulations sont satisfaisantes, même si on observe une surestimation systématique de la quantité totale de vapeur d'eau précipitable de l'ordre de +0.1 cm tout au long de l'année pour tous les sites de mesures AERONET (Figure B.5).

### 5.1.2 Évaluation des simulations à la résolution horaire

La variation mensuelle des conditions de ciel clair, du contenu en aérosols et du flux solaire en surface est bien représentée dans le modèle. Cependant, pour une évaluation plus approfondie, nous procédons à une évaluation des simulations horaires. Nous présentons dans cette section les résultats de comparaisons entre les simulations d'ALADIN-CLIMAT et les mesures à la résolution horaire pour les points coïncidents. L'accent est notamment mis sur les simulations de contenu atmosphérique, ainsi que sur les simulations de transfert radiatif. Il convient de noter que nous ne pouvons pas évaluer les fractions nuageuses simulées du fait du manque de mesures disponibles sur les différents sites étudiés. Ainsi seules les simulations du contenu en aérosols et en gaz, notamment de la vapeur d'eau, qui ont un impact important sur le rayonnement incident (voir Section 4.3.2), sont évaluées dans cette section.

**Contenu atmosphérique déduit des mesures AERONET** Les Figures 5.5a-c illustrent, sous la forme de nuages de points, les comparaisons entre les simulations d'ALADIN-CLIMAT et les moyennes horaires (a) d'AOD, (b) d'AE et (c) de PWV disponibles sur la période 2010-2020 pour les six stations AERONET présentes en région HDF<sub>XL</sub>.

Dans l'ensemble, l'AOD semble assez bien reproduite par ALADIN-CLIMAT, avec des valeurs moyennes simulées et mesurées ainsi que des écarts-types associés identiques ( $0.15 \pm 0.11$ ). Le biais moyen associé est donc relativement faible (-0.01), ce qui reste dans l'ordre des incertitudes de mesure (voir Section 3.1.2). Cependant, un biais absolu moyen plus élevé (0.07) et une valeur de RMSD de 0.11 indique que la faible valeur de MBD est due à une compensation entre des sur et sous-estimations. Cela est corroboré par la valeur de  $R^2$  relativement moyenne (0.52) et la dispersion des points (Figure 5.5a), qui est particulièrement importante pour les plus fortes valeurs d'AOD. Néanmoins, la majorité des points sont concentrés autour de la ligne 1 : 1 pour des valeurs d'AOD inférieures à 0.2, ce qui suggère que les simulations d'ALADIN-CLIMAT sont généralement satisfaisantes. De plus, il est important de noter que malgré l'absence d'assimilation de mesures, les performances des simulations d'AOD d'ALADIN-CLIMAT sont comparables à celles des ré-analyses MERRA-2 et CAMS. En effet, dans leur étude GUEYMARD et YANG, 2020 comparent les simulations d'AOD de ces deux modèles de ré-analyse avec les mesures de nombreuses stations AERONET situées aux quatre coins du globe. Les valeurs reportées pour l'Europe

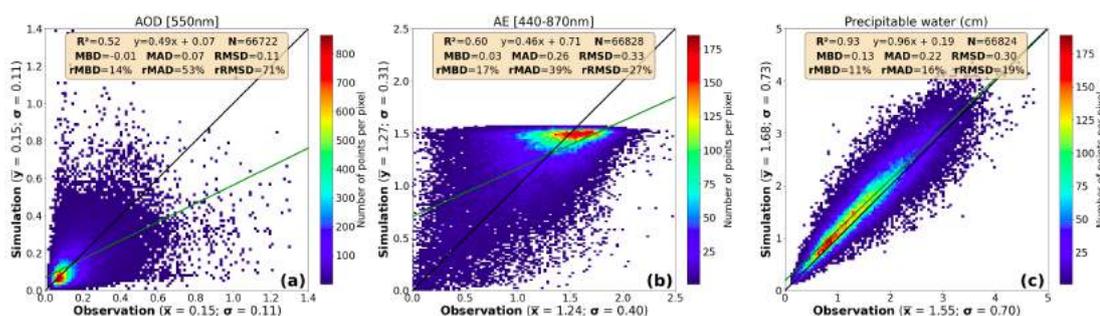


FIGURE 5.5 – Comparaisons à la résolution horaire entre les simulations d'ALADIN-CLIMAT et les mesures AERONET (a) d'AOD, (b) d'AE et (c) de PWV disponibles sur la période 2010-2020 pour les six stations AERONET présentes en région HDF<sub>XL</sub>. Comme pour les Figures 3.14a-c, les moyennes (et écart-types) simulés et mesurés sont représentés aux niveaux des axes, et les statistiques des comparaisons sont également représentés sur chaque figure. Les définitions associées sont présentées dans l'Annexe A.

sont de 0.01 et -0.003 pour le biais moyen et de 0.086 et 0.069 pour le RMSD, pour CAMS et MERRA-2, respectivement. Bien qu'inférieures, ces valeurs sont en fait assez proches de celles que nous obtenons à partir des simulations d'ALADIN-CLIMAT. Il est important de préciser toutefois que même si la région d'étude considérée par GUEYMARD et YANG, 2020 est plus grande (Europe), ces derniers considèrent des mesures moyennées sur un temps plus long (3 heures), ce qui peut expliquer en partie les biais moyens plus faibles qu'ils obtiennent. Les simulations de l'AE sont également plutôt satisfaisantes, avec notamment un biais moyen de l'ordre de 0.03 et un RMSD de 0.33 comparé aux mesures horaires des sites AERONET de la région HDF<sub>XL</sub>. Ces statistiques sont là encore assez comparables à celles obtenues sur l'Europe par GUEYMARD et YANG, 2020 avec CAMS ( $MBD=-0.02$ ,  $RMSD=0.33$ ), voire même meilleures que celles obtenues par ces auteurs sur l'Europe avec MERRA-2 ( $MBD=-0.17$ ,  $RMSD=0.39$ ). La Figure 5.5b montre néanmoins deux tendances opposées : une surestimation de l'AE pour des valeurs inférieures à 1.5 et une sous-estimation pour des valeurs supérieures à 1.5. Ceci se traduit en particulier par une densité élevée de points pour des valeurs d'AE simulées comprises entre 1.4 et 1.5.

Enfin, la Figure 5.5c indique que les simulations à l'échelle horaire d'ALADIN-CLIMAT du contenu en vapeur d'eau précipitable sont globalement très satisfaisantes, avec un  $R^2$  de 0.93, une pente de 0.96 et un biais relatif moyen de 11%, qui est inférieur à l'incertitude de mesure attendue pour la PWV AERONET (voir Section 3.1.2). Le biais relatif moyen positif signifie que le contenu en vapeur d'eau a tendance à être surestimé, ce qui est en accord avec les comparaisons des cycles saisonniers (Figure B.5) présentées précédemment. L'étude de PÉREZ-RAMÍREZ et al., 2014 a montré que les mesures AERONET ont tendance à sous-estimer le contenu intégré en vapeur d'eau de l'ordre de -5 à -6% en moyenne. Cela expliquerait donc en partie les écarts obtenus entre les simulations d'ALADIN-CLIMAT et les mesures.

Il est possible d'estimer grossièrement, à partir des résultats de l'analyse de sensibilité menée au chapitre précédent (Section 4.3.2), l'impact de la surestimation du contenu en vapeur d'eau (+11%) et de l'AOD (+14%). En utilisant notamment les valeurs réunies dans le Tableau 4.8a, on peut estimer que la sur-estimation du contenu en vapeur d'eau devrait induire en moyenne une légère sous-estimation du GHI de l'ordre de -0.6%. Celle-ci est accentuée par la sur-estimation de l'AOD, qui engendre une sous-estimation supplémentaire du GHI de l'ordre de -0.7%. Il convient de souligner que le biais moyen d'AOD entre les simulations d'ALADIN-CLIMAT et les mesures a un effet plus important sur les composantes directes et diffuses. On estime en particulier une sous-estimation du BHI de -2.3%, qui est partiellement compensée par une sur-estimation du DHI de +5.7%. On peut noter également que les biais observés pour l'AE peuvent également avoir un impact sur l'effet radiatif des aérosols. Il est néanmoins difficile de quantifier cet impact en utilisant simplement les résultats de l'analyse de sensibilité. De plus, une estimation qualitative suggère

que la surestimation de l'AE pour des valeurs inférieures à 1.5 devrait engendrer une légère surestimation du DRE des aérosols, tandis qu'à l'inverse, la sous-estimation de l'AE pour des valeurs supérieures à 1.5 impliquerait une sous-estimation du DRE, en raison d'une diminution spectrale plus rapide de l'AOD.

**Flux solaires mesurés en surface en conditions de ciel clair** Nous présentons ici l'évaluation à la résolution horaire des simulations de flux solaires incidents en surface, ainsi que des simulations de DRE des aérosols. Les mesures étant fortement impactées par la position des nuages relativement au Soleil, et les simulations étant 1-D, il est délicat de valider les simulations en présence de nuages. La comparaison des mesures et des simulations en conditions "all-sky" amène notamment à des biais relativement important pour les trois composantes du flux, comme le montre les Figures C.1. Ainsi, l'évaluation des simulations de flux d'ALADIN-CLIMAT est effectuée en ne considérant que les heures claires identifiées à la fois par les mesures (méthode de LONG et ACKERMAN, 2000) et les simulations (filtre CLT). Contrairement aux simulations de flux, les estimations de DRE d'ALADIN-CLIMAT ne sont disponibles que pour la composante global du flux. Celles-ci peuvent être définies de deux manières comme dans les Équations 5.1 et 5.2 :

$$DRE = rsds - rsds_{af} \quad (5.1)$$

$$DRE_{cf} = rsds_{cf} - rsds_{cf,af} \quad (5.2)$$

où "rsds" représente le GHI simulé par ALADIN-CLIMAT en conditions "all-sky", comprenant à la fois l'effet des nuages, des aérosols et des gaz. L'indice "af" (ou "aerosol-free") traduit l'absence des aérosols dans les simulations de transfert radiatif, tandis que l'indice "cf" (ou "cloud-free") reflète l'absence de la contribution des nuages. L'indice "cf, af" correspond donc à des conditions de ciel clair quasi-pristines, influencées uniquement par les gaz. Dans cette section, nous utilisons la définition de l'Équation 5.2 qui correspond au DRE des aérosols en conditions "cloud-free". Cela permet d'augmenter légèrement la taille de l'échantillon considéré pour l'évaluation du DRE des aérosols en ne considérant que le filtre sur les mesures.

Les Figures 5.6a-d illustrent, sous la forme de nuages de points, les comparaisons en conditions "clear-sky" entre les simulations d'ALADIN-CLIMAT et les moyennes horaires de (a) GHI, (b) BHI et (c) DHI disponibles sur la période 2010-2020 pour les stations de Lille (ATOLL), de Palaiseau et de Cabauw (BSRN). Le panneau (d) de la Figure 5.6 montre une comparaison du DRE des aérosols sur la composante globale du flux estimé en conditions "clear-sky" (i.e. "cloud-free") à partir des simulations de transfert radiatif de SOLARTDECO et d'ALADIN-CLIMAT pour les trois sites considérés. Comme dans la Section 4.4, les simulations de DRE des aérosols de SOLARTDECO sont basées sur les mesures AERONET coïncidentes. À Lille, l'humidité relative mesurée par les instruments de la station ATOLL est également utilisée. En l'absence de mesures météorologiques coïncidentes pour les sites de Cabauw et Palaiseau, nous utilisons les simulations d'humidité relative d'ALADIN-CLIMAT. Ce choix est motivé par les résultats satisfaisants de la comparaison entre les simulations et les mesures pour le site de Lille (Figure C.2). Par ailleurs, l'analyse de sensibilité menée Section 4.3.2 a montré que l'impact de l'humidité relative sur les simulations de flux de SOLARTDECO est assez secondaire. On peut notamment estimer à partir des valeurs du Tableau 4.8a que le biais lié aux différences d'humidité relative en surface entre les simulations d'ALADIN-CLIMAT et les mesures d'ATOLL est inférieur en valeur absolue à 0.1%.

Globalement, les simulations de transfert radiatif d'ALADIN-CLIMAT sont satisfaisantes, en particulier pour le GHI et le BHI, avec des valeurs de MBD inférieures à 5 W/m<sup>2</sup> (1%) pour les deux composantes et des valeurs de RMSD (4 et 7% respectivement) similaires aux performances d'autres modèles de transfert radiatif (voir Section 3.2.2). Cependant, le BHI est légèrement sous-estimé, probablement en raison de la sur-estimation relative de l'épaisseur optique des aérosols et du contenu en vapeur d'eau. Cette sous-estimation est néanmoins très limitée et est compensée par une sur-estimation relativement importante

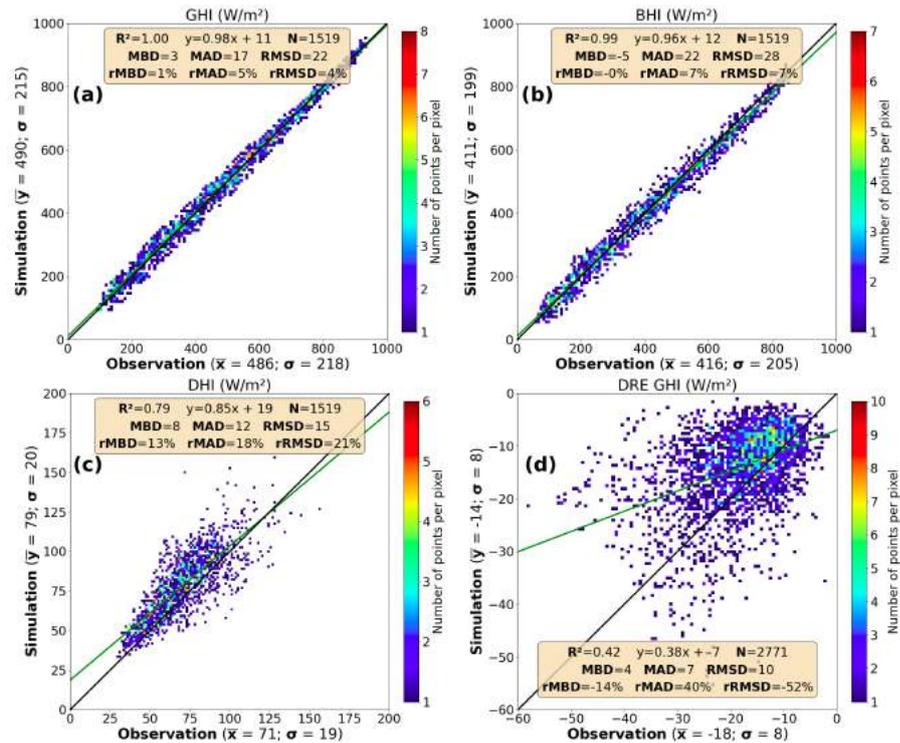


FIGURE 5.6 – Comparaisons à la résolution horaire en conditions "clear-sky" entre les simulations d'ALADIN-CLIMAT et les mesures diurnes de flux (a) global, (b) direct et (c) diffus disponibles sur la période 2010-2020 pour les trois stations présentes en région HDF<sub>XL</sub>. L'évaluation des simulations de flux d'ALADIN-CLIMAT est effectuée en ne considérant que les heures claires identifiées à la fois par les mesures (méthode de LONG et ACKERMAN, 2000) et les simulations (filtre CLT). Le panneau (d) représente également une comparaison du DRE dérivé des simulations de SOLARTDECO et d'ALADIN-CLIMAT. Les simulations de DRE d'ALADIN-CLIMAT étant effectuées directement en situations "cloud-free", il n'est pas nécessaire d'utiliser le filtre de fraction nuageuse. Pour l'évaluation des simulations de DRE des aérosols nous ne considérons donc que les heures claires identifiées par les mesures, ce qui permet d'augmenter la taille de l'échantillon considéré pour les comparaisons.

(+13%) du rayonnement diffus, ce qui entraîne une légère surestimation du GHI.

Les simulations du DHI sont légèrement moins satisfaisantes que celles du GHI et du BHI, avec une valeur de RMSD relative de 21%. Néanmoins, l'analyse des statistiques pour les valeurs absolues montre globalement des valeurs similaires à celles observées pour les autres composantes du flux incident. Il est donc raisonnable de supposer que les différences relatives importantes sont principalement liées aux valeurs d'irradiance globalement plus faibles observées pour la composante diffuse, qui sont strictement inférieures à  $200 \text{ W/m}^2$  avec une moyenne de l'ordre de  $71 \text{ W/m}^2$ . De plus, contrairement au BHI, le flux diffus est sensible aux propriétés d'absorption et de diffusion des aérosols. Ainsi, des biais additionnels peuvent provenir de différences liées au SSA ou au paramètre d'asymétrie (i.e à la diffusion). Cette hypothèse est soutenue par la comparaison des estimations du DRE, qui montre une sous-estimation globale de l'ordre de  $-4 \text{ W/m}^2$  (-14%), malgré la sur-estimation de l'AOD. Cette sous-estimation suggère une sous-estimation de la compensation entre l'atténuation du rayonnement direct par les aérosols et l'augmentation du flux diffus associée. Cela est en accord avec la sur-estimation du SSA (i.e. sous-estimation des propriétés d'absorption) des aérosols dans les simulations (voir Figure 5.7).

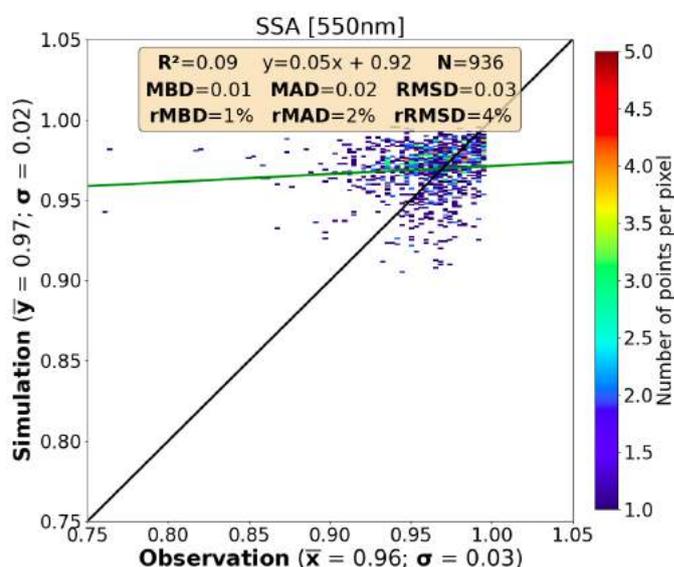


FIGURE 5.7 – Comparaisons à la résolution horaire entre les simulations d'ALADIN-CLIMAT et les inversions AERONET de SSA disponibles sur la période 2010-2020 pour les six stations AERONET présentes en région HDF<sub>XL</sub>.

Enfin, il convient de rappeler que les composantes directes et diffuses tendent, dans les modèles, à être sous-estimées et surestimées, respectivement, en raison de la contribution du circumsolaire qui n'est généralement pas incluse dans les simulations (voir Section 3.2.2).

Pour conclure, les simulations de contenu atmosphérique et de flux solaire incident en surface d'ALADIN-CLIMAT sont satisfaisantes. Elles représentent correctement la variabilité à la fois des conditions d'ensoleillement, du contenu en aérosols et en gaz, et du rayonnement solaire en surface sur l'ensemble de la région HDF<sub>XL</sub>. Par conséquent, les simulations du modèle climatique régional ALADIN-CLIMAT semblent appropriées pour l'analyse de la variabilité passée et future de l'environnement solaire en région Hauts-de-France. L'analyse régionale des simulations *HINDCAST* sur la période 2010-2020 est présentée dans la section suivante (Section 5.2).

## 5.2 Analyse des variabilités spatiales sur la région HDF<sub>XL</sub> en mode HINDCAST

Dans cette section, nous examinons les simulations *HINDCAST* d'ALADIN-CLIMAT sur la période 2010-2020 sur l'ensemble de la région d'étude afin d'étendre spatialement l'analyse menée à Lille dans la Section 4.2. Pour illustrer notre approche, nous revenons, Section 5.2.1, sur l'épisode de pollution printanière typique de mars 2014 (Section 4.4.1.1), qui a été observé sur une grande partie du territoire français et européen (DUPONT et al., 2016 ; FAVEZ et al., 2021). Nous analysons notamment les simulations horaires du modèle de flux et de contenu en aérosols sur la période du 9 au 14 mars 2014 pour l'ensemble de la région HDF<sub>XL</sub>. L'objectif est à la fois d'analyser les performances des simulations d'ALADIN-CLIMAT pour un cas particulier caractérisé par une influence importante des aérosols, et d'étendre l'analyse menée à Lille à toute la région. Ensuite, dans la Section 5.2.2, nous étendons l'analyse de l'environnement solaire en région HDF<sub>XL</sub> sur la période 2010-2020. Comme dans le Chapitre 4, l'accent est mis sur la variabilité au printemps et en été, deux saisons caractérisées par un maximum de rayonnement incident en surface, une fréquence élevée de conditions de ciel clair et des niveaux de pollutions particulières importants. Enfin, une étude des tendances associées est menée dans la Section 5.2.3.

### 5.2.1 Cas d'étude : Épisode de pollution printanier de mars 2014

Comme énoncé précédemment, l'épisode de pollution mesuré du 9 au 14 mars 2014 est caractérisé, à Lille (voir Section 4.4.1.1), par une accumulation importante d'aérosols sur une période de 6 jours.

**Comparaison avec les observations sol** La Figure 5.8, qui représente l'évolution de l'AOD mesuré (points noirs) et simulé par ALADIN-CLIMAT (zones colorées) pour les six sites AERONET disponibles en région HDF<sub>XL</sub>, montre que l'accumulation des aérosols a effectivement été observée sur une large partie de la région d'étude. Tous les sites sont notamment caractérisés par une augmentation importante de l'AOD qui croît d'environ 0.1-0.2, le premier jour, à près de 0.6 le dernier jour.

La Figure 5.8 montre également que, dans l'ensemble, les simulations d'ALADIN-CLIMAT représentent bien l'évolution de l'AOD mesurée sur les différents sites de la région sur cette période, tant en ce qui concerne la magnitude de l'épaisseur optique que la position des maxima d'AOD. En particulier, le pic d'AOD du 14 mars, observé pour tous les sites, est bien reproduit par les simulations. Il convient de noter néanmoins que le modèle tend à surestimer l'épaisseur optique des aérosols, notamment les 9 et 10 mars, où les mesures indiquent des valeurs plus faibles d'AOD. Les simulations d'ALADIN-CLIMAT suggèrent que cet épisode est lié principalement à une accumulation d'aérosols de nitrate d'ammonium. Il convient de souligner tout de même la contribution importante des sels marins observée pour tous les sites dans la nuit du 10 au 11 mars, qui accentue l'augmentation importante de l'AOD liée aux nitrates, avec des valeurs d'AOD simulées allant jusqu'à 0.9 voire 1 à Bruxelles et Palaiseau. En outre, on observe une augmentation relativement linéaire de l'épaisseur optique des aérosols organiques et des sulfates sur la période de six jours, avec une contribution cumulée qui atteint des valeurs de l'ordre de 0.1 à la fin de la période.

La Figure 5.9 illustre la variabilité, du 9 au 14 mars 2014, du rayonnement mesuré en surface (zones colorées) en conditions "all-sky" et du flux simulé par ALADIN-CLIMAT en conditions "cloud-free". Il est important de noter que nous n'avons pas utilisé les simulations "all-sky" d'ALADIN-CLIMAT afin de minimiser les écarts liés aux simulations de la couverture nuageuse. En effet, ces simulations pourraient ne pas correspondre de manière précise à la variabilité des conditions nuageuses observées, ce qui aurait un impact sur les comparaisons de flux<sup>4</sup>. En plus d'illustrer la précision des simulations de transfert radiatif du modèle, la proximité entre des flux mesurés en conditions "all-sky" et des simulations d'ALADIN-CLIMAT

4. Cela est notamment illustré par la Figure C.1 qui compare à la résolution horaire les simulations d'ALADIN-CLIMAT et les mesures sur la période 2010-2020 (voir Section 5.1.2).

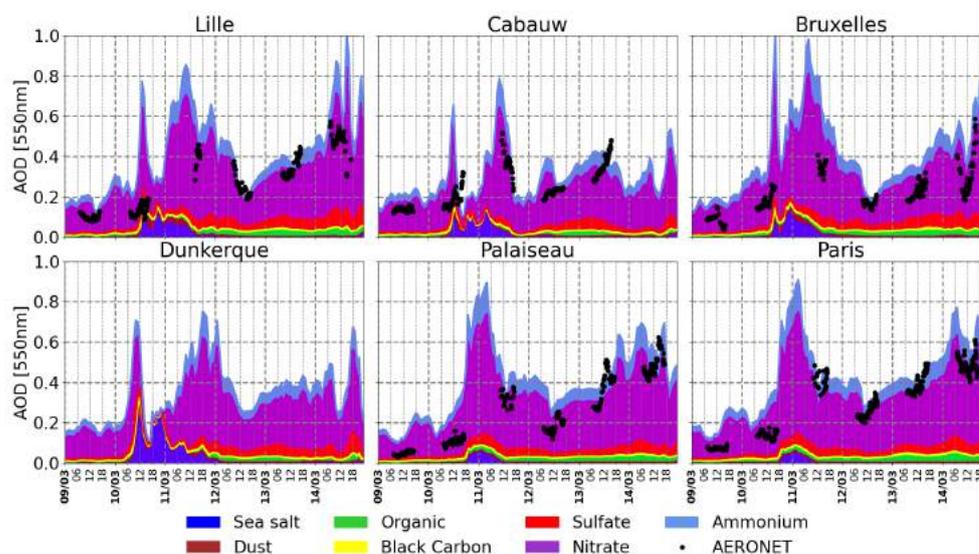


FIGURE 5.8 – Comparaisons entre les simulations d'ALADIN-CLIMAT et les mesures AERONET d'AOD pour l'évènement de pollution particulaire du 9 au 14 mars 2014 pour les six stations AERONET présentes en région HDF<sub>XL</sub>. Les zones colorées représentent les contributions respectives des différents types d'aérosols simulés par ALADIN-CLIMAT. Les points noirs correspondent aux mesures AERONET. On peut noter qu'il n'y a pas de mesures AERONET coïncidentes à Dunkerque pour cet épisode particulier.

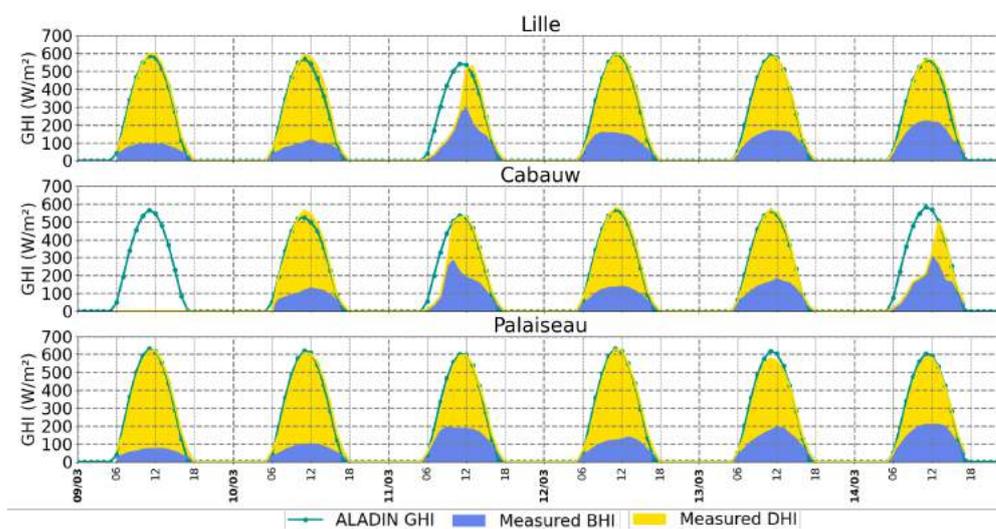


FIGURE 5.9 – Comparaisons entre les simulations d'ALADIN-CLIMAT et les mesures de flux pour l'évènement de pollution particulaire du 9 au 14 mars 2014 pour les trois sites de mesure de flux de la région HDF<sub>XL</sub>. La zone bleue (jaune) représente la contribution mesurée du rayonnement diffus (direct) en conditions "all-sky". La ligne verte correspond au flux global simulé par ALADIN-CLIMAT en conditions "cloud-free".

en conditions "cloud-free" (sans tenir compte de l'effet des nuages) permet de confirmer, pour tous les sites, la relativement faible influence des nuages lors de cet événement, qui avait déjà été évaluée à Lille grâce au filtre de ciel clair et aux images du sky-imager (voir Section 4.4.1.1). En effet, seules les journées du 11 mars (à Lille et Cabauw) et du 14 mars 2014 (à Cabauw) montrent des écarts importants entre flux simulés en clear-sky et flux mesurés, du fait de la présence de nuages. Cela témoigne de l'extension spatiale remarquable de l'anticyclone observé pour cet épisode printanier, qui englobe les trois sites de mesures de flux, et engendre une accumulation importante d'aérosols dans l'atmosphère sur une large partie du territoire.

Les mesures et les simulations montrent qu'en dépit de l'augmentation importante de l'AOD sur la période, l'irradiation globale est relativement peu impactée avec une valeur maximale variant entre 580-620 W/m<sup>2</sup> selon la situation géographique du site et de la journée considérée. Cette observation est cohérente avec les résultats présentés dans le Chapitre précédent, qui montrent que l'impact des aérosols sur le flux global est généralement limité. Il convient néanmoins de noter que le DRE des aérosols augmente considérablement pour tous les sites, passant d'une valeur moyenne d'environ -20 W/m<sup>2</sup> à plus de -60 W/m<sup>2</sup> en l'espace de 6 jours. De plus, il est à souligner qu'il existe dans l'ensemble un bon accord entre les estimations de DRE de SOLARTDECO et celles d'ALADIN-CLIMAT, comme le montre la Figure 5.10.

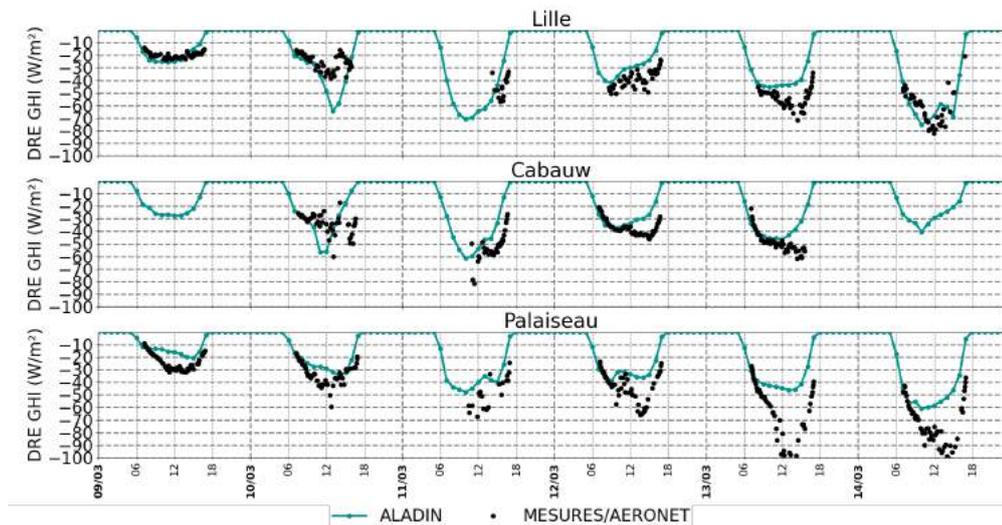


FIGURE 5.10 – Comparaisons entre les simulations d'ALADIN-CLIMAT (courbe verte) et les estimations des MESURES/SOLARTDECO (points noirs) du DRE des aérosols en conditions "clear-sky" pour l'évènement de pollution particulaire du 9 au 14 mars 2014 pour les trois sites de mesure de flux présents en région HDF<sub>XL</sub>.

La Figure 5.9 met en évidence une augmentation importante de la proportion mesurée de flux diffus pour les trois sites, qui passe d'environ 80 W/m<sup>2</sup> le premier jour à près de 200 W/m<sup>2</sup> le dernier jour. Cette évolution est en accord avec l'augmentation de l'AOD (observée et simulée) et l'impact plus important des aérosols sur les composantes directes et diffuses. L'augmentation du rayonnement diffus associée à la faible évolution du GHI suggère que les aérosols présents dans l'atmosphère, pendant cet épisode particulier, sont majoritairement non absorbants. Cette hypothèse est corroborée dans les simulations d'ALADIN-CLIMAT, qui montrent une forte proportion d'aérosols de nitrates, de sulfates et d'ammonium (Figure 5.8), qui sont principalement non absorbants. On observe toutefois Figure 5.10 que le DRE des aérosols est fortement sous-estimé (environ d'un facteur 2) par ALADIN-CLIMAT les 13 et 14 mars à Palaiseau. À l'inverse, malgré la surestimation de l'AOD par les simulations d'ALADIN-CLIMAT (Figure

5.8), le DRE est relativement bien modélisé par ALADIN-CLIMAT les 9 et 10 mars pour tous les sites. Ces deux résultats suggèrent que les propriétés d'absorption des aérosols sont sous-estimées par le modèle pour cet épisode particulier. Une comparaison avec les inversions AERONET de niveau 2.0 disponibles pour ces journées soutient cette hypothèse puisque le SSA semble globalement sur-estimé par les simulations d'ALADIN-CLIMAT (Figure 5.11).

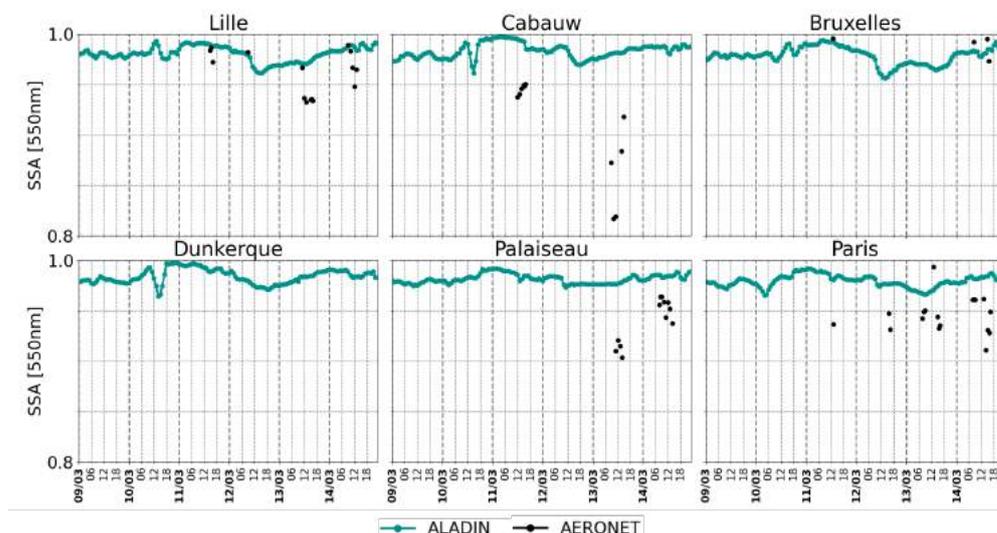


FIGURE 5.11 – Comparaisons à la résolution horaire entre les simulations d'ALADIN-CLIMAT et les inversions AERONET de SSA disponibles pour l'évènement de pollution particulaire du 9 au 14 mars 2014 pour les six stations AERONET présentes en région HDF<sub>XL</sub>.

**Régionalisation** La Figure 5.12 représente des cartes de l'AOD journalière (diurne) moyenne simulée par ALADIN-CLIMAT sur l'ensemble de la région HDF<sub>XL</sub> pour les différentes journées du 9 au 14 mars 2014. Comme pour les mesures et les simulations spécifiques à chacun des sites AERONET, on constate une augmentation importante de l'AOD sur la période de 6 jours. Celle-ci couvre une majeure partie du territoire, avec néanmoins une évolution moins importante au niveau de l'Angleterre, où les valeurs d'AOD restent relativement plus modérées avec un maximum d'environ 0.5 le 14 mars. Dans l'ensemble, on observe deux pics d'AOD très prononcés au cours de cet épisode. Le premier, caractérisé par des valeurs maximales d'AOD autour de 0.7-0.8, se produit le 11 mars et concerne principalement la zone du Bénélux et le littoral français en passant par Lille. Le deuxième pic, plus étendu, affecte une grande partie du territoire, avec notamment deux épïcêtres présentant des valeurs d'AOD comprises entre 0.9 et 1. L'une de ces zones est localisée entre Paris et Lille, tandis que l'autre se situe au sud de l'Angleterre, au niveau de la Manche.

En comparaison, l'évolution diurne de la concentration en surface de PM<sub>10</sub>, représentée sur la Figure 5.13, est plus faible et plus homogène. En effet, les concentrations en surface sont déjà relativement élevées le 9 mars, avec des valeurs simulées autour de 30 à 50  $\mu\text{g}/\text{m}^3$ <sup>5</sup> qui atteignent au maximum 70  $\mu\text{g}/\text{m}^3$  en fin de période. Cela suggère une pollution relativement proche de la surface le 9 mars, qui persiste tout au long de la période étudiée. En particulier, une corrélation spatiale relativement importante est observée entre le maximum d'AOD situé entre Paris et Lille le 14 mars et le pic de concentrations en surface de PM<sub>10</sub> (voir Figures 5.12 et 5.13). Il est intéressant de noter qu'à l'inverse, l'absence de maximum pour les concentrations

5. Le seuil d'alerte sur persistance défini par ATMO-France est de 50  $\mu\text{g}/\text{m}^3$  pour une durée de 3 jours.

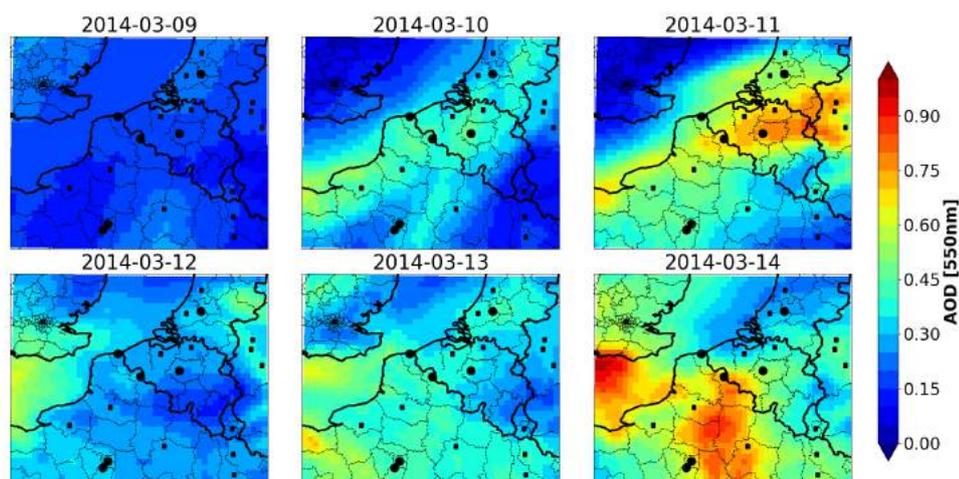


FIGURE 5.12 – Cartes journalières de l'AOD diurne simulé par ALADIN-CLIMAT pour l'évènement de pollution particulaire du 9 au 14 mars 2014.

en surface simulées dans la zone du Bénélux le 11 mars, et au niveau de la Manche le 14, suggère que les pics d'AOD associés sont liés à des contributions d'aérosols situés à des altitudes plus élevées. On peut mentionner que la plateforme nationale de prévision de la qualité de l'air en France, PREV'AIR<sup>6</sup>, basée sur des simulations de modèles de chimie-transport, a estimé des niveaux de concentrations en surface sur la région HDF<sub>XL</sub> comparables aux simulations d'ALADIN-CLIMAT<sup>7</sup>. Il semble néanmoins que ces dernières sous-estiment légèrement les concentrations en surface notamment le 11 mars. L'étude menée par PREV'AIR suggère que cet épisode, tout à fait exceptionnel, résulte de conditions météorologiques particulières, caractérisées par des inversions thermiques et des vents faibles, qui ont permis l'accumulation des polluants à la surface. Leurs résultats suggèrent également que la pollution particulaire observée à cette période est principalement liée à des émissions importantes de composés azotés issus d'épandages agricoles d'engrais, qui en réagissant avec d'autres émissions, comme celles des oxydes d'azote du trafic routier, de l'industrie et de l'agriculture (émissions par les sols), ont favorisé la formation de particules fines. Ces résultats sont en accord avec les simulations d'ALADIN-CLIMAT qui montre une forte accumulation des aérosols de nitrates, ammoniums et sulfates, qui résultent principalement des interactions entre les émissions agricoles, industrielles et automobiles. De plus, les inversions de températures expliqueraient également les différences observées entre les simulations d'AOD et de concentrations en surface, les aérosols plaqués en surfaces donnant des concentrations importantes en PM<sub>10</sub> et PM<sub>2,5</sub> sans modifier l'AOD.

La Figure 5.14 représente la variabilité diurne du  $DRE_{cf}$  des aérosols sur le flux global incident en surface, simulé par ALADIN-CLIMAT. Comme on pouvait s'y attendre, celle-ci est fortement corrélée à l'évolution coïncidente de l'AOD. En effet, le 11 mars, on observe un maximum de DRE sur la zone du Bénélux de l'ordre de  $-60 \text{ W/m}^2$ , tandis que le 14, les simulations affichent un maximum avoisinant les  $-80 \text{ W/m}^2$  entre Lille et Paris et au niveau de la Manche. On peut souligner également que la magnitude de cet évènement est telle, qu'on observe une corrélation spatiale relativement significative entre la variabilité de l'AOD (et du DRE) et celle du rayonnement global incident. En effet, la Figure 5.15 montre un minimum local d'irradiance le 11 mars sur la zone du Bénélux ( $360 \text{ W/m}^2$ ) et deux minima ( $380 \text{ W/m}^2$ ) le 14 mars

6. <http://www2.prevoir.org/content/propos-de-prevoir>

7. Les cartes des simulations PREV'AIR pour ce cas d'étude sont disponibles sur le site : <http://www2.prevoir.org/content/analyses-historiques-et-chroniques-de-polluants>.

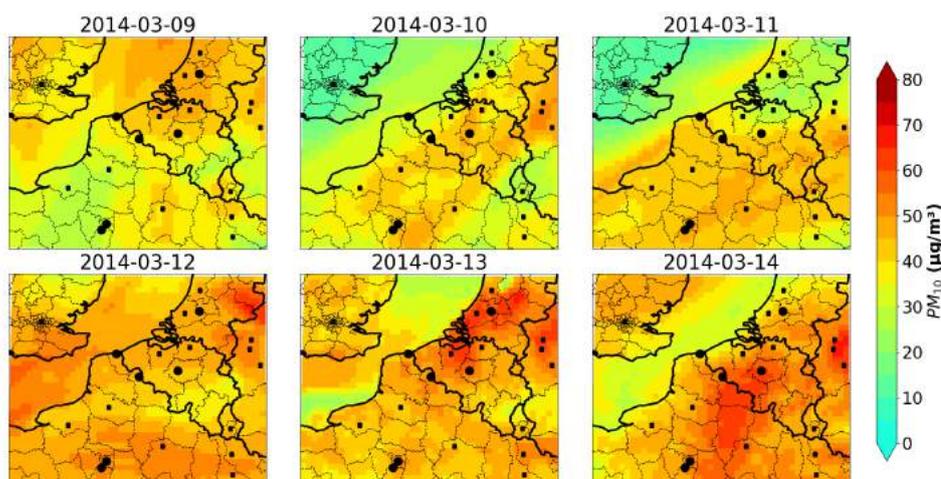


FIGURE 5.13 – Cartes journalières des concentrations en surface en  $PM_{10}$  diurnes simulées par ALADIN-CLIMAT pour l'évènement de pollution particulaire du 9 au 14 mars 2014.

entre Paris et Lille et au niveau de la Manche. Il est intéressant de souligner que malgré le DRE relativement plus faible simulé le 11 mars, le rayonnement incident sur la zone du Bénélux reste globalement plus faible que pour les minima du 14 mars, situés plus au Sud. Cela s'explique notamment par un gradient d'irradiance relativement important observé entre le nord et le sud de la région, en lien avec la géométrie solaire. Ce gradient est particulièrement visible pour les journées du 9 et 12 mars, caractérisées par des niveaux d'AOD plus faibles et plus homogènes. Pour ces journées, on observe une différence de GHI de l'ordre de 40 à 60  $W/m^2$  entre les zones les plus au nord et les régions les plus au sud. De plus, l'évolution spatiale semble particulièrement forte, avec une différence de près de 10 à 20  $W/m^2$  rien qu'entre les départements du Nord et du Pas-de-Calais, comparés à l'Oise, la Somme et l'Aisne.

Pour résumer, l'analyse des simulations horaires d'ALADIN-CLIMAT pour l'épisode printanier de pollution particulaire de mars 2014 montre que dans l'ensemble le modèle représente bien la variabilité du contenu en aérosols et de leurs effets sur le rayonnement global incident en surface. Des comparaisons avec les observations photométriques et de flux des différents sites de mesures de la région HDF<sub>XL</sub> attestent notamment de la qualité des simulations, qui modélisent de manière satisfaisante les minima et maxima temporels d'AOD, de flux et de DRE des aérosols. On peut noter toutefois une tendance à la sur-estimation du SSA (sous-estimation du caractère absorbant des aérosols), notamment à Palaiseau les 13 et 14 mars, qui engendre une sous-estimation du DRE des aérosols pour ce site. Ces résultats sont en accord avec les conclusions de la précédente section (Section 5.1). Une comparaison additionnelle, pour cet épisode particulier, avec les simulations de la plateforme nationale de prévision de la qualité de l'air en France, PREV'AIR, montre également qu'à l'échelle de la région HDF<sub>XL</sub>, malgré une légère sous-estimation globale, ALADIN-CLIMAT simule de manière satisfaisante les concentrations en surface de  $PM_{10}$  du 9 au 14 mars 2014. Dans l'ensemble, l'analyse des simulations d'ALADIN-CLIMAT sur toute la région HDF<sub>XL</sub> permet de montrer également que cet épisode de pollution particulaire impacte l'ensemble de la région d'étude, avec notamment des valeurs journalières moyennes d'AOD qui atteignent 0.8-0.9 le 11 mars sur la zone du Bénélux et jusqu'à Lille, mais également le 14 mars entre Lille et Paris. Les simulations d'ALADIN-CLIMAT montrent également que ces pics d'AOD se traduisent en particulier par des maxima d'effet radiatif direct des aérosols qui avoisinent -60 à -80  $W/m^2$  au niveau de la zone du Bénélux le 11/03/2014, et entre Paris et Lille le 14/03/2014. De plus, l'effet des aérosols est tel, qu'on observe des

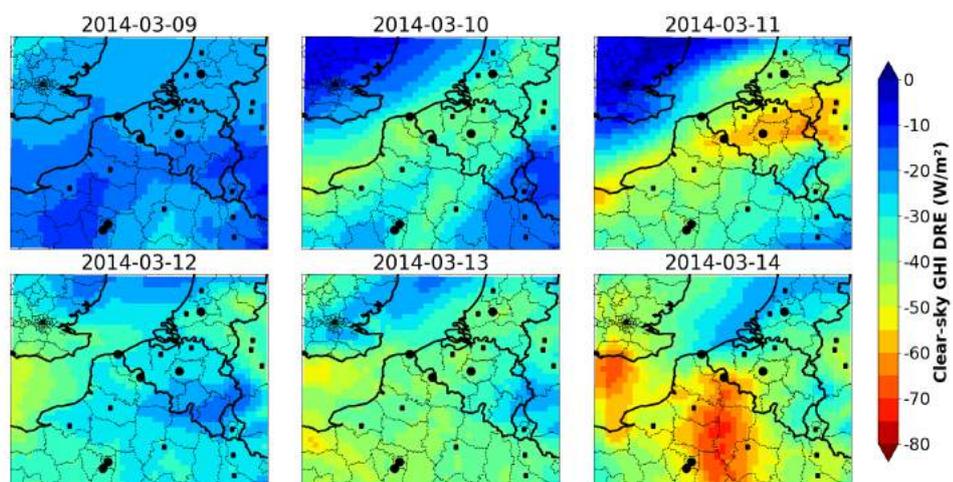


FIGURE 5.14 – Cartes journalières diurnes du DRE "cloud-free" des aérosols simulé en conditions "clear-sky" par ALADIN-CLIMAT pour l'évènement de pollution particulaire du 9 au 14 mars 2014.

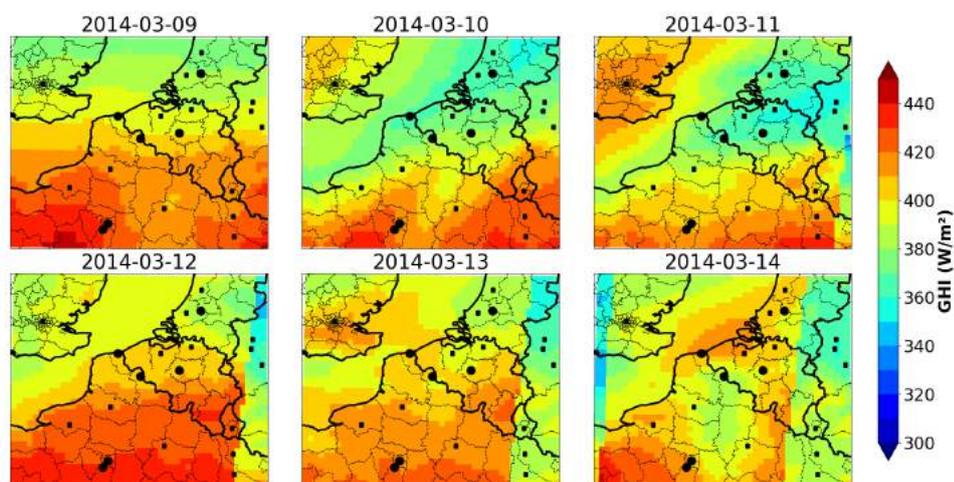


FIGURE 5.15 – Cartes journalières diurnes du GHI simulé en conditions "cloud-free" par ALADIN-CLIMAT pour l'évènement de pollution particulaire du 9 au 14 mars 2014.

minima correspondants dans les simulations de GHI "cloud-free", qui modifient notamment le 14 mars, la variabilité spatiale du flux global simulé par ALADIN-CLIMAT, qui dépend majoritairement du SZA (et donc de la latitude), avec des écarts de l'ordre de 40 à 60 W/m<sup>2</sup> entre les zones les plus au nord et les régions les plus au sud.

## 5.2.2 Variabilité moyenne sur la période 2010-2020 au printemps et en été

Dans cette section nous entreprenons une évaluation plus globale de la variabilité spatiale et temporelle du rayonnement solaire incident et du contenu atmosphérique au printemps et en été sur la période 2010-2020. L'objectif étant de poursuivre l'étude menée à Lille dans le Chapitre 4 à l'échelle de la région HDF<sub>XL</sub> à partir des simulations régionales d'ALADIN-CLIMAT. Nous analysons dans une premier temps la variabilité spatiale moyenne des conditions d'ensoleillement, du contenu en aérosols et du rayonnement solaire incident en distinguant notamment les conditions "all-sky" et les conditions "clear-sky". Les tendances simulées par ALADIN-CLIMAT sur les périodes 2010-2020 mais également 2000-2020 sont ensuite analysées afin de consolider les résultats obtenues à Lille à partir des mesures photométriques et de flux incident (voir Chapitre 4).

**Conditions d'ensoleillement** Les Figures 5.16a-b représentent la variabilité spatiale diurne, moyennée sur la période 2010-2020 au (a) printemps et (b) en été, de la fréquence saisonnière des conditions de ciel clair, estimée à l'aide du critère de CLT de 3.5% introduit dans la Section 5.1.1. Dans l'ensemble, comme précédemment discuté dans les Sections 4.2.1 et 5.1.1, on remarque une fréquence plus élevée de situations "clear-sky" au printemps qu'en été, avec des moyennes printanières simulées de l'ordre de 5 à 11% en comparaison à 4 à 9% en été. Pour ces 2 saisons, on observe une proportion maximale de conditions de ciel clair au niveau de la Manche et de la Mer du Nord, avec également un pourcentage de situations "clear-sky" relativement élevé sur la partie sud-est de la région d'environ 9%, qui s'avère plus étendu spatialement au printemps qu'en été. En effet, au printemps cette zone de proportions élevées de ciel clair recouvre la partie sud-est de la région Hauts-de-France (l'Aisne en particulier) ainsi qu'une bonne partie de la région Grand-Est (Ardennes, Marne, Meuse, Moselle) et l'est de la région Ile-de-France (Seine-et-Marne). À l'inverse, un minimum de conditions de ciel clair est observé pour la partie sud de l'Angleterre (environ 4-5%). Les simulations d'ALADIN-CLIMAT montrent également une zone assez homogène qui s'étend du nord-est au sud-ouest de la zone d'étude, en passant par la région des Hauts-de-France, et qui est caractérisée par des fréquences de ciels clairs de l'ordre de 7-8% au printemps et 5-6% en été.

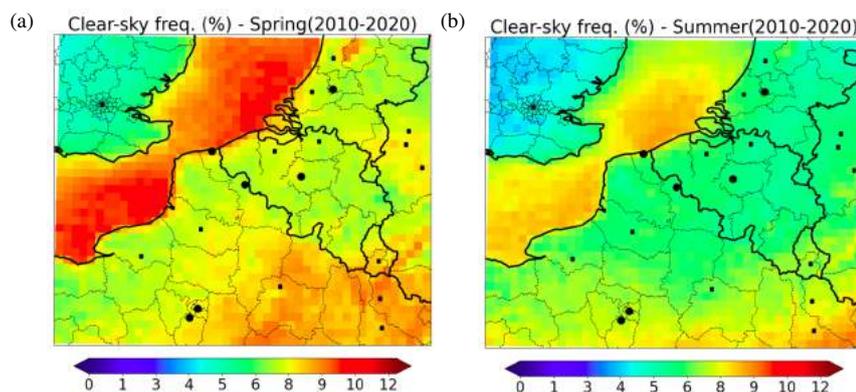


FIGURE 5.16 – Cartes moyennes, sur la période 2010-2020, de la fréquence diurne des conditions "clear-sky" (en %) dérivée des simulations à la résolution horaire d'ALADIN-CLIMAT (filtre CLT) au (a) printemps et (b) en été.

Les Figures 5.17a-d et 5.18a-d représentent la variabilité spatiale diurne moyenne sur la période 2010-2020 (a) de l'AOD, (b) de l'AE, (c) du GHI et (d) de la proportion de flux direct ( $R_{dir} = \frac{BHI}{GHI}$ ), en conditions "all-sky" et "clear-sky", pour le printemps (Figures 5.17) et l'été (Figures 5.18), respectivement.

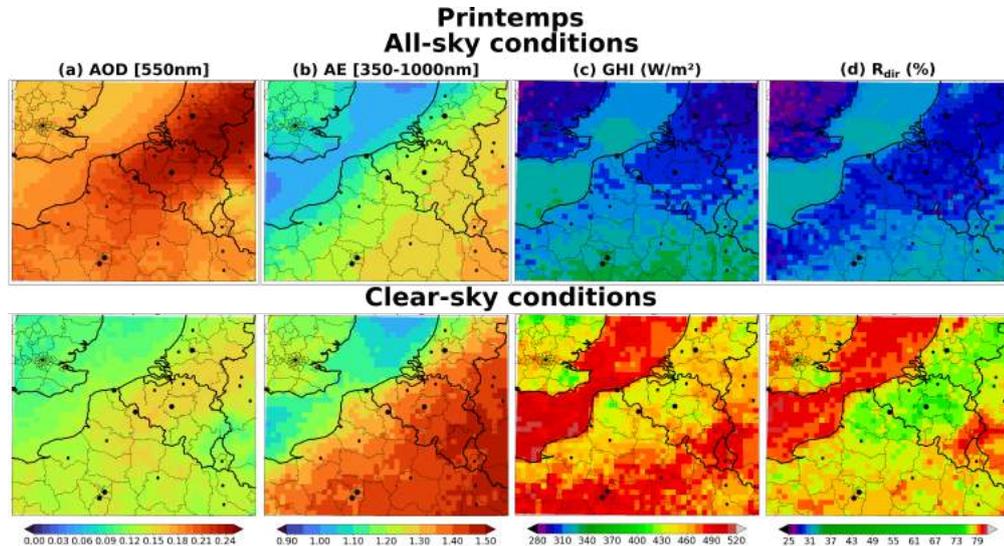


FIGURE 5.17 – Cartes moyennes des simulations horaires d'ALADIN-CLIMAT entre le lever et le coucher du Soleil, sur la période 2010-2020, de (a) l'AOD, (b) l'AE, (c) GHI et (d) de la proportion de flux direct ( $R_{dir} = \frac{BHI}{GHI}$ ) au printemps en conditions "all-sky" (ligne du haut) et "clear-sky" (ligne du bas).

**Contenu en aérosols** Comme cela a été discuté précédemment dans les Sections 4.2.1 et 5.1.1, les simulations d'ALADIN-CLIMAT mettent en évidence des valeurs d'AOD plus élevées au printemps qu'en été sur l'ensemble de la zone d'étude (Figures 5.17a et 5.18a). Cette différence est particulièrement marquée en conditions "all-sky", avec des valeurs printanières strictement supérieures à 0.15, qui correspondent en fait aux valeurs maximales (inférieures ou égales à 0.18) simulées en été. Il est intéressant de noter que les moyennes d'AOD simulées en conditions "all-sky" sont globalement supérieures aux moyennes des conditions "clear-sky". En effet, pour les situations de ciel clair, les valeurs saisonnières sont majoritairement comprises entre 0.09 et 0.18 au printemps, et entre 0.05 et 0.15 en été. Ce résultat est en accord avec ceux de NABAT et al., 2020, qui montrent notamment à partir de simulations régionales d'ALADIN-CLIMAT, qu'en Europe de l'ouest, les valeurs élevées d'AOD s'accompagnent généralement d'une fraction nuageuse importante, avec des valeurs de CLT supérieures à 40% même en situations anticycloniques. NABAT et al., 2020 montrent également qu'à l'inverse, les situations caractérisées par une fraction nuageuse inférieure à 3.5% (conditions CSKY) sont caractérisées par des AOD relativement faibles, avec des valeurs généralement inférieures à 0.2. Dans l'ensemble, quelle que soit la saison, les simulations d'ALADIN-CLIMAT mettent en évidence une zone de maximum d'AOD au niveau du Bénélux et sur le département du Nord, qui présente notamment des valeurs moyennes de l'ordre de 0.24 en conditions "all-sky" au printemps. À l'inverse, on observe un minimum d'AOD autour de l'Angleterre pour les deux saisons, avec des valeurs comprises entre 0.03 et 0.15. Les valeurs d'AOD plus faibles observées au niveau de l'Angleterre sont potentiellement liées à une influence maritime plus importante, avec des valeurs de coefficient d'Ångström variant entre 1 et 1.2 (Figures 5.17b et 5.18b). Cependant, étant donné que la Manche et la Mer du Nord présentent des niveaux d'AOD assez élevés et relativement similaires au reste de la zone d'étude, il est probable que les niveaux d'AOD plus faibles en Angleterre soient également influencés par l'intensité

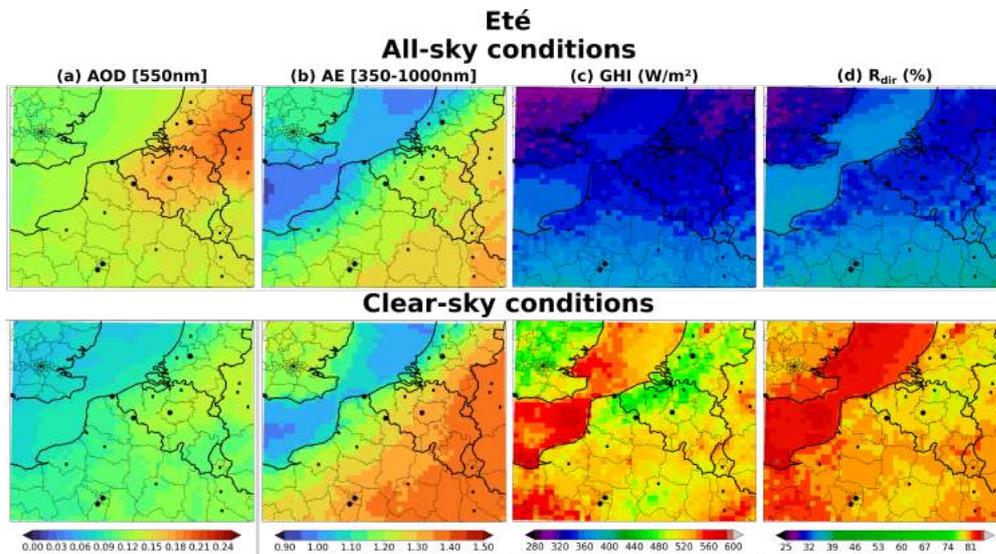


FIGURE 5.18 – Comme pour la Figure 5.17 mais en été.

des sources et des puits d'aérosols. Il convient de souligner que concernant le coefficient d'Ångström, on observe un gradient relativement important entre le nord-ouest et le sud-est de la zone d'étude, en lien avec l'influence de la mer, qui varie selon la saison et les conditions considérées, avec un minimum de l'ordre de 0.9-1.2 au niveau de la Manche et de la Mer du Nord, et un maximum d'environ 1.3-1.5 autour du Luxembourg. De plus, on peut noter également que la variabilité spatiale du DRE des aérosols est fortement corrélée à l'évolution géographique de l'AOD, comme le montrent les Figures 5.19a-b, avec un maximum d'impact radiatif direct au niveau du Bénélux. En conditions ASKY, l'influence des aérosols est néanmoins limitée par les conditions d'ensoleillement et l'intensité du rayonnement incident. Ainsi, malgré des valeurs d'AOD plus importantes, l'influence des nuages tend à diminuer le DRE des aérosols, avec des valeurs maximales de l'ordre de -10 et -8 W/m<sup>2</sup> en conditions ASKY au printemps et en été, respectivement. En l'absence de nuages (conditions CSKY), ALADIN-CLIMAT simule des valeurs de DRE des aérosols presque deux fois plus élevées malgré les valeurs d'AOD plus faibles, avec des valeurs maximales de -18 et -15 W/m<sup>2</sup> au printemps et en été. Ces résultats sont en accord avec les conclusions du Chapitre 4, l'impact radiatif direct des aérosols calculé à Lille sur la période 2010-2022 étant de l'ordre de -20 et -7 W/m<sup>2</sup>, respectivement en conditions "clear-sky" et "all-sky".

**Flux solaires en surface** Comme cela a été observé dans les Sections précédentes à partir des mesures sol, le rayonnement solaire incident en surface est généralement plus élevé en été qu'au printemps, en particulier en conditions "clear-sky". Les moyennes saisonnières varient de 400 à 520 W/m<sup>2</sup> au printemps, et de 480 à 600 W/m<sup>2</sup> en été (Figures 5.17c et 5.18c). En conditions "all-sky", les valeurs moyennes de GHI simulées par ALADIN-CLIMAT sont largement plus faibles, en lien notamment avec la fréquence des conditions nuageuses et les propriétés des nuages. Ainsi, les différences saisonnières sont bien plus faibles, avec des valeurs moyennes de GHI de l'ordre de 280-340 W/m<sup>2</sup> au printemps et 280-360 W/m<sup>2</sup> en été. Comme pour le cas d'étude présenté Section 5.2.1, on observe un gradient significatif entre le nord et le sud, en particulier en conditions "clear-sky", avec une différence de l'ordre de 100 W/m<sup>2</sup> pour les deux saisons, liée au moins en partie à la géométrie solaire. Néanmoins, il est important de souligner que la zone de la Manche/Mer du Nord est caractérisée par des valeurs de rayonnement maximales pour les deux saisons. En conditions "all-sky", cela peut s'expliquer par la fréquence plus importante de conditions de

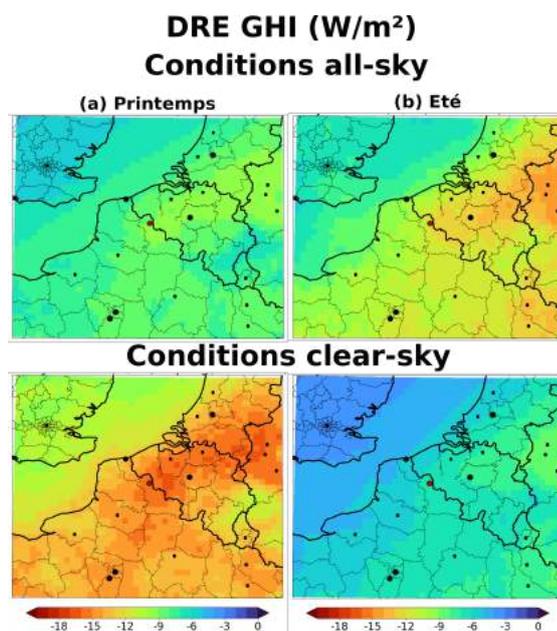


FIGURE 5.19 – Cartes moyennes entre le lever et le coucher du Soleil, du DRE des aérosols sur la période 2010-2020, en conditions "all-sky" (ligne du haut) et "clear-sky" (ligne du bas) (a) au printemps et (b) en été.

ciel clair (Figures 5.16a-b) ainsi que par les valeurs de GHI "clear-sky" plus élevées. Ces dernières sont à l'inverse plutôt liées aux valeurs plus faibles d'AOD simulées par ALADIN-CLIMAT sur l'ouest de la région, mais surtout à des valeurs nettement plus faibles de SZA, en lien avec l'occurrence des situations CSKY, qui avoisinent 59-60° au printemps sur la zone de la Manche/Mer du Nord, et jusqu'à 52° en été au niveau de la Manche, contre 62-63° et 56° pour les zones côtières alentours au printemps et en été, respectivement. Par ailleurs, les variations du GHI sont étroitement liées à la contribution du rayonnement direct (Figures 5.17d et 5.18d), qui varie fortement entre les conditions "all-sky" et "clear-sky" en lien avec les conditions nuageuses, avec des valeurs de  $R_{dir}$  de l'ordre de 25-35% et 70-85%, respectivement. Outre la présence de nuages, la proportion de rayonnement direct dépend également de la latitude, avec un gradient nord-sud, qui dépend notamment de la masse d'air et, par conséquent, de l'angle solaire zénithal, qui est plus important dans le nord de la région d'étude (différence d'environ 2°). Cette variabilité liée au SZA est particulièrement marquée en conditions "clear-sky", avec un maximum notable au niveau de la Manche et de la Mer du Nord. Néanmoins, il convient de souligner qu'en situations "clear-sky", la proportion de flux direct est également impactée par le contenu en aérosols. ALADIN-CLIMAT simule notamment une variabilité spatiale plus importante de  $R_{dir}$  au printemps qu'en été, qui semble être assez bien corrélée aux variations spatiales de l'AOD. On observe notamment pour les deux saisons un minimum de contribution du flux direct au niveau de la zone du Bénélux, qui est plus faible au printemps (70%), lorsque l'AOD est maximale (Figure 5.17b), qu'en été (75%). Ce résultat est en accord avec les conclusions du Chapitre 4, qui indiquent notamment un impact important des aérosols sur la partition entre flux direct et flux diffus malgré une influence assez limitée sur le GHI.

En résumé, les simulations d'ALADIN-CLIMAT montrent une variabilité spatiale importante du rayonnement incident en surface en conditions "all-sky" (et de la proportion de flux direct), en lien d'une part avec la latitude et la saison (influence du SZA), mais également avec la fréquence des conditions d'ensoleillement. La fréquence de situations CSKY est particulièrement importante au niveau de la Manche

et de la Mer du Nord, ce qui engendre des valeurs élevées de flux incident en conditions ASKY en lien avec l'absence de nuages. La fréquence plus élevée de conditions "clear-sky" au niveau de la Manche et de la Mer du Nord implique par ailleurs des différences de SZA moyen, qui est notamment plus faible au niveau de la mer. Cela engendre des variations du GHI en conditions "clear-sky" qui est plus important sur cette zone. De plus, les simulations d'ALADIN-CLIMAT montre également que le contenu en aérosols joue un rôle important, notamment au printemps, sur la variabilité du rayonnement à la fois en conditions "all-sky" et "clear-sky". On observe en particulier un minimum de proportion de flux direct au niveau du Bénélux, une zone caractérisée par des valeurs maximales d'AOD pour les deux saisons.

### 5.2.3 Variabilité inter-annuelle et tendances

Dans cette section nous analysons l'évolution inter-annuelle et les tendances associées du rayonnement solaire, des conditions d'ensoleillement et du contenu atmosphérique simulés en journée sur l'ensemble de la région HDF<sub>XL</sub> par le modèle climatique régional ALADIN-CLIMAT en mode "HINDCAST".

Les Figures 5.20 illustrent les tendances simulées par le modèle sur la période 2010-2020 pour (a) le GHI et le (b)  $R_{dir}$  en conditions "all-sky" au printemps et en été. Le panneau (c) représente les tendances coïncidentes simulées pour la fréquence des situations "clear-sky" (CLT < 3.5%). Les pentes correspondantes sont calculées pour chaque pixel de la région d'étude. Des tests non paramétriques de Mann-Kendall saisonniers, avec un niveau de signification fixé à 5%, servent à évaluer la robustesse statistique des tendances observées. Les zones hachurées indiquent les tendances non validées par le test de Mann-Kendall.

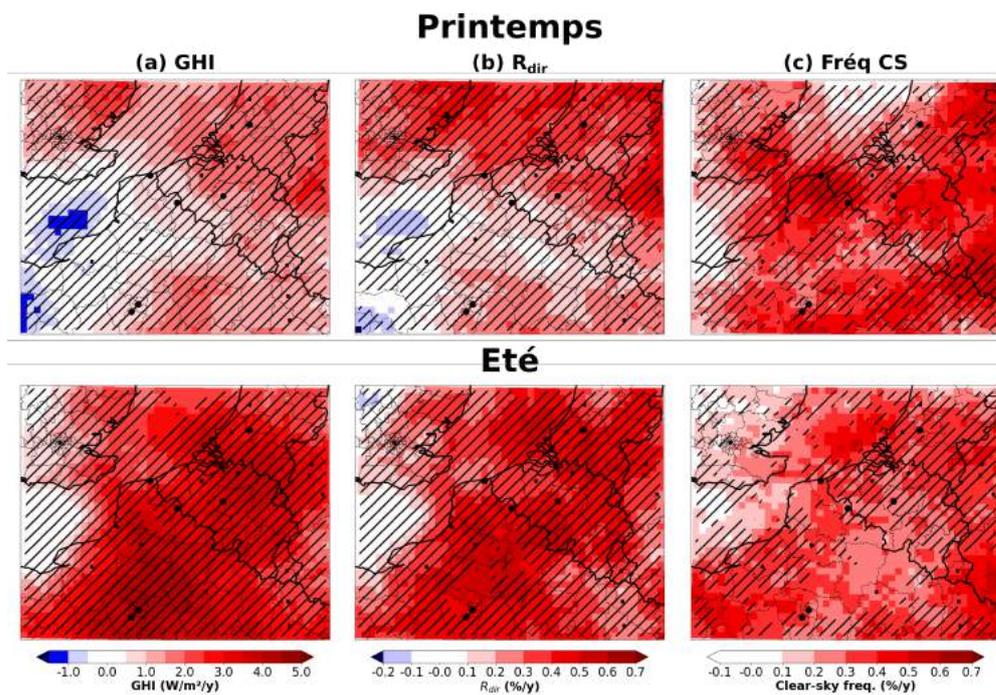


FIGURE 5.20 – Cartes des tendances en (a) GHI et (b)  $R_{dir}$  simulées en conditions "all-sky" par ALADIN-CLIMAT au printemps et en été sur la période 2010-2020. Le panneau (c) représente les tendances coïncidentes de la fréquence des conditions "clear-sky" estimée à partir des simulations. Les hachures représentent les tendances non validées par le test de Mann-Kendall avec un seuil de signification fixé à 5%.

En ce qui concerne le flux incident en surface, des tendances majoritairement positives mais non significatives sont simulées par le modèle (Figures 5.20a). Au printemps, on constate en particulier une hausse du GHI de l'ordre de +0.5 à +1 W/m<sup>2</sup>/an sur une partie de la région HDF (en particulier le département du Nord), et un maximum au niveau de la zone du Bénélux et de l'ouest de l'Allemagne avec des valeurs de l'ordre de +2 à +2.5 W/m<sup>2</sup>/an. En été, une augmentation plus forte du rayonnement en surface est simulée par ALADIN-CLIMAT avec une magnitude moyenne d'environ +3 à +3.5 W/m<sup>2</sup>/an sur la majeure partie de la zone d'étude, et pouvant atteindre jusqu'à +4.5 W/m<sup>2</sup>/an dans le sud de la région HDF, vers l'Ile de France, ainsi qu'au niveau du Bénélux. Le modèle simule également une augmentation importante de la contribution du rayonnement direct sur l'ensemble de la zone d'étude (Figures 5.20b), qui atteint jusqu'à +0.5 %/an en été. En complément, ALADIN-CLIMAT simule une augmentation relativement importante, à la fois en été et au printemps, de la proportion des conditions de ciel clair, avec des valeurs de l'ordre de +0.3 à +0.5 %/an sur l'ensemble de la région (Figures 5.20c). Ces tendances sont cohérentes avec celles établies à Lille (voir Section 4.2.2) à partir des observations de flux d'ATOLL, qui montraient notamment une augmentation du GHI "all-sky" à Lille de l'ordre de +4 W/m<sup>2</sup>/an en été et au printemps sur la période 2010-2022. Même si les tendances simulées du GHI "all-sky" sont légèrement sous-estimées par rapport aux observations, ces résultats suggèrent que le modèle parvient à reproduire, au moins en partie, l'évolution du rayonnement pendant la période 2010-2020, avec une contribution significative du changement des conditions d'ensoleillement. Il convient de noter que la variabilité simulée du contenu en aérosols (non montrée) est relativement faible, avec une variation moyenne de l'AOD d'environ  $\pm 0.001$  par an. Ces valeurs plus faibles pourraient expliquer les tendances moins marquées du GHI simulées par le modèle, en particulier au printemps, où les mesures photométriques montrent une diminution notable de l'AOD d'environ 0.008 par an à Lille sur la période 2010-2022.

L'analyse des tendances simulées par ALADIN-CLIMAT sur la période 2010-2019 révèle néanmoins des résultats contrastés pour les deux saisons. En été, ALADIN-CLIMAT simule, sur cette période, une évolution passée de l'environnement solaire en région HDF<sub>XL</sub> (Figures D.1) similaire à celle décrite précédemment sur la période 2010-2020, avec une tendance généralisée, mais non significative, à l'augmentation du GHI entre 2010 et 2019 de l'ordre de +3 à +4.5 W/m<sup>2</sup>/an (Figure D.1a), liée notamment à une augmentation de la fréquence CSKY (environ +0.5 à +0.7%/an, Figure D.1c). Au printemps, le modèle simule au contraire une diminution importante du rayonnement incident qui atteint -4.0 W/m<sup>2</sup>/an sur la Manche et l'ouest de la région d'étude (Figure D.2a), en lien avec une augmentation importante de la fraction nuageuse (Figure D.2c). Cette différence entre les tendances simulées par ALADIN-CLIMAT au printemps sur les périodes 2010-2019 et 2010-2020 suggère une influence majeure de l'année 2020. Au printemps 2020, ALADIN-CLIMAT simule en effet des valeurs de flux global all-sky particulièrement importantes, avec des moyennes globalement supérieures à 340 W/m<sup>2</sup> et qui peuvent atteindre par endroit 380 à 390 W/m<sup>2</sup>, soit environ 40 W/m<sup>2</sup> de plus que les moyennes simulées à la même saison sur la période 2010-2019 (Figures 5.21a). À noter qu'une analyse parallèle des simulations de fraction nuageuse d'ALADIN-CLIMAT montre également un record d'occurrences des situations de ciel clair, avec des valeurs globalement deux fois supérieures aux moyennes 2010-2019 et qui atteignent près de 20% dans le sud de la région HDF<sub>XL</sub>, sur la Manche et la Mer du Nord (Figures 5.21b). Ces records d'irradiance et de fréquence clear-sky sont cohérents avec les résultats obtenus à Lille (voir notamment la Section 4.3.3), malgré une sous-estimation du rayonnement all-sky moyen et de la fréquence associée de situations de ciel clair, avec des valeurs moyennes mesurées au printemps 2020 de 421 W/m<sup>2</sup> et 34%, respectivement, contre 350 W/m<sup>2</sup> et 18% d'après les simulations d'ALADIN-CLIMAT.

Les périodes de temps sélectionnées pour l'analyse des tendances simulées par ALADIN-CLIMAT sont néanmoins assez courtes, avec seulement 10 à 11 années couvrant 2010 à 2020, nous avons choisi d'étendre notre analyse aux périodes 2000-2019 et 2000-2020 afin d'obtenir des tendances plus robustes pour les différentes variables considérées. Les Figures 5.22 représentent les tendances simulées par ALADIN-CLIMAT sur la période 2000-2020 pour (a) le GHI et (b)  $R_{dir}$  en conditions "all-sky", ainsi que (c) la fréquence des situations "clear-sky", (d) la CLT et (e) l'AOD (en conditions "all-sky") au printemps. Il est

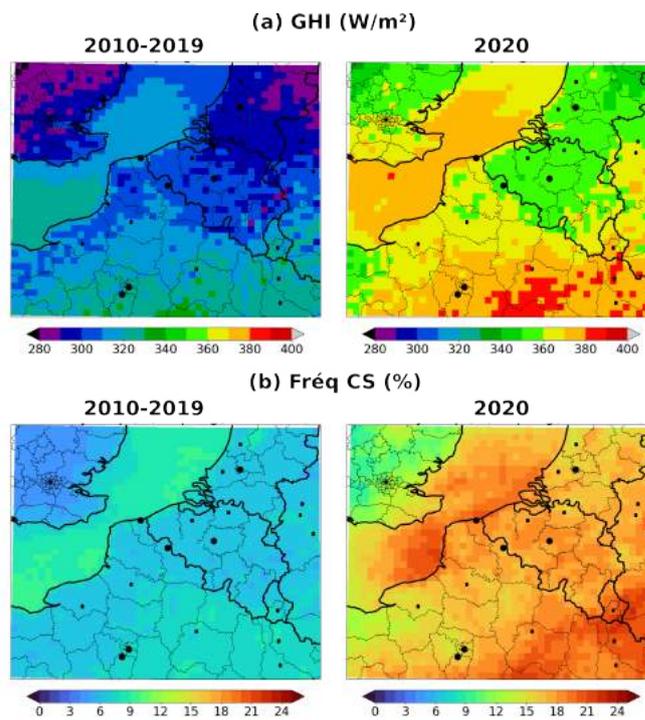


FIGURE 5.21 – Cartes moyennes au printemps, sur la période 2010-2019 et pour l'année 2020 seule, (a) du rayonnement global diurne incident en surface (en W/m<sup>2</sup>) et (b) de la fréquence des conditions "clear-sky" (en %) dérivée des simulations à la résolution horaire d'ALADIN-CLIMAT (filtre CLT).

à noter que les résultats pour la période estivale sont moins significatifs, et par conséquent, ils ne seront pas abordés dans cette section. Les figures correspondantes sont présentées en Annexe D (Figures D.3). De même, les tendances simulées par ALADIN-CLIMAT sur la période 2000-2019 (non montrées) sont, pour les deux saisons, similaires à celles obtenus sur la période 2000-2020 et ne seront donc pas non plus abordées dans cette section.

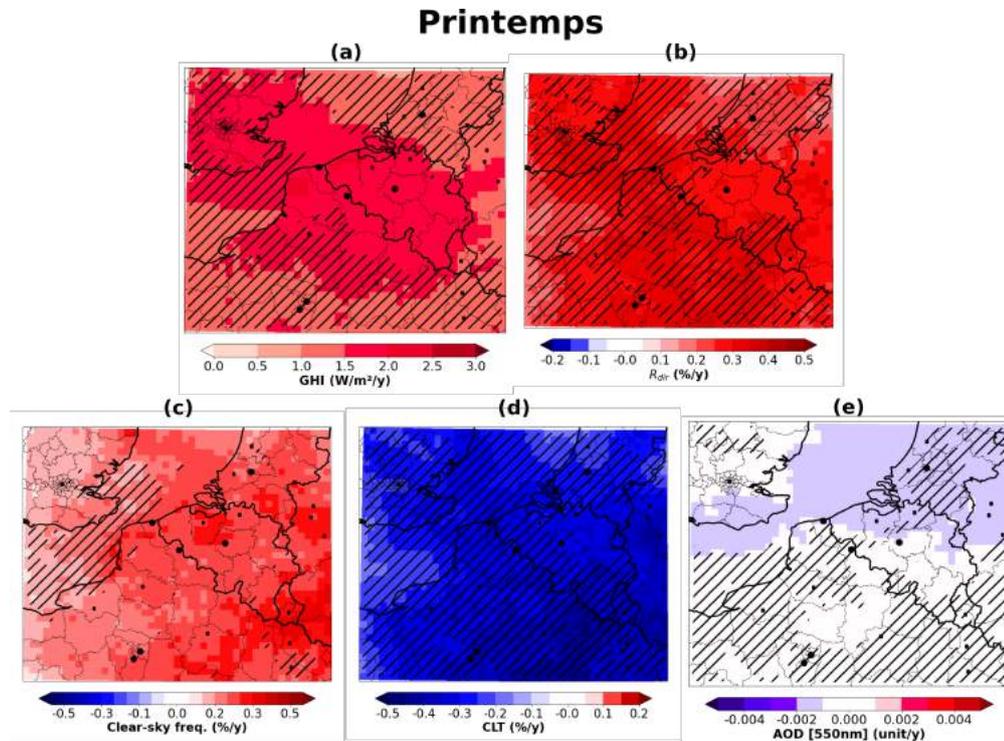


FIGURE 5.22 – Cartes des tendances en (a) GHI, (b)  $R_{dir}$  et (c) fréquence des conditions "clear-sky", (d) fraction nuageuse (CLT) et (e) AOD simulées par ALADIN-CLIMAT au printemps sur la période 2000-2020.

Dans l'ensemble, le modèle simule, sur la période étendue de 2000 à 2020, des tendances généralement cohérentes en termes de signe avec les valeurs simulées sur la période 2010-2020, bien que plus faibles. Elles sont néanmoins plus robustes, on constate notamment une augmentation importante du GHI sur l'ensemble du territoire de l'ordre de +1 à +2 W/m<sup>2</sup>/an au printemps, avec un maximum sur une grande zone géographique recouvrant une bonne partie de la région des Hauts-de-France, ainsi que l'ensemble de la Belgique et le sud de la Mer du Nord (Figure 5.22a). En parallèle, le modèle simule une tendance positive pour  $R_{dir}$ , qui est particulièrement significative en Belgique (Figure 5.22b). De plus, l'analyse des simulations d'ALADIN-CLIMAT met en évidence une tendance statistiquement significative à l'augmentation de la fréquence des conditions "clear-sky", qui concerne une grande partie de la région d'étude (Figure 5.22c), avec des pentes de l'ordre de +0.2 à +0.5%/an, notamment sur les Hauts-de-France. Cette augmentation se fait en parallèle de la diminution de la fraction nuageuse moyenne simulée par le modèle (Figure 5.22d), ce qui expliquerait en partie l'augmentation de la contribution du rayonnement direct. En effet, il existe une forte corrélation spatiale entre la diminution de la CLT (Figure 5.22d) et l'augmentation du rayonnement direct (Figure 5.22b), avec des tendances significatives observées principalement en Belgique et dans l'ouest de l'Allemagne. Cette corrélation est d'autant plus notable que l'évolution du contenu en aérosols est

relativement faible sur cette période, comme illustré par la Figure 5.22e pour l'AOD, avec des coefficients directeurs de l'ordre de -0.001 à -0.002 par an. La tendance simulée par ALADIN-CLIMAT pour l'AOD est donc relativement plus faible que celle observées à Lille sur la période 2010-2022 de -0.008/an (voir Section 4.2.2). Il est à noter que des tendances plus significatives sont simulées par le modèle en conditions "clear-sky" au printemps, avec des valeurs atteignant jusqu'à -0.004 par an au niveau du Bénélux (Figure D.4a), ce qui est plus proche des valeurs obtenues à partir des mesures (-0.006/an). Enfin, on peut souligner que les tendances observées sur la période 2010-2022 à Lille pour le GHI "all-sky" et la fréquence de ciels clairs sont également plus importantes que celles simulées sur la période 2000-2020, avec des pentes respectives de l'ordre de +4 W/m<sup>2</sup>/an pour le GHI "all-sky" et +0.5%/an pour la fréquence de ciels clairs, contre +2 W/m<sup>2</sup>/an et +0.2%/an pour les simulations. Cela s'explique notamment par les différences entre les périodes considérées, une période d'analyse plus longue tendant généralement à lisser les pentes. La cohérence entre les tendances simulées sur les périodes 2000-2020 et 2010-2020, et celles observées à Lille sur la période 2010-2022, indique néanmoins que les tendances observées à Lille sur la période 2010-2022 sont assez robustes et liées en particulier à une évolution plus ancienne qui touche globalement l'ensemble de la région HDF<sub>XL</sub>. Par ailleurs, ces résultats suggèrent que les tendances, de signes opposés, simulées par ALADIN-CLIMAT sur la période 2010-2019 sont peu représentatives de la variabilité passée de l'environnement solaire en région HDF<sub>XL</sub> en raison du faible nombre d'années considérées.

### 5.3 Évolution future de l'environnement solaire en région HDF<sub>XL</sub> selon deux scénarios climatiques

La Section 5.1 a montré que les simulations climatiques du modèle régional ALADIN-CLIMAT reproduisent de manière satisfaisante la variabilité du rayonnement solaire en surface et des composantes atmosphériques sur la période 2010-2020 en région HDF<sub>XL</sub>. Nous proposons dans cette section une analyse de l'évolution, pour deux scénarios futurs, du rayonnement solaire incident et des paramètres atmosphériques pour la région HDF<sub>XL</sub> basée sur les simulations climatiques d'ALADIN-CLIMAT. Cette analyse repose sur la comparaison de trois jeux de simulations climatiques *HIST*, *SSP119* et *SSP370*. Le premier jeu de simulations simule l'évolution à la résolution horaire du flux solaire incident et du contenu atmosphérique sur la période historique récente (2005-2014), tandis que les jeux *SSP119* et *SSP370* simulent l'évolution future à moyen (2045-2054) et long (2091-2100) termes selon les scénarios futurs SSP1-1.9 et SSP3-7.0 utilisés par le GIEC, respectivement. Les différents scénarios SSP mis au point par O'NEILL et al., 2017 sont présentés de manière générale dans la Section 5.3.1. L'accent est mis en particulier sur les scénarios 1-1.9 et 3-7.0 considérés dans cette thèse. Ensuite, une évaluation de la climatologie moyenne basée sur les simulations *HIST* sur la période historique récente (2005-2014) est présentée Section 5.3.2.1 par comparaison avec les simulations *HINDCAST* disponibles sur la même période. Enfin, une analyse approfondie des simulations de l'évolution future des conditions d'ensoleillement, du contenu atmosphérique et du rayonnement incident en surface au printemps et en été est présentée dans la Section 5.3.2.2 pour les scénarios 1-1.9 et 3-7.0.

#### 5.3.1 Présentation des scénarios climatiques futurs CMIP6 : Les Shared Socioeconomic Pathways (SSP)

Le Groupe d'experts intergouvernemental sur l'évolution du climat (GIEC ou IPCC en anglais) a pour mission d'évaluer les bases scientifiques du changement climatique, de déterminer les risques et les conséquences de ce changement, ainsi que de proposer des stratégies d'adaptation aux impacts et d'atténuation des émissions de gaz à effet de serre. Pour ce faire, divers ensembles de scénarios, décrivant différentes évolutions potentielles de nos sociétés et de nos modes de vie, ont été élaborés par la communauté au fil des années. Chaque scénario est généralement caractérisé par une trajectoire spécifique

de développement économique, technologique et de politiques publiques. Ces trajectoires se traduisent par des évolutions spécifiques des émissions et concentrations de gaz à effet de serre, ainsi que d'émissions et de concentrations en aérosols et leurs gaz précurseurs. Ces données servent ensuite d'entrées aux modèles climatiques pour évaluer l'impact des différents paramètres sur l'évolution future du changement climatique. L'ensemble de scénarios le plus récent, défini dans le cadre de la sixième phase du projet CMIP (Coupled Model Intercomparison Project), a notamment été utilisé dans le dernier rapport du GIEC (IPCC, 2023). Les scénarios associés, plus communément appelés Shared Socioeconomic Pathways (SSP, O'NEILL et al., 2017), ou en français trajectoires socio-économiques communes, ont pour objectif d'explorer l'évolution du changement climatique selon différents scénarios socio-économiques caractérisés par des évolutions technologiques, économiques, politiques et démographiques variées pouvant conduire à différents niveaux de concentrations en gaz à effet de serre et de forçage radiatif global. Il est important que ces scénarios couvrent une large gamme de futurs possibles pour nos sociétés afin d'étudier l'impact des différents paramètres. Ainsi, les scénarios SSP sont regroupés en cinq familles qui décrivent différentes trajectoires d'adaptation des sociétés au changement climatique et d'atténuation des émissions de GES :

- les scénarios SSP 1 ("Sustainability") sont caractérisés par une forte coopération internationale privilégiant le développement durable des activités humaines.
- les scénarios SSP 2 ("Middle of the road") correspondent aux scénarios médians, caractérisés par une évolution similaire à la trajectoire actuelle.
- les scénarios SSP 3 ("Regional rivalry") sont marqués par un fort degré de compétition entre les pays, une croissance économique lente et des politiques privilégiant le développement des activités humaines sans réel égard pour l'environnement.
- les scénarios SSP 4 ("Inequality") représentent un monde très inégalitaire aux échelles nationales et internationales, dans lequel une minorité démographique serait responsable de l'essentiel des émissions de GES, tandis qu'une majorité de la population resterait sous le seuil de pauvreté et vulnérable face au changement climatique.
- les scénarios SSP 5 ("Fossil-fueled Development") sont caractérisés par une croissance économique importante s'appuyant sur une consommation élevée d'énergie principalement soutenue par un recours important aux énergies fossiles.

La Figure E.1 illustre les évolutions socio-économiques envisagées pour les différentes familles de scénarios.

Comme le montre la Figure 5.23, chaque famille peut être rapportée à un ou plusieurs scénarios d'évolution du forçage radiatif.

Chaque scénario SSP est identifié par un acronyme du type "SSPX-Y", où "X" représente la catégorie socio-économique considérée, et "Y" le niveau prévu du forçage radiatif global en 2100, en W/m<sup>2</sup>. Actuellement, il existe neuf scénarios SSP au total, mais cinq d'entre eux (en gras sur la figure) sont largement privilégiés dans les études, notamment les scénarios SSP1-1.9, SSP1-2.6, SSP2-4.5, SSP3-7.0 et SSP5-8.5. À titre d'exemple, le scénario SSP1-1.9 représente un scénario de forte collaboration internationale basé sur des technologies et des pratiques durables, caractérisé par une valeur de forçage radiatif moyen sur Terre de l'ordre de 1.9 W/m<sup>2</sup> en 2100.

Ces scénarios se distinguent par leurs trajectoires uniques d'émissions (ou concentrations) de gaz à effet de serre et de précurseurs d'aérosols (GIDDEN et al., 2019). La Figure 5.24, extraite du dernier rapport du GIEC (IPCC, 2023) représente les évolutions des émissions globales pour les principaux gaz à effet de serre définies pour les cinq principaux scénarios SSP, ainsi que les anciens scénarios CMIP5 RCP (Representative Concentration Pathways, MOSS et al., 2008) utilisés lors du précédent rapport du GIEC (GIEC, 2014). En général, deux tendances principales se dégagent, avec d'une part, les scénarios SSP3-7.0 et SSP5-8.5, qui affichent des niveaux d'émissions de gaz à effet de serre soit équivalents soit supérieurs aux émissions actuelles, et d'autre part, les scénarios SSP1-1.9 et SSP1-2.6, caractérisés par une nette réduction des émissions de GES, en particulier de CO<sub>2</sub> et de CH<sub>4</sub> (Figures 5.24d-f). Le scénario SSP2-4.5 représentant une trajectoire médiane avec une réduction des émissions de CO<sub>2</sub>, mais des niveaux

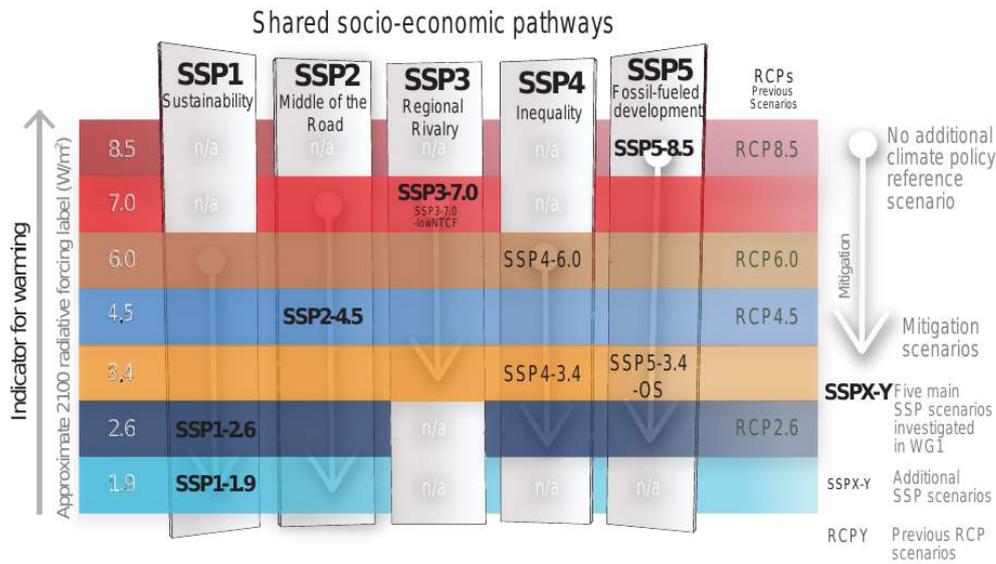


FIGURE 5.23 – Illustration des valeurs de forçage radiatif global possibles pour les différentes familles de scénarios SSP, ainsi que pour les anciens scénarios RCP (Representative Concentration Pathways, MOSS et al., 2008) utilisés lors du précédent rapport du GIEC (GIEC, 2014). Source : IPCC, 2023.

d'émissions relativement stables de  $CH_4$  et  $N_2O$  en 2100.

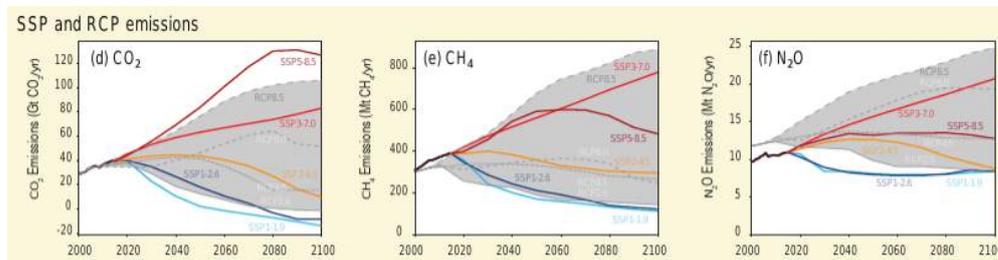


FIGURE 5.24 – Évolution des émissions globales de gaz à effet de serre pour les différents scénarios SSP, ainsi que pour les anciens scénarios RCP. Source : IPCC, 2023.

Concernant les aérosols, il est important de souligner que les émissions d'aérosols primaires étant principalement d'origines naturelles, celles-ci diffèrent peu entre les scénarios SSP. Notamment, les émissions d'aérosols naturels ne sont pas définies à partir d'inventaires d'émissions mais sont au contraire calculées directement par les modèles à partir de facteurs tels que le vent et les conditions de surface. Ces émissions sont donc largement influencées par le modèle climatique utilisé et les paramétrisations associées. Les différents scénarios se distinguent donc majoritairement par leurs émissions de gaz précurseurs d'aérosols secondaires qui varient grandement dans le temps et l'espace selon la trajectoire socio-économique considérée. La Figure 5.25 représente l'évolution inter-annuelle en Europe entre 1970 et 2100 des émissions moyennes de certains aérosols (carbone suie et carbone organique) et de gaz précurseurs (dioxyde de soufre et ammoniac) pour les différents scénarios SSP.

Globalement, comparé à la période historique récente (2005-2014), la majorité des scénarios SSP prévoient une baisse des émissions anthropiques d'aérosols dans le futur. La baisse la plus importante

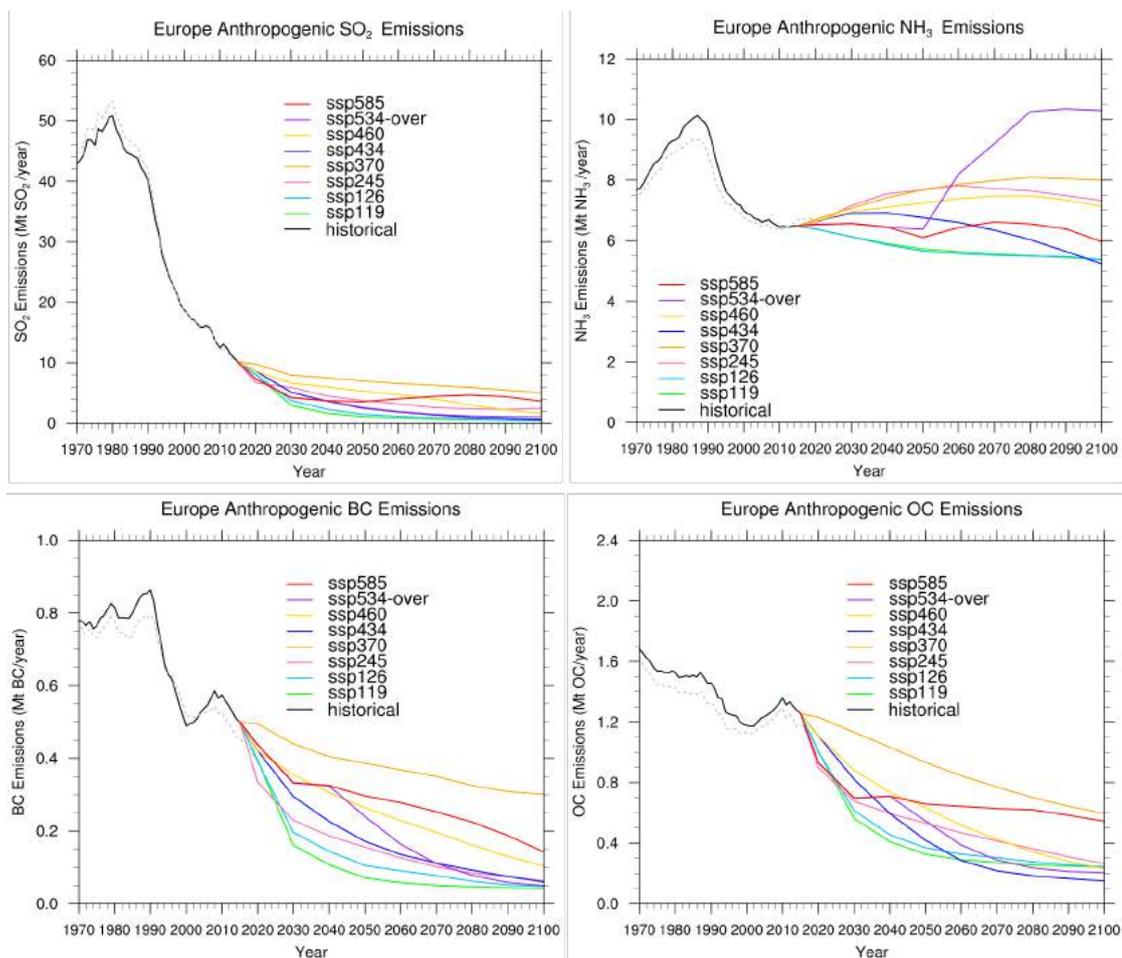


FIGURE 5.25 – Évolution des émissions globales d'aérosols (carbone suie et carbone organique) et de gaz précurseurs (dioxyde de soufre et ammoniac) en Europe sur la période 1970 - 2100 (GIDDEN et al., 2019; HOESLY et al., 2018; MARLE et al., 2017) pour les différents scénarios SSP. La courbe noire représente les émissions CMIP6 sur la période 1970-2015 employées pour les simulations *HIST*, tandis que la courbe pointillée grise correspond aux émissions CEDS utilisées pour les simulations *HINDCAST* (O'ROURKE et al., 2021). Les courbes colorées correspondent aux émissions projetées pour les différents scénarios SSP jusqu'en 2100. Source : Pierre Nabat (CNRM), communication personnelle.

est projetée pour les scénarios SSP1, qui sont caractérisés par une réduction significative des émissions de carbone suie et de carbone organique (facteur 10), et d'une diminution plus modérée des émissions d'ammoniac (facteur 0.8) et de dioxyde de soufre (facteur 5). Par comparaison, les scénarios SSP3-7.0 et SSP2-4.5 sont caractérisés par une diminution plus limitée des émissions, voire dans le cas des émissions d'ammoniac, par une augmentation significative. Le scénario SSP3-7.0 représente en particulier le scénario avec le forçage radiatif des aérosols le plus important, proche des niveaux actuels (Figure 5.26), ce qui suggère un impact futur des aérosols relativement important. À l'inverse, les scénarios SSP1 sont caractérisés par des niveaux de forçage radiatif des aérosols bien moins importants, avec quasiment un facteur 2 comparé au SSP3-7.0. Il convient de souligner que comparé à des périodes historiques plus anciennes, comprenant en particulier les années 1980-1990, la diminution des émissions est plus importante, du fait d'une régulation déjà significative des émissions entre 1980 et 2010. C'est notamment le cas pour le dioxyde de soufre ( $SO_2$ ), le précurseur des aérosols de sulfates, qui étaient le type prédominant d'aérosols en 1980, et dont les émissions ont chuté de près de 1000% entre 1980 et 2010. Notre étude étant basée sur la période historique récente (2005-2014), ces différences d'émissions sur la période historique peuvent impacter l'analyse de nos résultats, et surtout les comparaisons avec la littérature. Cela est en particulier vrai pour le scénario SSP3-7.0 pour lequel une augmentation des émissions d'ammoniac est attendue en 2100 comparé à la période 2005-2014, alors que comparé à la période 1980-2000, l'évolution des émissions de  $NH_3$  pour ce scénario sont plus stables voire diminuent légèrement.

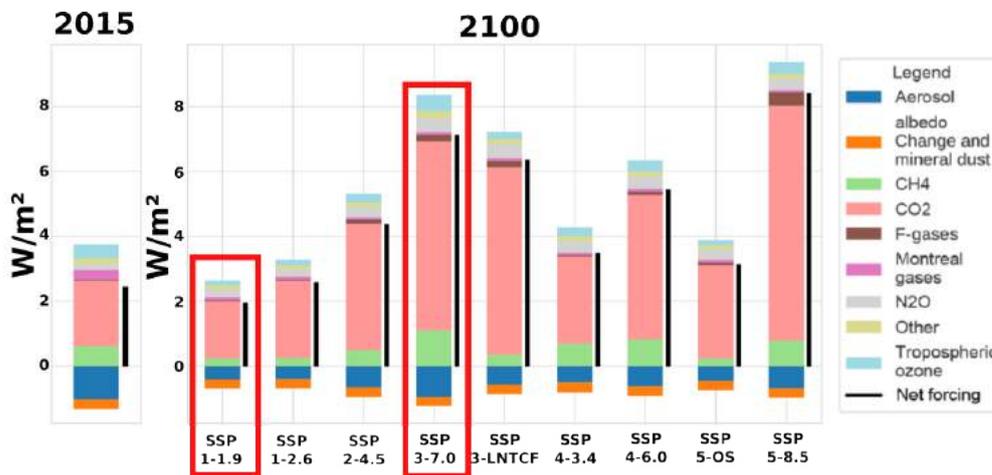


FIGURE 5.26 – Forçages radiatifs moyens à l'horizon 2100 associés aux différents scénarios SSP. Les colonnes colorées représentent la contribution de différentes composantes atmosphériques, tandis que la barre noire adjacente à chaque colonne correspond au forçage radiatif global moyen associé à chaque scénario. Figure adaptée de GIDDEN et al., 2019.

Notre étude se concentre sur l'analyse de la variabilité du rayonnement solaire incident à la surface dans le nord de la France, qui est principalement influencée par les conditions nuageuses, le contenu en aérosols et en vapeur d'eau. La formation des nuages étant principalement influencée par la présence d'aérosols, qui jouent le rôle de noyaux de condensation, et la concentration en vapeur d'eau, le choix du scénario est majoritairement motivé par l'évolution future du contenu en aérosols et en vapeur d'eau. En outre, l'étude de HOU et al., 2021 montre que les modèles climatiques projettent une diminution relativement importante de la couverture nuageuse en Europe à l'horizon 2100 pour deux scénarios relativement contrastés (SSP1-2.6 et SSP5-8.5). L'impact des aérosols et de la vapeur d'eau étant masqué par la présence de nuages, on pourrait donc s'attendre à une contribution future plus importante de ces deux composantes atmosphériques. Nous avons choisi d'étudier dans cette thèse les scénarios SSP1-1.9 et SSP3-7.0, qui sont caractérisés par

des évolutions des émissions d'aérosols et du forçage radiatif (donc de la température) très contrastées. On s'attend en particulier à une différence d'un facteur 2 sur l'impact radiatif moyen des aérosols (Figure 5.26). Il convient de souligner que les scénarios SSP1-1.9 et SSP1-2.6 présentent globalement des niveaux d'impact radiatif des aérosols relativement similaires (Figure 5.26). Cependant, nous avons choisi de privilégier le scénario SSP1-1.9 plutôt que le SSP1-2.6, étant donné que le premier représente le seul scénario qui respecte les objectifs des accords de Paris. Il devrait donc être caractérisé par l'augmentation de la température la plus faible de tous les scénarios SSP. Il convient de mentionner également que l'étude additionnelle du scénario SSP2-4.5 et/ou SSP5-8.5, qui représentent une évolution médiane du contenu en aérosols et de la température entre les scénarios SSP1-1.9 et SSP3-7.0, était initialement prévue dans le cadre de cette thèse. Néanmoins, celle-ci n'a pas pu être menée en raison de contraintes de temps. L'étude de ces scénarios médians constitue donc une perspective intéressante pour de futures recherches.

### 5.3.2 Évolution future au printemps et en été en région HDF<sub>XL</sub> pour les scénarios SSP1-1.9 et SSP3-7.0

À notre connaissance, il existe à l'heure actuelle assez peu d'études de l'évolution future de l'environnement solaire en Europe, du moins basées sur des approches similaires à la nôtre, c'est à dire comprenant à la fois les nouveaux scénarios SSP et des simulations climatiques régionales, caractérisées par un schéma d'aérosol complet, qui comprend notamment les aérosols de nitrate d'ammonium. Les résolutions spatiales et temporelles des simulations utilisées dans la littérature sont généralement supérieures à 50 km pour des moyennes souvent journalières voire mensuelles. On peut néanmoins citer les travaux de HOU et al., 2021, qui projettent, à l'aide de simulations climatiques de 28 modèles globaux, une augmentation future, comparée à la période historique récente (1995-2014), du rayonnement incident et du potentiel photovoltaïque en Europe à l'horizon 2100 pour deux scénarios SSP contrastés (SSP1-2.6 et SSP5-8.5). On peut citer également l'étude menée par GUTIÉRREZ et al., 2020, qui compare, pour différents modèles climatiques à la fois globaux (GCM) et régionaux (RCM), l'évolution du rayonnement incident et du potentiel PV en Europe à l'horizon 2050 (comparé à 1971-2000) pour l'ancien scénario RCP8.5 (comparable au SSP5-8.5). L'étude de GUTIÉRREZ et al., 2020 met notamment en avant les différences qui existent entre les simulations des modèles globaux et régionaux. En effet, tous les GCM considérés dans l'étude de GUTIÉRREZ et al., 2020 projettent, une augmentation du rayonnement global et du potentiel photovoltaïque en Europe à l'horizon 2050, tandis que les modèles régionaux simulent à l'inverse une diminution du GHI et du potentiel PV en Europe, à l'exception des RCM caractérisés par un contenu variable en aérosols, qui comme les GCM simulent une augmentation du rayonnement. Ces résultats sont en accord avec les conclusions de BOÉ et al., 2020 et BARTÓK et al., 2016, qui ont obtenu des résultats comparables en fin de siècle pour le scénario RCP8.5. Ces travaux soulignent l'importance de la prise en compte de la variabilité du contenu en aérosols pour l'analyse de l'évolution future du rayonnement incident. Cela est en accord également avec les conclusions de la Section 4.3.4, qui montrent notamment que le contenu en aérosols joue un rôle important sur la variabilité du rayonnement solaire incident au printemps à Lille sur la période 2010-2022.

Dans cette section, nous présentons les résultats des comparaisons entre les simulations *HIST*, *SSP119* et *SSP370* d'ALADIN-CLIMAT pour la région HDF<sub>XL</sub>. Comme introduit précédemment, ces trois jeux de simulations représentent les simulations en mode "climat" du modèle régional ALADIN-CLIMAT, piloté par le modèle global CNRM-ESM2. Les simulations d'ALADIN-CLIMAT sont réalisées pour une résolution horizontale de 12 km avec des sorties disponibles aux fréquences horaire à mensuelle. Ces simulations fournissent à la fois des informations sur le rayonnement solaire incident, la fraction nuageuse et le contenu en gaz, ainsi que sur la variabilité du contenu en aérosols pour 7 types d'aérosols (voir Section 3.3).

Notre analyse de l'évolution future de l'environnement solaire étant basée sur la comparaison des simulations *SSP119* et *SSP370* avec les simulations *HIST*, il convient de rappeler que des différences existent entre les résultats climatologiques sur la période historique récente présentés dans la Section 5.2 et

ceux exposés dans cette section. En effet, l'analyse effectuée dans la Section 5.2 se base sur les simulations *HINDCAST*, qui sont contrôlées par le modèle de réanalyse ERA-5, tandis que les données *HIST* sont pilotées par le GCM CNRM-ESM2. De plus, les périodes d'étude diffèrent légèrement, la Section 5.2 se concentrant principalement sur la période de 2010 à 2020, coïncidente avec les observations de la plateforme ATOLL, tandis que les simulations climatiques *HIST* se limitent à la période de 2005 à 2014<sup>8</sup>. Nous proposons donc dans un premier temps, Section 5.3.2.1, une comparaison des simulations mensuelles moyennes *HIST* et *HINDCAST* sur la période 2005-2014 pour les différents paramètres considérés dans cette étude (flux solaire incident, contenu en aérosols, contenu en gaz, température), afin d'évaluer la cohérence des résultats climatologiques issus des simulations *HIST* sur la période historique récente. Enfin, une analyse approfondie de l'évolution future des conditions d'ensoleillement en région HDF<sub>XL</sub>, du contenu atmosphérique et du rayonnement incident en surface est présentée dans la Section 5.3.2.2 pour les scénarios 1-1.9 et 3-7.0, par comparaison des simulations *HIST*, *SSP119* et *SSP370*. Comme dans les sections précédentes, l'analyse porte principalement sur le printemps et l'été, qui sont les saisons caractérisées par la plus forte variabilité sur la période historique récente (voir Chapitre 4).

### 5.3.2.1 Comparaison des simulations *HIST* et *HINDCAST* sur la période historique récente (2005-2014)

En ce qui concerne le flux solaire global incident en surface, les divergences entre les ensembles *HINDCAST* et *HIST* sont relativement modérées au printemps (Figures 5.17 et 5.27a). Cependant, en été, on observe une variabilité spatiale relativement différente de celle décrite dans la section 5.2, avec des valeurs moyennes généralement supérieures dans les simulations *HIST*. Le nord de la région HDF<sub>XL</sub> est notamment caractérisé par des valeurs avoisinant 360 W/m<sup>2</sup> (Figure 5.27b) contre 330 W/m<sup>2</sup> pour les simulations *HINDCAST* sur la période 2010-2020 (Figure 5.18). Une comparaison directe entre les simulations *HINDCAST* et *HIST* de GHI pour la période de 2005 à 2014 révèle une différence moyenne d'environ 10 à 40 W/m<sup>2</sup> sur une grande partie de la région HDF<sub>XL</sub> (Figure E.2a).

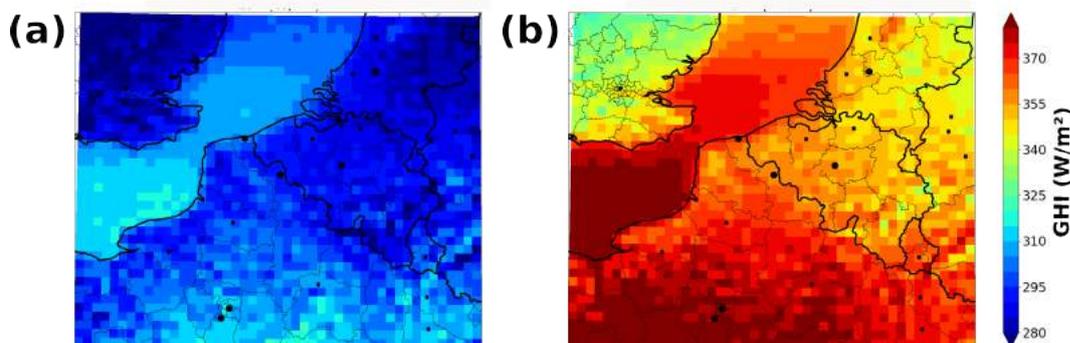


FIGURE 5.27 – Flux global "all-sky" (a) printemps et (b) été sur la période 2005-2014 pour les simulations *HIST* d'ALADIN-CLIMAT.

Il est intéressant de noter que des comparaisons coïncidentes d'autres paramètres semblent indiquer que cette sur-estimation du GHI par les simulations *HIST* est principalement liée à une sur-estimation de la fréquence des conditions "clear-sky", qui avoisine +2 à +4% en été (Figure E.2g), et qui induit plus généralement une sous-estimation de la fraction nuageuse (Figure E.2h). Il convient de noter également

8. Nous avons choisi cette période par cohérence avec notre étude des mesures disponibles en région HDF<sub>XL</sub>, qui se concentre sur la période historique récente (2010-2022), ainsi qu'en lien avec les limitations techniques liées aux inventaires d'émissions utilisés pour la période historique (HOESLY et al., 2018; MARLE et al., 2017), qui sont disponibles seulement jusqu'en 2014.

que les fréquences des conditions "clear-sky" pour les simulations *HIST* et *HINDCAST* sont relativement proches au printemps (Figure E.3g) malgré une sur-estimation importante de la fraction nuageuse (Figure E.3h). La sur-estimation estivale de la fréquence des situations de ciel clair place donc l'été comme la saison la plus ensoleillée, par opposition avec les résultats de la Section 5.2.2, qui indiquaient plutôt le printemps comme étant la saison avec la plus grande proportion de ciels clairs. On remarque en particulier un pic estival de situations "clear-sky" au niveau de la Manche, atteignant près de 12% (Figure 5.28b), par rapport à 9% dans les simulations *HINDCAST* (Figure 5.16b). La sur-estimation de la fréquence de ciels clairs par les simulations *HIST* influe également sur la proportion moyenne de rayonnement direct qui, en été, est sur-estimée de l'ordre de +2 à +4% sur une large partie du territoire (Figure E.2b).

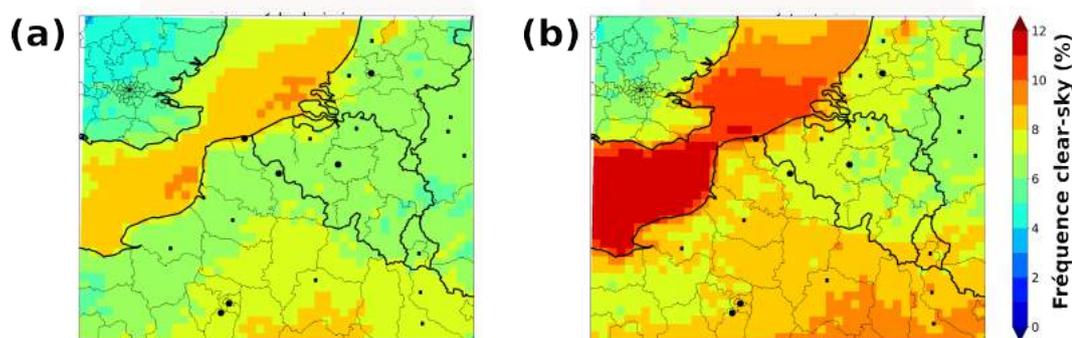


FIGURE 5.28 – Fréquence clear-sky (a) printemps et (b) été sur la période 2005-2014 pour les simulations *HIST*.

On peut souligner que l'AOD semble être à l'inverse sous-estimée, à la fois en été et au printemps, par rapport aux simulations *HINDCAST*, notamment au niveau du Bénélux (Figures E.2c et E.3c). Une comparaison des DRE indique que ces différences d'épaisseurs optiques des aérosols ont un faible impact (environ 1 à 2 W/m<sup>2</sup>) sur le rayonnement global incident (Figures E.2a et E.3a). Cependant, il est possible que cela ait, comme la fréquence de ciels clairs, une incidence sur la partition entre rayonnement direct et diffus, avec notamment des valeurs moyennes de BHI (DHI) plus élevées (faibles), impliquant une proportion moyenne de flux direct plus importante.

De plus, bien que la température de surface soit influencée, notamment aux limites de la zone de simulations (voir Figure 3.16), par les simulations du modèle "pilote" (i.e. CNRM-ESM2-1 ou ERA-5), la surestimation du rayonnement incident en été peut également influencer la température simulée en surface (Figure E.2e). Les différences de température varient entre +1 et +4°C, avec notamment un pic au niveau de la Manche, d'environ +3 à +4°C en été, qui est également observé au printemps avec une magnitude plus faible (+1 à +2°C). La sur-estimation estivale de la température s'accompagne d'une sur-estimation de la quantité de vapeur d'eau disponible de l'ordre de +0.1 à +0.3 cm (Figure E.2f), ce qui pourrait potentiellement réduire la surestimation du GHI lié à la fréquence de ciels clairs ou au contenu en aérosols.

Il est possible que ces différences entre les simulations *HIST* et *HINDCAST* influencent l'évaluation des simulations futures présentée dans la section suivante. Il est notamment envisageable qu'en été, les simulations futures surestiment la température et le flux solaire incident en surface en 2050 et 2100 comparé aux observations, à condition que la trajectoire réelle suive de près l'un des scénarios étudiés. En revanche, la sous-estimation de l'AOD pour les deux saisons suggère que, au printemps, une saison caractérisée par une surestimation de l'AOD dans les simulations *HINDCAST* par rapport aux mesures photométriques en région HDF<sub>XL</sub> (Section 5.1), les valeurs climatologiques des simulations *HIST* se rapprochent davantage des mesures provenant d'AERONET. Cela laisse supposer que les valeurs climatologiques futures seraient plus proches des conditions réelles, pour autant que la trajectoire observée soit similaire à l'un des scénarios

choisis. À l'inverse, en été, la sous-estimation de l'AOD par les simulations *HIST* devrait amplifier le biais déjà constaté entre les simulations *HINDCAST* et les mesures AERONET (Section 5.1). Ainsi, il est possible que les moyennes climatologiques estivales futures de l'AOD soit sous-estimées pour les deux scénarios.

### 5.3.2.2 Comparaison des simulations *HIST*, *SSP119* et *SSP370* : Évolution future de l'environnement solaire en région HDF<sub>XL</sub> au printemps et en été

Dans cette section, nous analysons l'évolution future des conditions d'ensoleillement en région HDF<sub>XL</sub>, du contenu atmosphérique et du rayonnement incident en surface séparément pour les scénarios 1-1.9 et 3-7.0, par comparaison des simulations *HIST*, *SSP119* et *SSP370*. Comme dans les sections précédentes, l'analyse porte principalement sur le printemps et l'été, qui sont les saisons caractérisées par la plus forte variabilité sur la période historique récente (voir Chapitre 4). De plus, par souci de cohérence avec les résultats précédemment présentés, nous ne considérons que les simulations horaires effectuées entre le lever et le coucher du Soleil.

**Scénario SSP1-1.9** Les Figures 5.29(a-t) représentent les cartes de différences simulées au printemps et en été par ALADIN-CLIMAT entre la période historique 2005-2014 et les périodes futures 2045-2054 et 2091-2100 pour le scénario SSP1-1.9. Les panneaux représentent les différences pour différentes variables : (a-d) le flux global incident en surface en conditions "all-sky" (rsds, en W/m<sup>2</sup>), (e-h) la proportion de flux direct associée ( $R_{dir}$ , en %), (i-l) la fraction nuageuse (CLT, en %), (m-p) le flux global incident en surface en conditions "cloud-free" (rsdscf, en W/m<sup>2</sup>) et (q-t) l'épaisseur optique des aérosols à 550 nm (AOD [550 nm], sans unité). Des zones hachurées représentent les zones statistiquement non significatives pour un test de Student avec un seuil de 10%.

Dans l'ensemble, pour le scénario SSP1-1.9, les simulations d'ALADIN-CLIMAT projettent une évolution future du GHI "all-sky" assez limitée, en particulier en milieu de siècle, mais qui tend à s'intensifier au printemps, comme en été, en fin de siècle (Figures 5.29(a-d)). En effet, vers 2050, les différences entre les jeux de simulations *SSP119* et *HIST* sont globalement non-significatives pour l'ensemble de la région d'étude, malgré une différence de l'ordre de -10 W/m<sup>2</sup> sur la zone centrale de la région HDF<sub>XL</sub> et une partie de la Manche et de la Mer du Nord. À l'inverse, en 2100, les simulations d'ALADIN-CLIMAT projettent une légère augmentation du GHI pour les deux saisons avec des différences saisonnières moyennes de l'ordre de +5 à +15 W/m<sup>2</sup> sur l'ensemble de la zone d'étude. Pour les deux saisons, l'augmentation du rayonnement global en fin de siècle n'est en revanche significative qu'autour de l'Angleterre, ainsi que sur la zone est (sud-est) de la région HDF<sub>XL</sub> en été (au printemps). L'évolution du rayonnement incident semble être globalement corrélée à l'évolution future simulée par ALADIN-CLIMAT de la fraction de flux direct ( $R_{dir}$ , Figures 5.29(e-h)). On observe, notamment pour la période estivale 2091-2100 (Figure 5.29h), une augmentation significative de la contribution du BHI sur la moitié nord de la région HDF<sub>XL</sub>, qui varie de l'ordre de +1.5 à +3%, avec un maximum au niveau de l'Angleterre et la Mer du Nord, ainsi qu'une partie de la Manche.

Une analyse approfondie des simulations d'ALADIN-CLIMAT pour le scénario SSP1-1.9 suggère que l'évolution future du rayonnement en surface (et de la fraction de flux direct) est due aux effets combinés de la fraction nuageuse (CLT) et de l'AOD, avec également une contribution plus limitée, voire opposée, de la vapeur d'eau. D'une part, ALADIN-CLIMAT simule une augmentation non-significative en milieu de siècle de la CLT en particulier sur la zone centrale de la région d'étude qui semble assez bien corrélée avec l'évolution  $R_{dir}$ , avec des valeurs variant globalement entre +1 et +2.5% pour les deux saisons. À l'inverse, en fin de siècle, les simulations projettent une diminution de la fraction nuageuse par rapport à la période historique, notamment en été sur la moitié nord de la région d'étude, avec un gradient d'est en ouest qui varie entre -1 et -2% (non-significatif) sur la zone du Bénélux, et qui atteint près de -3% au niveau de l'Angleterre et de la Mer du Nord. D'autre part, la comparaison des simulations *SSP119* et

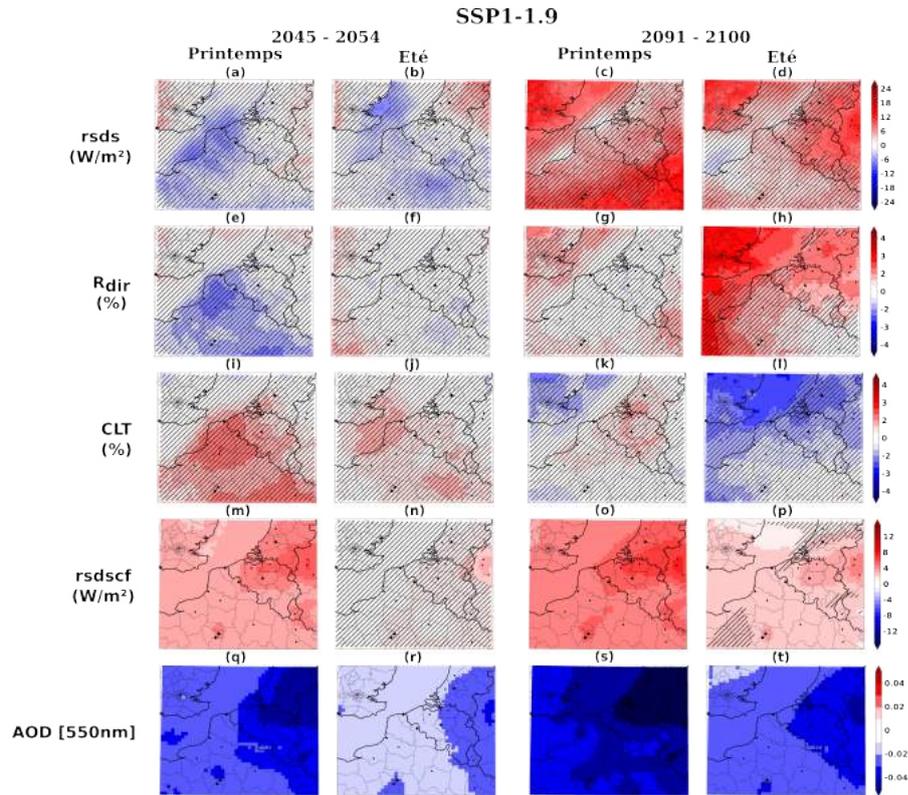


FIGURE 5.29 – Différences simulées par ALADIN-CLIMAT entre la période historique 2005-2014 et les périodes futures 2045-2054 et 2091-2100 pour le scénario SSP1-1.9 au printemps et en été. Les panneaux représentent les différences pour différentes variables : (a-d) le flux global incident en surface en conditions "all-sky" (rsds, en W/m<sup>2</sup>), (e-h) la proportion de flux direct associée ( $R_{dir}$ , en %), (i-l) la fraction nuage (CLT, en %), (m-p) le flux global incident en surface en conditions "cloud-free" (rsdscf, en W/m<sup>2</sup>) et (q-t) l'épaisseur optique des aérosols à 550 nm (AOD [550 nm], sans unité). Les zones hachurées sont statistiquement non significatives avec un seuil de 10%.

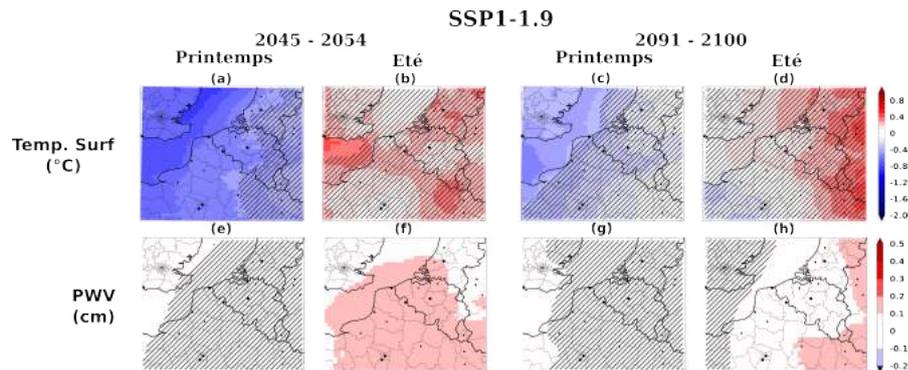


FIGURE 5.30 – Évolution future pour le scénario SSP1-1.9 (a) au printemps et en été (a-d) de la température de surface (en °C) et (e-h) du contenu intégré en vapeur d'eau (PWV, en cm) à moyen et long termes par comparaison avec les simulations HIST sur la période 2005-2014.

*HIST* de rayonnement global "cloud-free" (rsdscf) indique une augmentation quasi-généralisée du GHI en conditions "cloud-free" dès le milieu de siècle qui tend à s'intensifier en fin de siècle pour les deux saisons (Figures 5.29(m-p)). Au printemps, l'augmentation est particulièrement marquée, avec dès le milieu de siècle des différences moyennes (comparé à la période historique) de l'ordre de +3 W/m<sup>2</sup> et qui atteignent même +4 à +6 W/m<sup>2</sup> sur la zone du Bénélux et l'ouest de l'Allemagne. L'évolution spatiale du flux "cloud-free" au printemps est assez similaire en fin siècle, avec une augmentation de l'ordre de +4 W/m<sup>2</sup> sur l'ensemble de la région d'étude et un maximum d'environ +7 ou +8 W/m<sup>2</sup> sur la zone du Bénélux et l'ouest de l'Allemagne. En été, l'augmentation du rsdscf n'est significative qu'en fin de siècle avec des valeurs globalement plus faibles (entre +2 et +4 W/m<sup>2</sup>) et un maximum toujours situé autour de la zone du Bénélux et de l'ouest de l'Allemagne.

L'analyse des simulations d'épaisseur optique des aérosols (AOD) et de quantité de vapeur d'eau précipitable (PWV) suggère que l'évolution future du rsdscf est majoritairement liée à une diminution importante de l'AOD, qui est partiellement compensée en été par une augmentation légère de la PWV. En effet, pour les deux saisons, les simulations d'ALADIN-CLIMAT projettent une diminution de l'AOD, qui varie d'est en ouest entre un -0.01 et -0.05 selon la saison et la période considérée. On peut noter que la diminution de l'AOD est significative, au printemps comme en été, sur l'ensemble de la région HDF<sub>XL</sub> dès le milieu de siècle, et que la baisse de l'AOD tend à s'intensifier sur le long terme pour atteindre des valeurs maximales au niveau de la zone du Bénélux et de l'ouest de l'Allemagne au printemps en 2100. La diminution de l'AOD simulée par le modèle est en accord avec l'évolution globale décrite pour le scénario SSP1-1.9, qui prévoit une diminution significative des émissions moyennes d'aérosols anthropiques et de leurs précurseurs en Europe (voir Section 5.3.1, Figures 5.25). Les simulations indiquent également que pour les deux saisons la diminution de l'épaisseur optique totale des aérosols est associée à une baisse générale de l'AOD des différents types d'aérosols simulés par ALADIN-CLIMAT, avec une contribution majoritaire des aérosols de sulfates dont l'AOD moyenne diminue d'environ 0.03 à 0.01 au printemps et en été, ainsi qu'une diminution additionnelle des aérosols de nitrate et d'ammonium dont le cumul des AOD diminue de l'ordre de -0.01 en moyenne pour les deux saisons. En parallèle, une diminution relativement faible mais significative de l'AOD des aérosols de carbone (suie et organique) est également simulée pour les deux saisons, avec une contribution moyenne cumulée de l'ordre de 0.01 sur la période 2005-2014 contre 0.005 en fin de siècle en été comme au printemps. L'évolution future simulée n'étant pas homogène pour les différents types d'aérosols, on observe une variabilité importante de leurs contributions moyennes respectives (Tableau 5.1). ALADIN-CLIMAT simule notamment une forte diminution de la contribution des aérosols de sulfates de l'ordre de -15% au profit à la fois des aérosols de nitrate et d'ammonium qui deviennent alors très largement majoritaires puisqu'ils représentent globalement entre 65 et 70% de l'AOD totale. Ces résultats sont en accord avec les conclusions de BELLOUIN et al., 2011 qui soulignaient déjà pour les précédents scénarios RCP une diminution importante de la contribution des aérosols de sulfate au profit du nitrate d'ammonium à l'horizon 2100, qui deviennent à terme les deux espèces prédominantes d'aérosols. Il convient de souligner que le nitrate d'ammonium étant principalement diffusant, la diminution en particulier de la contribution de carbone suie engendre une diminution des propriétés d'absorption moyennes des aérosols simulées par ALADIN-CLIMAT. Cela se traduit par une augmentation du SSA sur l'ensemble de la région de l'ordre de +0.01 à +0.04 (non montré), ce qui a pour effet d'accroître davantage l'augmentation du rayonnement "cloud-free" causée par la diminution de l'AOD. On peut noter également que la diminution importante de l'AOD sur la zone du Bénélux tend à homogénéiser spatialement les valeurs d'AOD moyennes simulées en région HDF<sub>XL</sub> pour les deux saisons (Figures E.4), avec une moyenne printanière (estivale) de l'AOD en 2100 de 0.13 (0.10) sur la région d'étude et un maximum sur la zone du Bénélux de 0.18 (0.14). Par comparaison, les moyennes d'AOD simulées par ALADIN-CLIMAT au printemps et en été sur la période historique (2005-2014) sont de 0.17 et 0.13, respectivement, avec des maxima associés sur la région du Bénélux de 0.23 et 0.18.

En parallèle, en accord avec les objectifs des accords de Paris, les simulations d'ALADIN-CLIMAT projettent, pour le scénario SSP1-1.9, une évolution future de la température de surface relativement limitée

			Sulfate	Nitrate	Ammonium	Carbone organique	Carbone suie	Sels marins	Poussières désertiques	AOD <sub>550</sub> totale
<b>HIST</b>	<b>Printemps</b>	<b>2005-2014</b>	16.7	46.5	12.5	3.9	1.9	16.2	2.3	0.17
	<b>Été</b>		22.6	41.6	11.0	6.3	2.6	14.6	1.4	0.13
<b>SSP1-1.9</b>	<b>Printemps</b>	<b>2045-2054</b>	6.4	56.3	15.3	2.2	0.3	18.1	1.3	0.14
		<b>2091-2100</b>	4.9	56.6	12.3	4.7	0.1	19.6	1.7	0.13
	<b>Été</b>	<b>2045-2054</b>	7.8	54.3	14.7	4.7	0.5	16.6	1.4	0.11
		<b>2091-2100</b>	6.1	55.7	15.1	4.3	0.3	17.0	1.6	0.10
<b>SSP3-7.0</b>	<b>Printemps</b>	<b>2045-2054</b>	8.4	55.0	15.0	3.0	0.9	15.7	1.9	0.20
		<b>2091-2100</b>	7.0	56.0	15.3	2.3	0.6	17.0	1.8	0.19
	<b>Été</b>	<b>2045-2054</b>	10.5	53.7	14.6	5.6	1.3	12.9	1.3	0.15
		<b>2091-2100</b>	8.9	55.8	15.3	4.9	1.0	13.0	1.1	0.15

TABLEAU 5.1 – Contributions moyennes (en %) des différents types d'aérosols simulés par ALADIN-CLIMAT à l'AOD<sub>550</sub> totale au printemps et en été pour les 3 périodes considérées (2005-2014, 2045-2054, 2091-2100) et les deux scénarios climatiques futurs étudiés (SSP1-1.9 et SSP3-7.0).

(Figures 5.30(a-d)), qui augmente de moins de +0.5°C en été, voire qui diminue d'environ -0.5°C au printemps sur la moitié ouest de la région HDF<sub>XL</sub>. Cela engendre une variation tout aussi limitée de la quantité de vapeur d'eau précipitable qui ne varie pas de manière significative au printemps, et augmente légèrement (entre +0.1 et +0.2 cm) en été.

À partir des résultats de l'analyse de sensibilité menée dans la Section 4.3.2 et notamment du Tableau E.1, on peut estimer que la diminution de l'AOD et l'augmentation du SSA engendrent une augmentation moyenne du flux "cloud-free" de l'ordre de +7 à +8 W/m<sup>2</sup> au printemps et en été. Une contribution additionnelle de -2 à -3 W/m<sup>2</sup> est à l'inverse estimée en été en lien avec l'augmentation de la quantité de vapeur d'eau, l'augmentation estivale moyenne du rdsdcf est alors d'environ +4 à +5 W/m<sup>2</sup>. Ces résultats sont donc globalement en accord avec les différences moyennes observées entre les simulations *HIST* et *SSP119* (Figures 5.29(m-p)). L'évolution des propriétés optiques des aérosols (AOD et SSA) représente donc le facteur prédominant dans l'évolution future du flux solaire incident en conditions "cloud-free", la contribution de la vapeur d'eau étant négligeable au printemps et secondaire en été même si significative. Néanmoins, il convient de souligner que l'influence des aérosols et de la vapeur d'eau sur le flux global est néanmoins atténuée en conditions "all-sky" par la présence de nuages, ainsi le GHI ASKY n'augmente de manière significative que dans les zones caractérisées à la fois par une augmentation significative de rdsdcf et une diminution importante de la CLT.

**Scénario SSP3-7.0** Pour le scénario SSP3-7.0, ALADIN-CLIMAT simule, par opposition au SSP1-1.9, une diminution significative du rayonnement global incident en surface pour les deux saisons (Figures 5.31(a-d)). La diminution du GHI "all-sky" est néanmoins plus importante au printemps qu'en été. Au printemps, la comparaison entre les jeux de simulations *HIST* et *SSP370* révèle notamment une diminution significative du rayonnement incident, dès le milieu de siècle, de l'ordre de -5 à -15 W/m<sup>2</sup>, avec un maximum assez étendu qui couvre la région des Hauts-de-France, l'Ile de France, le Bénélux, ainsi qu'une partie de la Manche et de la Mer du Nord. Cette diminution printanière du GHI "all-sky" tend à s'intensifier en 2100, les simulations d'ALADIN-CLIMAT montrant une baisse assez homogène du flux global de l'ordre de -15 à -25 W/m<sup>2</sup> sur l'ensemble de la région HDF<sub>XL</sub>, avec un maximum notable sur le Bénélux et la région de Hauts-de-France, ainsi qu'une partie de la Mer du Nord. Par comparaison, en été, la diminution du flux global incident n'est significatif qu'en fin de siècle, avec des valeurs assez hétérogènes, qui varient entre -5 sur la partie sud/sud-ouest de la région d'étude (Ile de France, Eure-et-Loir, Orne), et -20 W/m<sup>2</sup> au niveau de la Manche, de la Mer du Nord et du sud-est de la région (région Grand-est). En milieu de

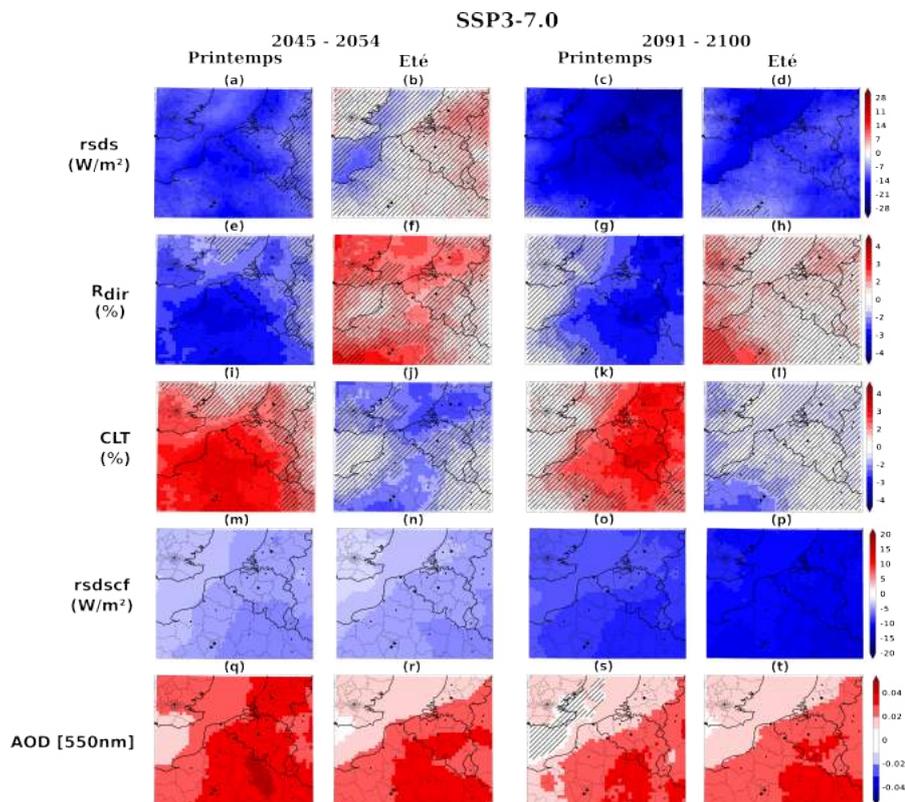


FIGURE 5.31 – Différences simulées par ALADIN-CLIMAT entre la période historique 2005-2014 et les périodes futures 2045-2054 et 2091-2100 pour le scénario SSP3-7.0 au printemps et en été. Les panneaux représentent les différences pour différentes variables : (a-d) le flux global incident en surface en conditions "all-sky" ( $rsds$ , en W/m<sup>2</sup>), (e-h) la proportion de flux direct associée ( $R_{dir}$ , en %), (i-l) la fraction nuage (CLT, en %), (m-p) le flux global incident en surface en conditions "cloud-free" ( $rdsclf$ , en W/m<sup>2</sup>) et (q-t) l'épaisseur optique des aérosols à 550 nm (AOD [550 nm], sans unité). Les zones hachurées sont statistiquement non significatives avec un seuil de 10%.

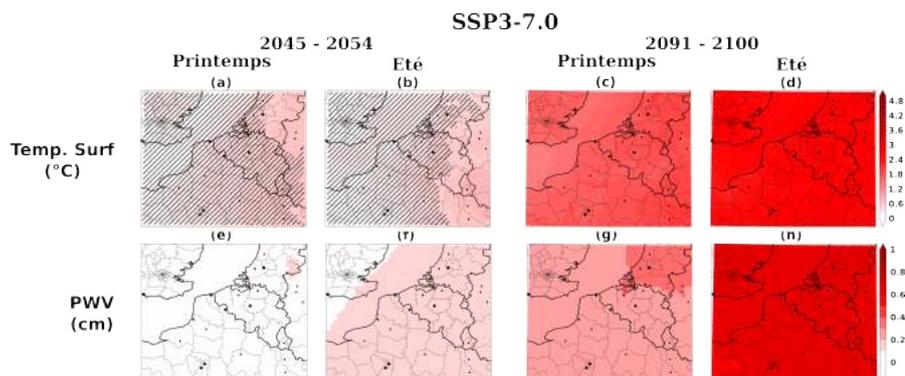


FIGURE 5.32 – Évolutions futures simulées, à moyen et long termes, (a-d) de la température de surface et (e-h) du contenu en vapeur d'eau atmosphérique pour le scénario SSP3-7.0 au printemps et en été.

siècle en été, l'évolution du rayonnement global simulée par ALADIN-CLIMAT est assez mitigée mais globalement non significative, avec une diminution de l'ordre de  $-10 \text{ W/m}^2$  au niveau de la Manche, et à l'inverse une augmentation du GHI "all-sky" sur la zone du Bénélux et l'ouest de l'Allemagne, avec des valeurs avoisinant  $+7 \text{ W/m}^2$ .

Comme pour le scénario SSP1-1.9, l'évolution du rayonnement global incident semble relativement corrélée spatialement à celle de la fraction de flux direct (Figures 5.31(e-h)). Au printemps, la corrélation entre le GHI "all-sky" et  $R_{dir}$  est assez nette, avec une diminution significative de la fraction de rayonnement direct de l'ordre de  $-2$  à  $-3.5\%$  pour les deux périodes considérées. En 2050, la diminution maximale est simulée sur la partie centrale et sud de la région HDF<sub>XL</sub> du Calvados à la Meuse et de la Belgique à l'Essonne, ce qui correspond globalement à la région caractérisée par le maximum d'évolution du GHI "all-sky". De la même manière, en fin de siècle au printemps, une diminution de l'ordre de  $-3.5\%$  de  $R_{dir}$  est simulée par ALADIN-CLIMAT sur la région du Bénélux et les Hauts-de-France, ainsi qu'une partie de la région Grand-Est, une zone caractérisée par une diminution maximale du flux incident de l'ordre de  $-20$  à  $-25 \text{ W/m}^2$ . En été, la corrélation entre GHI "all-sky" et  $R_{dir}$  est moins notable qu'au printemps, voire négative. En effet, ALADIN-CLIMAT simule globalement une augmentation de la fraction de flux direct de l'ordre de  $+1$  à  $+3\%$  aux horizons 2050 et 2100. En milieu de siècle, l'augmentation est plus généralisée couvrant une large zone de la région HDF<sub>XL</sub>, à l'exception de la partie est de la Manche et de l'est de la région d'étude. En fin de siècle, l'augmentation simulée est plus faible mais couvre également une grande partie de la région HDF<sub>XL</sub>, à l'exception de la zone sud-est de la région d'étude. Ainsi, la diminution estivale du GHI "all-sky" simulée semble être minimale pour les régions caractérisées par une augmentation importante de la fraction de flux direct, et à l'inverse maximale pour les zones marquées par une hausse relativement faible de  $R_{dir}$ . Ces résultats suggèrent une diminution simultanée des composantes directes et diffuses en été, avec néanmoins une diminution plus importante du flux diffus, qui expliquerait l'augmentation coïncidente de  $R_{dir}$ .

Comme pour le scénario SSP1-1.9, l'analyse approfondie des simulations d'ALADIN-CLIMAT pour le scénario SSP3-7.0 suggère que l'évolution future du rayonnement global incident et de la fraction de flux direct est principalement due aux effets combinés de la CLT, de l'AOD et de la PWV. Les Figures 5.31(e-h) et 5.31(i-l) montrent notamment qu'il existe une corrélation importante entre l'évolution de la fraction de flux direct et celle de la CLT. Au printemps, ALADIN-CLIMAT simule une augmentation significative de la fraction nuageuse, avec des valeurs de l'ordre de  $+2$  à  $+4\%$  en 2050 et 2100. En milieu de siècle, la hausse printanière de la CLT est simulée principalement sur l'ouest et le centre de la région HDF<sub>XL</sub>, avec un maximum autour de la région des Hauts-de-France et de l'Île de France. En fin de période, l'augmentation de la fraction nuageuse simulée par ALADIN-CLIMAT est plutôt localisée sur le centre et l'est de la région d'étude, avec un maximum sur la zone du Bénélux et une partie des régions Hauts-de-France et Grand-Est. On peut noter que cette augmentation printanière de la CLT semble corrélée à une diminution de la fréquence des conditions de ciel clair de l'ordre de  $-1$  à  $-4\%$  sur la majeure partie du territoire (Figures E.5(e et g)), ce qui suggère une diminution de la fréquence des fractions nuageuses faibles (inférieures à  $3.5\%$ ) au profit de valeurs plus élevées. En été, ALADIN-CLIMAT simule à l'inverse une diminution significative de la CLT de l'ordre de  $-1$  à  $-4\%$ , qui se concentre en 2100 sur la partie sud-ouest de la région HDF<sub>XL</sub>, tandis qu'en milieu de siècle la baisse concerne l'ensemble de la partie nord de la région d'étude (Angleterre, Mer du Nord, Pays-Bas), ainsi qu'une partie des Hauts-de-France, de l'Île de France et du département de l'Orne. Par opposition, la comparaison entre les périodes historiques et futures du rayonnement simulé en conditions "cloud-free" (rsdscf) pour le scénario SSP3-7.0 suggère que celui-ci tend à diminuer de manière significative pour les deux saisons dès le milieu de siècle, et que la baisse de rsdscf s'intensifie avec le temps (Figures 5.31(m-p)). En 2050, la baisse du rsdscf simulée par ALADIN-CLIMAT est assez similaire pour les deux saisons, avec un minimum autour de l'Angleterre ( $-2 \text{ W/m}^2$ ) et un maximum au niveau de la région Grand-Est ( $-5 \text{ W/m}^2$ ). Par comparaison, ALADIN-CLIMAT simule, en fin de siècle, une diminution du rsdscf de l'ordre de  $-7$  à  $-12 \text{ W/m}^2$  au printemps, et de  $-12$  à  $-15 \text{ W/m}^2$  en été, avec toujours un gradient du nord-ouest au sud-est. La diminution du flux global simulée en conditions "cloud-free" tend en été à

s'opposer à la diminution de la fraction nuageuse. En milieu de siècle, cela se traduit par une absence de différences significatives (comparé à la période historique) à cette saison, tandis qu'en fin de siècle, en raison d'une diminution moins marquée de la CLT, la baisse du flux simulée en conditions "cloud-free" tend à se généraliser aux conditions "all-sky" avec néanmoins une diminution globalement plus faible, notamment pour les zones caractérisées par une diminution coïncidente importante de la fraction nuageuse. Dans ce cas, la diminution globale du  $r_{sdscf}$  et la diminution parallèle de la CLT fait que par endroits le rayonnement diffus moyen diminue plus que le rayonnement direct menant ainsi à une augmentation de la fraction de flux direct. À l'inverse, au printemps, la diminution du flux en conditions "cloud-free" est accentuée par l'augmentation coïncidente de la fraction nuageuse, ce qui se traduit par une diminution du rayonnement "all-sky" globalement plus importante à cette saison.

L'analyse des simulations d'épaisseur optique des aérosols et de contenu en vapeur d'eau d'ALADIN-CLIMAT suggère que la diminution du rayonnement global en conditions "cloud-free" est majoritairement liée, en milieu de siècle, à une augmentation coïncidente de l'AOD pour les deux saisons, dont l'effet est accentué en fin de siècle par une contribution additionnelle de la vapeur d'eau qui tend à augmenter en lien avec une augmentation importante de la température simulée en 2100. L'augmentation de l'AOD simulée par ALADIN-CLIMAT est de l'ordre de +0.01 à +0.04 pour les deux saisons, à la fois en 2050 et en 2100 (Figures 5.31(q-t)). Le maximum de différence, par rapport à la période historique, est observé pour le milieu de siècle au printemps, avec des valeurs globalement supérieures à +0.02 sur l'ensemble de la région HDF<sub>XL</sub>, et surtout une zone relativement étendue, qui s'étend du Bénélux à l'Ile de France en passant par les Hauts-de-France et le Grand-Est, caractérisée par une évolution future de l'AOD de l'ordre de +0.03 à +0.04. Une variabilité spatiale similaire est simulée par ALADIN-CLIMAT au printemps à l'horizon 2100 ainsi qu'en été pour les deux périodes considérées, avec un minimum de l'ordre de +0.01 autour de l'Angleterre et un maximum de +0.03 au niveau de la région du Grand-Est. En parallèle, le modèle simule une augmentation assez limitée de la température en milieu siècle pour les deux saisons (+0.5°C environ) qui tend à s'intensifier avec le temps pour atteindre en fin de siècle des valeurs de l'ordre de +1 à +1.5°C, au printemps, et +2 à +2.5°C, en été, sur l'ensemble de la région HDF<sub>XL</sub> (Figures 5.32(a-d)). Cela se traduit en particulier par une augmentation relativement limitée de la quantité de vapeur d'eau précipitable en milieu de siècle, avec une hausse moyenne inférieure à +0.2 cm pour les deux saisons, contre une augmentation significative de PWV de l'ordre de +0.2 à +0.3 cm au printemps, et jusqu'à +0.6 cm en été, en fin de période.

Les résultats de l'analyse de sensibilité menée dans la Section 4.3.2 nous permettent d'estimer globalement, à partir du Tableau E.1, une contribution de l'AOD de l'ordre de -2 à -7 W/m<sup>2</sup> pour les différentes saisons et périodes considérées. Nous pouvons également estimer la contribution additionnelle de la vapeur d'eau, qui atteint au maximum à l'horizon 2050 une valeur de -2 W/m<sup>2</sup> en été. Par comparaison, la contribution de la vapeur est nettement plus importante en fin de siècle avec des valeurs de l'ordre de -5 W/m<sup>2</sup> au printemps, et environ -10 W/m<sup>2</sup> en été. On estime ainsi une diminution du rayonnement incident en conditions "cloud-free", en lien avec l'augmentation de l'AOD et de la PWV, de l'ordre de -2 à -7 W/m<sup>2</sup> en milieu de siècle selon la région et la saison, contre -7 à -10 W/m<sup>2</sup> au printemps et -12 à -15 en été, à l'horizon 2100. Ces estimations étant relativement proches des valeurs simulées par ALADIN-CLIMAT, cela laisse supposer qu'en milieu de siècle la contribution de l'augmentation de la vapeur d'eau à la diminution du rayonnement en conditions "cloud-free" est effectivement plutôt secondaire comparé à l'effet de l'augmentation de l'épaisseur optique des aérosols. En revanche, cela suggère qu'à l'horizon 2100, de par la forte augmentation de la température moyenne simulée, l'impact de la PWV devient équivalent, voire supérieur, à celui de l'AOD.

Enfin, on peut noter que la diminution du rayonnement solaire incident tend à limiter l'ampleur de l'augmentation de la température de surface. Par conséquent, sans l'effet combiné de l'AOD, de la vapeur d'eau et des nuages, la hausse de la température (et de la vapeur d'eau) pourrait être encore plus importante pour le scénario SSP3-7.0. Il convient de souligner également qu'en accord avec les projections attendues pour le scénario SSP3-7.0 (Figures 5.25), l'augmentation de l'AOD totale est le résultat d'une compensation

entre une diminution importante de l'épaisseur optique des aérosols de sulfate (Figures E.6(a-d)), du carbone suie et du carbone organique, et une augmentation encore plus significative de l'AOD des aérosols de nitrate d'ammonium (Figures E.6(e-l)). La diminution des aérosols carbonés induit néanmoins, comme pour le scénario SSP1-1.9, une diminution des propriétés d'absorption moyennes des aérosols, et donc une augmentation du SSA d'environ +0.01 en moyenne pour les deux saisons et les deux périodes considérées. Cela se traduit en particulier par une diminution du DRE des aérosols, qui tend à réduire l'impact de l'augmentation coïncidente de l'AOD de l'ordre de 1 W/m<sup>2</sup> en moyenne.

En résumé, ALADIN-CLIMAT simule, à l'horizon 2100, selon le scénario SSP1-1.9, une augmentation du flux global incident en conditions "all-sky" pour les deux saisons (de l'ordre de +5 à +15 W/m<sup>2</sup>). Celle-ci est principalement localisée au niveau de l'Angleterre, ainsi que sur la partie est/sud-est de la région HDF<sub>XL</sub>. À l'inverse, le modèle projette pour le scénario SSP3-7.0 une diminution significative du GHI ASKY visible dès le milieu de siècle, de l'ordre de -5 à -15 W/m<sup>2</sup>, et qui tend à s'intensifier avec le temps pour atteindre en 2100 des valeurs de l'ordre de -15 à -25 W/m<sup>2</sup>. Pour les deux scénarios, l'évolution future du rayonnement global incident est liée aux effets combinés de la fraction nuageuse, du contenu en aérosols et de la quantité de vapeur d'eau. Pour le scénario SSP1-1.9, l'évolution du GHI "all-sky" n'est globalement significative que pour des zones caractérisées à la fois par une diminution de la fraction nuageuse (environ -1 et -3%), une diminution de l'épaisseur optique des aérosols (-0.01 à -0.05) et une augmentation du SSA (+0.01 à +0.04). Pour ce scénario, la contribution du contenu en vapeur d'eau est relativement limitée en raison d'une augmentation assez faible de la température simulée (< 0.5°C), en accord avec les objectifs des accords de Paris. À l'inverse, pour le scénario SSP3-7.0, la contribution de la PWV est très importante notamment en fin de siècle, en lien avec une augmentation significative de la température (+1 à +1.5°C au printemps, +2 à +2.5°C en été). En fin de siècle elle est même équivalente, voire supérieure en été, à la contribution de l'AOD, ce qui engendre une diminution plus importante du rayonnement incident en 2100 qu'en 2050 pour ce scénario malgré une augmentation plus importante de l'AOD en milieu de siècle (+0.01 à +0.04 contre +0.01 à +0.03 en 2100), en lien avec un pic d'émissions d'ammoniac. Enfin, on peut noter qu'ALADIN-CLIMAT simule, pour le scénario SSP3-7.0, une augmentation de la fraction nuageuse au printemps (+2 à +4%) qui accentue par endroit les effets combinés de l'AOD et de la PWV, tandis qu'en été les simulations suggèrent une contribution opposée de la CLT qui diminue par endroit (-1 à -4%), atténuant ainsi l'impact de l'AOD et de la PWV. Enfin, on peut noter que notre analyse porte principalement sur la comparaison directe des jeux de données à travers des cartes de différences. Les changements futurs de l'environnement solaire et des conditions météorologiques sont également illustrés Annexe E (Figures E.7 et E.8) au travers de cartes des moyennes climatologiques simulées par ALADIN-Climat au printemps et en été sur la période historique 2005-2014, ainsi qu'à moyen (2045-2054) et long (2091-2100) termes pour les deux scénarios considérés.

**Comparaisons avec les résultats d'autres études** Il existe dans la littérature plusieurs études plus larges de l'évolution future du climat, souvent sur l'ensemble de l'Europe, incluant la région HDF<sub>XL</sub> dans leur zone d'étude. Néanmoins ces études diffèrent considérablement de notre travail à plusieurs égards. Ces différences résident notamment dans la résolution spatiale des modèles, souvent supérieure à 50 km, dans la période de référence, qui est généralement plus longue et englobe les années précédant l'an 2000, ainsi que dans les scénarios climatiques futurs considérés. Il est à noter que la plupart de ces études antérieures se sont appuyées sur les anciens scénarios RCP, car les scénarios SSP n'étaient pas encore disponibles. À notre connaissance, notre analyse constitue la première étude de l'évolution future de l'environnement solaire incident selon les scénarios SSP incluant la région HDF<sub>XL</sub> et se basant sur l'analyse de simulations climatiques régionales, entre le lever et le coucher du Soleil, à une résolution de 12 km et un pas de temps d'une heure par comparaison avec la période historique récente (2005-2014).

On peut néanmoins citer les travaux de DRUGÉ et al., 2021, qui ont examiné l'évolution future des aérosols et de leur impact radiatif en région Euro-Méditerranée pour divers scénarios SSP, y compris les SSP1-1.9 et SSP3-7.0. Leurs résultats, obtenus à partir de simulations d'ALADIN-CLIMAT mais pour une

résolution spatiale moins fine de 50 km, projettent une diminution à l'horizon 2050 de l'AOD moyen<sup>9</sup> au niveau de la région HDF<sub>XL</sub> pour le SSP1-1.9 mais également pour le SSP3-7.0, en opposition à nos résultats qui prévoient une augmentation de l'AOD pour SSP3-7.0. Les écarts entre ces résultats peuvent être attribués en partie à la période de référence considérée. L'étude de Drugé et al. compare l'évolution future entre 2021 et 2050 à la période historique de 1971 à 2000. Comme discuté précédemment, les niveaux d'aérosols, en particulier les aérosols de sulfate, ont considérablement diminué en Europe entre les années 1980 et 2000 (Figures 5.25). Leurs résultats montrent notamment une forte contribution des aérosols de sulfate sur la période historique d'environ 60% en moyenne sur l'ensemble de l'Europe entre 1971 et 2000, alors que cette contribution est de seulement 15 à 20% en moyenne pour les simulations d'ALADIN-CLIMAT en région HDF<sub>XL</sub> entre 2005 et 2014. De plus, les émissions d'aérosols et de gaz précurseurs, et donc les épaisseurs optiques associées, étant globalement plus importantes avant les années 2000, cela peut expliquer les différences entre les résultats de DRUGÉ et al., 2021 et notre étude, puisque dans ce cas la hausse future des émissions d'ammoniac n'est pas assez importante pour dépasser les niveaux antérieurs aux années 2000. Cette hypothèse est renforcée par la diminution simulée par DRUGÉ et al., 2021 en région HDF<sub>XL</sub>, qui est plus importante pour le scénario SSP1-1.9 que pour le SSP3-7.0. En effet, cela suggère que l'AOD moyenne pour le scénario SSP3-7.0 est globalement plus importante pour ce dernier scénario, ce qui est en accord avec les résultats de notre étude. Il convient de souligner que dans notre étude la diminution de l'AOD pour le scénario SSP1-1.9 est potentiellement surestimée, en raison de l'application d'un facteur de réduction de l'ordre de 25% appliqué aux émissions d'ammoniac (voir Figure B.1). À l'inverse, l'augmentation de l'AOD pour le scénarios SSP3-7.0 est probablement sous-estimée, l'augmentation des émissions d'ammoniac (Figures 5.25) étant atténuée par l'application de ce même facteur correctif.

D'autres travaux récents, comme ceux de LI et al., 2022 pour les scénarios SSP1-2.6 et SSP3-7.0, ainsi que ceux de BARTÓK et al., 2016, GUTIÉRREZ et al., 2020 et BOÉ et al., 2020 pour le scénario RCP8.5, projettent également une diminution de l'AOD en région HDF<sub>XL</sub>. Néanmoins, les différences dans les périodes de référence, les saisons étudiées, et la résolution spatiale des modèles utilisés contribuent à ces divergences. L'étude de LI et al., 2022 considère une période de référence (2002-2016) proche de celle considérée dans notre étude (2005-2014). La discordance des résultats pour le scénario SSP3-7.0 n'est donc pas liée à la période historique considérée. Les différences peuvent être néanmoins liées à la saison considérée, ainsi qu'aux résolutions spatiales des modèles utilisés. En effet, nous focalisons notre étude sur le printemps et l'été tandis que LI et al., 2022 considèrent dans leur étude l'ensemble de l'année. De plus, nous travaillons à partir de simulations climatiques régionales à une résolution spatiale de 12 km (soit environ  $0.1^\circ \times 0.1^\circ$ ). Par comparaison, parmi les 14 modèles utilisés par LI et al., 2022, la résolution spatiale la plus fine est de l'ordre de  $1.25^\circ \times 0.9375^\circ$  (ZHANG et al., 2022). Dans ce cas, la région HDF<sub>XL</sub> qui représente une zone de seulement  $7.5^\circ \times 4^\circ$  ne correspond qu'à un nombre restreint de pixels (25 au maximum). La variabilité spatiale de l'AOD au niveau de la région HDF<sub>XL</sub> peut donc être assez mal représentée dans les simulations des modèles globaux considérés par LI et al., 2022. Comparé aux résultats de BARTÓK et al., 2016, GUTIÉRREZ et al., 2020 et BOÉ et al., 2020 pour le scénario RCP8.5, il est important de rappeler que l'évolution future des émissions d'aérosols pour le RCP8.5 est similaire à celle projetée pour le SSP5-8.5, ce qui explique la diminution de l'AOD simulée pour ce scénario sur la période 2015-2100 (Figures 5.25). À l'inverse, les Figures 5.25 indiquent que pour le scénario SSP3-7.0, les émissions moyennes d'ammoniac tendent à augmenter entre 2015 et 2100. Nos résultats montrent en particulier que l'augmentation de l'AOD est le résultat d'une compensation entre une diminution de la contribution des aérosols de sulfate, de carbone suie et de carbone organique, et une augmentation importante de l'AOD des aérosols de nitrate d'ammonium. Les différences d'évolutions futures des émissions d'ammoniac pourrait donc expliquer globalement les évolutions opposées de l'AOD entre le SSP3-7.0 et le RCP8.5. De plus, il convient de souligner que les périodes de référence de BARTÓK et al., 2016 (1971-2005), GUTIÉRREZ

9. En lien notamment, comme pour notre étude du scénario SSP1-1.9, avec une diminution des concentrations en aérosols de sulfates.

et al., 2020 (1971-2000) et BOÉ et al., 2020 (1970-1999) diffèrent de celle utilisée dans cette thèse, ce qui a pour effet d'accentuer les différences en termes d'AOD sur la période historique.

En ce qui concerne l'évolution du rayonnement solaire incident et du potentiel photovoltaïque, d'autres études, telles que celle de HOU et al., 2021 pour les scénarios SSP1-2.6 et SSP5-8.5, ainsi que les travaux de BARTÓK et al., 2016, GUTIÉRREZ et al., 2020 et BOÉ et al., 2020 pour le scénario RCP8.5, prévoient une augmentation significative du rayonnement global en surface d'ici 2050 et 2100, en lien notamment avec une diminution de la CLT et de l'AOD. L'étude de BURNETT et al., 2014 projette en particulier une augmentation du rayonnement solaire incident dans le sud de l'Angleterre qui est cohérente avec notre analyse du scénario SSP1-1.9. Ces résultats divergent néanmoins considérablement de ceux que nous avons obtenus pour le SSP3-7.0 en région HDF<sub>XL</sub>, où une réduction significative du rayonnement est projetée aux horizons 2050 et 2100. La discordance entre nos résultats et les travaux de HOU et al., 2021, BARTÓK et al., 2016, GUTIÉRREZ et al., 2020 et BOÉ et al., 2020 peut être liée à la différence des scénarios considérés. En accord avec les conclusions de HOU et al., 2021, BARTÓK et al., 2016, GUTIÉRREZ et al., 2020 et BOÉ et al., 2020, nos travaux montrent que l'AOD joue un rôle important pour l'évolution future du flux incident. Le scénario SSP3-7.0 projetant, contrairement aux autres scénarios, une augmentation de l'épaisseur optique des aérosols (comparé à la période 2005-2014), on peut supposer que la différence d'AOD est telle entre le SSP3-7.0 et les scénarios SSP5-8.5 et RCP8.5, que les évolutions futures du rayonnement divergent. Les différences peuvent être également liées à la résolution spatiale des modèles, puisqu'en effet, les travaux de HOU et al., 2021, BARTÓK et al., 2016, GUTIÉRREZ et al., 2020 et BOÉ et al., 2020 se basent principalement sur les simulations de modèles climatiques globaux possédant une résolution spatiale largement supérieure à 12 km (par exemple de l'ordre de 2.5° pour HOU et al., 2021). Les études de BARTÓK et al., 2016, GUTIÉRREZ et al., 2020 et BOÉ et al., 2020 indiquent notamment que les projections des modèles régionaux et globaux sont généralement très différentes, les RCM simulant généralement une diminution du rayonnement incident en Europe (JEREZ et al., 2021 ; JEREZ et al., 2015 ; TOBIN et al., 2018), en particulier s'ils ne représentent pas l'évolution future du contenu en aérosols. L'étude de BARTÓK et al., 2016 montre notamment que la résolution spatiale peut avoir une influence sur les simulations de la fraction nuageuse totale. Les travaux de HOU et al., 2021, BARTÓK et al., 2016, GUTIÉRREZ et al., 2020 et BOÉ et al., 2020 projettent en particulier une diminution importante de la fraction nuageuse totale, qui n'est simulée par ALADIN-CLIMAT qu'en été pour le scénario SSP3-7.0, tandis qu'au printemps le modèle simule au contraire une augmentation significative de la CLT. La différence des évolutions de CLT pourrait donc renforcer au printemps les différences observées pour l'évolution future du rayonnement global incident. Enfin, il convient de souligner qu'il n'est pas rare non plus qu'il y ait des différences importantes entre les modèles. Dans leur étude, HOU et al., 2021 soulignent notamment que l'accord entre les simulations des différents modèles considérés sur l'évolution future du climat est relativement faible pour le scénario SSP5-8.5.

## 5.4 Conclusions

Dans le cadre d'une collaboration avec Pierre Nabat et Marc Mallet du CNRM, nous avons eu accès à 4 jeux de simulations du modèle climatique régional ALADIN-CLIMAT, qui nous ont permis d'étendre l'étude menée à Lille dans le Chapitre 4 à l'ensemble de la région HDF<sub>XL</sub>, ainsi qu'aux horizons 2050 et 2100 pour deux scénarios climatiques futurs contrastés. Ces simulations sont réalisées pour une résolution de 12x12 km et un pas de temps d'une heure, et fournissent à la fois des informations sur le rayonnement solaire incident, la fraction nuageuse et le contenu en gaz, ainsi que sur la variabilité du contenu en aérosols pour 7 types d'aérosols (voir Section 3.3). Un jeu de simulations "HINDCAST", piloté par le modèle de réanalyse ERA-5, nous permet d'analyser la variabilité spatiale et temporelle du climat et de l'environnement solaire sur la période historique 2000 - 2020 sur l'ensemble de la région HDF<sub>XL</sub>, et d'évaluer également les performances des simulations de flux incidents (GHI, BHI, DHI) et de contenu en aérosols et en gaz

d'ALADIN-CLIMAT par comparaison avec les mesures de la plateforme ATOLL ainsi que d'autres 5 sites de mesures photométriques du réseau AERONET (Bruxelles, Cabauw, Dunkerque, Palaiseau et Paris) et de deux sites de mesures de flux du réseau BSRN (Cabauw et Palaiseau). En complément, 3 jeux de simulations en mode "climat" (*HIST*, *SSP119* et *SSP370*), pilotés par le modèle climatique global CNRM-ESM2, nous permettent d'étudier l'évolution future, aux horizons 2050 et 2100, du contenu en aérosols et en gaz, de la couverture nuageuse, des conditions d'ensoleillement et surtout du flux solaire incident en surface sur l'ensemble de la région  $HDF_{XL}$  pour deux scénarios climatiques futurs contrastés : le SSP1-1.9, un scénario optimiste caractérisé par une hausse limitée de la température et une réduction importante des émissions anthropiques de gaz à effet de serre et d'aérosols, et le SSP3-7.0, un scénario plus pessimiste caractérisé par une augmentation importante de la température en fin de siècle et une augmentation des émissions anthropiques. Il convient de souligner que comme dans le Chapitre 4, notre analyse porte sur l'étude de la variabilité de l'environnement solaire au printemps et en été, qui sont les saisons caractérisées par la variabilité la plus importante sur la période récente 2010-2022. À notre connaissance, les travaux réalisés dans cette thèse constituent la première étude, basée sur les simulations d'un modèle régional, focalisée sur l'analyse de l'évolution future au printemps et en été, selon deux scénarios SSP, de l'environnement solaire pour une région spécifique du nord-ouest de l'Europe, caractérisée par des niveaux importants de conditions nuageuses, ainsi que de pollution atmosphérique particulaire.

L'évaluation sur la période 2010-2020 des simulations "HINDCAST" d'ALADIN-CLIMAT, par comparaison avec les mesures sol d'ATOLL et des autres stations des réseaux AERONET et BSRN situées en région  $HDF_{XL}$ , montre que dans l'ensemble les simulations du modèle climatique régional ALADIN-CLIMAT représentent de manière satisfaisante la magnitude et la variabilité des conditions d'ensoleillement, du contenu en aérosols et en gaz et de la ressource solaire en région  $HDF_{XL}$ , avec des écarts, à la résolution horaire (-0.01 pour l'AOD, 0.13 cm pour la PWV, 3 W/m<sup>2</sup> pour le flux solaire global), proches des incertitudes sur les mesures. En outre, une analyse complémentaire de la variabilité de l'environnement solaire pour le cas d'étude du 9 au 14 mars 2014, étudié précédemment à Lille (Chapitre 4) suggère que les simulations horaires d'ALADIN-CLIMAT sont capables de représenter la variabilité du contenu en aérosols et de la ressource solaire pour un évènement particulier de pollution particulaire très intense couvrant l'ensemble de la région d'étude. Dans l'ensemble, ALADIN-CLIMAT simule sur la période 2010-2020 un maximum de flux solaire incident, d'AOD et d'occurrences des situations de ciel clair au printemps et en été (période de mars à septembre), en accord avec les résultats présentés dans le Chapitre 4 à Lille. En revanche, les simulations d'ALADIN-CLIMAT tendent à sur-estimer l'épaisseur optique des aérosols au printemps, et au contraire à sous-estimer l'AOD en été. Une comparaison sur la période 2016-2020 des mesures in-situ de la plateforme ATOLL et des simulations d'ALADIN-CLIMAT de la concentration en  $PM_{10}$  non-réfractaires suggèrent que la surestimation printanière de l'AOD est liée à une sur-estimation des concentrations en aérosols de nitrates, tandis que la sous-estimation estivale est principalement due à une sous-estimation des aérosols organiques, en lien possiblement avec l'absence d'aérosols organiques anthropiques secondaires dans les simulations. Une comparaison avec les estimations de l'algorithme initial de détection du ciel clair de LONG et ACKERMAN, 2000 indique que les simulations d'ALADIN-CLIMAT représentent bien la variabilité saisonnière de la fréquence des conditions "clear-sky". Néanmoins, une comparaison avec les estimations de la version modifiée présentée dans le Chapitre 4 à Lille suggère que l'algorithme initial de LONG et ACKERMAN, 2000 et les simulations sous-estiment, notamment au printemps et en été, l'occurrence des situations CSKY de l'ordre de 5 à 7%.

L'analyse plus poussée des simulations "HINDCAST" d'ALADIN-CLIMAT sur la période 2010-2020 pour l'ensemble de la région  $HDF_{XL}$  montre une variabilité spatiale importante de l'environnement solaire. Cette variabilité est liée à la latitude et à la saison (influence de l'angle solaire zénithal), ainsi qu'à la variabilité du contenu atmosphérique et des conditions d'ensoleillement. ALADIN-CLIMAT simule notamment un maximum d'occurrences des conditions "clear-sky" au niveau de la Manche et de la Mer du Nord de l'ordre de 10% au printemps, contre 7% en moyenne sur le reste de la région. En parallèle, l'analyse des simulations d'ALADIN-CLIMAT montre que le contenu en aérosols joue un rôle important sur

l'environnement solaire, en particulier sur la proportion de rayonnement direct, qui connaît un minimum, au printemps comme en été, au niveau de la zone du Bénélux et de la région des Hauts-de-France, une zone caractérisée par des valeurs élevées d'AOD qui dépassent en moyenne 0.2 au printemps et 0.15 en été. En complément, l'analyse des tendances simulées par ALADIN-CLIMAT sur la période 2000-2020<sup>10</sup> suggère une augmentation du rayonnement incident en surface, et du rayonnement direct, de l'ordre de +1 à +2 W/m<sup>2</sup>/an au printemps, avec un maximum sur la région des Hauts-de-France, la Belgique et la Mer du Nord. Cette augmentation semble être principalement liée à une hausse de la fréquence des conditions de ciel clair simulée, qui augmente de l'ordre de +0.2 à +0.5%/an, en particulier sur les Hauts-de-France. Même si la magnitude de l'augmentation simulée du flux solaire incident est légèrement plus faible que celle observée à Lille sur la période 2010-2022 (+4 W/m<sup>2</sup>/an), ces résultats sont en accord avec les conclusions du Chapitre 4 qui montrent notamment que l'augmentation du rayonnement à Lille est principalement (62%) liée à la variabilité des fréquences d'ensoleillement. L'analyse multivariée menée dans la Section 4.3.4 suggère que la variabilité du contenu en aérosols, et notamment de l'AOD, qui diminue de -0.08 par an au printemps, contribue à autour de 25%, soit environ 1 W/m<sup>2</sup> à l'augmentation du rayonnement solaire incident à cette saison. L'absence de tendances significatives d'AOD, qui varient de l'ordre de -0.01 à -0.02 par an pour les simulations d'ALADIN-CLIMAT, pourrait donc expliquer la sous-estimation de l'augmentation printanière du flux solaire incident par le modèle. La période d'analyse des simulations étant plus longue (2000-2020 contre 2010-2022), il est possible que l'écart entre les tendances simulées et observées soit lié à un lissage de la variabilité, en lien avec un plus grand nombre d'années considérées. Cette hypothèse est notamment supportée par les différences importantes observées entre les tendances estivales simulées sur la période 2010-2020 et sur la période 2000-2020. En effet, en été sur la période 2010-2020, ALADIN-CLIMAT simule une augmentation du flux importante mais non significative du flux solaire de l'ordre de +3 à +4 W/m<sup>2</sup> sur l'ensemble du territoire, qui est proche des valeurs observées à Lille sur la période 2010-2022. En comparaison, sur la période 2000-2020, le modèle simule en été une augmentation plus faible et non significative de l'ordre de +0.5 à +1 W/m<sup>2</sup>.

Dans une dernière étape, la comparaison des trois jeux de simulations climatiques *HIST*, *SSP119* et *SSP370* d'ALADIN-CLIMAT permet d'évaluer les possibles évolutions futures de l'environnement solaire aux horizons 2050 et 2100 pour deux scénarios contrastés, les SSP1-1.9 et SSP3-7.0, par rapport à la période historique récente (2005-2014). Pour le scénario SSP1-1.9, caractérisé par une diminution importante des émissions anthropiques de gaz à effet de serre et d'aérosols, ALADIN-CLIMAT simule une augmentation significative pour les deux saisons de la ressource solaire, notamment en fin de siècle, comparé à la période 2005-2014, liée à la fois à une diminution importante de l'épaisseur optique des aérosols (-0.01 à -0.05) et de la fraction nuageuse totale (-1 à -3%), ainsi qu'à une augmentation du SSA (+0.01 à +0.04) due notamment à une diminution importante des émissions de carbone suie. Ces résultats sont en accord avec les travaux de DRUGÉ et al., 2021, HOU et al., 2021, LI et al., 2022, BARTÓK et al., 2016, GUTIÉRREZ et al., 2020 et BOÉ et al., 2020, qui simulent à partir d'autres modèles et d'autres scénarios climatiques futurs, une augmentation, à la fois sur le moyen et le long terme, de la ressource solaire en Europe, en lien notamment avec une diminution de la CLT et de l'AOD. Ces résultats sont également en accord avec les tendances simulées par ALADIN-CLIMAT sur les périodes 2000-2020 et 2010-2020, et celles obtenues à Lille à partir des mesures, mentionnées précédemment, qui montrent une tendance à l'augmentation du flux solaire incident en surface à Lille et en région HDF<sub>XL</sub>. Pour le scénario SSP3-7.0, ALADIN-CLIMAT simule à l'inverse une diminution généralisée, au printemps comme en été, du rayonnement incident en surface, liée en particulier à une augmentation importante de l'épaisseur optique des aérosols (+0.01 à +0.04) et du contenu en vapeur d'eau (+0.2 à +0.6 cm). Cette diminution est particulièrement importante en fin de siècle en lien avec l'évolution significative des températures, qui augmentent de +1 à +1.5°C au printemps et de +2 à +2.5°C en été. L'influence de la fraction nuageuse est moins importante pour le scénario SSP3-7.0. Au printemps, la fraction nuageuse moyenne simulée

10. Une analyse a été menée sur la période 2010-2020. Les tendances simulées étant néanmoins peu significatives, nous avons choisi d'étendre la période d'étude pour augmenter la robustesse statistique des tendances simulées.

tend à augmenter (+2 à +4%) dès le milieu de siècle, accentuant ainsi l'effet de l'AOD et de la PWV, la diminution du flux incident atteint notamment des valeurs de l'ordre de -15 à -25 W/m<sup>2</sup> en fin de siècle. En été, une diminution de la CLT est simulée par ALADIN-CLIMAT pour le scénario SSP3-7.0. Bien que cette diminution de la fraction nuageuse soit comparable à celle simulée pour le SSP1-1.9, l'augmentation de l'épaisseur optique des aérosols et de la vapeur d'eau est telle que la diminution de la CLT ne peut qu'atténuer partiellement la diminution du rayonnement liée à l'AOD et à la PWV, menant ainsi en fin de siècle des valeurs légèrement plus faibles qu'au printemps de l'ordre de -5 à -15 W/m<sup>2</sup>. La diminution du rayonnement incident pour le scénario SSP3-7.0 est cohérente avec l'évolution envisagée des émissions anthropiques de gaz à effet de serre et d'aérosols. En effet, ALADIN-CLIMAT simule une augmentation significative de l'AOD des aérosols de nitrate d'ammonium, en lien avec des émissions d'ammoniac qui augmentent en Europe, par rapport à la période 2005-2014, contrairement au scénario SSP1-1.9. Cette augmentation de l'AOD du nitrate d'ammonium sur-compense la diminution de l'AOD des aérosols de sulfate, de carbone suie et de carbone organique attendue pour ce scénario en lien avec une diminution des émissions associées. Par ailleurs, l'augmentation des émissions de gaz à effet de serre envisagée pour ce scénario engendre un forçage radiatif important menant en particulier à une augmentation de la température, et donc du contenu en vapeur d'eau précipitable, qui est bien simulée par le modèle. Ainsi, les écarts avec la littérature (BARTÓK et al., 2016; BOÉ et al., 2020; DRUGÉ et al., 2021; GUTIÉRREZ et al., 2020; HOU et al., 2021; LI et al., 2022) et les tendances simulées et observées sont potentiellement liées au caractère extrême de ce scénario, qui est un des seuls à envisager une augmentation des émissions d'ammoniac. La résolution spatiale et temporelle plus fines des simulations considérées dans cette thèse, ainsi que la période de référence relativement récente et courte, peuvent également expliquer ces différences.



## Conclusion générale et perspectives

### 6.1 Conclusion générale

Cette thèse s'inscrit dans un contexte global, national et régional de changement climatique marqué par la nécessité d'une transition vers les énergies renouvelables, notamment solaires, et par le besoin associé d'une compréhension approfondie du bilan radiatif de la Terre et de son évolution climatique actuelle et future. L'objectif principal de cette thèse est d'analyser la variabilité récente et l'évolution d'ici 2050 et 2100 de l'environnement solaire dans le nord de la France, et plus particulièrement en région Hauts-de-France. Pour ce faire, notre étude se divise en deux volets principaux. Le premier concerne l'analyse des mesures acquises dans le cadre des observations de la plateforme ATOLL à Villeneuve d'Ascq sur le campus de l'Université de Lille. Ces données incluent des mesures coïncidentes et à haute fréquence temporelle (de l'ordre de la minute) du contenu en aérosols, de leurs caractéristiques optiques, et du rayonnement solaire incident à la surface. En utilisant ce jeu de mesures conjointement avec des simulations du code de transfert radiatif SOLARTDECO, nous avons pu analyser la variabilité de la ressource solaire mesurée à Lille entre 2010 et 2022, en distinguant notamment l'influence de la variabilité des conditions d'ensoleillement, du contenu en aérosols et en gaz et des propriétés des aérosols sur le rayonnement solaire reçu en surface.

Le second volet de cette thèse vise à étendre spatialement et temporellement l'analyse menée à Lille en exploitant 4 jeux de simulations horaires du modèle climatique régional ALADIN-CLIMAT, réalisées dans le cadre d'une collaboration avec Pierre Nabat et Marc Mallet du CNRM. Un premier jeu de simulations en mode "HINDCAST", piloté par le modèle de réanalyse ERA-5, couvre la période 2000-2020. Il a pour objectif d'évaluer les performances des simulations d'ALADIN-CLIMAT sur la zone d'étude et d'étendre, spatialement et temporellement, l'étude de l'environnement solaire menée à Lille à une zone géographique plus large, qui va de Paris à Amsterdam et de Londres à Cologne, et qui inclue entièrement la région Hauts-de-France (appelée pour cette étude "région HDF<sub>XL</sub>"). L'analyse de la variabilité au sein de cette région est rendue possible grâce à la résolution horizontale des simulations (12x12 km), qui est particulièrement adaptée à des études de la variabilité de l'environnement solaire pour des zones géographiques relativement restreintes. De plus, cette fine résolution spatiale permet également une comparaison optimale des simulations avec les mesures de la plateforme ATOLL et d'autres sites avoisinants faisant partie des réseaux AERONET (Bruxelles, Cabauw, Dunkerque, Palaiseau, Paris) et/ou BSRN (Cabauw et Palaiseau). Une analyse de l'évolution future de l'environnement solaire en région HDF<sub>XL</sub> est ensuite réalisée à partir de trois jeux de simulations "en mode climatique", pilotés par le modèle climatique global (GCM) CNRM-EMS2-1. Ces simulations représentent la variabilité du climat par rapport à la période pré-industrielle (avant 1750 environ) sur la période historique récente (2005 - 2014), mais également à

moyen (2045-2054) et long (2091-2100) termes selon deux scénarios futurs CMIP6 (Coupled Model Intercomparison Project Phase 6) de dernière génération, le SSP1-1.9 et le SSP3-7.0. Une comparaison des climatologies associées permet ainsi de déterminer les évolutions futures du climat et de l'environnement solaire entre la période 2005-2014 et les horizons 2050 et 2100 pour deux scénarios contrastés. L'un des points forts des simulations d'ALADIN-CLIMAT est qu'elles prennent en compte l'évolution future des aérosols à l'aide d'un schéma d'aérosols complet (le schéma TACTIC), qui inclut en particulier les aérosols de nitrate d'ammonium. Le SSP1-1.9 est caractérisé par une diminution importante des émissions anthropiques de gaz à effet de serre et de toutes les espèces anthropiques d'aérosols. À l'inverse, le SSP3-7.0 est marqué par une augmentation significative des émissions de gaz à effet de serre et des émissions d'ammoniac (gaz précurseur des aérosols de nitrate d'ammonium), qui peut potentiellement contrebalancer la réduction modérée des émissions des autres espèces d'aérosols.

À notre connaissance, les travaux menés dans le cadre de cette thèse représentent la première étude de la variabilité récente, et de l'évolution future, de l'environnement solaire en région Hauts-de-France et dans les zones environnantes, basée à la fois sur des mesures sols, des simulations de transfert radiatif et des simulations climatiques régionales. L'analyse des mesures à Lille se distingue notamment par la mise au point et l'application d'une classification des conditions d'ensoleillement en 3 catégories : les ciels clairs ("clear-sky", CSKY), les ciels partiellement nuageux avec Soleil visible ("clear-sun with clouds", CSWC), caractérisés par des quantités de rayonnement solaire importantes, et les situations de Soleil couvert ("cloudy-sun", CLOS). L'utilisation d'un jeu de mesures sub-horaires et de simulations climatiques régionales horaires, constitue également un point fort de ce travail de thèse, qui permet d'approfondir notre analyse de la variabilité de l'environnement solaire tout au long du cycle diurne, considération assez rare dans la littérature. De plus, notre analyse se concentre spécifiquement sur le printemps et l'été, deux saisons particulièrement remarquables en termes de ressource solaire incidente, de contenu en aérosols et en gaz émis et de conditions d'ensoleillement.

La classification des conditions d'ensoleillement à Lille révèle que les situations CSKY qui correspondent en moyenne à seulement 11% des observations (contre 22 et 67% pour les conditions CSWC et CLOS, respectivement), connaissent un maximum d'occurrences au printemps (16%), avec un plateau de mars à septembre, caractérisé par des fréquences mensuelles moyennes de "clear-sky" supérieures à 11%. Ainsi, du point de vue de la ressource solaire, la période de mars à septembre, qui correspond globalement au printemps et à l'été, est particulièrement intéressante, puisque caractérisée à la fois par des conditions relativement ensoleillées, par des valeurs plus faibles de l'angle solaire zénithal (SZA) et par des journées plus longues. Cela se traduit en particulier par une quantité de rayonnement global incident (GHI) relativement élevée (supérieure à 270 W/m<sup>2</sup> en moyennes mensuelles) et donc une contribution importante à l'énergie annuelle moyenne (80%). L'analyse parallèle des mesures photométriques coïncidentes de la plateforme ATOLL indique qu'à cette période le site de Lille est également caractérisé par des niveaux relativement importants d'épaisseur optique des aérosols (AOD), en lien majoritairement avec les activités anthropiques. On observe en particulier un maximum de pollution particulaire au printemps, avec en avril seulement 11% des observations présentant des valeurs d' $AOD_{440}$  inférieures à 0.1 et une valeur moyenne d'AOD de l'ordre de 0.22.

L'utilisation de simulations de transfert radiatif permet en particulier de montrer que l'impact des aérosols sur la période 2010-2022 est maximal au printemps avec une réduction moyenne du flux global de l'ordre de -9 W/m<sup>2</sup> en conditions "all-sky", qui résulte d'une diminution significative du rayonnement direct (BHI) de -30 W/m<sup>2</sup> en moyenne, et d'une augmentation importante du rayonnement diffus (DHI) de l'ordre de +21 W/m<sup>2</sup>. En conditions "clear-sun" (CSUN), c'est-à-dire, en conditions CSKY et CSWC, l'impact des aérosols est particulièrement important au printemps avec une modification du rayonnement incident (GHI/BHI/DHI) de l'ordre de -23/-78/+55 W/m<sup>2</sup> (-6/-20/+116%). On peut noter que même si l'impact des aérosols sur le flux solaire global incident est relativement limité, ils modifient considérablement la répartition entre le rayonnement direct et diffus, avec une augmentation moyenne de la proportion de DHI d'un facteur 2 environ par rapport à des conditions quasi-pristines (sans aérosols). Une analyse de sensibilité

du flux menée à partir de simulations SOLARTDECO, ainsi que des études de cas réalisées à l'aide des mesures et des simulations de transfert radiatif en situations de ciel clair, confirment ce résultat, et mettent également en évidence que l'efficacité des aérosols grossiers à atténuer le rayonnement direct et augmenter le flux diffus est globalement plus importante, pour une même AOD, que pour les aérosols fins, en lien peut-être avec une atténuation plus importante du rayonnement sur l'ensemble du spectre. On peut noter également que la quantification de l'impact des aérosols en conditions "clear-sun with clouds" est rendue possible grâce aux simulations de SOLARTDECO de l'éclairement solaire avec l'hypothèse "cloud-free" (ou "clear-sky"). De plus, l'utilisation conjointe de ces simulations "cloud-free" et des mesures de flux incident permet de quantifier la contribution des nuages en conditions CSWC, qui tendent à augmenter la composante diffuse du rayonnement d'environ  $+27 \text{ W/m}^2$  en moyenne sur l'année. Par comparaison, la contribution des aérosols à l'augmentation du rayonnement diffus en conditions CSWC est environ deux fois plus importante, avec une moyenne de l'ordre de  $+50 \text{ W/m}^2$  sur l'année. L'effet combiné des aérosols et des nuages sur le DHI tend ainsi à compenser fortement l'atténuation du BHI par les aérosols ( $-72 \text{ W/m}^2$ ), ce qui engendre des valeurs moyennes de GHI en conditions "clear-sun with clouds" semblables, et même supérieures d'environ  $+6 \text{ W/m}^2$ , aux conditions quasi-primitives (sans aérosols et sans nuages).

Dans l'ensemble, l'analyse des mesures de la plateforme ATOLL met en évidence une tendance sur la période 2010-2022 à l'augmentation du rayonnement global incident en surface ( $+4 \pm 2 \text{ W/m}^2/\text{an}$ ) à Lille et de sa composante directe ( $+4.5 \pm 2 \text{ W/m}^2/\text{an}$ ), pour les deux saisons étudiées (le printemps et l'été). On observe également des différences importantes de GHI de plus de  $100 \text{ W/m}^2$  entre les maxima des printemps 2020 ( $389 \text{ W/m}^2$ ) et été 2022 ( $421 \text{ W/m}^2$ ), et les minima des printemps 2013 ( $285 \text{ W/m}^2$ ) et été 2011 ( $307 \text{ W/m}^2$ ). Une décomposition du rayonnement incident à Lille en fonction des conditions d'ensoleillement, du contenu en aérosols et de divers paramètres atmosphériques et géométriques montre que l'augmentation du flux direct observée sur la période 2010-2022 à Lille est principalement liée à la variabilité des conditions d'ensoleillement ( $+79\%$  au printemps,  $+74\%$  en été), avec notamment une diminution de la fréquence des situations "cloudy-sun" de l'ordre de  $-1\%$  par an pour les deux saisons, au profit d'une augmentation de l'occurrence des conditions "clear-sky" et "clear-sun with clouds", dont les fréquences augmentent toutes deux de l'ordre de  $+0.5\%$  par an, en été comme au printemps. Au printemps, notre analyse identifie également une contribution importante de la variabilité du contenu en aérosols de l'ordre de  $+24\%$  pour le BHI, en lien avec une diminution importante de l'AOD printanière d'environ  $-0.008$  par an. En été, la contribution de la variabilité du contenu en aérosols est plus faible ( $+9\%$ ), en raison de tendances moins significatives. Elle s'accompagne néanmoins d'une contribution notable de la variabilité du SZA moyen des situations CSKY et CSWC de l'ordre de  $+11\%$ , en lien avec les variations d'occurrence des conditions d'ensoleillement. Une analyse de la variabilité inter-annuelle au printemps et en été fournit des résultats similaires. L'analyse menée au printemps 2020 montre en particulier une contribution très importante ( $+89\%$ ) de la variabilité des fréquences d'occurrences des conditions d'ensoleillement, en lien avec un maximum de situations "clear-sky" qui représentent près de  $34\%$  des observations du printemps 2020, soit un chiffre record à Lille sur la période étudiée (2010-2022). Ce résultat est en accord avec les conclusions de VAN HEERWAARDEN et al., 2021 qui a également observé un record d'irradiance au printemps 2020 à Cabauw (Pays Bas), lié à une fraction nuageuse exceptionnellement faible.

L'analyse conjointe des simulations "HINDCAST" d'ALADIN-CLIMAT sur la période 2000-2020, qui montrent des scores de comparaisons dans l'ensemble satisfaisants avec les mesures de flux et d'aérosols effectuées sur différents sites de notre zone d'étude, met en évidence des résultats assez similaires. ALADIN-CLIMAT simule en particulier des valeurs importantes de rayonnement solaire global incident en surface au printemps et en été, en lien avec un maximum d'occurrences des situations "clear-sky". Un maximum de GHI est notamment simulé sur le sud de la région d'étude, ainsi que sur la Manche et la Mer du Nord, en lien à la fois avec la variabilité spatiale de la latitude et avec la fréquence d'occurrence plus élevée de situations de ciel clair. De plus, ALADIN-CLIMAT simule un maximum d'épaisseur optique des aérosols (AOD) sur la zone du Bénélux, particulièrement important au printemps avec des valeurs globalement supérieures à 0.2. Ces valeurs élevées d'épaisseur optique des aérosols engendrent notamment des niveaux d'irradiance

solaire globalement plus faibles sur cette région, en particulier au printemps. Une comparaison avec les mesures d'AOD et de composition chimique des aérosols de la plateforme ATOLL indique néanmoins que le modèle tend à sur-estimer l'AOD au printemps, en lien avec une surestimation des aérosols de nitrate, et qu'au contraire les simulations sous-estiment l'AOD en été à cause d'une sous-estimation des aérosols organiques, possiblement liée à l'absence des aérosols organiques secondaires dans les simulations.

L'analyse des tendances simulées par ALADIN-CLIMAT sur la période 2010-2020 révèle que la tendance récente à l'augmentation du rayonnement incident en surface observée à Lille est assez bien retranscrite dans les simulations, en particulier en été. ALADIN-CLIMAT simule une tendance estivale globale à l'augmentation du GHI de l'ordre de  $+3 \text{ W/m}^2/\text{an}$  avec un maximum sur la zone du Bénélux et l'Ile-de-France de l'ordre de  $+4 \text{ W/m}^2/\text{an}$ . Le modèle simulant une faible diminution de l'AOD ( $-0.001$  à  $-0.002$  par an pour les deux saisons), et à l'inverse une augmentation coïncidente de la fréquence des situations "clear-sky" de l'ordre de  $+0.2$  à  $+0.5\%$  par an, on peut estimer que l'augmentation du rayonnement simulée par le modèle, en accord avec les résultats obtenus à Lille, est principalement liée à la variabilité d'occurrences des conditions d'ensoleillement. Ce résultat est appuyé par l'analyse des tendances simulées sur l'ensemble de la période 2000-2020 qui fournit des résultats similaires et statistiquement significatifs, bien que la magnitude de l'augmentation moins importantes ( $+1$  à  $+2 \text{ W/m}^2/\text{an}$  au maximum pour le flux au printemps). On peut noter néanmoins qu'ALADIN-CLIMAT sous-estime, notamment au printemps, l'augmentation du flux incident. Cela pourrait s'expliquer par une sous-estimation de l'effet des aérosols, qui est particulièrement important à Lille au printemps en raison d'une diminution importante de l'AOD, également observée pour d'autres sites européens (NINGOMBAM et al., 2019), mais sous-estimée par les simulations d'ALADIN-Climat.

En ce qui concerne l'évolution future de l'environnement solaire en région  $\text{HDF}_{\text{XL}}$ , l'analyse des simulations climatiques d'ALADIN-CLIMAT au printemps et en été, selon les scénarios SSP1-1.9 et SSP3-7.0, révèle les impacts significatifs de plusieurs facteurs.

Le scénario SSP1-1.9, qui respecte les objectifs des accords de Paris, notamment pour le maintien des niveaux actuels de température, est caractérisé par une diminution importante des émissions de gaz à effet de serre et d'aérosols en Europe. Pour ce scénario, ALADIN-CLIMAT simule, au printemps comme en été, une augmentation du rayonnement incident notamment en fin de siècle. Cette augmentation est particulièrement significative au niveau de l'Angleterre et sur l'ouest de la région  $\text{HDF}_{\text{XL}}$ , et semble liée à une diminution de la couverture nuageuse (CLT) et de l'AOD, ainsi qu'à une augmentation du SSA. L'impact de la vapeur d'eau reste assez limité en raison d'une augmentation relativement faible de la température, même en fin de siècle. Ces résultats sont cohérents avec les tendances observées et simulées sur les dernières années en région  $\text{HDF}_{\text{XL}}$ , ainsi qu'avec les résultats de plusieurs travaux de modélisation récents, qui projettent une augmentation future du GHI en Europe attribuable principalement à une diminution de la fraction nuageuse et de l'épaisseur optique des aérosols (BARTÓK et al., 2016; BOÉ et al., 2020; BURNETT et al., 2014; DRUGÉ et al., 2021; GUTIÉRREZ et al., 2020; HOU et al., 2021; LI et al., 2022).

À l'inverse, pour le scénario SSP3-7.0, ALADIN-CLIMAT simule une diminution significative en fin de siècle, à la fois au printemps et en été, du rayonnement global incident sur l'ensemble de la région  $\text{HDF}_{\text{XL}}$ . Cette diminution s'explique par une augmentation significative de l'AOD et de la PWV, liée à une augmentation des émissions d'ammoniac (comparé à la période historique récente), qui impliquent une formation accrue d'aérosols de nitrate d'ammonium, et à une augmentation des émissions de gaz à effet de serre, qui engendrent, notamment en fin de siècle, une augmentation importante de la température. Pour ce scénario, l'effet de la fraction nuageuse est plus mitigé. En été, ALADIN-CLIMAT simule une diminution de la CLT qui compense en milieu de siècle l'effet de l'AOD et de la PWV. En fin de siècle, la diminution de la fraction nuageuse simulée par ALADIN-CLIMAT en été est plus faible. Elle ne compense donc que partiellement l'effet d'autant plus prononcé des aérosols et de la vapeur d'eau. Au printemps, les simulations projettent au contraire une augmentation de la fraction nuageuse dès le milieu de siècle, qui accentue fortement l'effet combiné des aérosols et de la vapeur d'eau, donnant lieu à une diminution significative

du flux global incident aux horizons 2050 et 2100. Les différences entre les résultats de cette étude et les projections de la littérature peuvent être attribuées à plusieurs facteurs, notamment la résolution spatiale et temporelle des simulations, ainsi que la période de référence choisie dans notre étude (2005-2014), qui est relativement récente et courte. Le caractère plus extrême du scénario SSP3-7.0 en termes d'évolution des aérosols, avec une augmentation significative des émissions d'ammoniac comparé à la période historique considérée, pourrait également expliquer certains écarts avec les travaux issus d'autres études. Les études de GUTIÉRREZ et al., 2020 et BOÉ et al., 2020 montrent également qu'il existe des différences importantes entre les projections des modèles climatiques régionaux (RCM) et globaux (GCM), en particulier lorsque les RCM ne prennent pas en compte l'évolution future du contenu en aérosols. Néanmoins, les études de JEREZ et al., 2015, TOBIN et al., 2018 et JEREZ et al., 2021 basées sur les simulations de modèles régionaux projettent, en accord avec nos résultats pour le scénario SSP3-7.0, une diminution du rayonnement incident et du potentiel photovoltaïque en Europe de l'ordre de -5 à -10%, avec un maximum au nord de l'Europe.

## 6.2 Perspectives

Nous clôturons ce travail de thèse par la présentation des différents points qui pourraient faire l'objet de développements futurs.

Il convient de souligner dans un premier temps que même si l'analyse des mesures coïncidentes de la plateforme ATOLL sur la période 2010-2022 montre une tendance significative à l'augmentation du rayonnement solaire incident en surface au printemps et en été, la période d'analyse reste actuellement limitée à seulement 13 années. Une perspective intéressante serait donc d'appliquer la méthodologie développée dans cette thèse à des jeux de mesures plus importants, comprenant plus de 20 années d'observations coïncidentes du rayonnement incident et du contenu en aérosols, afin d'accroître la robustesse statistique de nos résultats, comme nous avons pu le faire avec les simulations d'ALADIN-Climat. Une telle étude pourrait notamment être effectuée à partir des mesures coïncidentes des sites BSRN/AERONET de Cabauw (Pays-Bas) et de Palaiseau (SIRTA, région Ile-de-France), qui effectuent des mesures en continu des propriétés optiques des aérosols et du rayonnement solaire incident depuis 2005 et 2003, respectivement.

On peut noter néanmoins que nos simulations de transfert radiatif se limitent actuellement aux conditions de ciel clair. Par conséquent, notre capacité à analyser la variabilité solaire est restreinte en ce qui concerne les couvertures nuageuses, particulièrement fréquentes et changeantes dans la région HDF<sub>XL</sub>. La réalisation de simulations de transfert radiatif en conditions nuageuses représente une perspective particulièrement intéressante pour compléter les travaux de cette thèse, permettant d'obtenir une caractérisation complète de la variabilité du rayonnement solaire incident en surface en conditions nuageuses. Ces simulations permettraient également de déterminer l'effet radiatif des nuages en conditions "cloudy-sun", ainsi que de compléter notre analyse de l'effet radiatif des aérosols (DRE), qui est actuellement négligé en conditions "cloudy-sun", impliquant potentiellement une sous-estimation du DRE moyen des aérosols en conditions "all-sky". Les simulations de transfert radiatif en conditions nuageuses demande néanmoins de connaître l'épaisseur optique des nuages et des aérosols. Pour les nuages, l'épaisseur optique pourrait être estimée à partir des mesures existantes en utilisant, par exemple, la méthode de AEBI et al., 2019, ou en utilisant directement les inversions du réseau AERONET en "cloud mode" (CHIU et al., 2010), des inversions de données satellites (MODIS ATMOSPHERE SCIENCE TEAM, 2015; MODIS SCIENCE TEAM, 2014), ou encore des simulations de modèles. En ce qui concerne l'épaisseur optique des aérosols, en présence de nuages dans la direction du Soleil, elle pourrait être déduite des valeurs climatologiques mesurées par un photomètre en l'absence de nuages. Néanmoins, l'analyse des simulations d'ALADIN-CLIMAT a montré qu'il existe des écarts importants entre les valeurs moyennes d'AOD en situations "all-sky" et "clear-sky". Dans ce cas, des simulations d'AOD issues de modèles climatiques ou de ré-analyses, pourraient être exploitées afin de mieux représenter la variabilité du contenu en aérosols. L'étude des conditions nuageuses pourrait également être enrichie en distinguant, comme pour les aérosols, différents

types de couvertures nuageuses, ce qui permettrait d'approfondir notre analyse multivariée de la variabilité de l'environnement solaire, et plus globalement la climatologie présentée dans cette thèse. Il serait possible pour cela de poursuivre le travail déjà entrepris en Master 2, qui avait pour objectif de distinguer les couvertures nuageuses à l'aide d'une synergie entre les fluxmètres et les LiDAR de la plateforme ATOLL (FERLAY et al., 2019). Une autre approche consisterait à exploiter les images capturées par le sky-imager de la plateforme ATOLL à l'aide d'un algorithme spécialisé tel que celui conçu par LOTHON et al., 2019. On pourrait ainsi déterminer à la fois la fraction de couverture nuageuse et la position des nuages dans le ciel, notamment par rapport au Soleil. De plus, l'utilisation conjointe des deux méthodes permettrait de caractériser la variabilité de l'environnement solaire en fonction de la fraction nuageuse pour différents types de couvertures nuageuses. Une comparaison avec les estimations des filtres nuageux basés sur les mesures de flux, ainsi qu'avec les simulations de fraction nuageuse d'ALADIN-CLIMAT, pourrait également être envisagée afin d'évaluer les performances des différentes techniques pour la détermination des conditions d'ensoleillement et d'analyser la précision des simulations de la CLT. On peut noter également que l'utilisation des données issues du traitement des images du sky-imager permettrait de compléter notre analyse en étudiant à l'aide de simulations de transfert radiatif tridimensionnelles l'impact des nuages sur l'augmentation du rayonnement diffus en situations CSWC (effet de renforcement). Cela nécessite néanmoins une description spatiale tridimensionnelle des nuages, qui peut être complexe à estimer sur toute une archive, cette méthode serait donc plutôt réservée à l'étude de cas particuliers ou typiques.

Notre analyse a également montré que même si les aérosols ont un impact limité sur la quantité de rayonnement global incident en surface, ils ont une influence importante sur la partition entre flux direct et flux diffus. L'impact des aérosols sur les composantes directes et diffuses est particulièrement marqué pour les aérosols de plus grande taille, en raison peut-être d'une atténuation plus importante du rayonnement sur l'ensemble du spectre. Une analyse spectrale de la variabilité du flux et de l'influence des différents paramètres permettrait de confirmer cette hypothèse. Le laboratoire ayant récemment fait l'acquisition d'un spectromètre visible, qui mesure le contenu spectral de 0.3 à 1.1  $\mu\text{m}$ , une telle étude est tout à fait réalisable par association avec les simulations de transfert radiatif de SOLARTDECO. Une étude spectrale offrirait également l'opportunité d'enrichir notre analyse en examinant la variabilité du rayonnement photosynthétiquement actif (PAR), qui s'étend de 400 à 700 nm, et qui joue un rôle particulièrement important pour la photosynthèse. En outre, l'étude des bandes spectrales caractéristiques de différentes technologies photovoltaïques (PV) pourrait être envisagée, ce qui nous permettrait d'explorer l'impact de la variabilité de l'environnement solaire sur la réponse des cellules PV.

Enfin, la résolution temporelle fine des mesures (sub-horaires) et des simulations (horaires), constitue un point fort des jeux de données utilisés dans cette thèse. Cette caractéristique nous a notamment permis d'étudier la variabilité récente et l'évolution future diurne de l'environnement solaire, ainsi que d'apprécier l'importance de la géométrie solaire et de sa variabilité pour les différentes conditions d'ensoleillement. L'exploitation de cette résolution temporelle fine pourrait être approfondie, une perspective intéressante serait notamment d'analyser de manière approfondie la variabilité intra-journalière de l'environnement solaire, qui n'a été étudiée dans cette thèse que pour quelques cas d'études.

Concernant l'analyse des projections futures d'ALADIN-CLIMAT, l'étude des simulations de l'épaisseur optique des nuages constitue une perspective intéressante. Elles permettraient notamment de compléter notre analyse en estimant, de la même manière que pour les aérosols, à l'aide d'une analyse de sensibilité des flux, la contribution des propriétés optiques des nuages à l'évolution future de l'environnement solaire en région HDF<sub>XL</sub>. En outre, les résultats obtenus dans cette thèse montrent des évolutions futures très contrastées entre les scénarios SSP1-1.9 et SSP3-7.0. L'étude d'un scénario intermédiaire, tel que le SSP2-4.5 ou le SSP5-8.5, qui présentent des variations d'émissions plus modérées, permettrait de mieux comprendre ces différences. Le SSP2-4.5 est notamment caractérisé, par une augmentation des émissions de gaz à effet de serre et d'ammoniac plus modérée que pour le SSP3-7.0. Ainsi la diminution des autres espèces d'aérosols pourrait atténuer voire balancer complètement l'augmentation de l'AOD des aérosols de nitrate d'ammonium. Le SSP5-8.5 est à l'inverse caractérisé, par une diminution globale mais plus

faible que pour le SSP1-1.9 des émissions de toutes les espèces d'aérosols. L'augmentation des émissions de gaz à effet de serre est en revanche plus importante que pour le SSP3-7.0. L'étude de ces scénarios intermédiaires permettrait d'analyser la compensation entre les effets de diminution et d'augmentation des émissions des différents types d'aérosols, ainsi que leur impact combiné à l'augmentation de la température pour différents degrés de réchauffement climatique futur et de changement d'émissions. De plus, le scénario SSP5-8.5 est assez similaire au scénario RCP8.5 de la précédente génération CMIP5, qui est l'un des scénarios les plus couramment étudié dans la littérature, ce qui faciliterait les comparaisons avec d'autres études récentes.

Enfin, on peut noter que pour le scénario SSP3-7.0, la diminution du rayonnement incident et l'augmentation importante de la température devraient avoir un impact important sur l'évolution des performances futures des installations photovoltaïques. Par conséquent, une perspective possible de cette thèse serait de combiner les simulations climatiques d'ALADIN-CLIMAT avec un modèle de production photovoltaïque comme celui défini par JEREZ et al., 2015, ce qui permettrait d'évaluer quantitativement l'évolution future du potentiel photovoltaïque en région HDF<sub>XL</sub>. Une analyse complémentaire pourrait également être menée à partir des mesures de la plateforme ATOLL. En effet, plusieurs années de mesures de flux global sont disponibles pour des surfaces inclinées plein sud à 30° (proche de l'angle optimal pour les technologies PV, soit 38°) ou à 90° (intéressant pour l'apport solaire des bâtiments). Ces mesures permettraient notamment d'évaluer les simulations de SOLARTDECO sur des surfaces inclinées, dont le calcul est déjà implémenté à partir des champs de radiances. On pourrait ainsi analyser l'effet radiatif direct des différentes composantes atmosphériques et la variabilité du rayonnement incident pour différentes inclinaisons, et compléter l'analyse menée à partir des simulations climatiques d'ALADIN-CLIMAT. Il convient de mentionner néanmoins que pour des surfaces inclinées, le rayonnement réfléchi par la surface de la Terre affecte fortement le rayonnement global incident (ELIAS et al., 2024). Pour une telle application, une attention particulière devra donc être portée sur la bonne définition de la réflectivité des surfaces dans les simulations de SOLARTDECO.



# Bibliographie

- ACKERMAN, Thomas P. et Owen B. TOON (oct. 1981). « Absorption of visible radiation in atmosphere containing mixtures of absorbing and nonabsorbing particles ». In : *Appl. Opt.* 20.20, p. 3661-3668. DOI : 10.1364/AO.20.003661.
- ADÉLAÏDE, L. et al. (2021). « Impact de la pollution de l'air ambiant sur la mortalité en France métropolitaine : réduction en lien avec le confinement du printemps 2020 et impact à long terme pour la période 2016-2019. » In : *Bull Epidemiol Hebd.* 13. URL : [http://beh.santepubliquefrance.fr/beh/2021/13/2021\\_13\\_2.html](http://beh.santepubliquefrance.fr/beh/2021/13/2021_13_2.html).
- AEBI, Christine et al. (oct. 2019). « Estimation of cloud optical thickness, single scattering albedo and effective droplet radius using a shortwave radiative closure study in Payerne ». In : DOI : 10.5194/amt-2019-347.
- ANDERSON, G. et al. (mai 1986). « AFGL Atmospheric Constituent Profiles (0.120km) ». In : p. 46.
- ÅNGSTRÖM, A. (1961). « Techniques of Determining the Turbidity of the Atmosphere ». In : *Tellus* 13.2, p. 214-223. DOI : 10.3402/tellusa.v13i2.9493.
- ATMO HAUTS-DE-FRANCE (fév. 2018). *Rapport d'étude, Campagne de mesures de qualité de l'air exploratoire : collaboration Atmo-recherche*. Rapport N°02/2016/NPS/V0.
- (2022). *Bilan de la qualité de l'air en 2021 en Hauts-de-France*.
- AUCLAIR, D. (1976). « Effets des poussières sur la photosynthèse. Annales des sciences forestières ». In : *INRA/EDP Sciences* 33.4. 0.1051/forest/19760404 . hal-00882141, p. 247-255.
- AUGUSTINE, John, John DELUISE et Charles LONG (oct. 2000). « SURFRAD—A national Surface Radiation Budget Network for atmospheric research ». In : *Bulletin of The American Meteorological Society - BULL AMER METEOROL SOC* 81, p. 2341-2357. DOI : 10.1175/1520-0477(2000)081<2341:SANSRB>2.3.CO;2.
- BARAN, Anthony J. (2009). « A review of the light scattering properties of cirrus ». In : *Journal of Quantitative Spectroscopy and Radiative Transfer* 110.14. XI Conference on Electromagnetic and Light Scattering by Non-Spherical Particles : 2008, p. 1239-1260. ISSN : 0022-4073. DOI : <https://doi.org/10.1016/j.jqsrt.2009.02.026>.
- BARAN, Anthony J. et al. (août 2013). « A self-consistent scattering model for cirrus. II : The high and low frequencies ». In : *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society* 140.680, p. 1039-1057. DOI : 10.1002/qj.2193.
- BARTÓK, Blanka (2017). « Aerosol radiative effects under clear skies over Europe and their changes in the period of 2001–2012 ». In : *International Journal of Climatology* 37.4, p. 1901-1909. DOI : <https://doi.org/10.1002/joc.4821>.
- BARTÓK, Blanka et al. (déc. 2016). « Projected changes in surface solar radiation in CMIP5 global climate models and in EURO-CORDEX regional climate models for Europe ». In : *Climate Dynamics* 49.7-8, p. 2665-2683. DOI : 10.1007/s00382-016-3471-2.
- BATLLES, F. J. et al. (juin 2000). « Comparison of Cloudless Sky Parameterizations of Solar Irradiance at Various Spanish Midlatitude Locations ». In : *Theoretical and Applied Climatology* 66.1-2, p. 81-93. DOI : 10.1007/s007040070034.

- BAUM, Bryan A. et al. (avr. 2007). « Bulk Scattering Properties for the Remote Sensing of Ice Clouds. Part III : High-Resolution Spectral Models from 100 to 3250 cm<sup>-1</sup> ». In : *Journal of Applied Meteorology and Climatology* 46.4, p. 423-434. DOI : 10.1175/jam2473.1.
- BECK, Hylke E. et al. (oct. 2018). « Present and future Köppen-Geiger climate classification maps at 1-km resolution ». In : *Scientific Data* 5.1. DOI : 10.1038/sdata.2018.214.
- BELLOUIN, N. et al. (fév. 2013). « Estimates of aerosol radiative forcing from the MACC re-analysis ». In : *Atmospheric Chemistry and Physics* 13.4, p. 2045-2062. DOI : 10.5194/acp-13-2045-2013.
- BELLOUIN, Nicolas et al. (2011). « Aerosol forcing in the Climate Model Intercomparison Project (CMIP5) simulations by HadGEM2-ES and the role of ammonium nitrate ». In : *Journal of Geophysical Research : Atmospheres* 116.D20. DOI : <https://doi.org/10.1029/2011JD016074>.
- BELLOUIN, Nicolas et al. (juill. 2020). « Radiative forcing of climate change from the Copernicus reanalysis of atmospheric composition ». In : 12.3, p. 1649-1677. DOI : 10.5194/essd-12-1649-2020.
- BENEDETTI, A. et al. (2009). « Aerosol analysis and forecast in the European Centre for Medium-Range Weather Forecasts Integrated Forecast System : 2. Data assimilation ». In : *Journal of Geophysical Research : Atmospheres* 114.D13. DOI : <https://doi.org/10.1029/2008JD011115>.
- BESSAGNET, B et al. (oct. 2005). « Origin of particulate matter pollution episodes in wintertime over the Paris Basin ». In : *Atmospheric Environment* 39.33, p. 6159-6174. DOI : 10.1016/j.atmosenv.2005.06.053.
- BLANC, P. et al. (2014). « Direct normal irradiance related definitions and applications : The circumsolar issue ». In : *Solar Energy* 110, p. 561-577. ISSN : 0038-092X. DOI : <https://doi.org/10.1016/j.solener.2014.10.001>.
- BOÉ, Julien et al. (mars 2020). « Large discrepancies in summer climate change over Europe as projected by global and regional climate models : causes and consequences ». In : *Climate Dynamics* 54. DOI : 10.1007/s00382-020-05153-1.
- BOERS, R., T. BRANDSMA et A. P. SIEBESMA (2017). « Impact of aerosols and clouds on decadal trends in all-sky solar radiation over the Netherlands (1966–2015) ». In : *Atmospheric Chemistry and Physics* 17.13, p. 8081-8100. DOI : 10.5194/acp-17-8081-2017.
- BOERS, Reinout et al. (2019). « Observing and Modelling the Surface Radiative Budget and Cloud Radiative Forcing at the Cabauw Experimental Site for Atmospheric Research (CESAR), the Netherlands, 2009–17 ». In : *Journal of Climate* 32.21, p. 7209-7225. DOI : <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-18-0828.1>.
- BOISIER, Juan P., Nathalie de NOBLET et Philippe CIAIS (mars 2013). « Inferring past land use-induced changes in surface albedo from satellite observations : A useful tool to evaluate model simulations ». In : *Biogeosciences* 10, p. 1501-1516. DOI : 10.5194/bg-10-1501-2013.
- BOM (sept. 2019). *Special Climate Statement 71—severe fire weather conditions in southeast Queensland and northeast New South Wales in September 2019*. Australian Bureau of Meteorology.
- BONY, Sandrine et Jean-Louis DUFRESNE (2005). « Marine boundary layer clouds at the heart of tropical cloud feedback uncertainties in climate models ». In : *Geophysical Research Letters* 32.20. DOI : <https://doi.org/10.1029/2005GL023851>.
- BOUCHER, O. et al. (2013). *Clouds and Aerosols*. In : *Climate Change 2013 : The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Stocker, T.F., D. Qin, G.-K. Plattner, M. Tignor, S.K. Allen, J. Boschung, A. Nauels, Y. Xia, V. Bex and P.M. Midgley (eds.)]* Sous la dir. d'INTERGOVERNMENTAL PANEL ON CLIMATE CHANGE. Cambridge, England : Cambridge University Press.
- BUBNOVÁ, Radmila et al. (1995). « Integration of the Fully Elastic Equations Cast in the Hydrostatic Pressure Terrain-Following Coordinate in the Framework of the ARPEGE/Aladin NWP System ». In : *Monthly Weather Review* 123.2, p. 515-535. DOI : [https://doi.org/10.1175/1520-0493\(1995\)123<0515:IOTFEE>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0493(1995)123<0515:IOTFEE>2.0.CO;2).

- BUCHARD, V. et al. (2017). « The MERRA-2 Aerosol Reanalysis, 1980 Onward. Part II : Evaluation and Case Studies ». In : *Journal of Climate* 30.17, p. 6851-6872. DOI : <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-16-0613.1>.
- BURNETT, Dougal, Edward BARBOUR et Gareth P. HARRISON (2014). « The UK solar energy resource and the impact of climate change ». In : *Renewable Energy* 71, p. 333-343. ISSN : 0960-1481. DOI : <https://doi.org/10.1016/j.renene.2014.05.034>.
- CARAVEO, Patrizia (avr. 2020). « The golden age of high-energy gamma-ray astronomy : the Cherenkov Telescope Array in the multimessenger era ». In : *La Rivista del Nuovo Cimento* 43. DOI : 10.1007/s40766-020-00006-3.
- CHIU, J. Christine et al. (2010). « Cloud optical depth retrievals from the Aerosol Robotic Network (AERONET) cloud mode observations ». In : *Journal of Geophysical Research : Atmospheres* 115.D14. DOI : <https://doi.org/10.1029/2009JD013121>.
- CIAIS, P. et al. (mars 2014). « Carbon and Other Biogeochemical Cycles ». In : *Climate Change 2013 – The Physical Science Basis*. Cambridge University Press, p. 465-570. DOI : 10.1017/cbo9781107415324.015.
- CORNET, C., L. C-LABONNOTE et F. SZCZAP (2010). « Three-dimensional polarized Monte Carlo atmospheric radiative transfer model (3DMCPOL) : 3D effects on polarized visible reflectances of a cirrus cloud ». In : *Journal of Quantitative Spectroscopy and Radiative Transfer* 111.1, p. 174-186. ISSN : 0022-4073. DOI : <https://doi.org/10.1016/j.jqsrt.2009.06.013>.
- COX, Charles S. et Walter H. MUNK (1954). « Measurement of the Roughness of the Sea Surface from Photographs of the Sun's Glitter ». In : *Journal of the Optical Society of America* 44, p. 838-850. URL : <https://api.semanticscholar.org/CorpusID:27889078>.
- CUESTA, J. et al. (2022). « Ozone pollution during the COVID-19 lockdown in the spring of 2020 over Europe, analysed from satellite observations, in situ measurements, and models ». In : *Atmospheric Chemistry and Physics* 22.7, p. 4471-4489. DOI : 10.5194/acp-22-4471-2022.
- CUESTA-MOSQUERA, A. et al. (2021). « Intercomparison and characterization of 23 Aethalometers under laboratory and ambient air conditions : procedures and unit-to-unit variabilities ». In : *Atmospheric Measurement Techniques* 14.4, p. 3195-3216. DOI : 10.5194/amt-14-3195-2021.
- Data Product : Downward Shortwave Radiation (Surface) | GOES-R Series (2023). URL : <https://www.goes-r.gov/products/baseline-DSR.html> (visité le 14/10/2023).
- DE HAAN, J.F., P.B. BOSMA et J.W. HOVENIER (sept. 1987). « The adding method for multiple scattering calculations of polarized light ». In : *Astronomy and Astrophysics* 183.2, p. 371-391.
- DEIRMENDJIAN, D. (fév. 1964). « Scattering and Polarization Properties of Water Clouds and Hazes in the Visible and Infrared ». In : *Applied Optics* 3.2, p. 187. DOI : 10.1364/ao.3.000187.
- DELLINK, Rob et al. (2017). « Long-term economic growth projections in the Shared Socioeconomic Pathways ». In : *Global Environmental Change* 42, p. 200-214. ISSN : 0959-3780. DOI : <https://doi.org/10.1016/j.gloenvcha.2015.06.004>.
- DENTENER, F. et al. (2006). « Emissions of primary aerosol and precursor gases in the years 2000 and 1750 prescribed data-sets for AeroCom ». In : *Atmospheric Chemistry and Physics* 6.12, p. 4321-4344. DOI : 10.5194/acp-6-4321-2006.
- DERIMIAN, Y. et al. (sept. 2008). « Radiative properties of aerosol mixture observed during the dry season 2006 over M'Bour, Senegal (African Monsoon Multidisciplinary Analysis campaign) ». In : *Journal of Geophysical Research* 113. DOI : 10.1029/2008jd009904.
- DERIMIAN, Y. et al. (2012). « Optical properties and radiative forcing of the Eyjafjallajökull volcanic ash layer observed over Lille, France, in 2010 ». In : *Journal of Geophysical Research : Atmospheres* 117.D20. DOI : <https://doi.org/10.1029/2011JD016815>.
- DRINOVEC, L. et al. (2015). « The "dual-spot" Aethalometer : an improved measurement of aerosol black carbon with real-time loading compensation ». In : *Atmospheric Measurement Techniques* 8.5, p. 1965-1979. DOI : 10.5194/amt-8-1965-2015.

- DRUGÉ, Thomas et al. (mars 2019). « Model simulation of ammonium and nitrate aerosols distribution in the Euro-Mediterranean region and their radiative and climatic effects over 1979–2016 ». In : *Atmospheric Chemistry and Physics* 19.6, p. 3707-3731. DOI : 10.5194/acp-19-3707-2019.
- (mai 2021). « Future evolution of aerosols and implications for climate change in the Euro-Mediterranean region using the CNRM-ALADIN63 regional climate model ». In : *Atmospheric Chemistry and Physics* 21.10, p. 7639-7669. DOI : 10.5194/acp-21-7639-2021.
- DUBOVIK, O. et al. (avr. 2000). « Accuracy assessments of aerosol optical properties retrieved from Aerosol Robotic Network (AERONET) Sun and sky radiance measurements ». In : *Journal of Geophysical Research : Atmospheres* 105.D8, p. 9791-9806. DOI : <https://doi.org/10.1029/2000JD900040>.
- DUBOVIK, O. et al. (2002a). « Non-spherical aerosol retrieval method employing light scattering by spheroids ». In : *Geophys. Res. Lett.* 29.10, p. 1415. DOI : 10.1029/2001GL014506.
- DUBOVIK, Oleg et Michael D. KING (2000). « A flexible inversion algorithm for retrieval of aerosol optical properties from Sun and sky radiance measurements ». In : *Journal of Geophysical Research : Atmospheres* 105.D16, p. 20673-20696. DOI : <https://doi.org/10.1029/2000JD900282>.
- DUBOVIK, Oleg et al. (2002b). « Variability of Absorption and Optical Properties of Key Aerosol Types Observed in Worldwide Locations ». In : *Journal of the Atmospheric Sciences* 59.3, p. 590-608. DOI : 10.1175/1520-0469(2002)059<0590:V0AAOP>2.0.CO;2.
- DUBUISSON, P. (2004). « Water vapor retrieval over ocean using near-infrared radiometry ». In : 109.D19. DOI : 10.1029/2004jd004516.
- DUBUISSON, P. et al. (2005). « Fast radiative transfer modeling for infrared imaging radiometry ». In : *Journal of Quantitative Spectroscopy and Radiative Transfer* 95.2, p. 201-220. ISSN : 0022-4073. DOI : <https://doi.org/10.1016/j.jqsrt.2004.09.034>.
- DUBUISSON, Philippe et al. (2016). « ARTDECO : Atmospheric Radiative Transfer Database for Earth and Climate Observation ». In : *International Radiation Symposium (IRS)*.
- DUFRESNE, Jean-Louis et Sandrine BONY (2008). « An Assessment of the Primary Sources of Spread of Global Warming Estimates from Coupled Atmosphere–Ocean Models ». In : *Journal of Climate* 21.19, p. 5135-5144. DOI : <https://doi.org/10.1175/2008JCLI2239.1>.
- DUPONT, J.-C. et al. (2016). « Role of the boundary layer dynamics effects on an extreme air pollution event in Paris ». In : *Atmospheric Environment* 141, p. 571-579. ISSN : 1352-2310. DOI : <https://doi.org/10.1016/j.atmosenv.2016.06.061>.
- DUTTON, Ellsworth G. et al. (oct. 2006). « Decadal variations in surface solar irradiance as observed in a globally remote network ». In : *Journal of Geophysical Research* 111.D19. DOI : 10.1029/2005jd006901.
- ECMWF (2016). *IFS Documentation CY43R1 - Part IV : Physical Processes*. IFS Documentation 4. ECMWF, p. 223. DOI : 10.21957/sqvo5yxja. URL : <https://www.ecmwf.int/node/17117>.
- EEA (2020). *Air quality in Europe - 2020 report*. Sous la dir. d'European Environment AGENCY. ISBN 978-92-9480-292-7, ISSN 1977-8449. European Environment Agency, Publications Office of the European Union. DOI : doi:10.2800/786656.
- ELIAS, T. et al. (2024). « Regional validation of the solar irradiance tool SolaRes in clear-sky conditions, with a focus on the aerosol module ». In : *Atmospheric Measurement Techniques Discussions* 2024. pre-print, p. 1-33. DOI : 10.5194/amt-2023-236.
- FAVEZ, Olivier et al. (nov. 2012). « Main properties and origins of winter PM10 pollution events in France ». In : *Pollution Atmosphérique*, p. 163-182.
- FAVEZ, Olivier et al. (fév. 2021). « Overview of the French Operational Network for In Situ Observation of PM Chemical Composition and Sources in Urban Environments (CARA Program) ». In : 12.2, p. 207. DOI : 10.3390/atmos12020207.
- FERLAY, Nicolas et al. (2019). « Insight from a Detailed Comparison between the Solar Irradiance Measured in the North of France, and Its Satellite-Based and Simulation-Based Estimates ». In : EU PVSEC 2019. URL : <https://userarea.eupvsec.org/proceedings/EU-PVSEC-2019/5CV.3.9/>.

- FLEMMING, J. et al. (2017). « The CAMS interim Reanalysis of Carbon Monoxide, Ozone and Aerosol for 2003–2015 ». In : *Atmospheric Chemistry and Physics* 17.3, p. 1945-1983. DOI : 10.5194/acp-17-1945-2017.
- FOUQUART, Y. et B. BONNEL (1980). « COMPUTATIONS OF SOLAR HEATING OF THE EARTH'S ATMOSPHERE : A NEW PARAMETERIZATION ». English. In : *BEITR. PHYS. ATMOSPH. ; DEU ; DA. 1980 ; VOL. 53 ; NO 1 ; PP. 35-62 ; ABS. GER/FRE ; BIBL. 2 P.*
- FRITZ, Sigmund (1949). « THE ALBEDO OF THE PLANET EARTH AND OF CLOUDS ». In : *Journal of Atmospheric Sciences* 6.4, p. 277-282. DOI : [https://doi.org/10.1175/1520-0469\(1949\)006<0277:TAOTPE>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0469(1949)006<0277:TAOTPE>2.0.CO;2).
- FU, Franck, Kathleen L. PURVIS-ROBERTS et Branwen WILLIAMS (2020). « Impact of the COVID-19 Pandemic Lockdown on Air Pollution in 20 Major Cities around the World ». In : *Atmosphere* 11.11. ISSN : 2073-4433. DOI : 10.3390/atmos1111189.
- FUTURA PLANÈTE (2019). « À New Delhi, la pollution de l'air a atteint des niveaux insupportables ». In.
- GARCÍA, O. E. et al. (2012). « Shortwave radiative forcing and efficiency of key aerosol types using AERONET data ». In : *Atmospheric Chemistry and Physics* 12.11, p. 5129-5145. DOI : 10.5194/acp-12-5129-2012. URL : <https://acp.copernicus.org/articles/12/5129/2012/>.
- GARCÍA, R. D. et al. (2014). « Solar radiation measurements compared to simulations at the BSRN Izaña station. Mineral dust radiative forcing and efficiency study ». In : *Journal of Geophysical Research : Atmospheres* 119.1, p. 179-194. DOI : <https://doi.org/10.1002/2013JD020301>.
- GELARO, Ronald et al. (2017). « The Modern-Era Retrospective Analysis for Research and Applications, Version 2 (MERRA-2) ». In : *Journal of Climate* 30.14, p. 5419-5454. DOI : 10.1175/JCLI-D-16-0758.1.
- GIDDEN, M. J. et al. (2019). « Global emissions pathways under different socioeconomic scenarios for use in CMIP6 : a dataset of harmonized emissions trajectories through the end of the century ». In : *Geoscientific Model Development* 12.4, p. 1443-1475. DOI : 10.5194/gmd-12-1443-2019.
- GIEC (2014). *Changements climatiques 2014 : Rapport de synthèse. Contribution des Groupes de travail I, II et III au cinquième Rapport d'évaluation du Groupe d'experts intergouvernemental sur l'évolution du climat [Sous la direction de l'équipe de rédaction principale, R.K. Pachauri et L.A. Meyer]*. GIEC, Genève, Suisse, 161 p. ISBN : 978-92-9169-243-9.
- GILES, D. M. et al. (2019). « Advancements in the Aerosol Robotic Network (AERONET) Version 3 database – automated near-real-time quality control algorithm with improved cloud screening for Sun photometer aerosol optical depth (AOD) measurements ». In : *Atmospheric Measurement Techniques* 12.1, p. 169-209. DOI : 10.5194/amt-12-169-2019.
- GREENWALD, Thomas J. et al. (2010). « Evaluation of midlatitude clouds in a large-scale high-resolution simulation using CloudSat observations ». In : *Journal of Geophysical Research : Atmospheres* 115.D19. DOI : <https://doi.org/10.1029/2009JD013552>.
- GUEYMARD, Chris (oct. 2010). « Spectral Circumsolar Radiation Contribution To CPV ». In : *AIP Conference Proceedings* 1277, p. 316-319. DOI : 10.1063/1.3509220.
- GUEYMARD, Christian (2001). « Parametrized transmittance model for direct beam and circumsolar spectral irradiance ». In : *Solar Energy* 71.5, p. 325-346. DOI : [https://doi.org/10.1016/S0038-092X\(01\)00054-8](https://doi.org/10.1016/S0038-092X(01)00054-8).
- GUEYMARD, Christian A. et Dazhi YANG (2020). « Worldwide validation of CAMS and MERRA-2 reanalysis aerosol optical depth products using 15 years of AERONET observations ». In : *Atmospheric Environment* 225, p. 117216. ISSN : 1352-2310. DOI : <https://doi.org/10.1016/j.atmosenv.2019.117216>.
- GUEYMARD, Christian A. et al. (2019). « A posteriori clear-sky identification methods in solar irradiance time series : Review and preliminary validation using sky imagers ». In : *Renewable and Sustainable Energy Reviews* 109, p. 412-427. ISSN : 1364-0321. DOI : <https://doi.org/10.1016/j.rser.2019.04.027>.

- GUTIÉRREZ, C et al. (mars 2020). « Future evolution of surface solar radiation and photovoltaic potential in Europe : investigating the role of aerosols ». In : *Environmental Research Letters* 15.3, p. 034035. DOI : 10.1088/1748-9326/ab6666.
- HAHN, C. et S. WARREN (2007). *A Gridded Climatology of Clouds over Land (1971-1996) and Ocean (1954-2008) from Surface Observations Worldwide (NDP-026E)\**. en. DOI : 10.3334/CDIAC/CLI.NDP026E.
- HAMILL, Patrick et al. (1997). « The Life Cycle of Stratospheric Aerosol Particles ». In : *Bulletin of the American Meteorological Society* 78.7, p. 1395-1410. DOI : [https://doi.org/10.1175/1520-0477\(1997\)078<1395:TLC0SA>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0477(1997)078<1395:TLC0SA>2.0.CO;2).
- HAMMER, Melanie S. et al. (juin 2020). « Global Estimates and Long-Term Trends of Fine Particulate Matter Concentrations (1998-2018) ». In : *Environmental Science & Technology* 54.13, p. 7879-7890. DOI : 10.1021/acs.est.0c01764.
- HANSEN, James E. et Larry D. TRAVIS (oct. 1974). « Light scattering in planetary atmospheres ». In : *Space Science Reviews* 16.4, p. 527-610. DOI : 10.1007/bf00168069.
- HENYEY, L. G. et J. L. GREENSTEIN (1941). « Diffuse radiation in the galaxy ». In : *Astrophysical Journal*, Vol. 93, p. 70-83 (1941).
- HESS, M., P. KOEPKE et I. SCHULT (1998). « Optical Properties of Aerosols and Clouds : The Software Package OPAC ». In : *Bulletin of the American Meteorological Society* 79.5, p. 831-844. DOI : 10.1175/1520-0477(1998)079<0831:OPOAAC>2.0.CO;2.
- HOBBS, P.V. et al. (1981). *INDEX in Clouds, Their Formation, Optical Properties, and Effects*. Academic Press rapid manuscript reproduction. Academic Press. ISBN : 9780123507204. URL : <https://books.google.fr/books?id=YDJRAAAAMAAJ>.
- HOESLY, R. M. et al. (2018). « Historical (1750–2014) anthropogenic emissions of reactive gases and aerosols from the Community Emissions Data System (CEDS) ». In : *Geoscientific Model Development* 11.1, p. 369-408. DOI : 10.5194/gmd-11-369-2018.
- HOLBEN, B. N. et al. (2006). « Aeronet's Version 2.0 quality assurance criteria ». In : *Remote Sensing of the Atmosphere and Clouds*. Sous la dir. de Si-Chee TSAY et al. T. 6408. International Society for Optics et Photonics. SPIE, p. 134-147. DOI : 10.1117/12.706524.
- HOLBEN, B.N. et al. (oct. 1998). « AERONET—A Federated Instrument Network and Data Archive for Aerosol Characterization ». In : *Remote Sensing of Environment* 66.1, p. 1-16. DOI : 10.1016/s0034-4257(98)00031-5.
- HOU, Xinyuan et al. (nov. 2021). « Climate change impacts on solar power generation and its spatial variability in Europe based on CMIP6 ». In : *Earth System Dynamics* 12, p. 1099-1113. DOI : 10.5194/esd-12-1099-2021.
- HU, Qiaoyun (2018). « Advanced aerosol characterization using sun/sky photometer and multi-wavelength Mie-Raman lidar measurements ». Thèse de doctorat dirigée par Goloub, Philippe et Dubovik, Oleg Physique Université de Lille (2018-2021) 2018. Thèse de doct. URL : <http://www.theses.fr/2018LILUR078>.
- HUANG, Gan et al. (2020). « Challenges and opportunities for nanomaterials in spectral splitting for high-performance hybrid solar photovoltaic-thermal applications : A review ». In : *Nano Materials Science* 2.3. Special issue on nanostructured materials for energy conversion and storage, p. 183-203. ISSN : 2589-9651. DOI : <https://doi.org/10.1016/j.nanoms.2020.03.008>.
- HUDMAN, R. C. et al. (août 2012). « Steps towards a mechanistic model of global soil nitric oxide emissions : implementation and space based-constraints ». In : *Atmospheric Chemistry and Physics* 12.16, p. 7779-7795. DOI : 10.5194/acp-12-7779-2012.
- INNESS, A. et al. (2019). « The CAMS reanalysis of atmospheric composition ». In : *Atmospheric Chemistry and Physics* 19.6, p. 3515-3556. DOI : 10.5194/acp-19-3515-2019.
- Instruction Manual, CHP 1 Pyrhelimeter* (s. d.). Disponible sur <https://www.kippzonen.com/Product/18/CHP1-Pyrhelimeter> (accès le 27/07/2023). Kipp & Zonen.

- Instruction Manual, CMP series Pyranometer, CMA series Albedometer* (2016). Disponible sur <https://www.kippzonen.com/Product/15/CMP22-Pyranometer> (accès 27/07/2023). Kipp & Zonen.
- IPCC (2001). *Climate Change 2001 : The Scientific Basis, Contribution of working group I to the third assessment report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Rapp. tech. IPCC.
- (2007). *Climate Change 2007 : The Physical Science Basis; Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Rapp. tech. URL : <https://wedocs.unep.org/20.500.11822/30763>.
- (2013). *Climate Change 2013 : The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Rapp. tech. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, 1535 pp. [Stocker, T.F., D. Qin, G.-K. Plattner, M. Tignor, S.K. Allen, J. Boschung, A. Nauels, Y. Xia, V. Bex et P.M. Midgley (eds.)].
- (juin 2023). *Climate Change 2021 – The Physical Science Basis*. Cambridge University Press. DOI : 10.1017/9781009157896.
- ISABELLE, Pierre-Erik (déc. 2014). « Simplification de l'estimation des taux d'évapotranspiration sur les tourbières boréales par la quasi-neutralité de l'atmosphère ». Thèse de doct. Université du Québec, Institut national de la recherche scientifique.
- JEREZ, S. et al. (2021). « Sensitivity of surface solar radiation to aerosol–radiation and aerosol–cloud interactions over Europe in WRFv3.6.1 climatic runs with fully interactive aerosols ». In : *Geoscientific Model Development* 14.3, p. 1533-1551. DOI : 10.5194/gmd-14-1533-2021.
- JEREZ, Sonia et al. (déc. 2015). « The impact of climate change on photovoltaic power generation in Europe ». In : *Nature Communications* 6.1. DOI : 10.1038/ncomms10014.
- JIA, Gensuo et al. (2019). « Land–Climate interactions ». English. In : *Special Report on Climate Change and Land*. IPCC, p. 133-206.
- JIANG, Leiwen et Brian C. O'NEILL (2017). « Global urbanization projections for the Shared Socioeconomic Pathways ». In : *Global Environmental Change* 42, p. 193-199. ISSN : 0959-3780. DOI : <https://doi.org/10.1016/j.gloenvcha.2015.03.008>.
- JOHANSSON, Erik (déc. 2019). « Improving the understanding of cloud radiative heating ». Thèse de doct. DOI : 10.13140/RG.2.2.35504.10242.
- KARLSSON, K.-G. et al. (2017). « CLARA-A2 : the second edition of the CM SAF cloud and radiation data record from 34 years of global AVHRR data ». In : *Atmospheric Chemistry and Physics* 17.9, p. 5809-5828. DOI : 10.5194/acp-17-5809-2017.
- KARLSSON, Karl-Göran et al. (2023). *CLARA-A3 : CM SAF cLoud, Albedo and surface RAdiation dataset from AVHRR data - Edition 3*. DOI : 10.5676/EUM\_SAF\_CM/CLARA\_AVHRR/V003.
- KATO, Seiji et al. (1999). « The k-distribution method and correlated-k approximation for a shortwave radiative transfer model ». In : *Journal of Quantitative Spectroscopy and Radiative Transfer* 62.1, p. 109-121. ISSN : 0022-4073. DOI : [https://doi.org/10.1016/S0022-4073\(98\)00075-2](https://doi.org/10.1016/S0022-4073(98)00075-2).
- KAUFMAN, Yoram J., Didier TANRÉ et Olivier BOUCHER (2002). « A satellite view of aerosols in the climate system ». In : *Nature* 419.6903, p. 215-223. ISSN : 1476-4687. DOI : 10.1038/nature01091.
- KC, Samir et Wolfgang LUTZ (2017). « The human core of the shared socioeconomic pathways : Population scenarios by age, sex and level of education for all countries to 2100 ». In : *Global Environmental Change* 42, p. 181-192. ISSN : 0959-3780. DOI : <https://doi.org/10.1016/j.gloenvcha.2014.06.004>.
- KENDALL, Maurice (1990). *Rank correlation methods*. London New York, NY : E. Arnold Oxford University Press. ISBN : 9780195208375.
- KIEHL, J. T. et Kevin E. TRENBERTH (1997). « Earth's Annual Global Mean Energy Budget ». In : *Bulletin of the American Meteorological Society* 78.2, p. 197-208. DOI : [https://doi.org/10.1175/1520-0477\(1997\)078<0197:EAGMEB>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0477(1997)078<0197:EAGMEB>2.0.CO;2).
- KINNE, S. (2019). « Aerosol radiative effects with MACv2 ». In : *Atmospheric Chemistry and Physics* 19.16, p. 10919-10959. DOI : 10.5194/acp-19-10919-2019.

- KIRN, Blaz, Kristijan BRECL et Marko TOPIC (2015). « A new PV module performance model based on separation of diffuse and direct light ». In : *Solar Energy* 113, p. 212-220. ISSN : 0038-092X. DOI : <https://doi.org/10.1016/j.solener.2014.12.029>.
- KNODEN, D., F. VERTÈS et S. FORAY (2015). « La directive Nitrates dans quelques régions d'Europe ». In : *Fourrages* 224, p. 269-278. URL : [https://afpf-asso.fr/index.php?secured\\_download=2157&token=c16b0ba6e27c1efb0d74a94026afe433](https://afpf-asso.fr/index.php?secured_download=2157&token=c16b0ba6e27c1efb0d74a94026afe433).
- KOPP, Greg et Judith L. LEAN (2011). « A new, lower value of total solar irradiance : Evidence and climate significance ». In : *Geophysical Research Letters* 38.1. DOI : <https://doi.org/10.1029/2010GL045777>.
- KOREN, Ilan et al. (oct. 2006). « The Bodélé depression : a single spot in the Sahara that provides most of the mineral dust to the Amazon forest ». In : *Environmental Research Letters* 1.1, p. 014005. DOI : 10.1088/1748-9326/1/1/014005.
- KORRAS-CARRACA, Marios-Bruno et al. (sept. 2021). « Global Clear-Sky Aerosol Speciated Direct Radiative Effects over 40 Years (1980–2019) ». In : *Atmosphere* 12.10, p. 1254. DOI : 10.3390/atmos12101254.
- LACIS, Andrew A. et Valdar OINAS (1991). « A description of the correlated k distribution method for modeling nongray gaseous absorption, thermal emission, and multiple scattering in vertically inhomogeneous atmospheres ». In : *Journal of Geophysical Research* 96.D5, p. 9027. DOI : 10.1029/90jd01945.
- LAMBOLL, R. D. et al. (2021). « Modifying emissions scenario projections to account for the effects of COVID-19 : protocol for CovidMIP ». In : *Geoscientific Model Development* 14.6, p. 3683-3695. DOI : 10.5194/gmd-14-3683-2021.
- LEONARD, Diana et Andrew FREEDMAN (2020). « Western wildfires : An "unprecedented" climate change-fueled event, experts say ». In : *The Washington Post*.
- LI, Jing et al. (mai 2022). « Scattering and absorbing aerosols in the climate system ». In : *Nature Reviews Earth & Environment* 3.6, p. 363-379. DOI : 10.1038/s43017-022-00296-7.
- LIEPERT, Beate et Ina TEGEN (2002). « Multidecadal solar radiation trends in the United States and Germany and direct tropospheric aerosol forcing ». In : *Journal of Geophysical Research : Atmospheres* 107.D12, AAC 7-1-AAC 7-15. DOI : <https://doi.org/10.1029/2001JD000760>.
- LIEPERT, Beate G. (2002). « Observed reductions of surface solar radiation at sites in the United States and worldwide from 1961 to 1990 ». In : *Geophysical Research Letters* 29.10, p. 61-1-61-4. DOI : <https://doi.org/10.1029/2002GL014910>.
- LIN, Z. et al. (2015). « Improved discrete ordinate solutions in the presence of an anisotropically reflecting lower boundary : Upgrades of the DISORT computational tool ». In : *Journal of Quantitative Spectroscopy and Radiative Transfer* 157, p. 119-134. ISSN : 0022-4073. DOI : <https://doi.org/10.1016/j.jqsrt.2015.02.014>.
- LINDSAY, N. et al. (fév. 2020). « Errors in PV power modelling due to the lack of spectral and angular details of solar irradiance inputs ». In : *Solar Energy* 197, p. 266-278. DOI : 10.1016/j.solener.2019.12.042.
- LIU, Mengqi, Jinqiang ZHANG et Xiangao XIA (2021). « Evaluation of multiple surface irradiance-based clear sky detection methods at Xianghe—A heavy polluted site on the North China Plain. » In : *Atmospheric and Oceanic Science Letters* 14.2, p. 100016. ISSN : 1674-2834. DOI : <https://doi.org/10.1016/j.aosl.2020.100016>.
- LONG, Charles N. et Thomas P. ACKERMAN (2000). « Identification of clear skies from broadband pyranometer measurements and calculation of downwelling shortwave cloud effects ». In : *Journal of Geophysical Research : Atmospheres* 105.D12, p. 15609-15626. DOI : <https://doi.org/10.1029/2000JD900077>.
- LOTHON, M. et al. (2019). « ELIFAN, an algorithm for the estimation of cloud cover from sky imagers ». In : *Atmospheric Measurement Techniques* 12.10, p. 5519-5534. DOI : 10.5194/amt-12-5519-2019.

- LUCHT, W., C.B. SCHAAF et A.H. STRAHLER (2000). « An algorithm for the retrieval of albedo from space using semiempirical BRDF models ». In : *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing* 38.2, p. 977-998. DOI : 10.1109/36.841980.
- MABASA, Brighton, Meena D. LYSKO et Sabata J. MOLOI (2021). « Validating Hourly Satellite Based and Reanalysis Based Global Horizontal Irradiance Datasets over South Africa ». In : *Geomatics* 1.4, p. 429-449. ISSN : 2673-7418. DOI : 10.3390/geomatics1040025.
- MAIGNAN, Fabienne et al. (déc. 2009). « Polarized reflectances of natural surfaces : Spaceborne measurements and analytical modeling ». In : *Remote Sensing of Environment* 113, p. 2642-2650. DOI : 10.1016/j.rse.2009.07.022.
- MANARA, V. et al. (2016). « Detection of dimming/brightening in Italy from homogenized all-sky and clear-sky surface solar radiation records and underlying causes (1959–2013) ». In : *Atmospheric Chemistry and Physics* 16.17, p. 11145-11161. DOI : 10.5194/acp-16-11145-2016.
- MANN, Henry B. (juill. 1945). « Nonparametric Tests Against Trend ». In : *Econometrica* 13.3, p. 245. DOI : 10.2307/1907187.
- MARCHAND, M. et al. (2020). « Performance of CAMS Radiation Service and HelioClim-3 databases of solar radiation at surface : evaluating the spatial variation in Germany ». In : *Advances in Science and Research* 17, p. 143-152. DOI : 10.5194/asr-17-143-2020.
- MARCHAND, Mathilde et al. (juin 2019). « Verifying the spatial consistency of the CAMS Radiation Service and HelioClim-3 satellite-derived databases of solar radiation using a dense network of measuring stations : the case of The Netherlands ». In : *Advances in Science and Research* 16, p. 103-111. DOI : 10.5194/asr-16-103-2019.
- MARCHUK, Guri I. et al. (1980). *The Monte Carlo Methods in Atmospheric Optics*. Springer Berlin Heidelberg. DOI : 10.1007/978-3-540-35237-2.
- MARLE, M. J. E. van et al. (2017). « Historic global biomass burning emissions for CMIP6 (BB4CMIP) based on merging satellite observations with proxies and fire models (1750–2015) ». In : *Geoscientific Model Development* 10.9, p. 3329-3357. DOI : 10.5194/gmd-10-3329-2017.
- MASSON, V. et al. (2013). « The SURFEXv7.2 land and ocean surface platform for coupled or offline simulation of earth surface variables and fluxes ». In : *Geoscientific Model Development* 6.4, p. 929-960. DOI : 10.5194/gmd-6-929-2013.
- MATEOS, D. et al. (2014). « Quantifying the respective roles of aerosols and clouds in the strong brightening since the early 2000s over the Iberian Peninsula ». In : *Journal of Geophysical Research : Atmospheres* 119.17, p. 10, 382-10, 393. DOI : <https://doi.org/10.1002/2014JD022076>.
- MCCORMICK, M. Patrick, Larry W. THOMASON et Charles R. TREPTE (fév. 1995). « Atmospheric effects of the Mt Pinatubo eruption ». In : *Nature* 373.6513, p. 399-404. DOI : 10.1038/373399a0.
- MEINSHAUSEN, M. et al. (2017). « Historical greenhouse gas concentrations for climate modelling (CMIP6) ». In : *Geoscientific Model Development* 10.5, p. 2057-2116. DOI : 10.5194/gmd-10-2057-2017.
- MICHALSKY, J. et al. (1999). « Optimal Measurement of Surface Shortwave Irradiance Using Current Instrumentation ». In : *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology* 16.1, p. 55-69. DOI : [https://doi.org/10.1175/1520-0426\(1999\)016<0055:0MOSSI>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0426(1999)016<0055:0MOSSI>2.0.CO;2).
- MICHOU, M., P. NABAT et D. SAINT-MARTIN (2015). « Development and basic evaluation of a prognostic aerosol scheme (v1) in the CNRM Climate Model CNRM-CM6 ». In : *Geoscientific Model Development* 8.3, p. 501-531. DOI : 10.5194/gmd-8-501-2015.
- MICHOU, M. et al. (2020). « Present-Day and Historical Aerosol and Ozone Characteristics in CNRM CMIP6 Simulations ». In : *Journal of Advances in Modeling Earth Systems* 12.1. e2019MS001816 10.1029/2019MS001816, e2019MS001816. DOI : <https://doi.org/10.1029/2019MS001816>.
- MISHCHENKO, M. I., J. W. HOVENIER et L. D. TRAVIS, éd. (2000). *Light Scattering by Nonspherical Particles : Theory, Measurements, and Applications*. San Diego : Academic Press.

- MLAWER, Eli J. et al. (1997). « Radiative transfer for inhomogeneous atmospheres : RRTM, a validated correlated-k model for the longwave ». In : *Journal of Geophysical Research : Atmospheres* 102.D14, p. 16663-16682. DOI : <https://doi.org/10.1029/97JD00237>.
- MODIS ATMOSPHERE SCIENCE TEAM (2015). *MOD06-L2 MODIS/Terra Clouds 5-Min L2 Swath 1km and 5km*. DOI : 10.5067/MODIS/MOD06\_L2.006.
- MODIS SCIENCE TEAM (2014). *MYD06-L2 MYD06-L2 MODIS/Aqua Clouds 5-Min L2 Swath 1km and 5km*. DOI : 10.5067/MODIS/MYD06\_L2.006.
- MOLOD, A. et al. (2015). « Development of the GEOS-5 atmospheric general circulation model : evolution from MERRA to MERRA2 ». In : *Geoscientific Model Development* 8.5, p. 1339-1356. DOI : 10.5194/gmd-8-1339-2015.
- MONAHAN, Edward C. (fév. 1968). « Sea spray as a function of low elevation wind speed ». In : *Journal of Geophysical Research* 73.4, p. 1127-1137. DOI : 10.1029/jb073i004p01127.
- MORCRETTE, J-J. et al. (2008). « Impact of a New Radiation Package, McRad, in the ECMWF Integrated Forecasting System ». In : *Monthly Weather Review* 136.12, p. 4773-4798. DOI : <https://doi.org/10.1175/2008MWR2363.1>.
- MORCRETTE, J.-J. et al. (2009). « Aerosol analysis and forecast in the European Centre for Medium-Range Weather Forecasts Integrated Forecast System : Forward modeling ». In : *Journal of Geophysical Research : Atmospheres* 114.D6. DOI : <https://doi.org/10.1029/2008JD011235>.
- MORTIER, Augutin (2013). « Tendances et variabilités de l'aérosol atmosphérique à l'aide du couplage Lidar/Photomètre sur les sites de Lille et Dakar ». Thèse de doct. Université de Lille 1.
- MOSS, Richard et al. (2008). *Towards new scenarios for analysis of emissions, climate change, impacts, and response strategies*. IPCC. ISBN : 9789291691258.
- MOSS, Richard H. et al. (fév. 2010). « The next generation of scenarios for climate change research and assessment ». In : *Nature* 463.7282, p. 747-756. DOI : 10.1038/nature08823.
- MURRAY, Lee T. (avr. 2016). « Lightning NO<sub>x</sub> and Impacts on Air Quality ». In : *Current Pollution Reports* 2.2, p. 115-133. DOI : 10.1007/s40726-016-0031-7.
- NABAT, P. et al. (2013). « A 4-D climatology (1979-2009) of the monthly tropospheric aerosol optical depth distribution over the Mediterranean region from a comparative evaluation and blending of remote sensing and model products ». In : *Atmospheric Measurement Techniques* 6.5, p. 1287-1314. DOI : 10.5194/amt-6-1287-2013.
- NABAT, P. et al. (2015a). « Dust aerosol radiative effects during summer 2012 simulated with a coupled regional aerosol-atmosphere-ocean model over the Mediterranean ». In : *Atmospheric Chemistry and Physics* 15.6, p. 3303-3326. DOI : 10.5194/acp-15-3303-2015.
- NABAT, Pierre et al. (2014). « Contribution of anthropogenic sulfate aerosols to the changing Euro-Mediterranean climate since 1980 ». In : *Geophysical Research Letters* 41.15, p. 5605-5611. DOI : <https://doi.org/10.1002/2014GL060798>.
- NABAT, Pierre et al. (juin 2015b). « Direct and semi-direct aerosol radiative effect on the Mediterranean climate variability using a coupled regional climate system model ». In : *Climate Dynamics* 44.3-4, p. 1127-1155. DOI : 10.1007/s00382-014-2205-6.
- NABAT, Pierre et al. (juill. 2020). « Modulation of radiative aerosols effects by atmospheric circulation over the Euro-Mediterranean region ». In : *Atmospheric Chemistry and Physics* 20.14, p. 8315-8349. DOI : 10.5194/acp-20-8315-2020.
- NAKAJIMA, T. et M. TANAKA (1988). « Algorithms for radiative intensity calculations in moderately thick atmospheres using a truncation approximation ». In : *Journal of Quantitative Spectroscopy and Radiative Transfer* 40.1, p. 51-69. ISSN : 0022-4073. DOI : [https://doi.org/10.1016/0022-4073\(88\)90031-3](https://doi.org/10.1016/0022-4073(88)90031-3).
- NAKAJIMA, Teruyuki, Masayuki TANAKA et Toyotato YAMAUCHI (oct. 1983). « Retrieval of the optical properties of aerosols from aureole and extinction data ». In : *Appl. Opt.* 22.19, p. 2951-2959. DOI : 10.1364/AO.22.002951.

- NAKAJIMA, Teruyuki et al. (mai 1996). « Use of sky brightness measurements from ground for remote sensing of particulate polydispersions ». In : *Appl. Opt.* 35.15, p. 2672-2686. DOI : 10.1364/AO.35.002672.
- NDIAYE, Ababacar (2013). « Etude de la dégradation et de la fiabilité des modules photovoltaïques - Impact de la poussière sur les caractéristiques électriques de performance. Sciences de l'ingénieur [physics]. » Français. tel-01250271. Thèse de doct. Ecole Supérieure Polytechnique (ESP) - UCAD.
- NEHER, Ina et al. (nov. 2019). « Impact of atmospheric aerosols on solar power ». In : *Meteorologische Zeitschrift* 28.4, p. 305-321. DOI : 10.1127/metz/2019/0969.
- NG, N. L. et al. (2011). « An Aerosol Chemical Speciation Monitor (ACSM) for Routine Monitoring of the Composition and Mass Concentrations of Ambient Aerosol ». In : *Aerosol Science and Technology* 45.7, p. 780-794. DOI : 10.1080/02786826.2011.560211.
- NINGOMBAM, Shantikumar S. et al. (2019). « Long-term (1995–2018) aerosol optical depth derived using ground based AERONET and SKYNET measurements from aerosol aged-background sites ». In : *Atmospheric Pollution Research* 10.2, p. 608-620. ISSN : 1309-1042. DOI : <https://doi.org/10.1016/j.apr.2018.10.008>.
- NORRIS, Joel R. et Martin WILD (2007). « Trends in aerosol radiative effects over Europe inferred from observed cloud cover, solar “dimming,” and solar “brightening” ». In : *Journal of Geophysical Research : Atmospheres* 112.D8. DOI : <https://doi.org/10.1029/2006JD007794>.
- O'NEILL, N. T. et al. (2003). « Spectral discrimination of coarse and fine mode optical depth ». In : *Journal of Geophysical Research : Atmospheres* 108.D17. DOI : <https://doi.org/10.1029/2002JD002975>.
- O'ROURKE, Patrick et al. (2021). *CEDS v-2021-04-21 Gridded emissions data*. en. DOI : 10.25584/PNNLDATAHUB/1779095.
- O'NEILL, Brian C. et al. (2017). « The roads ahead : Narratives for shared socioeconomic pathways describing world futures in the 21st century ». In : *Global Environmental Change* 42, p. 169-180. ISSN : 0959-3780. DOI : <https://doi.org/10.1016/j.gloenvcha.2015.01.004>.
- OHMURA, A. et al. (1998). « Baseline Surface Radiation Network (BSRN/WCRP) : New Precision Radiometry for Climate Research ». In : *Bulletin of the American Meteorological Society* 79.10, p. 2115-2136. ISSN : 00030007, 15200477. URL : <http://www.jstor.org/stable/26214877> (visité le 19/07/2023).
- ORDÓÑEZ, Carlos, Jose M. GARRIDO-PEREZ et Ricardo GARCÍA-HERRERA (2020). « Early spring near-surface ozone in Europe during the COVID-19 shutdown : Meteorological effects outweigh emission changes ». In : *Science of The Total Environment* 747, p. 141322. ISSN : 0048-9697. DOI : <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2020.141322>.
- PAPADIMAS, C. D. et al. (2012). « The direct effect of aerosols on solar radiation over the broader Mediterranean basin ». In : *Atmospheric Chemistry and Physics* 12.15, p. 7165-7185. DOI : 10.5194/acp-12-7165-2012.
- PÉREZ-RAMÍREZ, Daniel et al. (août 2014). « Evaluation of AERONET precipitable water vapor versus microwave radiometry, GPS, and radiosondes at ARM sites ». In : *Journal of Geophysical Research : Atmospheres* 119. DOI : 10.1002/2014JD021730.
- PETIT, J.-É. et al. (2021). « Response of atmospheric composition to COVID-19 lockdown measures during spring in the Paris region (France) ». In : *Atmospheric Chemistry and Physics* 21.22, p. 17167-17183. DOI : 10.5194/acp-21-17167-2021.
- PFEIFROTH, Uwe et al. (2018). « Trends and Variability of Surface Solar Radiation in Europe Based On Surface- and Satellite-Based Data Records ». In : *Journal of Geophysical Research : Atmospheres* 123.3, p. 1735-1754. DOI : <https://doi.org/10.1002/2017JD027418>.
- PFEIFROTH, Uwe et al. (2023). *Surface Radiation Data Set - Heliosat (SARAH) - Edition 3*. DOI : 10.5676/EUM\_SAF\_CM/SARAH/V003.

- PHILIPONA, Rolf, Klaus BEHRENS et Christian RUCKSTUHL (2009). « How declining aerosols and rising greenhouse gases forced rapid warming in Europe since the 1980s ». In : *Geophysical Research Letters* 36.2. DOI : <https://doi.org/10.1029/2008GL036350>.
- PIEDEHIERRO, A.A. et al. (2014). « Evaluation of enhancement events of total solar irradiance during cloudy conditions at Granada (Southeastern Spain) ». In : *Atmospheric Research* 135-136, p. 1-7. ISSN : 0169-8095. DOI : <https://doi.org/10.1016/j.atmosres.2013.08.008>.
- PLANCHE, Céline (sept. 2021). « Microphysique des nuages convectifs - Interactions aérosols-nuages-précipitations ». Habilitation à diriger des recherches. Université Clermont Auvergne (UCA). URL : <https://hal.science/tel-03390352>.
- POSSELT, R. et al. (2012). « Remote sensing of solar surface radiation for climate monitoring — the CM-SAF retrieval in international comparison ». In : *Remote Sensing of Environment* 118, p. 186-198. ISSN : 0034-4257. DOI : <https://doi.org/10.1016/j.rse.2011.11.016>.
- POTIER, E. et al. (2019). « Characterizing the regional contribution to PM10 pollution over northern France using two complementary approaches : Chemistry transport and trajectory-based receptor models ». In : *Atmospheric Research* 223, p. 1-14. ISSN : 0169-8095. DOI : <https://doi.org/10.1016/j.atmosres.2019.03.002>.
- PSILOGLOU, B.E. et al. (2020). « Comparison between MRM simulations, CAMS and PVGIS databases with measured solar radiation components at the Methoni station, Greece ». In : *Renewable Energy* 146, p. 1372-1391. ISSN : 0960-1481. DOI : <https://doi.org/10.1016/j.renene.2019.07.064>.
- PUTAUD, J.-P. et al. (2010). « A European aerosol phenomenology – 3 : Physical and chemical characteristics of particulate matter from 60 rural, urban, and kerbside sites across Europe ». In : *Atmospheric Environment* 44.10, p. 1308-1320. ISSN : 1352-2310. DOI : <https://doi.org/10.1016/j.atmosenv.2009.12.01>.
- PUTAUD, J.-P. et al. (2023). « Impact of 2020 COVID-19 lockdowns on particulate air pollution across Europe ». In : *Atmospheric Chemistry and Physics* 23.17, p. 10145-10161. DOI : 10.5194/acp-23-10145-2023.
- RADNÓTI, G. et al. (1995). « The spectral limited area model ARPEGE/ALADIN ». In : *PWPR report series* 7, p. 111-117.
- RAHMAN, Hafizur, Bernard PINTY et Michel M. VERSTRAETE (1993). « Coupled surface-atmosphere reflectance (CSAR) model : 2. Semiempirical surface model usable with NOAA advanced very high resolution radiometer data ». In : *Journal of Geophysical Research : Atmospheres* 98.D11, p. 20791-20801. DOI : <https://doi.org/10.1029/93JD02072>.
- RCP (2016). *Every breath we take : the lifelong impact of air pollution : report of a working party*. Sous la dir. de Royal College of PHYSICIANS OF LONDON. London : Royal College of Physicians of London. ISBN : 9781860165672.
- REIFENBERG, S. F. et al. (2022). « Numerical simulation of the impact of COVID-19 lockdown on tropospheric composition and aerosol radiative forcing in Europe ». In : *Atmospheric Chemistry and Physics* 22.16, p. 10901-10917. DOI : 10.5194/acp-22-10901-2022.
- RIAHI, Keywan et al. (2017). « The Shared Socioeconomic Pathways and their energy, land use, and greenhouse gas emissions implications : An overview ». In : *Global Environmental Change* 42, p. 153-168. ISSN : 0959-3780. DOI : <https://doi.org/10.1016/j.gloenvcha.2016.05.009>.
- RIIHELÄ, Aku et al. (2015). « Validation of CM SAF Surface Solar Radiation Datasets over Finland and Sweden ». In : *Remote Sensing* 7.6, p. 6663-6682. ISSN : 2072-4292. DOI : 10.3390/rs70606663. URL : <https://www.mdpi.com/2072-4292/7/6/6663>.
- ROEHRIG, Romain et al. (2020). « The CNRM Global Atmosphere Model ARPEGE-Climat 6.3 : Description and Evaluation ». In : *Journal of Advances in Modeling Earth Systems* 12.7, e2020MS002075. DOI : <https://doi.org/10.1029/2020MS002075>.
- ROMANOU, A. et al. (2007). « 20th century changes in surface solar irradiance in simulations and observations ». In : *Geophysical Research Letters* 34.5. DOI : <https://doi.org/10.1029/2006GL028356>.

- RUCKSTUHL, Christian et Joel R. NORRIS (2009). « How do aerosol histories affect solar “dimming” and “brightening” over Europe ? : IPCC-AR4 models versus observations ». In : *Journal of Geophysical Research : Atmospheres* 114.D10. DOI : <https://doi.org/10.1029/2008JD011066>.
- RUCKSTUHL, Christian, Joel R. NORRIS et Rolf PHILIPONA (2010). « Is there evidence for an aerosol indirect effect during the recent aerosol optical depth decline in Europe ? » In : *Journal of Geophysical Research : Atmospheres* 115.D4. DOI : <https://doi.org/10.1029/2009JD012867>.
- RUCKSTUHL, Christian et al. (2008). « Aerosol and cloud effects on solar brightening and the recent rapid warming ». In : *Geophysical Research Letters* 35.12. DOI : <https://doi.org/10.1029/2008GL034228>.
- RUTI, P. M. et al. (2016). « Med-CORDEX Initiative for Mediterranean Climate Studies ». In : *Bulletin of the American Meteorological Society* 97.7, p. 1187-1208. DOI : <https://doi.org/10.1175/BAMS-D-14-00176.1>.
- SALAZAR, Germán et al. (2020). « Solar irradiance time series derived from high-quality measurements, satellite-based models, and reanalyses at a near-equatorial site in Brazil ». In : *Renewable and Sustainable Energy Reviews* 117, p. 109478. ISSN : 1364-0321. DOI : <https://doi.org/10.1016/j.rser.2019.109478>.
- SANCHEZ-LORENZO, A., J. CALBÓ et M. WILD (2013). « Global and diffuse solar radiation in Spain : Building a homogeneous dataset and assessing their trends ». In : *Global and Planetary Change* 100, p. 343-352. ISSN : 0921-8181. DOI : <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2012.11.010>.
- SATHEESH, S. et K. K. MOORTHY (avr. 2005). « Radiative effects of natural aerosols : A review ». In : *Atmospheric Environment* 39.11, p. 2089-2110. DOI : 10.1016/j.atmosenv.2004.12.02.
- SATHEESH, S.K. et V. RAMANATHAN (2000). « Large differences in tropical aerosol forcing at the top of the atmosphere and Earth's surface ». In : *Nature* 405, p. 60-63.
- SCHADE, Nils et al. (juin 2007). « Enhanced solar global irradiance during cloudy sky conditions ». In : *Meteorologische Zeitschrift* 16, p. 295-303. DOI : 10.1127/0941-2948/2007/0206.
- SÉFÉRIAN, Roland et al. (2019). « Evaluation of CNRM Earth System Model, CNRM-ESM2-1 : Role of Earth System Processes in Present-Day and Future Climate ». In : *Journal of Advances in Modeling Earth Systems* 11.12, p. 4182-4227. DOI : <https://doi.org/10.1029/2019MS001791>.
- SHUVALOVA, Julia, Natalia CHUBAROVA et Marina SHATUNOVA (2022). « Impact of Cloud Condensation Nuclei Reduction on Cloud Characteristics and Solar Radiation during COVID-19 Lockdown 2020 in Moscow ». In : *Atmosphere* 13.10. ISSN : 2073-4433. DOI : 10.3390/atmos13101710.
- SMIRNOV, Alexander et al. (jan. 2004). « AERONET processing algorithms refinement ». In : *AERONET Workshop*.
- STOKES, Gerald M. et Stephen E. SCHWARTZ (1994). « The Atmospheric Radiation Measurement (ARM) Program : Programmatic Background and Design of the Cloud and Radiation Test Bed ». In : *Bulletin of the American Meteorological Society* 75.7, p. 1201-1222. DOI : [https://doi.org/10.1175/1520-0477\(1994\)075<1201:TARMPP>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0477(1994)075<1201:TARMPP>2.0.CO;2).
- STULL, Roland B. (1988). *An Introduction to Boundary Layer Meteorology*. Springer Netherlands. DOI : 10.1007/978-94-009-3027-8.
- SUN, Xixi et al. (mai 2019). « Worldwide performance assessment of 75 global clear-sky irradiance models using Principal Component Analysis ». In : *Renewable and Sustainable Energy Reviews* 111, p. 550-570. DOI : 10.1016/j.rser.2019.04.006.
- SUN, Xixi et al. (2021). « Worldwide performance assessment of 95 direct and diffuse clear-sky irradiance models using principal component analysis ». In : *Renewable and Sustainable Energy Reviews* 135, p. 110087. ISSN : 1364-0321. DOI : <https://doi.org/10.1016/j.rser.2020.110087>.
- THORSEN, Tyler J. et al. (2020). « Aerosol Direct Radiative Effect Sensitivity Analysis ». In : *Journal of Climate* 33.14, p. 6119-6139. DOI : <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-19-0669.1>.

- TOBIN, I et al. (avr. 2018). « Vulnerabilities and resilience of European power generation to 1.5°C, 2°C and 3°C warming ». In : *Environmental Research Letters* 13.4, p. 044024. DOI : 10.1088/1748-9326/aab211.
- TOLEDANO, C. et al. (2007). « Aerosol optical depth and Ångström exponent climatology at El Arenosillo AERONET site (Huelva, Spain) ». In : *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society* 133.624, p. 795-807. DOI : <https://doi.org/10.1002/qj.54>.
- TOOHEY, Matthew et Michael SIGL (nov. 2017). « Volcanic stratospheric sulfur injections and aerosol optical depth from 500 BCE to 1900 CE ». In : *Earth System Science Data* 9.2, p. 809-831. DOI : 10.5194/essd-9-809-2017.
- TSAY, Si-Chee et al. (fév. 2000). « General Purpose Fortran Program for Discrete-Ordinate-Method Radiative Transfer in Scattering and Emitting Layered Media : An Update of DISORT ». In.
- TURNOCK, S. T. et al. (2015). « Modelled and observed changes in aerosols and surface solar radiation over Europe between 1960 and 2009 ». In : *Atmospheric Chemistry and Physics* 15.16, p. 9477-9500. DOI : 10.5194/acp-15-9477-2015.
- TZOUMANIKAS, P. et al. (2016). « The effect of clouds on surface solar irradiance, based on data from an all-sky imaging system ». In : *Renewable Energy* 95, p. 314-322. ISSN : 0960-1481. DOI : <https://doi.org/10.1016/j.renene.2016.04.026>.
- VAN HEERWAARDEN, Chiel C. et al. (2021). « Record high solar irradiance in Western Europe during first COVID-19 lockdown largely due to unusual weather ». In : *Communications Earth & Environment* 2.1, p. 37. ISSN : 2662-4435. DOI : 10.1038/s43247-021-00110-0.
- VELAZQUEZ GARCIA, Alejandra (mars 2023). « Chemical and optical properties of particulate pollution in the Lille area, Northern France based on ATOLL observations ». These. Ecole nationale supérieure Mines-Télécom Lille Douai. URL : <https://theses.hal.science/tel-04107963>.
- VELAZQUEZ-GARCIA, Alejandra et al. (avr. 2023). « Deriving composition-dependent aerosol absorption, scattering and extinction mass efficiencies from multi-annual high time resolution observations in Northern France ». In : *Atmospheric Environment* 298, p. 119613. DOI : 10.1016/j.atmosenv.2023.119613.
- VELDERS, Guus J.M. et al. (2021). « Improvements in air quality in the Netherlands during the corona lockdown based on observations and model simulations ». In : *Atmospheric Environment* 247, p. 118158. ISSN : 1352-2310. DOI : <https://doi.org/10.1016/j.atmosenv.2020.118158>.
- VINKEN, G. C. M. et al. (sept. 2014). « Worldwide biogenic soil  $NO_x$  emissions inferred from OMI  $NO_2$  observations ». In : *Atmospheric Chemistry and Physics* 14.18, p. 10363-10381. DOI : 10.5194/acp-14-10363-2014.
- VOIGT, Aiko et al. (2021). « Clouds, radiation, and atmospheric circulation in the present-day climate and under climate change ». In : *WIREs Climate Change* 12.2, e694. DOI : <https://doi.org/10.1002/wcc.694>.
- VOIGT, Christiane et al. (2022). « Cleaner Skies during the COVID-19 Lockdown ». In : *Bulletin of the American Meteorological Society* 103.8, E1796-E1827. DOI : <https://doi.org/10.1175/BAMS-D-21-0012.1>.
- VOLTEN, H. et al. (2001). « Scattering matrices of mineral aerosol particles at 441.6 nm and 632.8 nm ». In : *Journal of Geophysical Research : Atmospheres* 106.D15, p. 17375-17401. DOI : <https://doi.org/10.1029/2001JD900068>.
- VUILLEUMIER, L. et al. (2014). « Accuracy of ground surface broadband shortwave radiation monitoring ». In : *Journal of Geophysical Research : Atmospheres* 119.24, p. 13, 838-13, 860. DOI : <https://doi.org/10.1002/2014JD022335>.
- WANG, Dongdong (2021). *MODIS/Terra+Aqua Surface Radiation Daily/3-Hour L3 Global 1km SIN Grid V061*. DOI : 10.5067/MODIS/MCD18A1.061.

- WARREN, Stephen, Ryan EASTMAN et Carole HAHN (fév. 2007). « A Survey of Changes in Cloud Cover and Cloud Types over Land from Surface Observations, 1971-96 ». In : *Journal of Climate - J CLIMATE* 20. DOI : 10.1175/JCLI4031.1.
- WATSON, Laura et al. (déc. 2018). « Assessment of CNRM coupled ocean-atmosphere model sensitivity to the representation of aerosols ». In : *Climate Dynamics* 51.7-8, p. 2877-2895. DOI : 10.1007/s00382-017-4054-6.
- WHO (2000). *WHO air quality guidelines for Europe, 2nd edition*. Rapp. tech. World Health Organization.
- (2005). *Air Quality Guidelines : Global update 2005*. Rapp. tech. World Health Organization.
- (2021). *WHO global air quality guidelines : particulate matter (PM<sub>2.5</sub> and PM<sub>10</sub>), ozone, nitrogen dioxide, sulfur dioxide and carbon monoxide*. World Health Organization, xxi, 273 p.
- WILD, Martin (2009). « Global dimming and brightening : A review ». In : *Journal of Geophysical Research : Atmospheres* 114.D10. DOI : <https://doi.org/10.1029/2008JD011470>.
- WILD, Martin et al. (2005). « From Dimming to Brightening : Decadal Changes in Solar Radiation at Earth's Surface ». In : *Science* 308.5723, p. 847-850. DOI : 10.1126/science.1103215.
- WILD, Martin et al. (déc. 2014). « The energy balance over land and oceans : an assessment based on direct observations and CMIP5 climate models ». In : *Climate Dynamics* 44.11-12, p. 3393-3429. DOI : 10.1007/s00382-014-2430-z.
- WILD, Martin et al. (août 2017). « The Global Energy Balance Archive (GEBA) version 2017 : a database for worldwide measured surface energy fluxes ». In : *Earth System Science Data* 9.2, p. 601-613. DOI : 10.5194/essd-9-601-2017.
- WILD, Martin et al. (août 2018). « The cloud-free global energy balance and inferred cloud radiative effects : an assessment based on direct observations and climate models ». In : *Climate Dynamics* 52.7-8, p. 4787-4812. DOI : 10.1007/s00382-018-4413-y.
- WILD, Martin et al. (2021). « Evidence for Clear-Sky Dimming and Brightening in Central Europe ». In : *Geophysical Research Letters* 48.6, e2020GL092216. DOI : <https://doi.org/10.1029/2020GL092216>.
- WISCOMBE, W. J. (1977). « The Delta-M Method : Rapid Yet Accurate Radiative Flux Calculations for Strongly Asymmetric Phase Functions ». In : *Journal of Atmospheric Sciences* 34.9, p. 1408-1422. DOI : [https://doi.org/10.1175/1520-0469\(1977\)034<1408:TDMRYA>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0469(1977)034<1408:TDMRYA>2.0.CO;2).
- WITTHUHN, J. et al. (2021). « Aerosol properties and aerosol-radiation interactions in clear-sky conditions over Germany ». In : *Atmospheric Chemistry and Physics* 21.19, p. 14591-14630. DOI : 10.5194/acp-21-14591-2021.
- WMO (2003). *Manual on the Global Observing System*. Sous la dir. de WORLD METEOROLOGICAL ORGANIZATION. WMO; no. 544. Geneva, Switzerland : Secretariat of the World Meteorological Organization. ISBN : 9789263105448.
- (jan. 2008). « WMO Guide To Meteorological Instruments And Methods Of Observation ». In : 7<sup>e</sup> éd. T. 8. World Meteorological Organization, p. 681. ISBN : 978-92-63-100085.
- WOLFSON, Richard (2023). *Energy, environment, and climate*. eng. Fourth edition. New York, NY : W.W. Norton & Company. ISBN : 9780393893533.
- YANG, Dazhi et Jamie M. BRIGHT (2020). « Worldwide validation of 8 satellite-derived and reanalysis solar radiation products : A preliminary evaluation and overall metrics for hourly data over 27 years ». In : *Solar Energy* 210. Special Issue on Grid Integration, p. 3-19. ISSN : 0038-092X. DOI : <https://doi.org/10.1016/j.solener.2020.04.016>.
- YU, H. et al. (fév. 2006). « A review of measurement-based assessments of the aerosol direct radiative effect and forcing ». In : *Atmospheric Chemistry and Physics* 6.3, p. 613-666. DOI : 10.5194/acp-6-613-2006.
- ZHANG, Lu et al. (2022). « Clear-Sky Direct Aerosol Radiative Forcing Uncertainty Associated with Aerosol Optical Properties Based on CMIP6 Models ». In : *Journal of Climate* 35.10, p. 3007-3019. DOI : <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-21-0479.1>.

---

ZHOU, Mi et al. (2005). « A normalized description of the direct effect of key aerosol types on solar radiation as estimated from Aerosol Robotic Network aerosols and Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer albedos ». In : *Journal of Geophysical Research : Atmospheres* 110.D19. DOI : <https://doi.org/10.1029/2005JD005909>.

# Liste des tableaux

2.1	Flux d'émissions approximatifs, en mégatonnes (Mt) par an, des principales sources d'aérosols primaires et secondaires pour l'année 2000. Source : IPCC, 2013 . . . . .	33
3.1	Coefficients de calibration du pyréliomètre CHP1 et du pyranomètre CMP22 de la plateforme ATOLL. L'incertitude correspond à l'incertitude sur la calibration fournie par le constructeur. La déviation représente l'écart relatif entre le coefficient de sensibilité de référence de Novembre 2007 et les coefficients issus des recalibrations de 2012, 2017 et 2022. . . . .	49
3.2	Résumé des différents instruments de la plateforme ATOLL, de leurs résolutions temporelles respectives, des périodes d'études disponibles, du nombre de mesures, des conditions d'ensoleillement associées, des données mesurées, et des applications correspondantes. Les acronymes GHI/BHI/DHI correspondent au flux solaire incident et ses composantes directes et diffuses mesurés par le pyranomètre et le pyréliomètre. L'AOD et l'AE représentent les épaisseurs optiques des aérosols et les coefficients d'Ångström associés, mesurés par le photomètre. PWV et $O_3$ désignent les mesures de contenu intégré en vapeur d'eau et en ozone, respectivement. Les acronymes SSA, g, m et $n_V(r)$ correspondent aux grandeurs inversées par AERONET, nommément, l'albédo de diffusion simple, le paramètre d'asymétrie, l'indice de réfraction complexe et la distribution en taille volumique. BLH et CBH désignent les paramètres estimés à partir des mesures LiDAR, c'est-à-dire, la hauteur de la couche limite et la hauteur de la base des nuages. Les concentrations en aérosols mesurées en surface sont représentées par les acronymes ( $PM_{10}$ , $PM_{2.5}$ et $PM_1$ ). Enfin l'humidité relative et la température mesurées en surface par les différentes stations météorologiques sont désignées par les acronymes RH et $T^\circ$ . . . . .	59
3.3	Seuils d' $AOD_{440}$ et d'AE, et proportions moyennes sur la période 2010-2022, des différentes classes d'aérosols définies à Lille dans cette étude. . . . .	63
4.1	Comparaison des paramètres $a_{GHI}$ , $b_{GHI}$ et $b_{D_f}$ initialement recommandés par LONG et ACKERMAN, 2000 avec les paramétrisations utilisées dans GARCÍA et al., 2014 et dans notre étude. L'AOD représente l'épaisseur optique en aérosol mesurée à 500 nm. . . . .	80
4.2	Matrice de confusion pour l'estimation des conditions d'ensoleillement basée sur la comparaison entre les estimations des filtres présentés dans la Section 4.1.1, et des images du sky-imager pour les mois de janvier et mai 2018 à Lille. . . . .	81
4.3	Tendances observées au printemps et en été pour les différentes conditions d'ensoleillement à Lille sur la période 2010-2022. Un test non-paramétrique de Mann-Kendall a été appliqué pour chaque saison sur la période 2010-2022. Les tendances statistiquement significatives selon un test de Mann-Kendall à 5% sont mises en évidence en gras. . . . .	91

- 4.4 Tendances observées au printemps et en été pour les propriétés optiques des aérosols à Lille sur la période 2010-2022. Les tendances pour les concentrations en surface (sur 24 h en conditions "all-sky") de  $PM_{10}$  et  $PM_{2.5}$  sont également représentées pour les deux saisons, néanmoins celles-ci sont calculées sur la période 2010-2021 et non pas 2010-2022. Comme pour le Tableau 4.3, les tendances validées par un test de Mann-Kendall à 5% sont mises en évidence en gras. Il convient de noter que les tendances pour le coefficient d'Ångström ont également été étudiées, néanmoins celles-ci n'étant pas significatives ni au printemps ni en été, elles ne sont pas représentées dans ce tableau. . . . . 93
- 4.5 Tendances des flux en surface observés à Lille sur la période 2010-2022. Comme pour les Tableaux 4.3 et 4.4, les tendances validées par un test de Mann-Kendall à 5% sont mises en évidence en gras. . . . . 94
- 4.6 Sensibilité des irradiances en surface à tous les paramètres d'entrée de SOLARTDECO relatifs aux aérosols, en  $W/m^2/unité$ , pour des conditions de ciel clair. Des calculs ont été effectués pour les différentes classes d'aérosols en utilisant un ensemble fixe de paramètres basés sur les propriétés moyennes de l'atmosphère observées pour des conditions de ciel clair à Lille sur la période 2010-2022. La variable  $H_{aer}$  représente la hauteur de la couche d'aérosols en km, RH l'humidité relative en % et ff la fraction du mode fin d'aérosols. . . 99
- 4.7 Sensibilités logarithmiques des irradiances globales (GHI), directes (BHI) et diffuses (DHI) à tous les paramètres d'entrée du contenu en aérosols de SOLARTDECO, en % pour (a) une variation de 1% et (b) pour une variation de l'ordre du coefficient de variation du paramètre d'entrée. Les sensibilités sont calculées pour des conditions de ciel clair caractérisées par la classe d'aérosol de type "Continental". La variable  $H_{aer}$  représente la hauteur de la couche d'aérosols en km, RH l'humidité relative en %, ff la fraction du mode fin d'aérosols,  $\alpha$  l'albédo de surface,  $O_2$ ,  $O_3$  et  $CO_2$  les concentrations respectives des gaz. 100
- 4.8 Résumé des valeurs moyennes journalières de plusieurs paramètres pour les jours considérés dans les études de cas. La principale classe d'aérosols définie dans le Tableau 3.3 est également représentée pour chaque jour. En outre, la présence de nuages ayant été estimée manuellement, les performances de la méthode de détection des ciels clairs ont été étudiées. Pour chaque journée, le pourcentage de mesures d'irradiance correctement identifiées comme claires est également représenté dans ce tableau. . . . . 109
- 4.9 DRE (absolus) et [relatifs] moyens des aérosols et DREE absolus associés à Lille sur la période 2010 - 2022 pour les mesures AERONET coïncidentes avec des mesures de flux en conditions de ciel clair. Les valeurs instantanées ont été calculées en utilisant les mesures d'irradiance de la plateforme ATOLL et les simulations SOLARTDECO pour toutes les composantes du flux solaire. Les valeurs "totales" correspondent aux moyennes globales de DRE et DREE pour toutes les mesures coïncidentes en conditions de ciel clair effectuées sur la période 2010 - 2022. Des moyennes similaires ont été établies pour chaque saison ainsi que pour les différentes classes d'aérosols et pour les conditions propres ( $AOD_{440} \leq 0.1$ ) et polluées. . . . . 115
- 4.10 Identique au Tableau 4.9 mais pour les conditions "clear-sun with clouds". En raison de la présence de nuages dans le ciel, les valeurs instantanées ne sont pas basées sur les mesures de flux de la plateforme ATOLL, mais ont été calculées à l'aide de simulations SOLARTDECO avec et sans aérosols. . . . . 118

---

4.11	DRE moyens (absolus) et [relatifs] des aérosols en conditions "all-sky" à Lille sur la période 2010 - 2022. Ces valeurs ont été obtenues par décomposition du DRE ASKY des aérosols en fonction des différentes conditions d'ensoleillement, comme indiqué dans l'équation 4.32. Il convient de noter que le DRE des aérosols en conditions "cloudy-sun" est négligé en raison de l'effet occultant des nuages. La moyenne "totale" correspond à la moyenne globale sur la période 2010 - 2022 et des moyennes spécifiques aux différentes saisons sont également représentées. . . . .	121
5.1	Contributions moyennes (en %) des différents types d'aérosols simulés par ALADIN-CLIMAT à l' $AOD_{550}$ totale au printemps et en été pour les 3 périodes considérées (2005-2014, 2045-2054, 2091-2100) et les deux scénarios climatiques futurs étudiés (SSP1-1.9 et SSP3-7.0). . . . .	164
E.1	Variations de flux "cloud-free" ( $\Delta$ rsdscf, en $W/m^2$ ) associées à une variation de SSA, AOD ou PWV. Les valeurs rapportées ici sont basées sur les estimations de la sensibilité des flux "clear-sky" obtenues à partir des simulations de SOLARTDECO pour des conditions moyennes à Lille sur la période 2010-2022 (voir Section 4.3.2). . . . .	233



# Table des figures

1.1	Carte de l'énergie solaire annuelle moyenne incidente en surface sur la période 1994-2020 en Europe de l'ouest. (Source : <a href="https://solargis.com/maps-and-gis-data/download/europe">https://solargis.com/maps-and-gis-data/download/europe</a> ) . . . . .	4
2.1	Spectre d'émission du Soleil. (Source : <a href="https://geoengineering.global/solar-radiation-management/">https://geoengineering.global/solar-radiation-management/</a> ; Crédits : NASA) . . . . .	9
2.2	Schéma du rayonnement solaire transmis par l'atmosphère. (Source : CARAVEO, 2020; Crédits : STSci/JHU/NASA) . . . . .	10
2.3	Schéma du rayonnement solaire transmis par une atmosphère sans nuages dans la gamme 0.2 - 3 $\mu\text{m}$ . La flèche en pointillés correspond à la gamme de longueurs d'onde allant de 0.2 à 2.4 $\mu\text{m}$ , qui comprend près de 97 % du rayonnement solaire incident en surface (ou SSI de l'anglais Surface Solar Irradiance). Les flèches pleines représentent différentes gammes de longueurs d'onde allant de l'ultraviolet (UV) à l'infrarouge proche (NIR, de l'anglais Near Infrared, et SWIR, de l'anglais Shortwave Infrared) en passant par le domaine visible. (Source : <a href="https://sunclimate.gsfc.nasa.gov/article/solar-irradiance">https://sunclimate.gsfc.nasa.gov/article/solar-irradiance</a> ; Crédits : NASA/L. Ellison) . . . . .	11
2.4	Schéma du rayonnement solaire incident en surface. . . . .	12
2.5	Bilan énergétique de la Terre (a) en conditions "all-sky", et (b) son équivalent sans considérer les effets des nuages (i.e., en ciel clair, ou en anglais "clear-sky"). Source : IPCC, 2023 (Chapitre 7, Figure 7.2) . . . . .	13
2.6	Cartes globales, centrées sur l'Europe et l'Afrique, (a) du flux solaire global incident en surface (appelé ici SIS) et (b) de sa composante directe (appelée ici SID), par saison basées sur des moyennes journalières (24h) des estimations satellitaires de CMSAF (Satellite Application Facility on Climate Monitoring), qui reposent sur les images des satellites géostationnaires MFG (Meteosat First Generation). Source : Figure 1, POSSELT et al., 2012 . . . . .	15
2.7	Cartes de la localisation des (a) stations de mesures du réseau BSRN et (b) sites de mesures compris dans l'archive GEBA. La Figure (a) provient du site BSRN ( <a href="https://bsrn.awi.de/nc/stations/maps/">https://bsrn.awi.de/nc/stations/maps/</a> ), les stations actives sont illustrées par des étoiles vertes, les stations inactives par des carrés jaunes, les stations fermées par un triangle rouge et les potentielles futures stations par un rond blanc. La Figure (b) est issue de l'article de WILD et al., 2017 (Figure 1). Les triangles rouges représentent les sites possédant au moins une moyenne mensuelle de flux tandis que les triangles jaunes correspondent aux sites dotés d'au moins 3 années de mesures. . . . .	17
2.8	Exemples de cartes de l'estimation du flux solaire en surface à partir de mesures satellitaires géostationnaires : (a) SARAH-3 et (b) ABI, et polaires : (c) CLARA-A3. Sources : <a href="https://public.cmsaf.dwd.de/data/perm/quicklooks/">https://public.cmsaf.dwd.de/data/perm/quicklooks/</a> et <a href="https://www.goes-r.gov/products/baseline-DSR.html">https://www.goes-r.gov/products/baseline-DSR.html</a> . . . . .	18

2.9	Carte de l'énergie solaire annuelle incidente en surface (en kWh/m <sup>2</sup> ) sur la période 1980-2019, basée sur les simulations horaires du modèle de ré-analyse MERRA-2. Source : <a href="https://energyrt.github.io/merra2ools/">https://energyrt.github.io/merra2ools/</a> . . . . .	19
2.10	Relation entre la taille de la particule, la longueur d'onde et la théorie de diffusion associée. Source : JOHANSSON, 2019 . . . . .	21
2.11	Illustrations de la diffusion de Rayleigh et de Mie. Source : <a href="http://hyperphysics.phy-astr.gsu.edu/hbase/atmos/blusky.html">http://hyperphysics.phy-astr.gsu.edu/hbase/atmos/blusky.html</a> . . . . .	21
2.12	Classification des nuages en 10 genres principaux. Source : <a href="https://meteofrance.com/comprendre-la-meteo/nuages/les-differents-types-de-nuages">https://meteofrance.com/comprendre-la-meteo/nuages/les-differents-types-de-nuages</a> . . . . .	25
2.13	Estimations satellitaires de la fraction nuageuse (i.e. proportion moyenne du temps caractérisée par la présence de nuages) pour des nuages hauts et bas (a, c) en hiver et (e, g) en été sur la période 2006-2011. Source : BOUCHER et al., 2013, Chapitre 7, Figure 7.6 . . . . .	28
2.14	Effets radiatifs moyens des nuages au sommet de l'atmosphère, sur la période 2001-2011, (a) pour les courtes longueurs d'onde, (b) dans l'infrarouge, et (c) sur tout le spectre, estimés à partir des données du satellite CERES (Clouds and Earth's Radiant Energy System). Source : BOUCHER et al., 2013, Chapitre 7, Figure 7.7 . . . . .	29
2.15	Effets radiatifs moyens des nuages, sur la période 2007-2018, sur le rayonnement solaire (panneau de gauche) et le rayonnement infrarouge (panneau de droite) reçu en surface, estimés à partir des données du satellite CERES/EBAF. Source : VOIGT et al., 2021 . . . . .	29
2.16	Représentation schématique des sources et puits d'aérosols. . . . .	33
2.17	Structure spatiale et temporelle de la couche limite atmosphérique (adaptée de STULL, 1988). Source : ISABELLE, 2014 . . . . .	34
2.18	Classification usuelle de la taille des aérosols en fonction de leur diamètre. . . . .	35
2.19	Exemples de distributions en tailles volumiques bimodales associées à différentes sources d'aérosols pour des valeurs d'épaisseurs optiques à 440 nm ( $\tau_{440}$ ) et de coefficients d'Ångström entre 440 et 870 nm ( $\alpha$ ) variables. Figure adaptée de DUBOVİK et al., 2002b. . . . .	35
2.20	Schéma de l'appareil respiratoire humain et des zones de pénétration des aérosols en fonction de leur taille. Source : Figure 1.5, MORTIER, 2013 . . . . .	38
2.21	Représentation schématique de la terminologie utilisée dans le cinquième rapport du GIEC pour représenter les interactions aérosol-rayonnement et aérosol-nuage. L'acronyme "AR4" représente la terminologie utilisée dans le quatrième rapport du GIEC (IPCC, 2007) et "AR5" celle utilisée depuis 2013. Les points gris représentent les aérosols, les flèches bleues le rayonnement solaire incident, les flèches grises le rayonnement thermique, et la flèche marron le couplage entre la surface et la couche nuageuse. Source : BOUCHER et al., 2013 . . . . .	39
2.22	Estimations du forçage radiatif moyen induit par les différentes composantes atmosphériques liées aux activités humaines. Source : IPCC, 2023 . . . . .	40
3.1	Photographie de la station de mesures ATOLL. On peut voir notamment les principaux instruments utilisés, i.e. les fluxmètres montés sur un traqueur solaire (en violet), les photomètres AERONET (en orange), le sky-imager (en noir), la station météorologique (en rose), l'aethalomètre et l'ACSM (en bleu) et le LiDAR (en vert). . . . .	44
3.2	Carte représentant la position géographique de la station de mesures ATOLL du LOA (point rouge). Les hachures vertes représentent la région des Hauts-de-France. Sont représentées également les grandes zones urbaines situées dans la zone d'étude (carrés noirs). . . . .	45

3.3	Présentation du dispositif de mesure de flux. (a) Image d'un traqueur solaire Kipp & Zonen SOLYS2 équipé de deux balles d'ombrage, d'un pyréliomètre et de deux pyranomètres dont un ombragé mesurant le flux diffus. (b) Schéma explicatif du fonctionnement de l'ombrage d'un pyranomètre avec anneau d'ombrage ou balle d'ombrage et suiveur solaire. <a href="https://www.kippzonen.com/Product/20/SOLYS2-Sun-Tracker">https://www.kippzonen.com/Product/20/SOLYS2-Sun-Tracker</a> . . . . .	46
3.4	Présentation des fluxmètres utilisés dans notre étude. (a) Schéma détaillé d'un pyranomètre CMP22 de Kipp & Zonen (Source : <i>Instruction Manual, CMP series Pyranometer, CMA series Albedometer</i> 2016). (b) Schéma de fonctionnement d'un pyréliomètre CHP1 (Adapté de <i>Instruction Manual, CHP 1 Pyrliometer</i> s. d.) . . . . .	47
3.5	Réponses spectrales des fluxmètres comparativement au spectre solaire typiquement reçu sur Terre au niveau de la mer. (a) Réponses spectrales des différents pyranomètres Kipp & Zonen. La courbe la plus large étant celle du CMP22, instrument utilisé dans notre étude, qui couvre quasiment à 100 % la gamme de 200 à 4000 nm. (b) Réponse spectrale typique du pyréliomètre Kipp & Zonen CHP1 utilisé dans notre étude. La courbe de l'instrument couvre globalement la même gamme de longueurs d'ondes que les pyranomètres. Ces graphiques sont issus des manuels d'instruction des appareils ( <i>Instruction Manual, CMP series Pyranometer, CMA series Albedometer</i> 2016, <i>Instruction Manual, CHP 1 Pyrliometer</i> s. d.) . . . . .	48
3.6	Photomètre CIMEL CE-318T . . . . .	50
3.7	Présentation du sky-imager utilisé dans notre étude. (a) Image d'un sky-imager VIS-J1006 du fabricant CMS-Schreder (Source : <a href="http://www.schreder-cms.com/en_pdf/VIS-J1006.pdf">http://www.schreder-cms.com/en_pdf/VIS-J1006.pdf</a> ). (b) Exemple d'image prise par le sky-imager pour le 18 Juillet 2018 à 11h54 (disponible sur le site web du laboratoire : <a href="https://loa-ptfi.univ-lille1.fr/cgi-bin/skyimager_v2.cgi?0220180718">https://loa-ptfi.univ-lille1.fr/cgi-bin/skyimager_v2.cgi?0220180718</a> ) . . . . .	52
3.8	Images des LIDAR utilisés dans cette étude. (a) Télescope du micro-lidar CE370 (boîtier séparé). (b) Micro-lidar CE376 (télescopes intégrés au boîtier) . . . . .	53
3.9	Carte des stations ATMO-HDF au 31/12/2022. Issue du rapport ATMO HAUTS-DE-FRANCE, 2022. . . . .	55
3.10	Présentation du dispositif de mesure des concentrations en $PM_{10}$ . (a) Image de l'ACSM de la plateforme ATOLL. Source : VELAZQUEZ GARCIA, 2023. (b) Image de l'aéthalomètre AE33. Source : <a href="https://ecomasure.com/en/scientific-instruments/magee-ae33-aethalometer">https://ecomasure.com/en/scientific-instruments/magee-ae33-aethalometer</a> . . . . .	56
3.11	Représentation schématique de l'implication des mesures de la plateforme ATOLL dans le travail de thèse. Les boites correspondent aux points clés du travail de thèse : les mesures sont représentées en noir, les méthodes en violet, et le code de transfert radiatif en rose. Les flèches illustrent les interactions entre les différentes mesures et méthodes, qui permettent au final de mener une analyse de la variabilité de l'environnement solaire à Lille sur la période 2010-2022 (Chapitre 4), ainsi que de valider (flèches vertes) les simulations d'ALADIN-Climat, que nous analysons dans le Chapitre 5 afin d'étendre notre étude spatialement et temporellement. . . . .	58
3.12	Schéma explicatif du fonctionnement de SOLARTDECO. L'acronyme "TMS" correspond à la méthode de correction de NAKAJIMA et TANAKA, 1988. . . . .	62
3.13	Nuage de points de l' $AOD_{440}$ en fonction de l'AE pour toutes les mesures AERONET de niveau 2.0 effectuées à Lille sur la période 2010 - 2022. Les zones colorées représentent les seuils des différentes classes définies dans le Tableau 3.3. La droite rose à 0.1 d'AOD correspond au seuil arbitraire fixé pour distinguer les situations "propres" des situations "polluées" en termes d'épaisseur optique des aérosols. . . . .	64

- 3.14 Nuage de points des simulations de SOLARTDECO, basées sur des entrées AERONET de niveau 2.0, en fonction des mesures correspondantes de (a) GHI, (b) BHI et (c) DHI effectuées à Lille sur la période 2010-2022. Les valeurs moyennes de flux et écart-types associés sont indiqués pour les simulations et observations au niveau des axes respectifs. Les valeurs absolues et relatives de MBD (Mean Bias Difference, i.e. biais moyen), MAD (Mean Absolute Difference, i.e. biais moyen absolu) et de RMSD (Root Mean Square Difference, i.e. racine de l'écart quadratique moyen) sont également représentées dans le cadre beige inclus dans les différentes figures. Seules les observations AERONET coïncidentes avec des mesures de flux en ciel clair sont considérées pour les comparaisons. Les situations de ciel clair sont identifiées à l'aide d'algorithmes basés sur les mesures de flux présentés dans la Section 4.1. De plus, ne sont retenues que les mesures effectuées entre le lever du soleil plus 30 minutes et le coucher du soleil moins 30 minutes. La ligne noire représente la droite 1 : 1. . . . . 66
- 3.15 Histogrammes bi-dimensionnels du BHI (a-c), du DHI (d-f) et du GHI (g-i) mesurés en fonction de l' $AOD_{440}$ , de l'AE et du SZA. Chaque point est coloré proportionnellement au biais relatif correspondant entre les simulations SOLARTDECO et les mesures d'ATOLL. 67
- 3.16 Exemple de simulations d'ALADIN-climat sur la région Euro-Méditerranée. Carte de l'AOD des espèces d'aérosols dominantes (sel de mer, ammonium, carbone organique, nitrate, sulfate, carbone suie et poussières) en chaque point de la région euro-méditerranéenne (28 août 1974). Source : DRUGÉ et al., 2021 . . . . . 69
- 3.17 Carte représentant la zone d'étude considérée pour cette thèse (pointillés rouges). La zone blanche représente la région du Bénélux tandis que les hachures vertes représentent la région des Hauts-de-France. Sont représentées également les stations équipées de photomètres du réseau AERONET (points noirs). Un symbole orange indique que des mesures d'irradiance coïncidentes sont également disponibles sur cette station. Les grandes zones urbaines situées dans la zone d'étude sont également représentées par des carrés noirs. . . . . 72
- 4.1 Schéma de la classification des conditions d'ensoleillement utilisée dans cette étude, et illustration de la variabilité des flux mesurés pour la journée du 04 mars 2022, caractérisée par des situations à la fois "clear-sky", "clear-sun with clouds" et "cloudy-sun". Les flux global, direct et diffus sont représentés en noir, orange et gris, respectivement. . . . . 75
- 4.2 Densités de probabilités pour l'AOD à 440 nm : (a) en considérant soit toutes les mesures AERONET (ligne noire) sur la période 2010-2022, soit seulement les observations coïncidentes avec des mesures d'irradiance identifiées par l'algorithme de LONG et ACKERMAN, 2000 comme "clear-sky" (ligne rouge), soit seulement pour les mesures identifiées comme "clear-sky" par l'algorithme de GARCÍA et al., 2014 adapté aux conditions de Lille (ligne grise). (b) en considérant toutes les mesures AERONET (ligne noire) ou seulement les observations identifiées comme "clear-sun" par la méthode de BATLLES et al., 2000. . . . . 81

- 4.3 Variations mensuelles sur la période 2010-2022 de plusieurs grandeurs mesurées et estimées. (a) Fréquences, en pourcentages, des moments "cloudy-sun" (ligne noire), "clear-sky with clouds" (ligne grise) et "clear-sky" (ligne bleue). (b) Valeurs mensuelles moyennes d' $AOD_{440}$  globales (ligne marron) et pour différentes conditions d'ensoleillement : "clear-sun with clouds" (ligne orange) et "clear-sky" (ligne verte). (c) Identique à (b) mais pour l'AE. (d) Proportions des différentes classes présentées dans le tableau 3.3 : Continental (ligne rouge), Continental polluted (ligne violette), Desert dust (ligne orange), Maritime (ligne bleue), Mixed (ligne noire) et Strong events (ligne verte). La proportion de situations "propres" ( $AOD_{440} \leq 0,1$ ) pour toutes les mesures AERONET est également représentée sous forme de colonnes roses. (e-h) Moyennes mensuelles de flux pour les différentes conditions d'ensoleillement : (e) "all-sky", (f) "cloudy-sun", (g) "clear-sun with clouds" et (h) "clear-sky". Seules les mesures effectuées entre le lever du soleil (+ 30 minutes) et le coucher du soleil (- 30 minutes) sont prises en compte. Le GHI est représenté sous forme de colonnes, la partie inférieure bleue correspond au DHI et la partie supérieure jaune au BHI. Les lignes pointillées grises représentent le GHI mensuel moyen sur la période 2010-2022. Il convient de noter que les pourcentages reflètent la fraction diffuse de l'énergie mensuelle globale, dont les valeurs sont indiquées au-dessus de chaque colonne. . . . . 83
- 4.4 Roses des vents saisonnières basées sur les mesures de la plateforme ATOLL sur la période 2010-2022. Il convient de noter que ces roses des vents correspondent à des conditions "clear-sun", car seules les observations coïncidentes avec les mesures AERONET sont prises en compte ici. La vitesse du vent, représentée par le rayon des roses, est en mètres par seconde. . . . . 85
- 4.5 Variations mensuelles moyennes (a) des concentrations en surface de  $PM_{10}$  (en noir) et  $PM_{2.5}$  (en rouge) mesurées par la station de Lille-Fives du réseau ATMO-HDF sur la période 2010-2021, et (b) de la hauteur de la couche limite (en km) estimée à partir des mesures LIDAR sur la période 2010-2022. Pour chaque figure, le trait coloré correspond à la valeur mensuelle médiane, tandis que le triangle représente la valeur moyenne. Les boîtes représentent les premiers et troisièmes quartiles (de hauteur IQR), et les moustaches, les valeurs maximales et minimales obtenues dans l'intervalle [médiane - 1.5IQR; médiane + 1.5IQR]. . . . . 86
- 4.6 Variations mensuelles sur la période 2010-2022 de l'angle zénithal solaire (ligne verte) et des énergies annuelles cumulées pour les différentes conditions d'ensoleillement : (a) "all-sky", (b) "cloudy-sun", (c) "clear-sun with clouds" et (d) "clear-sky". Seules les mesures effectuées entre le lever du soleil (+ 30 minutes) et le coucher du soleil (- 30 minutes) sont prises en compte. L'énergie globale est représentée sous forme de colonnes, la partie inférieure bleue correspondant à l'énergie diffuse et la partie supérieure jaune à l'énergie directe. Les lignes pointillées grises représentent l'énergie globale moyenne sur l'année. Il convient de noter que les pourcentages reflètent la fraction diffuse de l'énergie mensuelle globale, dont les valeurs sont indiquées au-dessus de chaque colonne. . . . . 87

- 4.7 Variations annuelles au printemps sur la période 2010-2022 de plusieurs grandeurs mesurées et estimées. À l'instar des Figures 4.3a-h, la figure (a) représente les fréquences, en pourcentages, des moments "cloudy-sun" (ligne noire), "clear-sky with clouds" (ligne grise) et "clear-sky" (ligne bleue). (b) Valeurs mensuelles moyennes d' $AOD_{440}$  globales (ligne marron) et pour différentes conditions d'ensoleillement : "clear-sun with clouds" (ligne orange) et "clear-sky" (ligne verte). (c) Variabilité de l'AE. (d) Proportions des différentes classes présentées dans le tableau 3.3 : Continental (ligne rouge), Continental polluted (ligne violette), Desert dust (ligne orange), Maritime (ligne bleue), Mixed (ligne noire) et Strong events (ligne verte). La proportion de situations "propres" ( $AOD_{440} \leq 0,1$ ) pour toutes les mesures AERONET est également représentée sous forme de colonnes roses. (e-h) Moyennes annuelles de flux pour les différentes conditions d'ensoleillement : (e) "all-sky", (f) "cloudy-sun", (g) "clear-sun with clouds" et (h) "clear-sky". Seules les mesures effectuées entre le lever du soleil (+ 30 minutes) et le coucher du soleil (- 30 minutes) sont prises en compte. Le GHI est représenté sous forme de colonnes, la partie inférieure bleue correspond au DHI et la partie supérieure jaune au BHI. Les lignes pointillées grises représentent le GHI mensuel moyen sur la période 2010-2022. Il convient de noter que les pourcentages reflètent la fraction diffuse de l'énergie mensuelle globale, dont les valeurs sont indiquées au-dessus de chaque colonne. Les courbes vertes représentent les tendances observées pour les différents paramètres. Une ligne pointillée signifie que la tendance associée n'est pas validée par le test de Mann-Kendall à 5%. À l'inverse, les lignes en traits pleins correspondent aux tendances statistiquement significatives. . . . . 89
- 4.8 Comme pour les Figures 4.7a-h mais pour les variations annuelles en été. . . . . 90
- 4.9 Variations annuelles (a) au printemps et (b) en été des concentrations en surface de  $PM_{10}$  (en noir) et  $PM_{2,5}$  (en rouge) mesurées à Lille sur la période 2010-2021. Pour chaque figure le trait coloré représente la valeur médiane annuelle et le triangle la moyenne. . . . . 92
- 4.10 Illustration pour le printemps 2020 de la décomposition (a) des flux (GHI, BHI et DHI) en conditions "all-sky" et (b) du BHI en situations "clear-sun with clouds" et "clear-sky". Pour la figure (a), les lignes pointillées vertes représentent l'écart à la moyenne 2010-2022 pour les observations du printemps 2020. Les lignes pointillées rouges correspondent à l'écart dérivé de la décomposition en fonction des conditions d'ensoleillement. La décomposition est représentée par les colonnes colorées noires, grises, oranges et bleues qui correspondent respectivement aux contributions de la variabilité de la fréquence d'occurrences des conditions d'éclairage ( $freq_{cond}$ ) et de la variabilité intrinsèque du flux en situations "cloudy-sun" ( $F_{CLOS}$ ), "clear-sun with clouds" ( $F_{CSWC}$ ) et "clear-sky" ( $F_{CSKY}$ ). Pour la figure (b), les lignes pointillées oranges et bleues représentent les termes  $F_{CSWC}$  et  $F_{CSKY}$  de la figure (a). Les lignes pointillées roses représentent les valeurs estimées à partir de la décomposition du BHI en conditions CSWC et CSKY en fonction des classes d'aérosols. Les colonnes noires, vertes, violettes, bleues, et marrons correspondent aux contributions de la variabilité de la fréquence d'occurrence des classes d'aérosols ( $freq_{aer}$ ) et des différents paramètres considérés (AOD, ff, PWV et SZA). . . . . 103
- 4.11 Illustration de la décomposition des tendances observées des flux en conditions "all-sky" (a) au printemps et (b) en été. Les lignes pointillées représentent les tendances observées (en vert) et les tendances issues de la décomposition en fonction des conditions d'ensoleillement (en rouge). Comme pour la Figure 4.10a, les colonnes colorées correspondent aux contributions de la variabilité de la fréquence des conditions d'ensoleillement ( $freq_{cond}$ ) et de la variabilité intrinsèque du flux en situations CLOS ( $F_{CLOS}$ ), CSWC ( $F_{CSWC}$ ) et CSKY ( $F_{CSKY}$ ). . . . . 106

- 4.12 Illustration de la décomposition des tendances observées en conditions "clear-sun with clouds" et "clear-sky" pour le BHI (a) au printemps et (b) en été. Les lignes pointillées oranges et bleues représentent les contributions de la variabilité du BHI en conditions CSWC et CSKY (colonnes de la même couleur sur les graphiques centraux des Figures 4.11a et 4.11b), respectivement, à la tendance du flux direct mesurée en conditions "all-sky". Les lignes pointillées roses correspondent à l'inverse aux tendances estimées à partir de la décomposition en fonction des classes d'aérosols. Comme pour la Figure 4.10b, les colonnes colorées correspondent aux contributions de la variabilité de la fréquence d'occurrence des classes d'aérosols ( $freq_{aer}$ ) et des différents paramètres considérés (AOD, ff, PWV et SZA). . . . . 107
- 4.13 Nuages de points de l' $AOD_{440}$  en fonction de l'AE pour les mesures AERONET de niveau 2.0 pour les jours considérés dans les différents cas d'étude. Comme pour la Figure 3.13, les cases colorées représentent les seuils des différentes classes d'aérosols définies dans le Tableau 3.3. . . . . 110
- 4.14 Évolution des flux mesurés en fonction de l'angle solaire zénithal pour les différents cas d'étude. Les figures (a-d-g) correspondent au premier cas d'étude, (b-e-h) au deuxième et (c-f-i) au troisième. La première ligne représente les valeurs de GHI, la deuxième ligne les valeurs de BHI et la troisième ligne les valeurs de DHI. Il convient de noter que seules les mesures identifiées manuellement comme ciel clair et coïncidentes avec les données AERONET de niveau 2.0 sont représentées dans ces figures. Les valeurs négatives (positives) de SZA correspondent aux mesures effectuées avant (après) le midi solaire associé à chaque journée. . . . . 113
- 4.15 Évolution des DRE et DREE des aérosols en fonction de l'angle solaire zénithal pour les différents cas d'étude. Les figures (a-c) correspondent au DRE, (d-f) au DREE. La première colonne représente les valeurs de GHI, la deuxième le BHI et la troisième le DHI. Il convient de noter que seules les mesures identifiées manuellement comme ciel clair et coïncidentes avec les données AERONET de niveau 2.0 sont représentées dans ces figures. Les valeurs négatives (positives) de SZA correspondent aux mesures effectuées avant (après) le midi solaire associé à chaque journée. . . . . 114
- 4.16 Variabilité du DRE moyen des aérosols (bleu), des nuages (gris), et des aérosols et des nuages (orange) en conditions CSWC sur (a) l'irradiance globale, (b) l'irradiance directe et (c) l'irradiance diffuse sur la période 2010-2022 pour les mesures AERONET coïncidentes uniquement. Les valeurs instantanées ont été calculées en utilisant les mesures d'irradiance ATOLL et les simulations SOLARTDECO avec et sans aérosols. Comme dans le Tableau 4.9, les moyennes "totales" correspondent à la moyenne globale de DRE sur la période 2010 - 2022. . . . . 119
- 5.1 Comparaison des fréquences mensuelles moyennes d'occurrences des situations "clear-sky" (%) sur la période 2010-2020 pour les trois sites de mesures de flux situés en région HDF<sub>XL</sub> (Lille, Cabauw et Palaiseau). Les courbes noires représentent les moyennes mensuelles des estimations basées sur l'application de la méthode initiale de LONG et ACKERMAN, 2000 aux mesures de flux à la résolution d'1-min effectuées sur ces différents sites. Les courbes vertes illustrent les moyennes mensuelles pour les estimations basées sur les simulations horaires du modèle climatique régional ALADIN-CLIMAT. Ces dernières s'appuient sur la définition d'un critère de couverture nuageuse. En effet, nous considérons qu'une simulation correspond à des conditions "clear-sky" si la couverture nuageuse associée est inférieure à 3.5%. À Lille, la courbe bleue additionnelle représente les moyennes mensuelles basées sur l'algorithme de GARCÍA et al., 2014 adapté aux conditions de Lille (voir Section 4.1). 127

5.2	Comparaison sur la période 2010-2020 des AOD mensuelles moyennes à 550 nm simulées par ALADIN-CLIMAT (zones colorées) aux mesures AERONET coïncidentes (boîtes noires) pour les 6 sites de mesures photométriques situés en région HDF <sub>XL</sub> . Les bornes des boîtes correspondent aux premiers et troisièmes quartiles (i.e. 25 et 75%), respectivement, et les traits noirs à l'intérieur représentent les moyennes mensuelles associées. . . . .	129
5.3	Comparaison à Lille sur la période 2016-2020 des concentrations mensuelles moyennes en surface de PM <sub>1</sub> (en $\mu\text{g}/\text{m}^3$ ) simulées (en vert) et mesurées (en noir) pour 5 types d'aérosols : (a) SO <sub>4</sub> , (b) NO <sub>3</sub> , (c) NH <sub>4</sub> , (d) aérosols organiques et (e) carbone suie. Le panneau (e) représente les concentrations mensuelles totales en PM <sub>1</sub> . Les boîtes représentent les premiers et troisièmes quartiles (de hauteur IQR), tandis que le trait coloré qu'elles contiennent correspond à la valeur moyenne. Enfin, les moustaches représentent les valeurs maximales et minimales obtenues dans l'intervalle [médiane - 1.5IQR; médiane + 1.5IQR]. . . . .	130
5.4	Comparaison de la variabilité mensuelle moyenne en conditions (a) "all-sky" et (b) "clear-sky" des flux mesurés (lignes) et simulés par ALADIN-CLIMAT (colonnes) sur la période 2010-2020 pour les trois sites de mesures de flux localisés en région HDF <sub>XL</sub> . Le flux global est représenté par la hauteur totale de chaque point ou colonne. La contribution du flux diffus est représentée en bleue et celle du rayonnement direct en jaune. . . . .	132
5.5	Comparaisons à la résolution horaire entre les simulations d'ALADIN-CLIMAT et les mesures AERONET (a) d'AOD, (b) d'AE et (c) de PWV disponibles sur la période 2010-2020 pour les six stations AERONET présentes en région HDF <sub>XL</sub> . Comme pour les Figures 3.14a-c, les moyennes (et écart-types) simulés et mesurés sont représentées aux niveaux des axes, et les statistiques des comparaisons sont également représentés sur chaque figure. Les définitions associées sont présentées dans l'Annexe A. . . . .	134
5.6	Comparaisons à la résolution horaire en conditions "clear-sky" entre les simulations d'ALADIN-CLIMAT et les mesures diurnes de flux (a) global, (b) direct et (c) diffus disponibles sur la période 2010-2020 pour les trois stations présentes en région HDF <sub>XL</sub> . L'évaluation des simulations de flux d'ALADIN-CLIMAT est effectuée en ne considérant que les heures claires identifiées à la fois par les mesures (méthode de LONG et ACKERMAN, 2000) et les simulations (filtre CLT). Le panneau (d) représente également une comparaison du DRE dérivé des simulations de SOLARTDECO et d'ALADIN-CLIMAT. Les simulations de DRE d'ALADIN-CLIMAT étant effectuées directement en situations "cloud-free", il n'est pas nécessaire d'utiliser le filtre de fraction nuageuse. Pour l'évaluation des simulations de DRE des aérosols nous ne considérons donc que les heures claires identifiées par les mesures, ce qui permet d'augmenter la taille de l'échantillon considéré pour les comparaisons. . . . .	136
5.7	Comparaisons à la résolution horaire entre les simulations d'ALADIN-CLIMAT et les inversions AERONET de SSA disponibles sur la période 2010-2020 pour les six stations AERONET présentes en région HDF <sub>XL</sub> . . . . .	137
5.8	Comparaisons entre les simulations d'ALADIN-CLIMAT et les mesures AERONET d'AOD pour l'évènement de pollution particulière du 9 au 14 mars 2014 pour les six stations AERONET présentes en région HDF <sub>XL</sub> . Les zones colorées représentent les contributions respectives des différents types d'aérosols simulés par ALADIN-CLIMAT. Les points noirs correspondent aux mesures AERONET. On peut noter qu'il n'y a pas de mesures AERONET coïncidentes à Dunkerque pour cet épisode particulier. . . . .	139

5.9	Comparaisons entre les simulations d'ALADIN-CLIMAT et les mesures de flux pour l'évènement de pollution particulaire du 9 au 14 mars 2014 pour les trois sites de mesure de flux de la région HDF <sub>XL</sub> . La zone bleue (jaune) représente la contribution mesurée du rayonnement diffus (direct) en conditions "all-sky". La ligne verte correspond au flux global simulé par ALADIN-CLIMAT en conditions "cloud-free". . . . .	139
5.10	Comparaisons entre les simulations d'ALADIN-CLIMAT (courbe verte) et les estimations des MESURES/SOLARTDECO (points noirs) du DRE des aérosols en conditions "clear-sky" pour l'évènement de pollution particulaire du 9 au 14 mars 2014 pour les trois sites de mesure de flux présents en région HDF <sub>XL</sub> . . . . .	140
5.11	Comparaisons à la résolution horaire entre les simulations d'ALADIN-CLIMAT et les inversions AERONET de SSA disponibles pour l'évènement de pollution particulaire du 9 au 14 mars 2014 pour les six stations AERONET présentes en région HDF <sub>XL</sub> . . . . .	141
5.12	Cartes journalières de l'AOD diurne simulé par ALADIN-CLIMAT pour l'évènement de pollution particulaire du 9 au 14 mars 2014. . . . .	142
5.13	Cartes journalières des concentrations en surface en PM <sub>10</sub> diurnes simulés par ALADIN-CLIMAT pour l'évènement de pollution particulaire du 9 au 14 mars 2014. . . . .	143
5.14	Cartes journalières diurnes du DRE "cloud-free" des aérosols simulé en conditions "clear-sky" par ALADIN-CLIMAT pour l'évènement de pollution particulaire du 9 au 14 mars 2014. . . . .	144
5.15	Cartes journalières diurnes du GHI simulé en conditions "cloud-free" par ALADIN-CLIMAT pour l'évènement de pollution particulaire du 9 au 14 mars 2014. . . . .	144
5.16	Cartes moyennes, sur la période 2010-2020, de la fréquence diurne des conditions "clear-sky" (en %) dérivée des simulations à la résolution horaire d'ALADIN-CLIMAT (filtre CLT) au (a) printemps et (b) en été. . . . .	145
5.17	Cartes moyennes des simulations horaires d'ALADIN-CLIMAT entre le lever et le coucher du Soleil, sur la période 2010-2020, de (a) l'AOD, (b) l'AE, (c) GHI et (d) de la proportion de flux direct ( $R_{dir} = \frac{BHI}{GHI}$ ) au printemps en conditions "all-sky" (ligne du haut) et "clear-sky" (ligne du bas). . . . .	146
5.18	Comme pour la Figure 5.17 mais en été. . . . .	147
5.19	Cartes moyennes entre le lever et le coucher du Soleil, du DRE des aérosols sur la période 2010-2020, en conditions "all-sky" (ligne du haut) et "clear-sky" (ligne du bas) (a) au printemps et (b) en été. . . . .	148
5.20	Cartes des tendances en (a) GHI et (b) $R_{dir}$ simulées en conditions "all-sky" par ALADIN-CLIMAT au printemps et en été sur la période 2010-2020. Le panneau (c) représente les tendances coïncidentes de la fréquence des conditions "clear-sky" estimée à partir des simulations. Les hachures représentent les tendances non validées par le test de Mann-Kendall avec un seuil de signification fixé à 5%. . . . .	149
5.21	Cartes moyennes au printemps, sur la période 2010-2019 et pour l'année 2020 seule, (a) du rayonnement global diurne incident en surface (en W/m <sup>2</sup> ) et (b) de la fréquence des conditions "clear-sky" (en %) dérivée des simulations à la résolution horaire d'ALADIN-CLIMAT (filtre CLT). . . . .	151
5.22	Cartes des tendances en (a) GHI, (b) $R_{dir}$ et (c) fréquence des conditions "clear-sky", (d) fraction nuageuse (CLT) et (e) AOD simulées par ALADIN-CLIMAT au printemps sur la période 2000-2020. . . . .	152
5.23	Illustration des valeurs de forçage radiatif global possibles pour les différentes familles de scénarios SSP, ainsi que pour les anciens scénarios RCP (Representative Concentration Pathways, MOSS et al., 2008) utilisés lors du précédent rapport du GIEC (GIEC, 2014). Source : IPCC, 2023. . . . .	155

5.24	Évolution des émissions globales de gaz à effet de serre pour les différents scénarios SSP, ainsi que pour les anciens scénarios RCP. Source : IPCC, 2023. . . . .	155
5.25	Évolution des émissions globales d'aérosols (carbone suie et carbone organique) et de gaz précurseurs (dioxyde de soufre et ammoniac) en Europe sur la période 1970 - 2100 (GIDDEN et al., 2019; HOESLY et al., 2018; MARLE et al., 2017) pour les différents scénarios SSP. La courbe noire représente les émissions CMIP6 sur la période 1970-2015 employées pour les simulations <i>HIST</i> , tandis que la courbe pointillée grise correspond aux émissions CEDS utilisées pour les simulations <i>HINDCAST</i> (O'ROURKE et al., 2021). Les courbes colorées correspondent aux émissions projetées pour les différents scénarios SSP jusqu'en 2100. Source : Pierre Nabat (CNRM), communication personnelle. . . . .	156
5.26	Forçages radiatifs moyens à l'horizon 2100 associés aux différents scénarios SSP. Les colonnes colorées représentent la contribution de différentes composantes atmosphériques, tandis que la barre noire adjacente à chaque colonne correspond au forçage radiatif global moyen associé à chaque scénario. Figure adaptée de GIDDEN et al., 2019. . . . .	157
5.27	Flux global "all-sky" (a) printemps et (b) été sur la période 2005-2014 pour les simulations <i>HIST</i> d'ALADIN-CLIMAT. . . . .	159
5.28	Fréquence clear-sky (a) printemps et (b) été sur la période 2005-2014 pour les simulations <i>HIST</i> . . . . .	160
5.29	Différences simulées par ALADIN-CLIMAT entre la période historique 2005-2014 et les périodes futures 2045-2054 et 2091-2100 pour le scénario SSP1-1.9 au printemps et en été. Les panneaux représentent les différences pour différentes variables : (a-d) le flux global incident en surface en conditions "all-sky" (rsds, en W/m <sup>2</sup> ), (e-h) la proportion de flux direct associée ( $R_{dir}$ , en %), (i-l) la fraction nuage (CLT, en %), (m-p) le flux global incident en surface en conditions "cloud-free" (rsdscf, en W/m <sup>2</sup> ) et (q-t) l'épaisseur optique des aérosols à 550 nm (AOD [550 nm], sans unité). Les zones hachurées sont statistiquement non significatives avec un seuil de 10%. . . . .	162
5.30	Évolution future pour le scénario SSP1-1.9 (a) au printemps et en été (a-d) de la température de surface (en °C) et (e-h) du contenu intégré en vapeur d'eau (PWV, en cm) à moyen et long termes par comparaison avec les simulations <i>HIST</i> sur la période 2005-2014. . . . .	162
5.31	Différences simulées par ALADIN-CLIMAT entre la période historique 2005-2014 et les périodes futures 2045-2054 et 2091-2100 pour le scénario SSP3-7.0 au printemps et en été. Les panneaux représentent les différences pour différentes variables : (a-d) le flux global incident en surface en conditions "all-sky" (rsds, en W/m <sup>2</sup> ), (e-h) la proportion de flux direct associée ( $R_{dir}$ , en %), (i-l) la fraction nuage (CLT, en %), (m-p) le flux global incident en surface en conditions "cloud-free" (rsdscf, en W/m <sup>2</sup> ) et (q-t) l'épaisseur optique des aérosols à 550 nm (AOD [550 nm], sans unité). Les zones hachurées sont statistiquement non significatives avec un seuil de 10%. . . . .	165
5.32	Évolutions futures simulées, à moyen et long termes, (a-d) de la température de surface et (e-h) du contenu en vapeur d'eau atmosphérique pour le scénario SSP3-7.0 au printemps et en été. . . . .	165

B.1	Comparaison sur la période 2010-2020 des AOD mensuelles moyennes à 550nm simulées par ALADIN-CLIMAT (zone colorées) aux mesures AERONET coïncidentes (boîtes noires) pour l'année 2014 à Lille. Les bornes des boîtes correspondent aux premiers et troisièmes quartiles (i.e. 25 et 75%), respectivement, et les traits noirs à l'intérieur représentent les moyennes mensuelles associées. Les différents panneaux illustrent des simulations tests effectuées pour des paramétrisations variables. Les panneaux (a) à (c) illustrent l'effet d'une variation des émissions d'ammoniac. Le panneau (a) représente le jeu de référence avec des émissions basées sur les inventaires de HOESLY et al., 2018 et MARLE et al., 2017 qui s'arrêtent en 2014. Les panneaux (b) et (c) correspondent à des simulations basées sur les mêmes inventaires mais caractérisées par une réduction des émissions de 25% et 50%, respectivement. Le panneau (d) représente la variation des moyennes mensuelles d'AOD pour l'année 2014 suite à la définition de nouveaux inventaires d'émissions (O'ROURKE et al., 2021), qui s'étendent jusqu'en juillet 2021 avec une prise en compte de la réduction des émissions liée au confinement à partir de 2020 selon la méthode de LAMBOLL et al., 2021. Enfin, le panneau (e) correspond aux simulations du jeu de données <i>HINDCAST</i> utilisé dans cette étude, pour lequel un facteur correctif de 25% a été appliqué aux émissions d'ammoniac. . . . .	218
B.2	Comparaison sur la période 2010-2020 des valeurs mensuelles moyennes de SZA en conditions de ciel clair entre les simulations d'ALADIN-CLIMAT (lignes vertes) et les mesures (lignes noires) pour les 3 sites de mesures de flux situés en région HDF <sub>XL</sub> (Lille, Cabauw et Palaiseau). . . . .	219
B.3	Comparaison sur la période 2010-2020 des AE mensuelles moyennes entre les simulations d'ALADIN-CLIMAT (lignes vertes) et les mesures AERONET coïncidentes (lignes noires) pour les 6 sites de mesures photométriques situés en région HDF <sub>XL</sub> . Pour limiter les différences entre les simulations et les mesures, les moyennes mensuelles présentées ici reposent uniquement sur les heures coïncidentes entre les mesures AERONET et les simulations d'ALADIN-CLIMAT. . . . .	219
B.4	Comme la Figure B.3 mais pour le contenu mensuel moyen en ozone (en Dobsons). . . . .	220
B.5	Comme les Figures B.3 et B.4 mais pour le contenu intégré en vapeur d'eau (en cm). . . . .	220
B.6	Comparaison sur la période 2010-2020 du cycle mensuel moyen entre les simulations d'ALADIN-CLIMAT (lignes vertes) et les mesures météorologiques coïncidentes (lignes noires) de la plateforme ATOLL à Lille pour (a) l'humidité relative en surface (en %), (b) la température de surface (en °C) et (c) la pression de surface (en hPa). . . . .	221
C.1	Comparaisons à la résolution horaire en conditions "all-sky" entre les simulations d'ALADIN-CLIMAT et les mesures diurnes de flux (a) global, (b) direct et (c) diffus disponibles sur la période 2010-2020 pour les trois stations présentes en région HDF <sub>XL</sub> . . . . .	223
C.2	Comparaisons à la résolution horaire entre les simulations d'ALADIN et les mesures météorologiques de la station ATOLL d'humidité relative en surface (en %) disponibles sur la période 2010-2020 à Lille. . . . .	223
D.1	Cartes des tendances en (a) GHI et (b) $R_{dir}$ simulées en conditions "all-sky" par ALADIN-CLIMAT en été sur la période 2010-2019. Le panneau (c) représente les tendances coïncidentes de la fréquence des conditions "clear-sky" estimée à partir des simulations. Les hachures représentent les tendances non validées par le test de Mann-Kendall avec un seuil de signification fixé à 5%. . . . .	225

D.2	Cartes des tendances en (a) GHI, (b) $R_{dir}$ et (c) fraction nuageuse (CLT) simulées en conditions "all-sky" par ALADIN-CLIMAT au printemps sur la période 2010-2019. Les hachures représentent les tendances non validées par le test de Mann-Kendall avec un seuil de signification fixé à 5%. . . . .	226
D.3	Cartes des tendances diurnes en (a) GHI, (b) $R_{dir}$ , (c) fréquence des conditions "clear-sky", (d) fraction nuageuse (CLT) et (e) AOD simulées par ALADIN-Climat en été sur la période 2000-2020. . . . .	226
D.4	Cartes des tendances diurnes en (a) AOD et (b) DRE des aérosols simulées par ALADIN-Climat en conditions "clear-sky" au printemps sur la période 2000-2020. . . . .	227
D.5	Cartes des tendances diurnes en (a) AOD et (b) DRE des aérosols simulées par ALADIN-Climat en conditions "clear-sky" en été sur la période 2000-2020. . . . .	227
E.1	Évolutions démographiques envisagées pour les différents scénarios SSP. (a) population (KC et LUTZ, 2017), (b) urbanisation (JIANG et O'NEILL, 2017), (c-d) Produit intérieur brut (BDP, DELLINK et al., 2017) Source : Figure A1, GIDDEN et al., 2019, adaptée de RIAHI et al., 2017. . . . .	229
E.2	Comparaison spatiale entre les simulations climatiques <i>HIST</i> et <i>HINDCAST</i> d'ALADIN-CLIMAT des valeurs climatologiques en été en conditions "all-sky" sur la période 2005-2014 pour différents paramètres : (a) GHI, (b) $R_{dir}$ , (c) AOD, (d) DRE GHI des aérosols, (e) température de surface, (f) PWV, (g) fréquence de ciel clair et (h) CLT. Les valeurs représentées correspondent à la différence <i>HIST</i> – <i>HINDCAST</i> . Les hachures signifient que les valeurs ne sont pas significatives d'après un test de Student avec un seuil fixé à 10%. 230	230
E.3	Comparaison spatiale entre les simulations climatiques <i>HIST</i> et <i>HINDCAST</i> d'ALADIN-CLIMAT des valeurs climatologiques au printemps en conditions "all-sky" sur la période 2005-2014 pour différents paramètres : (a) GHI, (b) $R_{dir}$ , (c) AOD, (d) DRE GHI des aérosols, (e) température de surface, (f) PWV, (g) fréquence de ciel clair et (h) CLT. Les valeurs représentées correspondent à la différence <i>HIST</i> – <i>HINDCAST</i> . Les hachures signifient que les valeurs ne sont pas significatives d'après un test de Student avec un seuil fixé à 10%. . . . .	231
E.4	Cartes des valeurs moyennes au printemps et en été de l'AOD totale à 550 nm pour les jeux de simulations <i>HIST</i> sur la période historique, et <i>SSP119</i> pour les horizons 2050 et 2100. 232	232
E.5	Évolutions futures, à moyen et long termes, simulées par ALADIN-CLIMAT de la fréquence moyenne de ciels clairs (CLT < 3.5%) au printemps et en été pour les scénarios (a-d) SSP1-1.9 et (e-h) SSP3-7.0. . . . .	233
E.6	Évolutions futures simulées, à moyen et long termes, des épaisseurs optiques des aérosols (a-d) de sulfates, (e-h) de nitrates et (i-l) d'ammoniums pour le scénario SSP3-7.0 au printemps et en été. . . . .	234
E.7	Cartes climatologiques moyennes de différents paramètres simulés par ALADIN-CLIMAT sur la période historique 2005-2014 et les périodes futures 2045-2054 et 2091-2100 pour les scénarios SSP1-1.9 et SSP3-7.0 au printemps. . . . .	235
E.8	Cartes climatologiques moyennes de différents paramètres simulés par ALADIN-CLIMAT sur la période historique 2005-2014 et les périodes futures 2045-2054 et 2091-2100 pour les scénarios SSP1-1.9 et SSP3-7.0 en été. . . . .	236

## Définition des grandeurs statistiques utilisées pour les comparaisons

### Biais moyen (MBD)

$$\text{MBD}(x) = \overline{x_{sim} - x_{obs}} = \frac{1}{N} \times \sum_{i=1}^N (x_{sim} - x_{obs})_i \quad (\text{A.1})$$

où  $x$  représente le paramètre d'intérêt,  $x_{sim}$  et  $x_{obs}$  les valeurs simulées et observées, respectivement, et  $N$  correspond au nombre de comparaisons "i".

### Biais moyen relatif (rMBD)

$$\text{rMBD}(x) = \frac{1}{N} \times \sum_{i=1}^N \left( \frac{x_{sim} - x_{obs}}{x_{obs}} \right)_i \quad (\text{A.2})$$

### Biais absolu moyen (MAD)

$$\text{MAD}(x) = \frac{1}{N} \times \sum_{i=1}^N |x_{sim} - x_{obs}|_i \quad (\text{A.3})$$

où  $|x_{sim} - x_{obs}|_i$  représente la valeur absolue de la différence pour la comparaison "i".

### Biais absolu moyen relatif (rMAD)

$$\text{rMAD}(x) = \frac{1}{N} \times \sum_{i=1}^N \left| \frac{x_{sim} - x_{obs}}{x_{obs}} \right|_i \quad (\text{A.4})$$

**Racine de l'erreur quadratique moyenne (RMSD)**

$$\text{RMSD}(x) = \sqrt{\frac{1}{N} \times \sum_{i=1}^N (x_{sim} - x_{obs})_i^2} \quad (\text{A.5})$$

**Racine de l'erreur quadratique relative moyenne (rRMSD)**

$$\text{rRMSD}(x) = \sqrt{\frac{1}{N} \times \sum_{i=1}^N \left( \frac{x_{sim} - x_{obs}}{x_{obs}} \right)_i^2} \quad (\text{A.6})$$

## Figures supplémentaires pour l'évaluation de la variabilité mensuelle des paramètres atmosphériques dans les simulations d'ALADIN-Climat

**Illustration de l'impact d'une modification des émissions d'ammoniac** Le panneau (a) de la Figure B.1 montre globalement une bonne cohérence entre les simulations et les mesures, avec néanmoins, une forte surestimation de l'AOD au printemps, notamment en mars (0.07), ainsi qu'une sous-estimation légère de l'AOD en été (environ 0.03). Les panneaux (b) et (c) montrent qu'une correction des émissions d'ammoniac permet de réduire grandement la surestimation printanière, un facteur correctif de 50% permet en particulier d'effacer la surestimation importante observée en mars. En revanche, la réduction des émissions étant appliquée à l'échelle de l'année, la sous-estimation estivale est au contraire accentuée. Ainsi, une réduction de 25% des émissions constitue un compromis raisonnable pour limiter à la fois la sur-estimation printanière et la sous-estimation estivale. Dans l'ensemble, la définition de nouveaux inventaires d'émissions (panneaux d et e) permet d'obtenir un meilleur accord entre les simulations et les mesures, à l'exception des mois de février, mars et avril, pour lesquels les simulations tendent à sur-estimer davantage l'AOD. Le panneau (e), qui correspond aux simulations du jeu de données *HINDCAST* utilisé dans cette étude montre qu'une réduction de 25% des émissions d'ammoniac des nouveaux inventaires permet de réduire la surestimation printanière tout en limitant la sous-estimation estivale. Il convient de souligner que d'autres tests ont été effectués, notamment en réduisant uniquement les émissions printanières de 25 à 50%. Dans ce cas, les résultats sont encore meilleurs. Il est néanmoins délicat de n'ajuster que les émissions que d'une saison, nous avons donc choisi d'appliquer le facteur correctif à toute l'année.

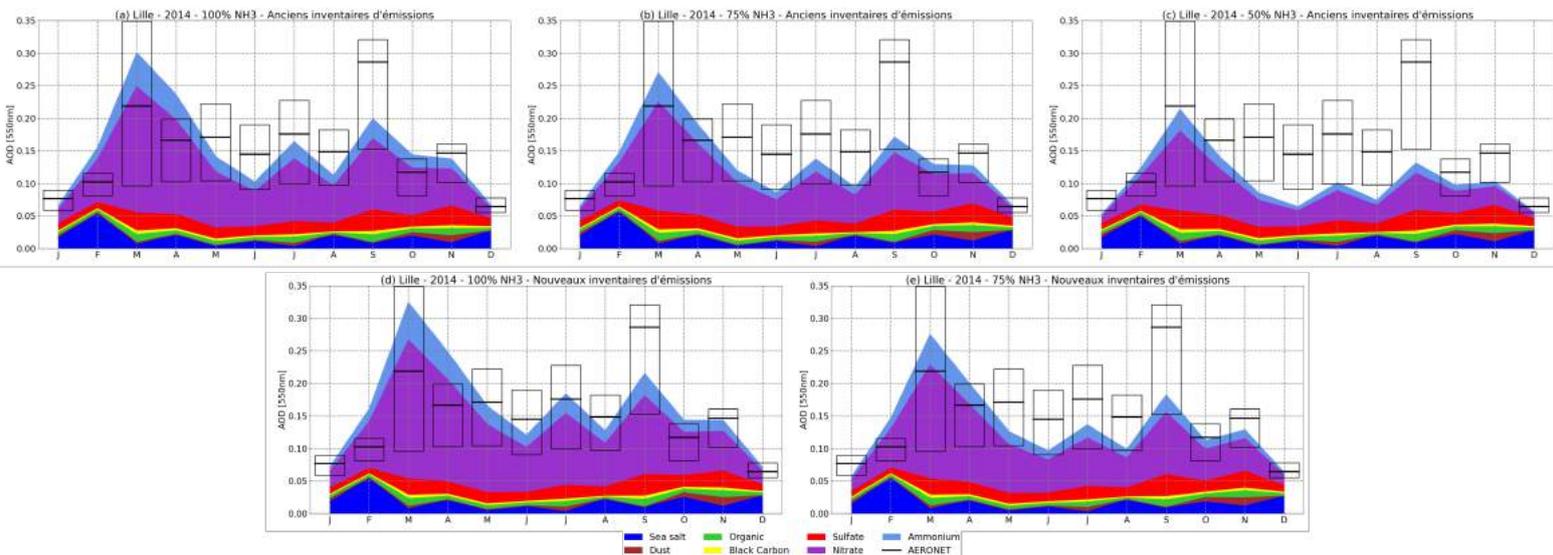


FIGURE B.1 – Comparaison sur la période 2010-2020 des AOD mensuelles moyennes à 550nm simulées par ALADIN-CLIMAT (zone colorées) aux mesures AERONET coïncidentes (boîtes noires) pour l'année 2014 à Lille. Les bornes des boîtes correspondent aux premiers et troisièmes quartiles (i.e. 25 et 75%), respectivement, et les traits noirs à l'intérieur représentent les moyennes mensuelles associées. Les différents panneaux illustrent des simulations tests effectuées pour des paramétrisations variables. Les panneaux (a) à (c) illustrent l'effet d'une variation des émissions d'ammoniac. Le panneau (a) représente le jeu de référence avec des émissions basées sur les inventaires de HOESLY et al., 2018 et MARLE et al., 2017 qui s'arrêtent en 2014. Les panneaux (b) et (c) correspondent à des simulations basées sur les mêmes inventaires mais caractérisées par une réduction des émissions de 25% et 50%, respectivement. Le panneau (d) représente la variation des moyennes mensuelles d'AOD pour l'année 2014 suite à la définition de nouveaux inventaires d'émissions (O'ROURKE et al., 2021), qui s'étendent jusqu'en juillet 2021 avec une prise en compte de la réduction des émissions liée au confinement à partir de 2020 selon la méthode de LAMBOLL et al., 2021. Enfin, le panneau (e) correspond aux simulations du jeu de données *HINDCAST* utilisé dans cette étude, pour lequel un facteur correctif de 25% a été appliqué aux émissions d'ammoniac.

**Variabilité mensuelle moyenne du SZA en conditions "clear-sky" pour les trois sites de mesures de flux**

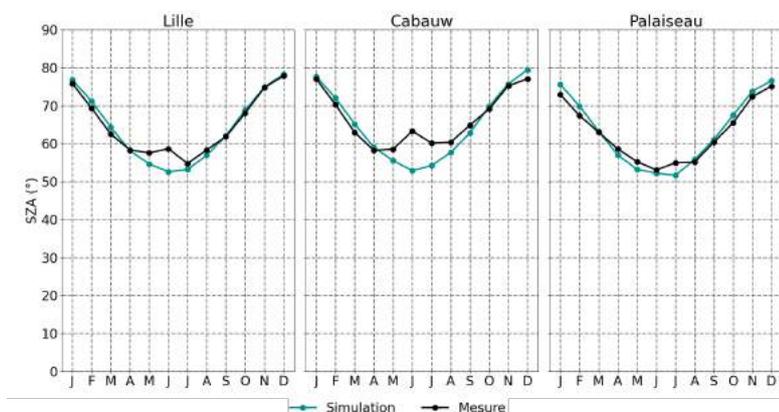


FIGURE B.2 – Comparaison sur la période 2010-2020 des valeurs mensuelles moyennes de SZA en conditions de ciel clair entre les simulations d'ALADIN-CLIMAT (lignes vertes) et les mesures (lignes noires) pour les 3 sites de mesures de flux situés en région HDF<sub>XL</sub> (Lille, Cabauw et Palaiseau).

**Variabilité mensuelle moyenne du coefficient d'Angström, et du contenu en ozone et en vapeur d'eau pour les six sites AERONET**

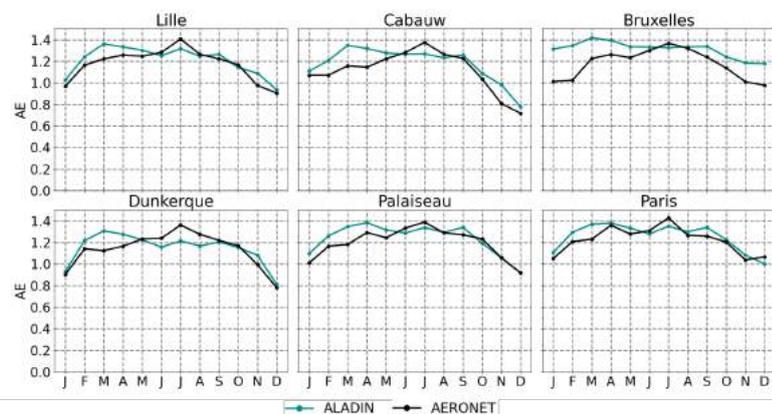


FIGURE B.3 – Comparaison sur la période 2010-2020 des AE mensuelles moyennes entre les simulations d'ALADIN-CLIMAT (lignes vertes) et les mesures AERONET coïncidentes (lignes noires) pour les 6 sites de mesures photométriques situés en région HDF<sub>XL</sub>. Pour limiter les différences entre les simulations et les mesures, les moyennes mensuelles présentées ici reposent uniquement sur les heures coïncidentes entre les mesures AERONET et les simulations d'ALADIN-CLIMAT.

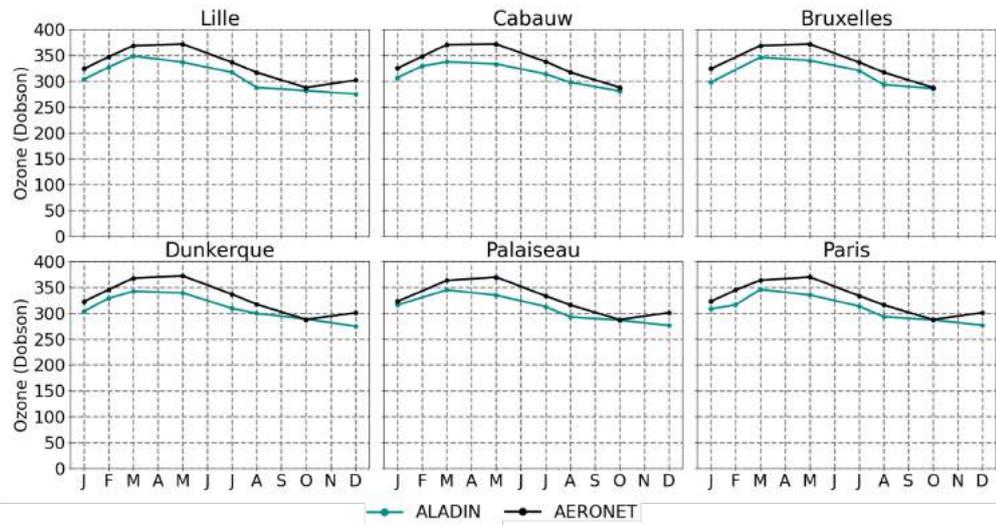


FIGURE B.4 – Comme la Figure B.3 mais pour le contenu mensuel moyen en ozone (en Dobsons).

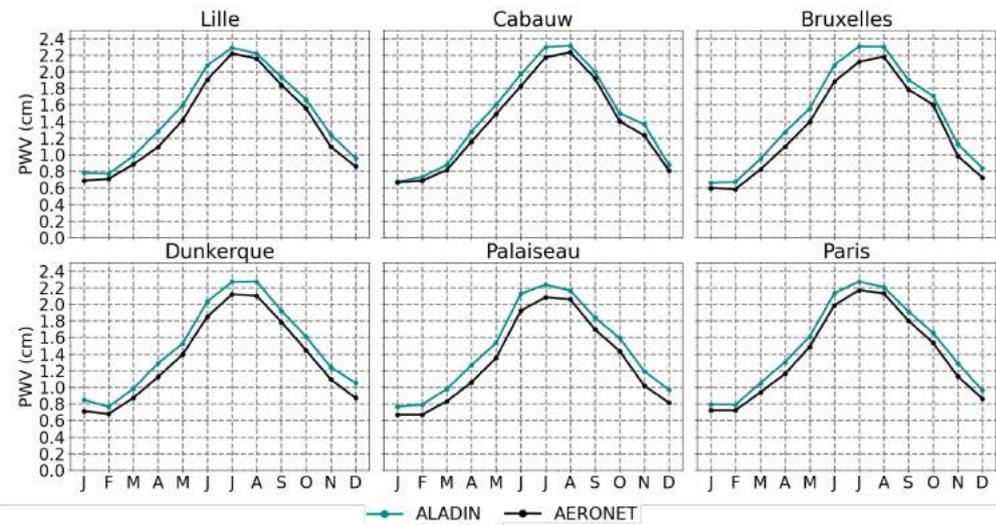


FIGURE B.5 – Comme les Figures B.3 et B.4 mais pour le contenu intégré en vapeur d'eau (en cm).

**Variabilité mensuelle moyenne en surface de l'humidité relative, de la température et de la pression à Lille en conditions "all-sky"**

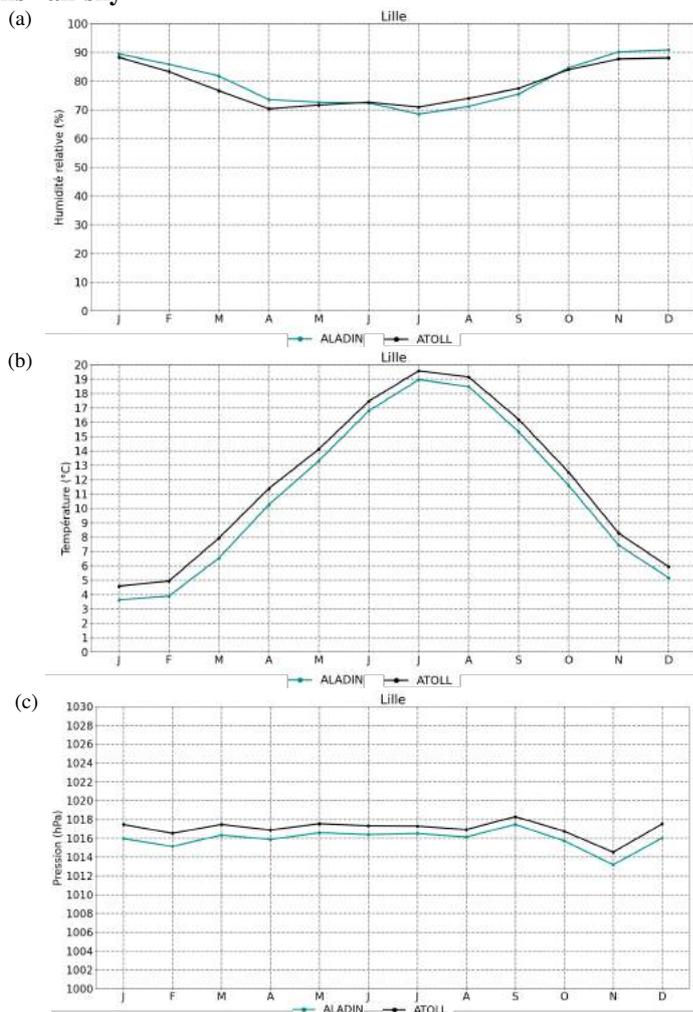


FIGURE B.6 – Comparaison sur la période 2010-2020 du cycle mensuel moyen entre les simulations d'ALADIN-CLIMAT (lignes vertes) et les mesures météorologiques coïncidentes (lignes noires) de la plateforme ATOLL à Lille pour (a) l'humidité relative en surface (en %), (b) la température de surface (en °C) et (c) la pression de surface (en hPa).



## Figures supplémentaires pour l'évaluation des simulations d'ALADIN-Climat à la résolution horaire

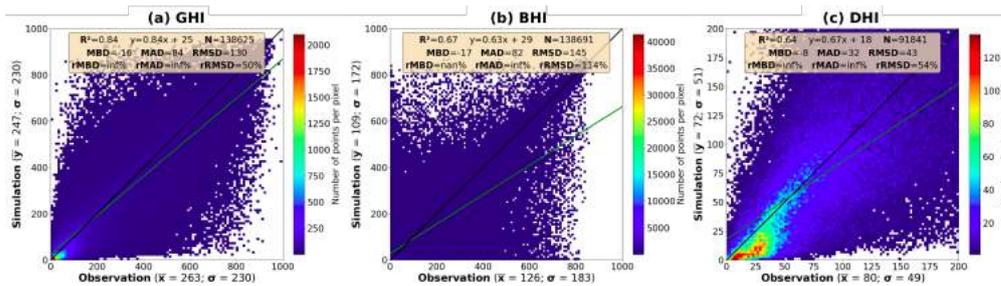


FIGURE C.1 – Comparaisons à la résolution horaire en conditions "all-sky" entre les simulations d'ALADIN-CLIMAT et les mesures diurnes de flux (a) global, (b) direct et (c) diffus disponibles sur la période 2010-2020 pour les trois stations présentes en région HDF<sub>XL</sub>.

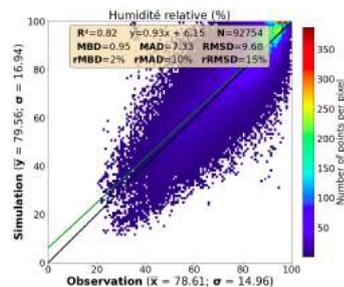


FIGURE C.2 – Comparaisons à la résolution horaire entre les simulations d'ALADIN et les mesures météorologiques de la station ATOLL d'humidité relative en surface (en %) disponibles sur la période 2010-2020 à Lille.



# Évaluation des tendances simulées par ALADIN-Climat sur la période 2000-2020

Tendances estivales simulées par ALADIN-Climat en conditions "all-sky"

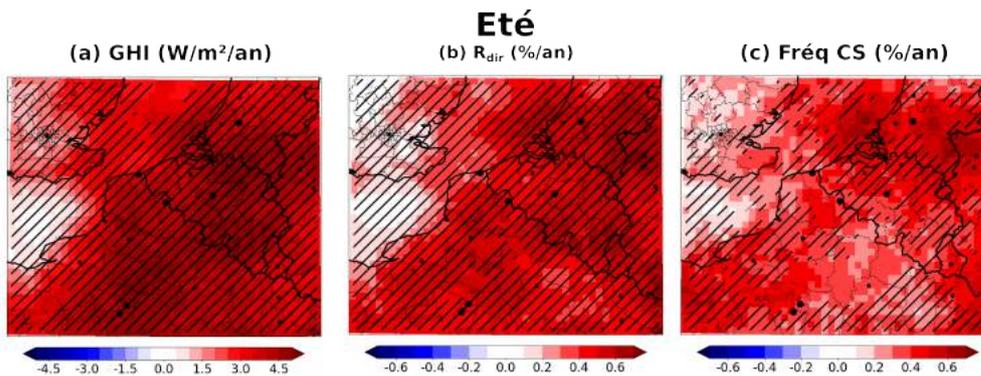


FIGURE D.1 – Cartes des tendances en (a) GHI et (b)  $R_{dir}$  simulées en conditions "all-sky" par ALADIN-CLIMAT en été sur la période 2010-2019. Le panneau (c) représente les tendances coïncidentes de la fréquence des conditions "clear-sky" estimée à partir des simulations. Les hachures représentent les tendances non validées par le test de Mann-Kendall avec un seuil de signification fixé à 5%.

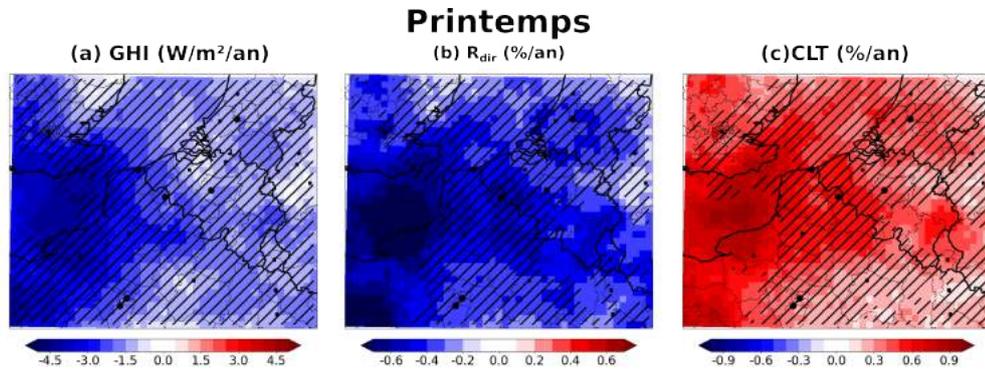


FIGURE D.2 – Cartes des tendances en (a) GHI, (b)  $R_{dir}$  et (c) fraction nuageuse (CLT) simulées en conditions "all-sky" par ALADIN-CLIMAT au printemps sur la période 2010-2019. Les hachures représentent les tendances non validées par le test de Mann-Kendall avec un seuil de signification fixé à 5%.

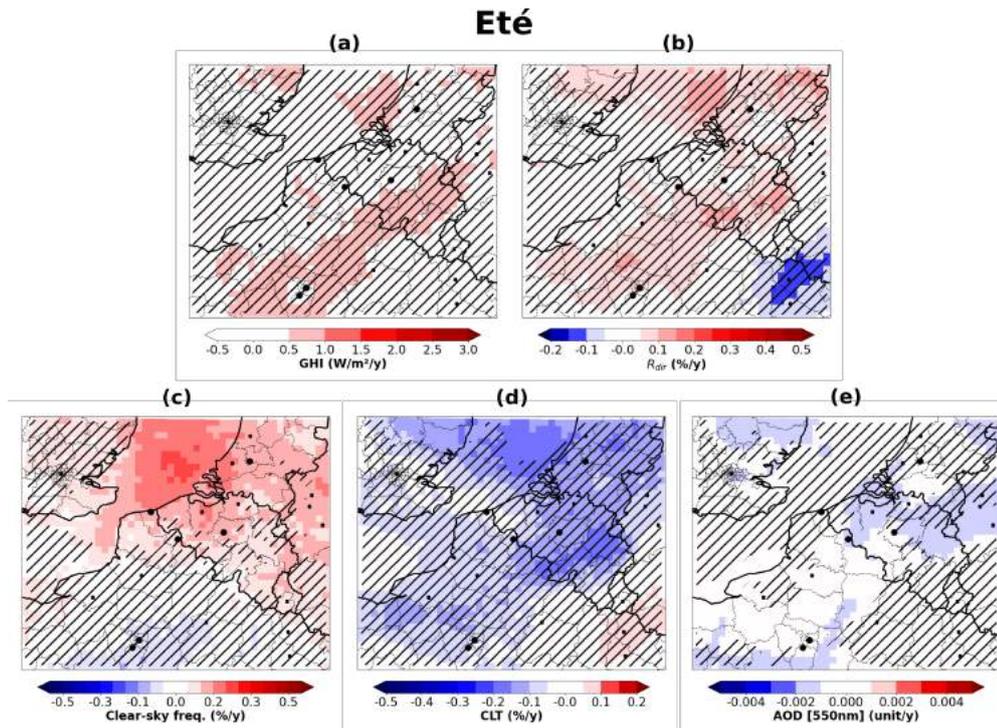


FIGURE D.3 – Cartes des tendances diurnes en (a) GHI, (b)  $R_{dir}$ , (c) fréquence des conditions "clear-sky", (d) fraction nuageuse (CLT) et (e) AOD simulées par ALADIN-Climat en été sur la période 2000-2020.

**Tendances simulées par ALADIN-Climat en conditions "clear-sky" au printemps et en été**

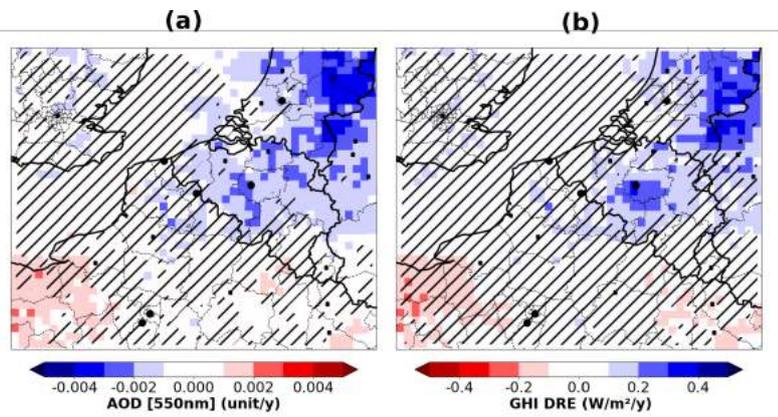


FIGURE D.4 – Cartes des tendances diurnes en (a) AOD et (b) DRE des aérosols simulées par ALADIN-Climat en conditions "clear-sky" au printemps sur la période 2000-2020.

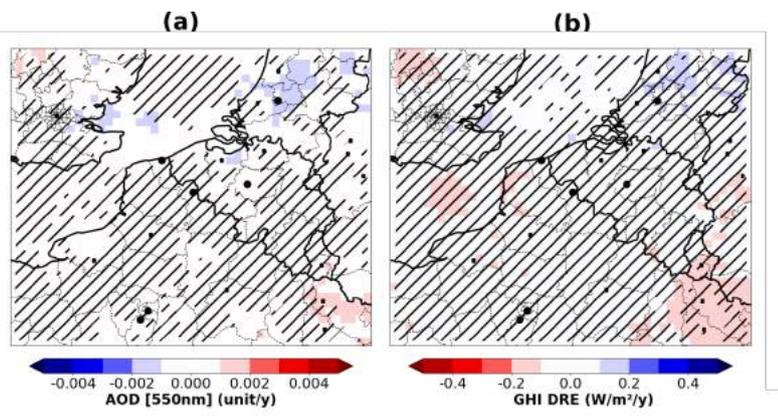


FIGURE D.5 – Cartes des tendances diurnes en (a) AOD et (b) DRE des aérosols simulées par ALADIN-Climat en conditions "clear-sky" en été sur la période 2000-2020.



# Annexe E

## Figures supplémentaires pour l'analyse de l'évolution future de l'environnement solaire en région HDF<sub>XL</sub>

### Définition économique et sociale des scénarios SSP

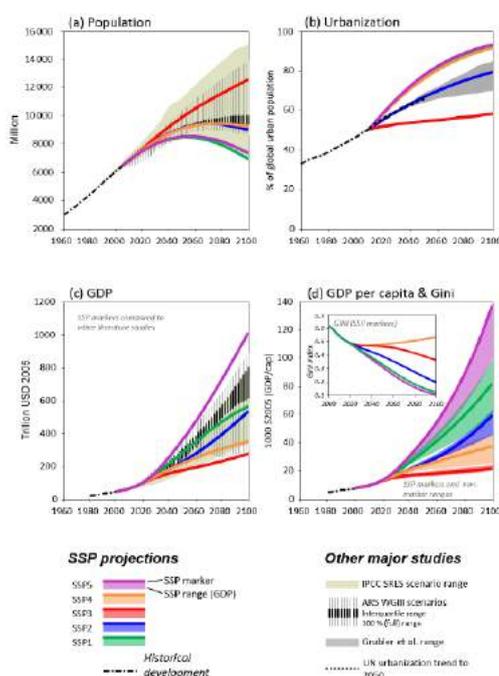


FIGURE E.1 – Évolutions démographiques envisagées pour les différents scénarios SSP. (a) population (KC et LUTZ, 2017), (b) urbanisation (JIANG et O'NEILL, 2017), (c-d) Produit intérieur brut (BDP, DELLINK et al., 2017) Source : Figure A1, GIDDEN et al., 2019, adaptée de RIAHI et al., 2017.

**Caractérisation des différences entre les simulations *HIST* et *HINDCAST* en région HDF<sub>XL</sub> sur la période 2005-2014**

**Eté - All-sky**

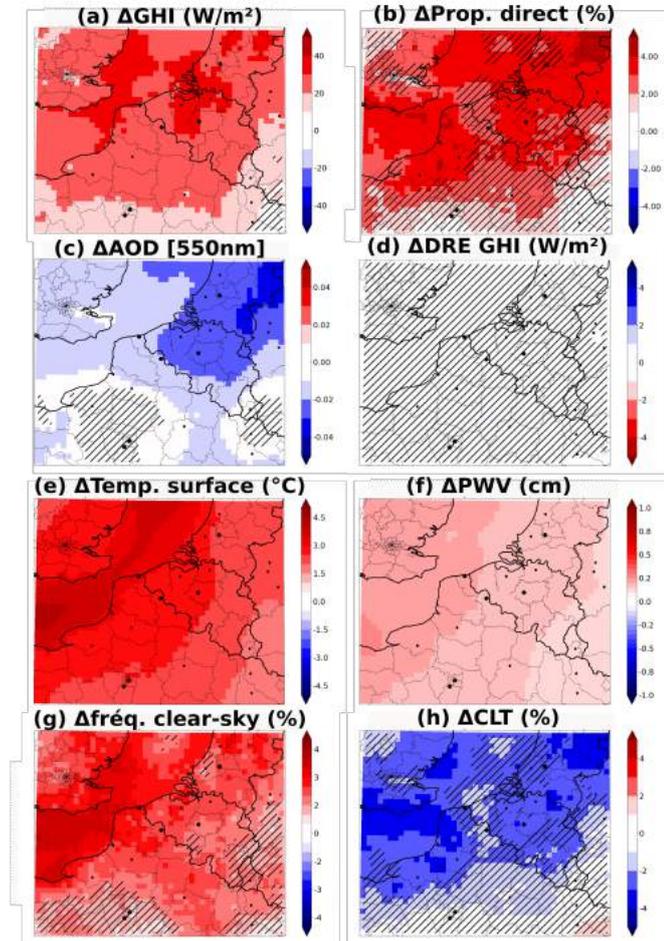


FIGURE E.2 – Comparaison spatiale entre les simulations climatiques *HIST* et *HINDCAST* d'ALADIN-CLIMAT des valeurs climatologiques en été en conditions "all-sky" sur la période 2005-2014 pour différents paramètres : (a) GHI, (b)  $R_{dir}$ , (c) AOD, (d) DRE GHI des aérosols, (e) température de surface, (f) PWV, (g) fréquence de ciel clair et (h) CLT. Les valeurs représentées correspondent à la différence *HIST* – *HINDCAST*. Les hachures signifient que les valeurs ne sont pas significatives d'après un test de Student avec un seuil fixé à 10%.

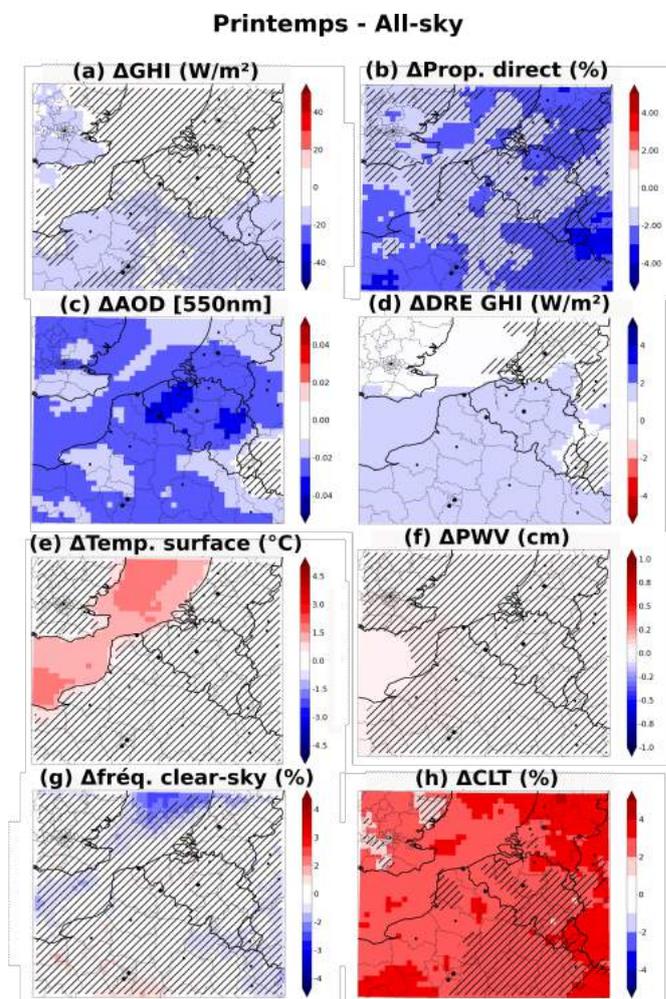


FIGURE E.3 – Comparaison spatiale entre les simulations climatiques *HIST* et *HINDCAST* d'ALADIN-CLIMAT des valeurs climatologiques au printemps en conditions "all-sky" sur la période 2005-2014 pour différents paramètres : (a) GHI, (b)  $R_{dir}$ , (c) AOD, (d) DRE GHI des aérosols, (e) température de surface, (f) PWV, (g) fréquence de ciel clair et (h) CLT. Les valeurs représentées correspondent à la différence *HIST* – *HINDCAST*. Les hachures signifient que les valeurs ne sont pas significatives d'après un test de Student avec un seuil fixé à 10%.

Évolution future de l'environnement solaire en région HDF<sub>XL</sub> selon les scénarios SSP1-1.9 et SSP3-7.0

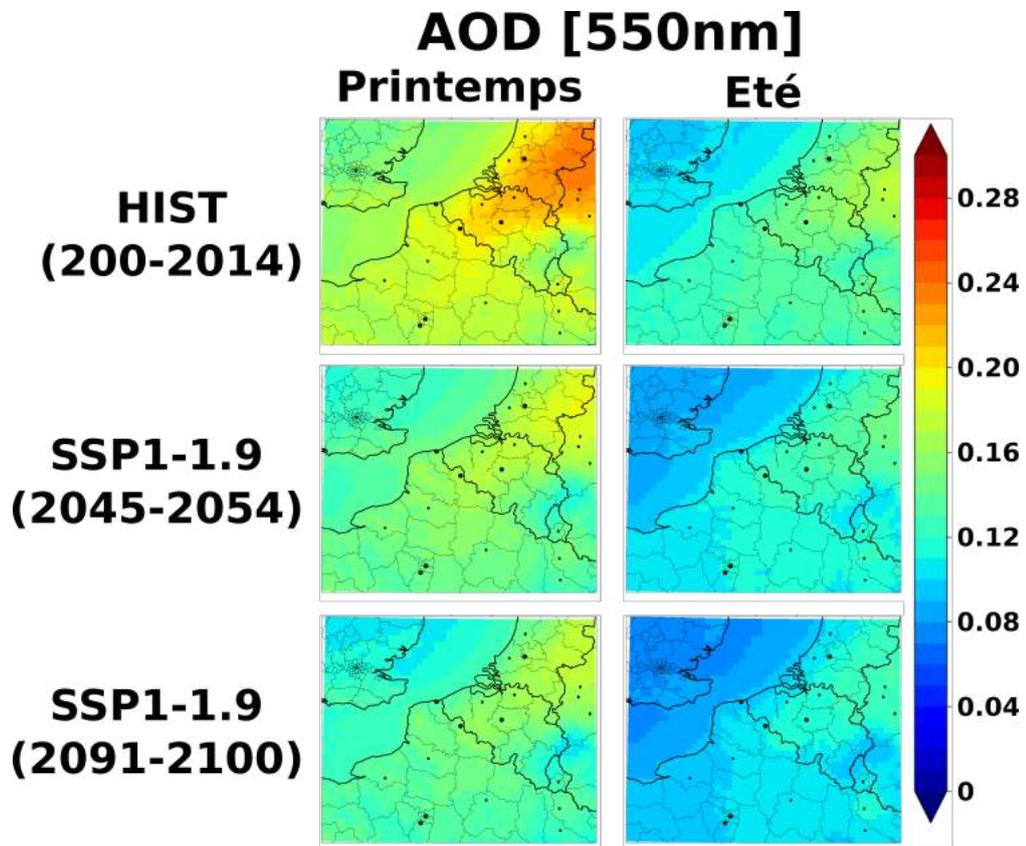


FIGURE E.4 – Cartes des valeurs moyennes au printemps et en été de l'AOD totale à 550 nm pour les jeux de simulations *HIST* sur la période historique, et *SSP119* pour les horizons 2050 et 2100.

SSA	$\Delta$ rdsdscf	AOD	$\Delta$ rdsdscf	PWV	$\Delta$ rdsdscf
		-0.05	+8.5		
		-0.04	+6.8		
		-0.03	+5.1		
		-0.02	+3.4		
		-0.01	+1.7		
+0.01	+0.8	+0.01	-1.7	+0.1	-1.7
+0.02	+1.6	+0.02	-3.4	+0.2	-3.4
+0.03	+2.4	+0.03	-5.1	+0.3	-5.1
+0.04	+3.2	+0.04	-6.8	+0.4	-6.8
		+0.05	-8.5	+0.5	-8.5
				+0.6	-10.2

TABLEAU E.1 – Variations de flux "cloud-free" ( $\Delta$  rdsdscf, en W/m<sup>2</sup>) associées à une variation de SSA, AOD ou PWV. Les valeurs rapportées ici sont basées sur les estimations de la sensibilité des flux "clear-sky" obtenues à partir des simulations de SOLARTDECO pour des conditions moyennes à Lille sur la période 2010-2022 (voir Section 4.3.2).

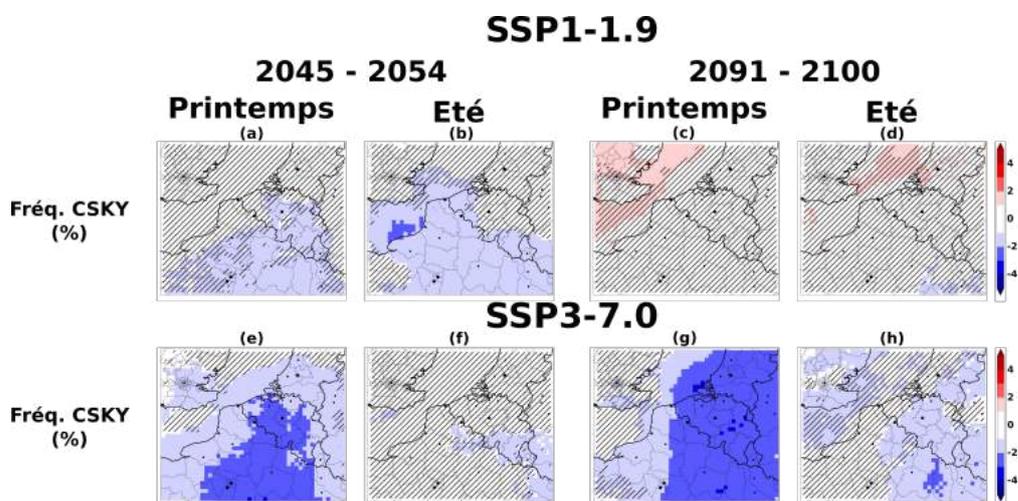


FIGURE E.5 – Évolutions futures, à moyen et long termes, simulées par ALADIN-CLIMAT de la fréquence moyenne de ciels clairs (CLT < 3.5%) au printemps et en été pour les scénarios (a-d) SSP1-1.9 et (e-h) SSP3-7.0.

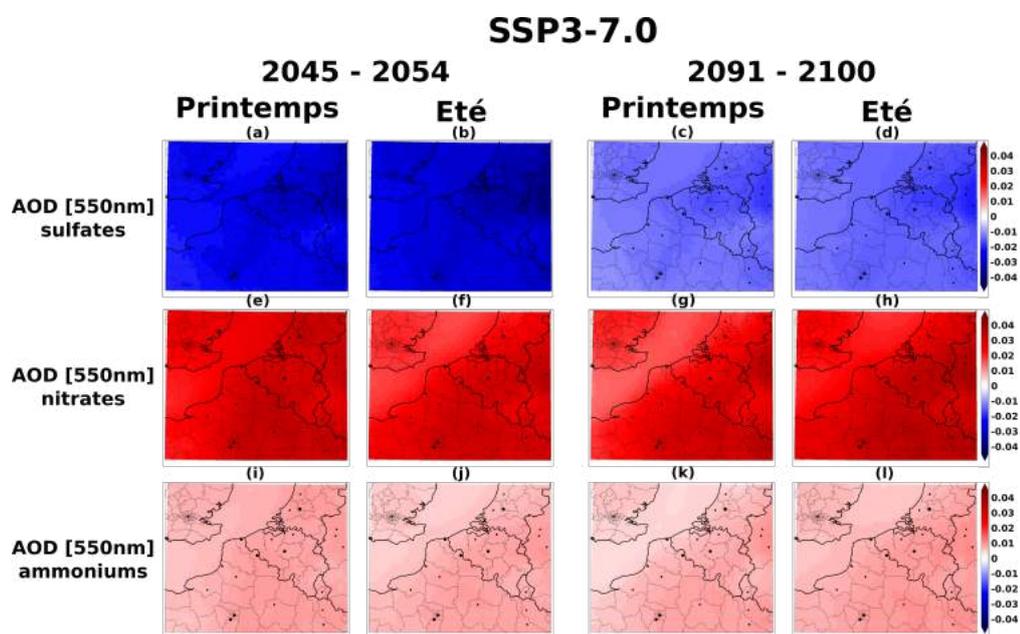


FIGURE E.6 – Évolutions futures simulées, à moyen et long termes, des épaisseurs optiques des aérosols (a-d) de sulfates, (e-h) de nitrates et (i-l) d'ammoniums pour le scénario SSP3-7.0 au printemps et en été.

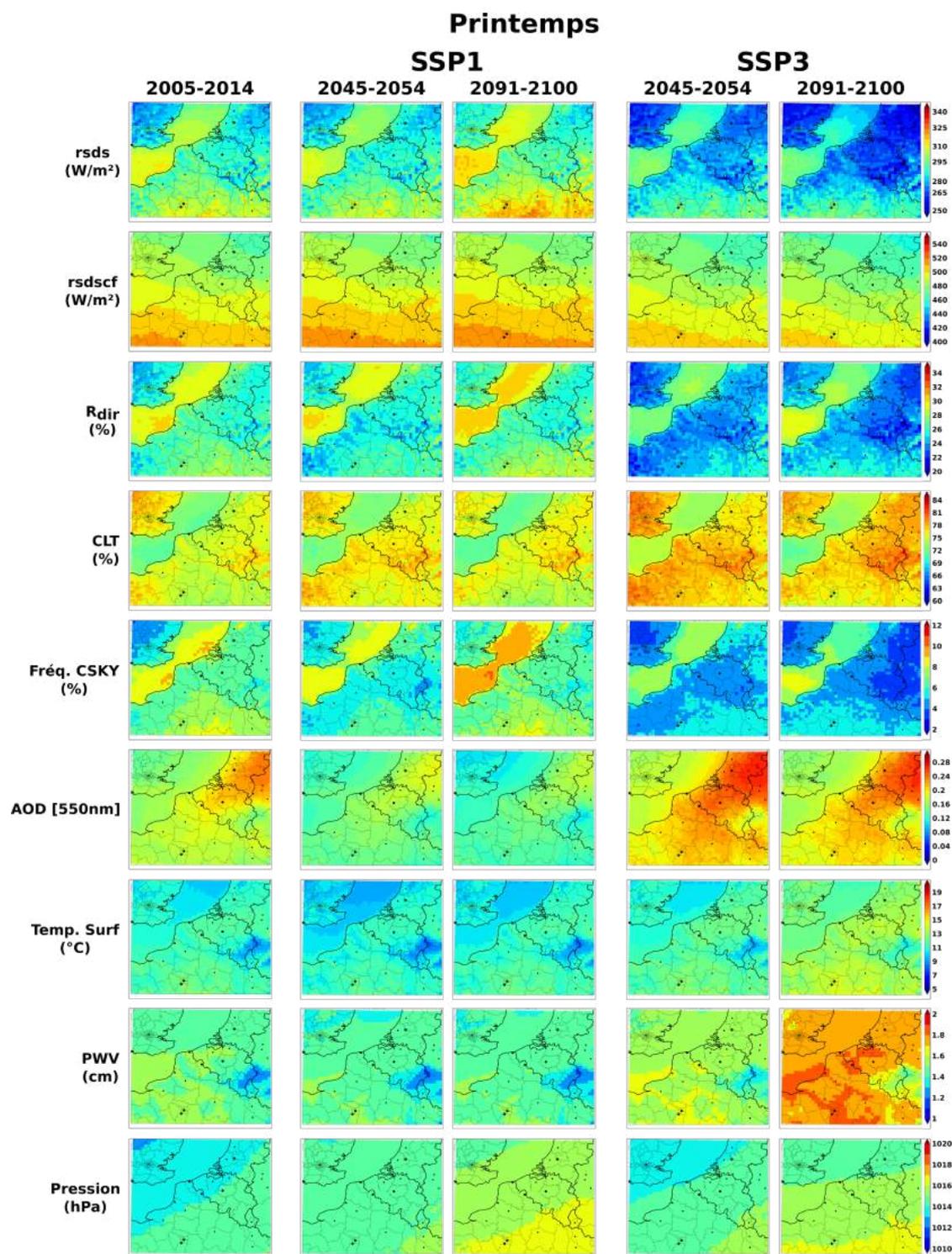


FIGURE E.7 – Cartes climatologiques moyennes de différents paramètres simulés par ALADIN-CLIMAT sur la période historique 2005-2014 et les périodes futures 2045-2054 et 2091-2100 pour les scénarios SSP1-1.9 et SSP3-7.0 au printemps.

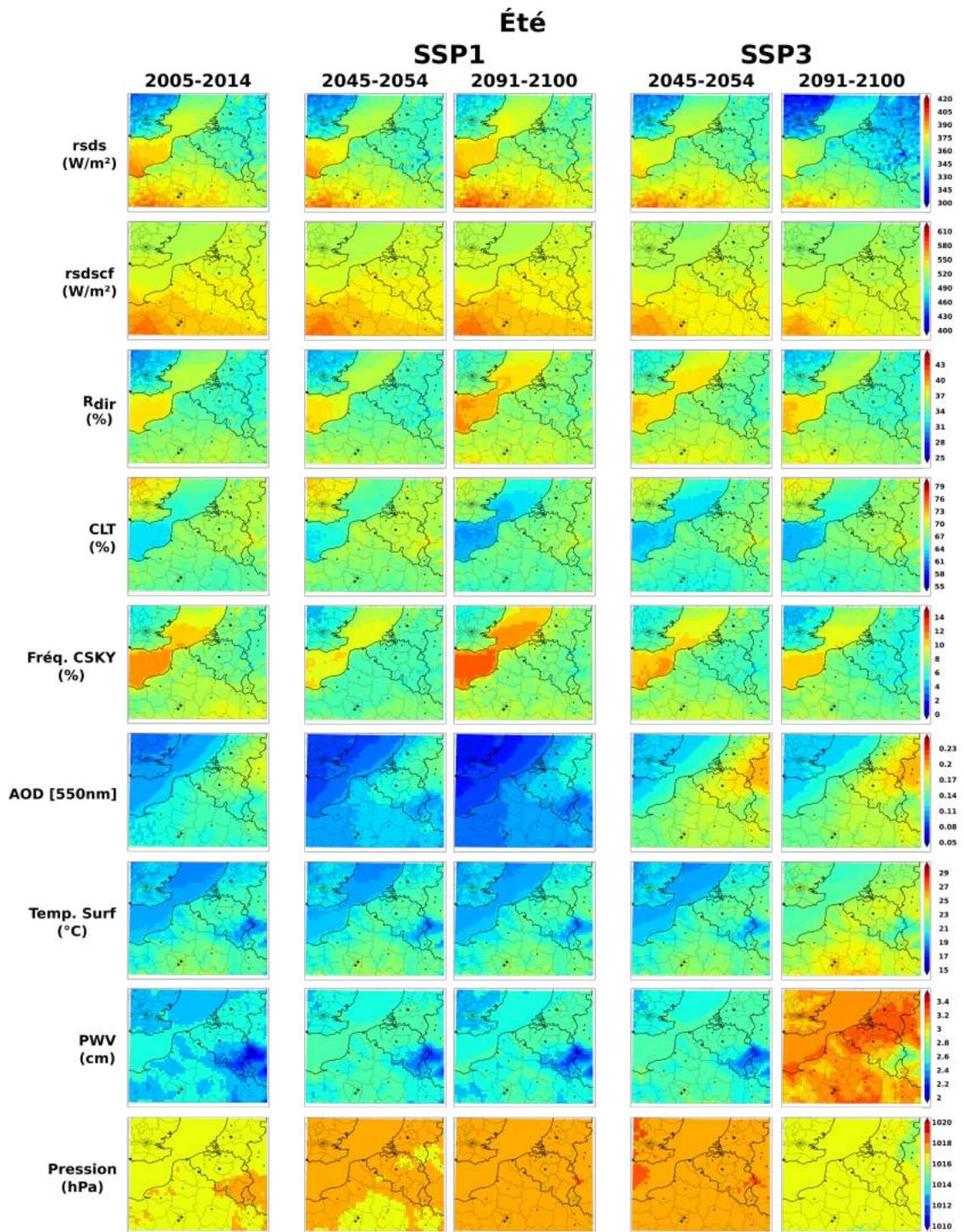


FIGURE E.8 – Cartes climatologiques moyennes de différents paramètres simulés par ALADIN-CLIMAT sur la période historique 2005-2014 et les périodes futures 2045-2054 et 2091-2100 pour les scénarios SSP1-1.9 et SSP3-7.0 en été.

# Acronymes

- AASQA** Association Agréée de Surveillance de la Qualité de l'Air.
- ABI** Advanced Baseline Imager.
- ACSM** Aerosol Chemical Speciation Monitor.
- AE** Coefficient d'Ångström.
- AERONET** AErosol RObotic NETwork.
- ALADIN-CLIMAT** Modèle régional climatique "Aire Limitée Adaptation dynamique Développement InterNational", aussi connu sous le nom CNRM-ALADIN.
- AOD** Épaisseur optique des aérosols.
- ARM** Atmospheric Radiation Measurement program.
- ARTDECO** Atmospheric Radiative Transfer Database for Earth Climate Observation.
- ASKY** "All-sky".
- ATMO-HDF** Association Agréée pour la Surveillance de la Qualité de l'Air spécifique à la région Hauts-de-France et faisant partie de la Fédération nationale Atmo France.
- ATOLL** ATmospheric Observations in LiLle.
- 
- BC** Black Carbon, ou Carbone suie.
- BHI** Beam Horizontal Irradiance.
- BL** Boundary Layer.
- BLH** Boundary Layer Height.
- BPDF** Bidirectional Polarization Distribution Function.
- BRC** Brown Carbon.
- BRDF** Bidirectional Reflectance Distribution Function.
- BSRN** Baseline Surface Radiation Network.
- 
- CLARA** CLOUD, Albedo and RAdiation dataset.
- CLOS** "Cloudy-sun".
- CLT** Fraction nuageuse (i.e. fraction du ciel couverte par les nuages).
- CMIP** Coupled Model Intercomparison Project.
- CNRM** Centre National de Recherches Météorologiques.
- COD** Épaisseur optique des nuages.
- COV** Composés organiques volatils.

- CSKY** "Clear-sky".  
**CSUN** "Clear-sun".  
**CSWC** "Clear-sun with clouds".
- DHI** Diffuse Horizontal Irradiance.  
**DMS** Diméthylsulfide.  
**DNI** Direct Normal Irradiance.  
**DRE** Direct Radiative Effect.  
**DREE** Direct Radiative Effect Efficiency.
- EEA** European Environment Agency.  
**ESRL** Earth System Research Laboratory.
- FDMS** Filter Dynamics Measurement System.
- GCM** Global Climate Model.  
**GEBA** Global Energy Balance Archive.  
**GES** Gaz à effet de serre.  
**GHI** Global Horizontal Irradiance.  
**GIEC** Groupe d'experts intergouvernemental sur l'évolution du climat (IPCC en anglais).  
**GOES-R** Geostationary Operational Environmental Satellites - R Series.
- HDF** Hauts-de-France.  
**HDF<sub>XL</sub>** Région Hauts-de-France étendue.
- IR** infrarouge.
- LiDAR** Light Detection And Ranging.  
**LOA** Laboratoire d'Optique Atmosphérique.  
**LUT** Look-Up Table.
- MAD** Biais moyen absolu.  
**MBD** Biais moyen.  
**METOP** Meteorological Operational satellite.  
**MFG** Météosat première génération.  
**MODIS** Moderate-resolution Imaging Spectroradiometer.  
**MSG** Météosat seconde génération.
- NOAA** National Oceanic and Atmospheric Administration.
- OMS** Organisation Mondiale de la Santé.
- PM<sub>1</sub>** "Particulate Matter" avec un diamètre inférieur à 1 µm.  
**PM<sub>10</sub>** "Particulate Matter" avec un diamètre inférieur à 10 µm.

**PM<sub>2.5</sub>** "Particulate Matter" avec un diamètre inférieur à 2.5 µm.

**PWV** Contenu intégré en vapeur d'eau.

**RCM** Regional Climate Model.

**RCP** Representative Concentration Pathways.

**RH** Humidité relative de surface.

**RMSD** Racine de l'écart quadratique.

**SARAH** Surface Solar Radiation Data Set - Heliosat.

**SOLARTDECO** SOLar Atmospheric Radiative Transfer Database for Earth Climate Observation.

**SSA** Albédo de diffusion simple.

**SSP** Shared Socioeconomic Pathways.

**SSR** Surface Solar Radiation.

**SURFRAD** SURFace RADiation network.

**SZA** Angle solaire zénithal.

**TACTIC** Tropospheric Aerosols for Climate In CNRM-CM.

**TEOM** Tapered Element Oscillating Microbalance.

**UV** ultraviolet.





## ENVIRONNEMENT SOLAIRE ET POLLUTIONS ATMOSPHÉRIQUES PARTICULAIRES EN RÉGION HAUTS-DE-FRANCE : ÉVOLUTION RÉCENTE ET SCÉNARIOS FUTURS

### Résumé

Le rayonnement solaire incident en surface, principale source d'énergie pour la vie sur Terre et pour la ressource photovoltaïque, présente de fortes variabilités spatio-temporelles en raison notamment de l'influence des propriétés de l'atmosphère.

L'objectif principal de cette thèse est d'analyser la variabilité récente et l'évolution future de l'environnement solaire en région Hauts-de-France (HdF), caractérisée par une forte influence de conditions nuageuses et des niveaux significatifs de pollution particulaire.

Nous utilisons d'abord les mesures coïncidentes continues des propriétés optiques des aérosols et du rayonnement solaire incident à la surface effectuées à Lille entre 2010 et 2022. La mise au point d'une classification des conditions d'ensoleillement en trois catégories (ciel clair, ciel nuageux avec soleil visible ou non) permet d'obtenir des climatologies de l'environnement solaire par type de situations. Par ailleurs, l'utilisation d'une décomposition multivariée basée sur des simulations du transfert radiatif permet d'analyser l'influence de la variabilité des nuages et des aérosols atmosphériques sur celle de l'environnement solaire mesurée à Lille. Le printemps et l'été, deux saisons clefs en termes de ressource solaire, sont marquées par des conditions moins nuageuses et des concentrations en aérosols élevées. Au printemps, l'effet des aérosols est maximum, avec une réduction du flux global incident de l'ordre de  $-9 \text{ W/m}^2$  en moyenne ( $-23 \text{ W/m}^2$ , en l'absence de nuages dans la direction du Soleil). Les aérosols modifient considérablement la partition entre le flux direct et diffus, augmentant la proportion de diffus d'un facteur 2 en moyenne en ciel clair. A Lille, notre analyse met également en évidence une tendance sur la période d'étude à l'augmentation des flux global et direct (de l'ordre de  $+4 \text{ W/m}^2/\text{an}$ ) pour ces deux saisons, en lien notamment avec une diminution de la fréquence des conditions nuageuses.

Afin d'étendre spatialement l'étude menée à Lille à l'ensemble de la région HdF et ses environs, nous utilisons les simulations climatiques du modèle régional ALADIN-Climat incluant le schéma d'aérosol TACTIC. L'analyse d'un premier jeu de simulations en mode HINDCAST sur la période 2010-2020 montre des scores de comparaisons satisfaisants avec les mesures de flux et d'aérosols effectuées sur plusieurs sites de notre zone d'étude. Cette approche met également en évidence un maximum d'ensoleillement et de flux global au printemps et en été, en particulier sur le sud de la région d'étude, la Manche et la Mer du Nord, ainsi que des niveaux particulièrement élevés d'aérosols sur le Bénélux et la région HdF. De plus, la tendance récente à l'augmentation du flux global mesurée à Lille en lien avec la diminution de la fréquence des conditions nuageuses, est confirmée par ALADIN-Climat sur une large part de la région. Enfin, nous analysons, à l'aide de trois jeux supplémentaires de simulations d'ALADIN-Climat en mode climatique, l'évolution future possible, au printemps et en été, de l'environnement solaire aux horizons 2050 et 2100, par rapport à la période 2005-2014, pour deux scénarios climatiques CMIP6 contrastés. Pour le scénario SSP1-1.9 relativement optimiste, ALADIN-Climat projette une augmentation du flux global au printemps et en été en 2100, en particulier sur l'Angleterre et l'est de la zone d'étude, en lien avec une diminution coïncidente de la fraction nuageuse et des aérosols. Pour le scénario SSP3-7.0 plus pessimiste, ALADIN-Climat simule au contraire une diminution significative du flux global sur l'ensemble de la zone pour les deux saisons, en lien avec une augmentation des aérosols et de la vapeur d'eau. En été, ALADIN-Climat simule une diminution de la couverture nuageuse qui compense, plus en 2050 qu'en 2100, ces premiers effets. Au printemps, les simulations projettent au contraire une augmentation de la couverture nuageuse, qui accentue la diminution du flux global dès 2050.

**Mots clés :** Rayonnement solaire en surface, mesures sol de flux global, flux direct, flux diffus, conditions de ciel clair, ciels nuageux, aérosols, effets radiatifs directs, Hauts-de-France, simulations climatiques régionales, scénarios futurs

---

## Abstract

The solar radiation incident at the surface, primary source of energy for life on Earth and for photovoltaic resources, exhibits strong spatiotemporal variabilities, mainly due to the influence of atmospheric properties.

The main objective of this thesis is to analyze the recent variability and future evolution of the solar environment in the Hauts-de-France region (HdF), which is characterized by a strong influence of cloudy conditions and significant levels of particulate pollution.

We first use continuous coincident measurements of aerosol optical properties and incident solar radiation at the surface conducted in Lille between 2010 and 2022. The development of a classification of sunshine conditions into three categories (clear sky, cloudy sky with visible or non-visible sun) allows us to obtain solar environment climatologies for the different situations. Furthermore, the use of a multivariate decomposition based on radiative transfer simulations allows us to analyze the influence of cloud and atmospheric aerosol variability on the measured solar environment in Lille. Spring and summer, two key seasons in terms of solar resource, are marked by less cloudy conditions and high aerosol concentrations. In spring, the aerosol direct radiative effect is maximum, with an average reduction of the incident global irradiance of about  $-9 \text{ W/m}^2$  ( $-23 \text{ W/m}^2$  in the absence of clouds in the direction of the Sun). Aerosols significantly alter the partition between direct and diffuse solar radiation, increasing the proportion of diffuse irradiance by a factor of 2 on average under clear skies. In Lille, our analysis also highlights a trend over the study period of increasing global and direct solar flux (approximately  $+4 \text{ W/m}^2/\text{year}$ ) for these two seasons, in connection with a decrease in the frequency of cloudy conditions.

To spatially extend the study conducted in Lille to the entire HdF region and its surroundings, we use climate simulations from the ALADIN-Climat regional model, which includes the TACTIC aerosol scheme. Analysis of a first set of HINDCAST simulations for the period 2010-2020 shows satisfactory comparisons with flux and aerosol measurements from several sites in our study area. This approach also highlights maximum sunshine and global flux in spring and summer, especially in the southern part of the study region, the English Channel, and the North Sea, as well as particularly high levels of aerosols over the Benelux and the HdF region. Furthermore, the recent increasing trend of the global irradiance measured in Lille due to the decrease in the frequency of cloudy conditions is confirmed by ALADIN-Climat over a large part of the region. Finally, using three additional sets of ALADIN-Climat simulations in climate mode, we analyze the possible future evolution, in spring and summer, of the solar environment in 2050 and 2100 compared to the period 2005-2014 for two contrasting CMIP6 climate scenarios. For the relatively optimistic SSP1-1.9 scenario, ALADIN-Climat projects an increase in global flux in spring and summer in 2100, especially over England and the eastern part of the study area, in connection with a coincident decrease in cloud cover and aerosols. For the more pessimistic SSP3-7.0 scenario, ALADIN-Climat simulates, on the contrary, a significant decrease in global flux across the entire region for both seasons, in connection with an increase in aerosols and water vapor. In summer, ALADIN-Climat simulates a decrease in cloud cover that compensates for these initial effects, more so in 2050 than in 2100. In spring, the simulations project an increase in cloud cover, which amplifies the decrease in global flux as early as 2050.

**Keywords:** Surface solar radiation, Ground-based measurements of global irradiance, direct irradiance, diffuse irradiance, clear-sky conditions, cloudy-skies, aerosols, direct radiative effects, Hauts-de-France, regional climate simulations, future scenarios

---